

УДК УДК 551.04→551.89(282.247.1)

МОРФОДИНАМИКА И МОРФОТЕКТОНИКА РАЙОНА УСТЬЯ р. ВАРЗУГИ (ТЕРСКИЙ БЕРЕГ БЕЛОГО МОЯ) В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ[#]

© 2024 г. Т. Ю. Репкина^{1,3,*}, Н. Е. Зарецкая^{1, 2, 3, **}, С. В. Шварев^{1, 4, ***},
Н. Н. Луговой^{5, 1, ****}, А. Р. Аляутдинов^{5, *****}, О. С. Шилова^{5, *****}

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия; ² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

⁴ Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

⁵ Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

* E-mail: t-repkina@yandex.ru; ** E-mail: n_zaretskaya@inbox.ru;

*** E-mail: shvarev@ifz.ru; **** E-mail: lugovoy-n@yandex.ru;

***** E-mail: ali_alia@mail.ru; ***** E-mail: o.olyunina@mail.ru

Поступила в редакцию 11.01.2023 г. После доработки 04.08.2023 г. Принята к публикации 13.10.2023 г.

Поздне- и послеледниковая история развития береговой зоны Белого моря в районе устья р. Варзуги рассматривается как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов морфолитогенеза. На основе новых геоморфологических исследований, изучения голоценовых отложений методами литостратиграфического, диатомового и радиоуглеродного анализов, а также анализа литературных источников, получены сведения о развитии рельефа района за ~13 тыс. кал. л. н. Определены черты региональной иерархической морфоструктуры и локальной постледниковой тектоники территории — пространственные соотношения блоков и скорости вертикальных движений. Впервые выделена наложенная линейная Нижневарзугская депрессия, которая определяла конфигурацию эстуария р. Варзуги в поздне- и послеледниковое время. Установлено влияние пространственного соотношения блоков и дифференцированного послеледникового поднятия на прибрежный морфолитогенез. Реконструированы ход изменения относительного уровня моря (ОУМ), условия развития и морфодинамика берегов открытого побережья и эстуария р. Варзуги, получены новые данные о ритмах процессов прибрежного морфолитогенеза (береговых, устьевых и эоловых). Выделены три этапа развития береговой зоны, соответствующих региональным ритмам изменений ОУМ и климата: (I) позднеледниковой трансгрессии и раннеголоценовой регрессии (~12–9.8 тыс. кал. л. н.), (II) среднеголоценовой трансгрессии Тапес (~7.8–4.9 тыс. кал. л. н.), (III) позднеголоценовой регрессии (после ~4.9 тыс. кал. л. н.). Верхняя морская граница позднеледниковой трансгрессии прослежена западнее Нижневарзугской депрессии на высотах ~54–55 м, к востоку от нее — ~39–40 м, а в депрессии — 22–25 м над у. м. Берега более низких морфоструктурных блоков до ~10.2–9.8 тыс. кал. л. н. были, вероятно, блокированы мертвым льдом. Во время трансгрессии Тапес ОУМ достиг максимума (~7.8–7.6 тыс. кал. л. н.; ~20 м), а к ~4.9 тыс. кал. л. н. понизился до ~15 м над у. м. Направления потоков наносов, ветров и подхода волн стали близки современным, однако основными источниками наносов оставались размыв водно-ледниковых отложений и поступление песков с морского дна. В интервале ~4.9–1.7 тыс. кал. л. н. ОУМ понизился до ~5 м. Твердый сток р. Варзуги стал основным источником питания берегов.

Ключевые слова: морские берега, устья рек, блоковое строение, относительный уровень моря, прибрежно-морские рельефообразующие процессы, послеледниковье

DOI: 10.31857/S2949178924010079, EDN: IMAKNF

1. ВВЕДЕНИЕ

Береговая зона Белого моря как и других морей, испытавших покровное оледенение, формировалась под действием сложного комплекса факто-

ров. Важнейшие из них — быстрое перемещение береговой линии (относительного уровня моря), геолого-тектоническое строение морского дна и прибрежной суши, неравномерные волновая нагрузка и поступление наносов (Зенкович, 1962; Каплин, Селиванов, 1999; Coastline, 2017 и др.). Сочетание этих факторов определило разнообразие и ритмичность развития берегов.

Представления о морфолитодинимике берегов Белого моря в позднеледниковье и голоцене пока

[#] Ссылка для цитирования: Репкина Т. Ю., Зарецкая Н. Е., Шварев С. В. и др. (2024) Морфодинамика и морфотектоника района устья р. Варзуги (Терский берег Белого моря) в позднеледниковье и голоцене. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 1. С. 93–129. <https://doi.org/10.31857/S2949178924010079>; <https://elibrary.ru/IMAKNF>

формируются, а факторы их развития исследованы в разной степени. Динамика относительного уровня моря (ОУМ) — наиболее изученный аспект этого вопроса (Ramsay, 1898; Лаврова, 1960; Кошечкин, 1979; Baranskaya et al., 2018 и др.). Установлено, что основную роль в изменении ОУМ играла гляциоизостатическая компенсация; на северо-западе региона она вызвала быстрое (от 35–100 в раннем до 3–5 мм/год в позднем голоцене) понижение ОУМ, осложненное гляцио-эвстатической (13–11.5 тыс. кал. л. н.) и эвстатической (9.8–5 тыс. кал. л. н.) трансгрессиями (Корсакова, 2022). На ряде участков побережья удалось выделить вклад в перемещение береговой линии тектонических, сейсмических и гидрометеорологических факторов (Никонов, Субетто, 2007; Романенко, Шилова, 2012; Baranskaya et al., 2018; Колька и др., 2019; Зарецкая и др., 2020; Корсакова, 2022 и др.). Однако такие данные немногочисленны.

Подтверждена зависимость современных процессов морфолитогенеза береговой зоны от геолого-тектонического строения и постледниковой тектонической активизации (Сафьянов, Соловьева, 2005 и др.), в частности — вертикальных движений морфоструктурных блоков (Дунаев и др., 2011) и состава ледниковых отложений (Сафьянов, Репкина, 2017).

Показана существенная роль твердого стока рек в питании берегов Белого моря, сделано предположение об активизации береговых процессов в среднем голоцене (во время эвстатической трансгрессии Тапес) и в начале позднего голоцена (Невесский и др., 1977 и др.). Детальный геоморфологический анализ и радиоуглеродное датирование древних береговых линий¹ показали, что в последние ~8.5 тыс. кал. л. н. ритмы береговых и устьевых процессов, а значит и интенсивность воздействия волн и стока рек, были не полностью синхронны даже на соседних участках побережья (Selivanov, 1996; Репкина и др., 2017; Зарецкая, 2018; Репкина и др., 2019; Репкина и др., 2020 и др.). Таким образом, анализ морфодинамики берегов позволяет дополнить данные об изменении в голоцене температуры, влажности (Елина и др., 2000 и др.) и водных масс Белого моря (Новичкова, 2008; Полякова и др., 2014 и

др.) сведениями о ритмах ветроволнового режима и речного стока.

Актуальными вопросами истории развития берегов региона остаются датирование древних береговых линий, анализ источников питания береговой зоны, выявление ритмов активизации прибрежных рельефообразующих процессов (береговых, устьевых, эоловых), а также взаимосвязи экзогенных и эндогенных факторов морфолитогенеза. Для решения этих вопросов информативными архивами являются устьевые области рек.

Район устья реки Варзуги (рис. 1) — традиционный участок исследований истории развития Терского берега Белого моря в плейстоцене и голоцене. Здесь накоплен значительный массив стратиграфических, хронологических, палеоклиматических и геоморфологических данных (Лаврова, 1960; Кошечкин и др., 1973; Korsakova, 2019; Агафонова и др., 2020; Евзеров, Николаева, 2000; Елина и др., 2005; Тимирева и др., 2022; Zaretskaya et al., 2022 и др.). Детально изучена современная морфолитодинамика морского берега (Сафьянов, Шевченко, 2007а; Ермолов, 2010) и приустьевое участка реки (Крыленко и др., 2018).

Вместе с тем, единое мнение о морфодинамике и факторах развития береговой зоны района в позднеледниковье и голоцене пока не сформировалось. Дискуссионными остаются высота, положение, возраст, обстановка формирования древних береговых линий, представление об изменении ОУМ и скорости вертикальных движений. В частности, “верхнюю морскую границу”, выше которой ОУМ не поднимался, выделяют на высотах 39–40 (Корсакова, 2022), 50–55 (Кошечкин и др., 1973; Зарецкая, Репкина, 2015) или 65 м над у. м. (Тимирева и др., 2022), а генезис и возраст террас и террасовидных поверхностей на высотах 20–40 м над у. м. по-прежнему могут быть интерпретированы неоднозначно (Зарецкая, Репкина, 2015; Агафонова и др., 2020; Тимирева и др., 2022). Не одинаковы также представления о границах и кинематике морфоструктурных блоков как на Терском берегу в целом (Кошечкин, 1979; Авенариус, 2004), так и в устье р. Варзуги в частности (Невесский и др., 1977; Зарецкая, Репкина, 2015). Причина этого — сложный рельеф, сформировавшийся на границе суши и моря. Поэтому для реконструкции процессов прошлого необходимы детальные, в том числе инструментальные, данные о плано-

¹ Древние береговые линии — комплексы береговых форм и отложений, образовавшихся при определенном положении моря относительно суши (Каплин, Селиванов, 1999).



Рис. 1. Положение района исследования (а) и фактический материал (б, в).

Участки: 1 — регионального морфотектонического анализа и выделения древних береговых линий по данным дистанционного зондирования, 2 — полевых работ, детального морфотектонического и морфолитодинимического картографирования; 3 — съемки беспилотным летательным аппаратом (БПЛА); 4 — линии профилей тригонометрического нивелирования и их номера; **положение разрезов и скважин и их номера:** 5 — данная работа, 6 — (Зарецкая, Репкина, 2015), 7 — (Елина и др., 2005), 8 — (Агафонова и др., 2020), 9 — (Репкина и др., 2022), 10 — (Ilyashuk et al., 2005), 11–12 — (Косечкин и др., 1973): разрезы позднеледниковых и раннеголоценовых отложений (11 — ленточные и ленточноподобные глины, 12 — пески, супеси, глины), 13 — (Lunkka et al., 2018), 14 — (Korsakova et al., 2019; Zaretskaya et al., 2022), 15 — (Тимирева и др., 2022). **Географическая основа:** (а) — (White Sea ..., 2022), (б, в) — (ЭтоМесто..., 2022).

Fig. 1. Location of the study area (a) and factual material (б, в).

Areas: 1 — regional morphotectonic analysis and identifying ancient coastlines on the base of remote sensing data; 2 — field work, detailed morphotectonic and morpholithodynamic mapping; 3 — unmanned aerial vehicle (UAV) survey; 4 — lines of trigonometric leveling profiles and their numbers; **positions of sections and boreholes and their numbers:** 5 — this work, 6 — (Zaretskaya, Repkina, 2015), 7 — (Elina et al., 2005), 8 — (Agafonova et al., 2020), 9 — (Repkina et al., 2022), 10 — (Ilyashuk et al., 2005), 11–12 — (Koshechkin et al., 1973): sections of Late Glacial and early Holocene deposits (11 — varved clays, 12 — sands, sandy silts, clays), 13 — (Lunkka et al., 2018), 14 — (Korsakova et al., 2019; Zaretskaya et al., 2022), 15 — (Timireva et al., 2022). **Geographical background:** (a) — (White Sea ..., 2022), (б, в) — (EtoMesto..., 2022).

во-высотном положении форм рельефа разного генезиса, пополнение массива хронологических и аналитических данных, а также совместный анализ структурных и скульптурных форм ре-

льефа морского побережья и нижнего течения реки.

Цель исследования — реконструкция истории развития береговой зоны Белого моря в районе

устья р. Варзуги в позднеледниковье и голоцене на основе комплексного анализа морфоструктурных и морфоскульптурных элементов рельефа, литостратиграфии и хронометрии послеледниковых отложений.

2. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Терский берег — район активных новейших дифференцированных блоковых движений (Авенариус, 2004). Устье р. Варзуги приурочено к пересечению крупных разрывных нарушений нескольких направлений. Они разделяют блоки земной коры с большей (к западу от реки) и меньшей (в долине реки и к востоку от нее) величиной денудационного среза (Селивановская, Врачинская, 1976; Карта дочетвертичных ..., 2001; Астафьев и др., 2007; Тектоническая..., 2012), мощностью четвертичного чехла (Эйхгорн и др., 1976) и скоростью унаследованного новейшего поднятия (Авенариус, 2004).

Район исследования расположен в зоне краевых образований последнего оледенения, выделенных на суше и на морском дне; время дегляциации оценивается интервалом от ~15 до 13–12 тыс. кал. л. н. (Евзеров, Николаева, 2000; Astakhov et al., 2016; Ekman, Iljin, 1995; Lunkka et al., 2018). Строение и возраст краевых морен суши — Терских Кейв (рис. 1, (б)) — из года в год уточняются; установлена их связь с Беломорским потоком Скандинавского ледникового покрова (Носова, Вашков, 2021). На дне моря моренные гряды протягиваются вдоль берега на глубинах 20–60 м (Эйхгорн и др., 1976); их относят к невисской стадии деградации оледенения (Астафьев и др., 2007).

Строение ледниковых форм и отложений зависит от рельефа кровли коренных пород. На суше к наиболее высоким (поднятым) блокам приурочены заболоченные грядово-холмистые моренные и озерно-ледниковые, а к низким (отстающим в поднятии) блокам — плоские озерно-ледниковые и/или полого-грядовые флювиогляциальные равнины. В приморской части поднятых блоков, как, например, между мысами Корабль и Толстик (рис. 1, (в)), и на каньонообразных отрезках долины р. Варзуги выходят песчаники терской свиты рифея. На дне залива, продолжающего по простиранию долину р. Варзуги, морена перекрыта ледниково-морскими, морскими и

аллювиально-морскими осадками (Эйхгорн и др., 1976; Невесский и др., 1977).

Формы берегового рельефа — террасы, береговые валы и абразионные уступы — прослеживаются в пределах относительно узкой прибрежной полосы на отметках от –20 до 50–55 м (Варейчук, Игнатов, 1989; Сафьянов, Шевченко, 2007а; Зарецкая, Репкина, 2015; Корсакова, 2022). Устье р. Варзуги отделено от моря сложно устроенной перевеянной аккумулятивной формой длиной 7.7 км, шириной 1.7 км и высотой до 12 м над у. м., которая имеет облик косы (рис. 1, (б, в)). Здесь расположена крупнейшая песчаная пустыня Кольского полуострова — Кузоменские пески (Казаков, Вешняков, 2014). Строение и возраст террасового комплекса были существенно уточнены в ходе нашего исследования.

Берега в настоящее время развиваются под действием волн преимущественно юго-восточных, южных и юго-западных румбов, приливов (амплитуда 1.7–2.0 м) и нагонов (до 1.8–1.9 м). Безледный период, когда волны могут воздействовать на берег, продолжается ~8 месяцев (Гидрометеорология..., 1991). Высота волн достигает 2.5 м, редко — 4 м (Атлас..., 2022), нижняя граница подводного склона находится на глубинах ~8 м.

К западу от м. Толстик (рис. 1, (б)) на фланге наиболее высокого блока развиты абразионные и абразионно-аккумулятивные берега с песчано-гравийно-валунными осушками и узкими пляжами. Изобата 10 м проходит в ~0.8 км от береговой линии (рис. 1, (б, в)). Потоки наносов короткие — от мысов к вогнутым участкам берега. На востоке, в пределах отстающих в поднятии блоков, берега аккумулятивные, с песчаными пляжами и осушками и отмытым подводным склоном (изобата 10 м — в 1.3–2 км от береговой линии). Основными источниками песка являются твердый сток р. Варзуги и поперечные потоки наносов (Сафьянов, Шевченко, 2007а). Результирующий вдольбереговой поток наносов направлен на восток, его объем соответствует величине твердого стока реки. Часть песка перераспределяется вблизи устья, где под действием береговых и эоловых процессов возникает своеобразный круговорот между предустьевым взморьем, перевеянными морскими террасами и эстуарием (Сафьянов, Шевченко, 2007б).

Эстуарий р. Варзуги — залив, где действуют флювиальные и морские факторы динамики берега: течения, волны, речной лед и значительные

колебания уровня. Он протягивается на ~7.5 км от устья до о-ва Быкова (рис. 1, (в)). Берега изменяются в основном под действием русловых процессов в половодье, когда уровень воды поднимается на 2.3–2.5 м, а при заторах льда — до 3.5 м выше среднегодового. Летом и осенью значима роль коротких ветровых волн (Крыленко и др., 2018). По оценкам (Крыленко и др., 2018), от размыва берегов в эстуарий ежегодно поступает ~29.8 тыс. т наносов — больше, чем с твердым стоком реки (~18.1 тыс. т), а также за счет эолового выноса с морских террас (~6.0 тыс. т). Г.А. Сафьянов и Н.В. Шевченко (2007) считают ведущими факторами заполнения эстуария поступление эоловых песков (до 30.0 тыс. т /год) и твердый сток реки (более 13.0 тыс. т /год). Вверх по течению р. Варзуги приливно-отливные колебания наблюдаются до Морского порога (рис. 1, (б)), однако на морфодинамику русла они практически не влияют (Крыленко и др., 2018).

Таким образом, морфоструктура контролирует конфигурацию береговой зоны и литологию береговых уступов, а также влияет на потоки наносов. Важнейшие факторы динамики берегов — режимы уровня воды, волн и сезонных льдов. При этом колебания уровня и продолжительность блокировки берегов льдом в эстуарии больше, а волновая активность меньше, чем на морском берегу. Можно предположить, что в прошлом эти закономерности также имели место. Поэтому для реконструкции истории развития береговой зоны в позднеледниковье и голоцене были изучены морфотектонические и морфоскульптурные черты рельефа побережья, состав и возраст отложений (рис. 1, (б, в)).

3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследования были организованы по полимасштабному принципу. В нижнем течении р. Варзуги по дистанционным данным были уточнены региональный морфоструктурный план и пространственное положение выделенных ранее (Кошечкин и др., 1973; Hättestrand et al., 2007) древних береговых линий (рис. 1, (б)), а в устье реки проведены комплексные полевые исследования (рис. 1, (в)). Детальные работы были сосредоточены в районе контакта террас и коренного берега, приуроченного к зоне сопряжения морфоструктурных блоков, где ранее были установлены значительные различия времени начала накопления торфа, а генезис рельефа интерпретировался

неоднозначно (Зарецкая, Репкина, 2015; Агафонова и др., 2020; Тимирева и др., 2022).

При обобщении данных были собраны и проанализированы результаты инструментального датирования и/или аналитических исследований поздне- и послеледниковых отложений из разрезов прибрежной суши (рис. 1, (б, в)) и морского дна (Эйхгорн и др., 1976; Невесский и др., 1977). Такое обобщение, выполненное впервые, позволило создать целостную картину истории развития береговой зоны района и является важным результатом нашего исследования.

Методика *морфотектонического анализа* опирается на известные принципы тектонической геоморфологии — отражения тектонических структур в рельефе и соответствия форм рельефа новейшей тектонической активности (Флоренсов, 1978; Уфимцев, 1984; Doornkamp, 1986; Scheidegger, 2004 и др.), а также модели дискретной иерархической структурированности литосферы в виде жестких блоков, окруженных зонами пониженной вязкости (дробления) (Красный, 1984; Садовский и др., 1987). Методика включает две составляющие: морфолинеаментный анализ — выявление новейших тектонических нарушений, выраженных в современном рельефе, и морфоструктурное районирование — иерархическое разделение линейных и площадных структур (блоков и межблоковых зон). Морфологически выраженные нарушения, образующие блоковую структуру региона (Шварев, 2022), допустимо отнести к потенциально активным в неоплейстоцене, который на Кольском полуострове считается последним этапом тектонических деформаций (Колодяжный и др., 2019).

Морфолинеаментное поле, как закономерное сочетание иерархически сопряженных линеаментов и их зон, выраженных в современном рельефе, выявлено путем совместного дешифрирования космических снимков (КС) Landsat-ETM+ с пространственным разрешением 15–30 м и цифровой модели рельефа (ЦМР) Arctic DEM с пространственным разрешением 2–10 м и вертикальной точностью 2 м. Это обеспечило распознавание элементарных морфолинеаментов протяженностью более 1 км и шириной первые метры–десятки метров. Для исключения прямолинейных форм эрозионного рельефа, которые могут маскировать тектонические, по топографическим картам среднего масштаба согласно традиционной методике (Симонов, Лукашов, 1963; Шубина, Аристархова, 1965) построены морфоизогипсы с сечением 10–20 м.

При геоморфологическом дешифрировании использованы космические снимки Landsat ETM+ и GeoEye с пространственным разрешением до 2 м (сервисы Google Earth и Яндекс-Карты), детальные топографические карты и результаты полевых исследований. Выделены типы и формы рельефа ледникового, морского, аллювиально-морского, аллювиального и эолового генезиса. Особое внимание было уделено древним береговым линиям.

Планово-высотное положение береговых линий было уточнено в ходе полевых работ на типичных участках поднятых и отстающих в поднятии блоков (рис. 1, (в)). Для этого в районе м. Корабль, где сохранилась наиболее полная последовательность береговых линий, проведены аэрофотосъемка беспилотным летательным аппаратом (БПЛА) и тригонометрическое нивелирование (профиль Е), а в урочище Подтурок — тригонометрическое нивелирование (профиль F). Результаты съемок представлены в Балтийской системе нормальных высот.

Аэрофотосъемка выполнена квадрокоптером DJI Phantom 4 Pro v2.0. Фотограмметрическая обработка аэроснимков была произведена с помощью ПО Agisoft Metashape Pro v.1.5.1. Для повышения качества привязки и уменьшения внутренних погрешностей при съемке было задано перекрытие аэрофотоснимков в продольном и поперечном направлениях 75%. При обработке снимков были использованы координаты наземных маркеров, полученные с помощью DGPS PrinCe i50 с плановой и высотной точностью 3–5 мм. В результате созданные ЦММ и ортофотоплан имеют плановое смещение и искажение высот не более первых дециметров.

Тригонометрическое нивелирование было выполнено с использованием съемочного комплекса Trimble 5600. Точность определения углов составляет $\pm 5''$, точность измерения расстояния по призме 3 мм + 3 ppm. Первичная обработка данных проводилась в специализированном программном обеспечении Trimble Business Center. В результате была определена высота характерных элементов рельефа береговой зоны (приливная осушка, пляж, авантюна), верхней границы экстремальных заплесков, а также расположенных на линиях профилей элементов берегового и эолового рельефа поднятых террас.

Изучение голоценовых отложений выполнено в скважинах ручного бурения, естественных обнажениях и шурфах (рис. 1, (в)). Скважины в озерно-болотных отложениях чехла террас про-

бурены торфяным буром Гиллера и ручным буром Eijkelcamp. Проводилось литостратиграфическое описание всех разрезов, а также отбор образцов на радиоуглеродное датирование и диатомовый анализ.

Радиоуглеродное датирование 9 образцов из подошвы озерно-болотных отложений проведено в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН и лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии ИГ РАН (табл. 1). Калибровка новых и опубликованных ранее (Pyashuk et al., 2005; Елина и др., 2005; Зарецкая, Репкина, 2015; Агафонова и др., 2020; Тимирева и др., 2022) дат выполнена в программе CALIB REV 8.2 (Stuiver, Reimer, 1993). Калибровка “континентальных” дат проведена по калибровочной кривой IntCal20, а полученных по образцам из горизонтов, переходных от морских к пресноводным, — по калибровочной кривой Mixed Marine NoHem (Reimer et al., 2020). Всего в исследовании использовано 35 дат.

Диатомовый анализ выполнен по стандартной методике (Диатомовые водоросли..., 1974) в НИЛ геоэкологии Севера географического факультета МГУ для 37 образцов из кернов 6 скважин (точки 1010, 1011, 1015–1018 на рис. 1, (в)).

При *реконструкции изменения ОУМ* использован подход (van de Plassche, 1995; Hijma et al., 2015; Dusterhus et al., 2016). Он предполагает оценку положения (высоты) индикаторов ОУМ — отложений и форм рельефа, сформировавшихся в береговой зоне, а также выше или ниже нее, относительно среднего уровня моря. В условиях значительных колебаний уровня разной природы, характерных для открытого побережья и эстуария р. Варзуги (Гидрометеорология ..., 1991; Крыленко и др., 2018), это позволило сравнить информацию, полученную из разных архивов. На основании аналитических исследований и/или литологии, датированные образцы отложений были разделены на две группы: накопившиеся в зоне регулярных и экстремальных колебаний уровня (лагунные и эстуарные) и выше нее (озерно-болотные и эоловые). Высота древних береговых линий и террас определялась, согласно (Каплин, Селиванов, 1999): абразионных — по тыловому шву, а аккумулятивных — по мористому береговому валу. Интервал высот, в котором могли образоваться формы и отложения разных генетических типов, определялся по данным о соотношении современных колебаний уровня и строения береговой зоны. Полученные данные об изменении

Таблица 1. Радиоуглеродный и калиброванный возраст голоценовых отложений Терского берега (район устья р. Варзуги) в пределах разных блоков
Table 1. Radiocarbon and calibrated ages of the Holocene deposits of the Terskiy coast (the mouth of the Varzuga River area) within different morphostructure blocks

№	Место отбора	Высота, м над у. м.	Глубина отбора, м	Материал для датирования / подстилающие отложения	Лаборатор- ный индекс и номер (1σ)	¹⁴ C data (2σ)	Калиброванный возраст*		Координаты (широта; долгота, (градусы)	Источник
							(1σ)	(2σ)		
Блок Западный (А на рис. 3, (а))										
1	скв. 26	78	4.35–4.5	Торф / суглинок	ГИН-11169	8130±40	9090–9010	9140–9000	66.337264; 36.369761	Елина и др., 2005
2	скв. 17	70	4.38–4.5	Торф / суглинок	ГИН-11165	8560±100	9630–9460	9815–9400	66.343598; 36.193926	Елина и др., 2005; Зарецкая, Репкина, 2015
3	т. 1010	42	2.18–2.28	Торф / песок	ГИН-15828	6360±40	7320–7250	7420–7170	66.318940; 36.679420	данная работа
4	т. 250	34	3.0	Торф / суглинок	ГИН-14920	6190±80	7170–6980	7270–6880	66.302300; 36.629050	Зарецкая, Репкина, 2015
5	т. 1017	31	0.56–0.64	Торф / песок	ГИН-15832	5300±70	6130–6000	6210–5930	66.306400; 36.681580	данная работа
6	т. 1057	30	0.5–0.6	Торф / песок с прослойками суглинка	ИГАН-7498	1250±60	1270–1120	1290–1060	66.307080; 36.688780	данная работа
7	т. 241	29	2.0	Торф / песок	ГИН-14919	4880±60	5460–5370	5580–5290	66.299300; 36.599017	Зарецкая, Репкина, 2015
8	т. 1015	28	1.35–1.45	Торф / песок	ГИН-15830	4520±60	5190–5050	5320–4970	66.308670; 36.691770	данная работа
9	т. 1022	27.5	0.93–1.0	Торф и сапро- пель / песок	ГИН-15835	4540±60	5190–5050	5330–5020	66.297930; 36.645850	данная работа
10	т. 240	26	1.35	Торф / песок	ГИН-14918	4400±100	5060–4860	5320–4820	66.297850; 36.602683	Зарецкая, Репкина, 2015
11	т. 1019	24	1.0–0.9	Торф / песок	ГИН-15834	6875±60	7780–7660	7840–7590	66.288530; 36.482620	данная работа

Продолжение табл. 1
Table 1 continued

№	Место отбора	Высота, м над у.м.	Глубина отбора, м	Материал для датирования / подстилающие отложения	Лаборатор- ный индекс и номер (1σ)	¹⁴ C дата (2σ)	Калиброванный возраст*		Координаты (широта; долгота, градусы)	Источник
							(1σ)	(2σ)		
Блок Устьевой (Е на рис. 3, (а))										
12	т. 028	24	1.7-1.6	Торф / песок	ГИН-14910	7190±60	8040–7940	8170–7930	66.305867; 36.689933	Елина и др., 2005; Зарецкая, Репкина, 2015
13	KUZ-1	22.5	1.85	Торф	IGAN _{AMS} - 8541	7025 ± 25	7840–7930	7823–7933	66.312194; 36.699556	Тимирева и др., 2022
14	т. 1016	24	1.1-1.0	Торф / песок с гравием	ГИН-15831	6000±70	6910–6780	7000–6670	66.306540; 36.691240	данная работа
15	т. 1018	22.5	1.0-0.9	Торф и сугли- нок оторфован- ный / песок	ГИН-15833	6020±100	6990–6740	7160–6660	66.304640; 36.688240	данная работа
16	т. 1011	21	1.5-1.4	Торф / песок	ГИН-15829	6650±70	7580–7470	7620–7430	66.310010; 36.705550	данная работа
17	12/2016	10–13	поверх- ность	Фрагменты пней и ство- лов искоших деревьев	ГИН-15472	85±30	дата вне допустимого диапазона	301–139	66.293804; 36.774484	Репкина и др., 2022
18	13/2016				ГИН-15469	190±30	287–164	301–139	66.295033; 36.775106	
19	14/2016				ГИН-15470	140±20	115–69	119–56	66.295756; 36.773450	
20	15/2016				ГИН-15471	260±30	315–285	330–278	66.295075; 36.773751	
21	т. 078	7.5	0.2	Торф / песок	ГИН-14916	2110±40	2120–2040	2160–1990	66.288867; 36.795867	Зарецкая, Репкина, 2015
22			0.45	Торф / песок	ГИН-14917	2270±30	2340–2310	2350–2160		
23	т. 075	7.8	2.7	Уголь	ГИН-14911	150±40	280–180	280–50	66.290517; 36.859217	Зарецкая, Репкина, 2015
24			3.1	Песок оторф.	ГИН-14912	290±30	430–300	450–290		
25			3.3		ГИН-14913	410±40	510–450	520–320		
26			3.5		ГИН-14914	1080±30	1050–930	1060–930		
27			3.8		Суглинок оторф.	ГИН-14915	1840±90	1840–1690		
28	т. 624	8.0	3.0-3.1	Древесная щепа в оторф. песке	ГИН-15467	210±30	297–151	307–142	66.290569; 36.858973	Репкина и др., 2022
29			3.5-3.6	Торф	ГИН-15468	990±20	929–905	931–816		

Продолжение табл. 1
Table 1 continued

№	Место отбора	Высота, м над у.м.	Глубина отбора, м	Материал для датирования / подстилающие отложения	Лабораторный индекс и номер (1σ)	¹⁴ C дата (2σ)	Калиброванный возраст*		Координаты (широта; долгота, (градусы))	Источник
							(1σ)	(2σ)		
Блок Долинный (С на рис. 3, (а))										
30	оз. Беркут	~25 (порог стока ~26-27 м)	7.13-7.10	Детритовая гиттия / плотный грунт основания котловины	Ua- 16770	8855±80	10150—9780	10200—9660	66.344833; 36.662833	Pyashuk et al., 2005
31	скв. 5/15	17	2.1-2.0	Торф	ЛУ-8454	2970±70	3230—3050	3350—2960	66.312570; 36.706094**	Агафонова и др., 2020
32			2.4-2.3	Торф	ЛУ-8455	3520±80	3590—3400	3730—3330		
33			2.5-2.4	Торф / песок	ЛУ-8456	3560±70	3640—3460	3730—3380		
34	скв. 28	16	2.0-1.9	Торф / песок	ГИН-11174	4230±40	4850— 4710	4860—4620	66.314287; 36.703613	Зарецкая, Репкина, 2015
35	скв. 29	15	2.4-2.3	Торф / песок	ГИН-11175	3670±40	4080—3960	4100—3890	66.315017; 36.704038**	Елина и др., 2005

Примечание. * — даты, калиброванные по кривой Mixed Marine NoHem (Reimer et al., 2020), выделены курсивом; ** — координаты приведены на основе рисунков из статьи (Агафонова и др., 2020).

Note. * — Dates calibrated with the Mixed Marine NoHem (Reimer et al., 2020) curve are in italics; ** — Site location from (Agafonova et al., 2020).

ОУМ в пределах разных блоков использованы для оценки скорости их вертикальных движений.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

4.1. Морфолинеаменты и активизированная блоковая структура

Морфолинеаментное поле исследуемой территории подчиняется отчетливым площадным и высотным закономерностям. Поле сформировано морфолинеаментами и их зонами, которые условно ранжируются по протяженности: 1) 300–200 км; 2) 200–100 км; 3) 100–50 км; 4) 50–25 км; 5) <25 км; подразделяются на системы по простиранию: 1) С/Ю; 2) ССВ/ЮЮЗ; 3) СВ/ЮЗ; 4) ВСВ/ЗЮЗ; 5) В/З; 6) ВЮВ/ЗСЗ; 7) ЮВ/СЗ; 8) ЮЮВ/ССЗ, а также на категории по структурной роли (транзитные и граничные). Структурная роль морфолинеаментов, в особенности протяженных и сложных зон, может меняться на разных участках от граничных межблоковых до транзитных внутриблоковых с различной кинематикой, активностью и унаследованностью.

Крупнейшие (региональные) морфолинеаментные зоны территории (>100 км) образуют систему параллельных структур ЗСЗ простирания, разделяющих три основные гипсометрические ступени побережья (рис. 2, (а, б)): Бабозерскую с характерными высотами 150–200 м над у.м. на северо-востоке (I), Приморскую (50–100 м над у.м.) в центральной части (II) и субаквальную Беломорскую (III) ступень (глубины 50–100 м) в пределах прибрежной части Кандалакшского залива (фланга Кандалакшского грабена). Ступени соответствуют региональным морфотектоническим блокам с разной интенсивностью поднятия. Региональные зоны наследуют крупные разломы древнего заложения (Селивановская, Врачинская, 1976; Геодинамическая..., 1991; Геологическая..., 2001; Карта дочетвертичных..., 2001; Тектоническая..., 2012) (рис. 2, (в)).

Локальные межблоковые зоны (<25 км) разделяют блоки протяженностью менее 25 км. Такие зоны часто составляют ортогонально-сопряженные пары (СЗ/СВ; ЗСЗ/ССВ и субмеридионально/субширотную), выраженные в геологическом строении (рис. 2, (в)). Сопоставление с полем высот (рис. 2, (а)) позволяет выделить среди них зоны с признаками вертикальных смещений и прочие, отражающие, вероятно, сдвиговые деформации. Сочетание нескольких локальных, пред-

положительно сбросовых зон с транзитной зоной СЗ простирания, секущей Приморскую ступень и унаследованной долиной р. Варзуга в нижнем течении, позволило выделить наложенную Нижневарзугскую приустьевую депрессию (НД на рис. 2, (б)).

Депрессия подразделяется на 3 сегмента (рис. 2, (б)). *Верхний*, протяженностью около 15 км и шириной до 1.5 км представляет собой узкое грабенообразное понижение СЗ простирания, ограниченное параллельными уступами-сбросами. Он кулисообразно фрагментирован секущими ЗСЗ и СВ нарушениями и ограничен с юга транзитной зоной ЗСЗ простирания, наследуемой долиной руч. Мельничный и коленообразным изгибом русла р. Варзуги. Средний сегмент (длина около 15 км, ширина 3–5 км) также СЗ простирания. На пересечении с секущими транзитными зонами он осложнен двумя депрессиями ЗСЗ простирания — северной и южной. В северной, между устьями ручьев Мельничного и Собачьего, расположено с. Варзуга, а к южной приурочен скалистый Морской порог, ниже которого в русле реки наблюдаются приливно-отливные колебания (рис. 1, (б)). Нижний (Приустьевой) сегмент веерообразно расширяется к югу до 30 км. Сбросы ЗСЗ простирания, которые обрамляют фланг Приморского блока, несколькими ступенями спускаются к котловине Кандалакшского залива и сопрягаются с поперечными к нему ВСВ структурами. Это область аккумуляции водно- и озерно-ледниковых отложений последнего оледенения, а также аллювиальных и морских голоценовых осадков (Эйхгорн и др., 1976; Селивановская, Врачинская, 1979; Астафьев и др., 2007). К этому сегменту приурочен эстуарий р. Варзуги.

Морфолинеаменты часто совпадают с границами комплексов пород и складчатых структур. На северо-западе и в центре депрессии это оси и фланги антиклиналей, а на юго-востоке — границы ареалов четвертичных отложений. В приустьевом сегменте вогнутые очертания уступов террас и современной береговой линии позволяют, вслед за Е.Н. Невесским с соавторами (1977), предположить относительную стабильность блока на фоне общего поднятия района. Это определило большую — относительно соседних блоков — мощность поздне- и послеледниковых осадков. На приустьевом взморье р. Варзуги она достигает 80 м, тогда как на мелководье у м. Корабль — не более 10 м (Эйхгорн и др., 1976; Невесский и др., 1977). Однако аккумуляция не компенси-

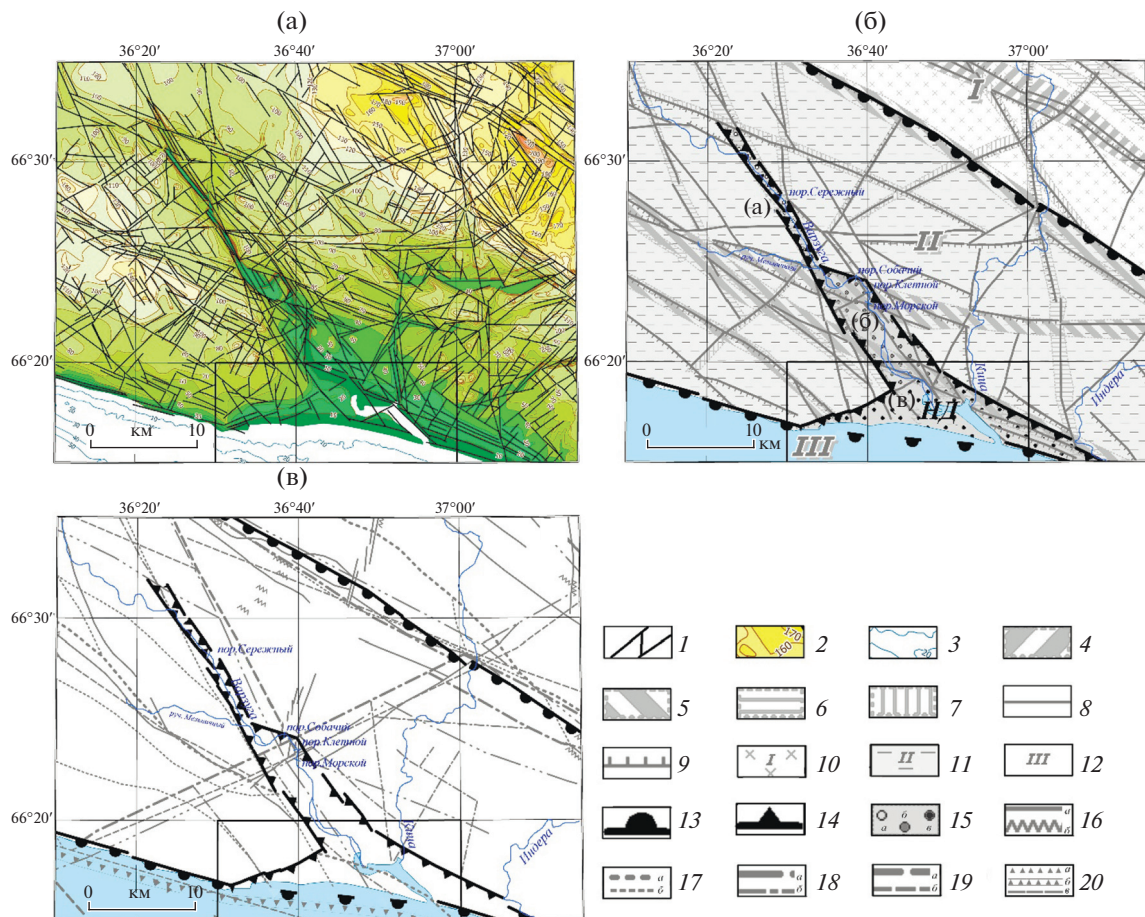


Рис. 2. Региональная морфотектоника нижнего течения р. Варзуги. (а) — соотношение морфолинеаментов, выделенных по результатам дешифрирования КС Landsat ETM+ и ЦМР ArcticDEM, с полем высот; (б) — морфотектоническое районирование; (в) — соотношение основных морфотектонических элементов с разломами, выделенными геолого-геофизическими методами.

1 — элементарные морфолинеаменты; 2 — морфоизогипсы (цветная заливка с градацией 10 м); 3 — изобаты; иерархия морфолинеаментных зон: 4 — 300–200 км, 5 — 200–100 км, 6 — 100–50 км, 7 — 50–25 км (Шварев, 2022); границы локальных (<25 км) морфотектонических блоков: 8 — одновысотных (безамплитудные), 9 — разновысотных (с предполагаемыми новейшими дифференцированными вертикальными смещениями, бергштрихи направлены в сторону опущенного блока); региональные морфотектонические блоки: 10 — Бабозерская ступень (I), 11 — Приморская ступень (II), 12 — Беломорская ступень (III); границы: 13 — региональных морфотектонических блоков, 14 — Нижневарзугской приустьевой депрессии; 15 — Нижневарзугская приустьевая депрессия (НД) (А — верхний сегмент, Б — средний сегмент, В — нижний сегмент); разрывные нарушения: 16 — выделенные по данным геологической съемки (Селивановская, Врачинская, 1976): а — линии тектонических контактов, б — зоны милонитизации, 17 — по (Геодинамическая..., 1991): а — тектонические контакты, б — зоны милонитизации, 18 — по (Геологическая..., 2001): а — главные, б — второстепенные, 19 — по (Карта дочетвертичных..., 2001): а — главные, б — второстепенные, 20 — по (Тектоническая..., 2012): а — главные, со сбросовой кинематикой, б — то же, активизированные, в — прочие с неустановленной кинематикой.

Fig. 2. Regional morphotectonic pattern of the Varzuga lower reaches. (a) — lineaments identified by the results of analysis of the satellite images Landsat ETM+ and the digital elevation model ArcticDEM; (б) — morphotectonic zoning; (в) — the compare of the main morphotectonic elements with faults identified by geological and geophysical methods.

1 — **morpholineaments**; 2 — morphoisohips (color background with height gradation; at 10-meter intervals); 3 — isobates; **hierarchy of morpholineaments**: 4 — 300–200 km, 5 — 200–100 km, 6 — 100–50 km, 7 — 50–25 km (Shvarev, 2022); **the boundaries between local (<25 km) morphotectonic blocks**: 8 — of equal heights (without amplitude), 9 — of different heights (with the supposed vertical displacements); **regional morphotectonic blocks**: 10 — Babozerskaya step (I), 11 — Primorskaya step (II), 12 — Belomorskaya step (III); **borders**: 13 — of the regional morphotectonic blocks, 14 — of the Nizhnevarzugskaya estuary depression; 15 — the Nizhnevarzugskaya estuary depression (НД): А — the upper segment, Б — the middle segment, В — the lower segment; **faults**: 16 — from the geological survey data (Selivanovskaya, Vrachinskaya, 1976): а — tectonic contacts, б — mylonitization zones, 17 — from summarizing of geological and geophysical data, by (Shenkman, 1991), 18 — by (Mitrofanov, 2001): а — main, б — secondary, 19 — by (Bogdanov et al., 2001): а — main, б — secondary; 20 — by (Baluev et al., 2012): а — main, normal faults, non-active, б — the same, activated, в — others with unspecified kinematics.

ровала отставание в поднятии и не привела к выравниванию береговой линии.

На участке детальных исследований, который включает нижний сегмент Нижневарзугской депрессии и ограничивающие его морфоструктуры,

по линейным уступам выделено 5 блоков (рис. 3, (а)). Блоки “А” и “В” входят в состав Приморской ступени, а блоки “С”, “D” и “Е” относятся к нижнему сегменту Нижневарзугской депрессии. Границы наиболее поднятых блоков (“А”, “В”)

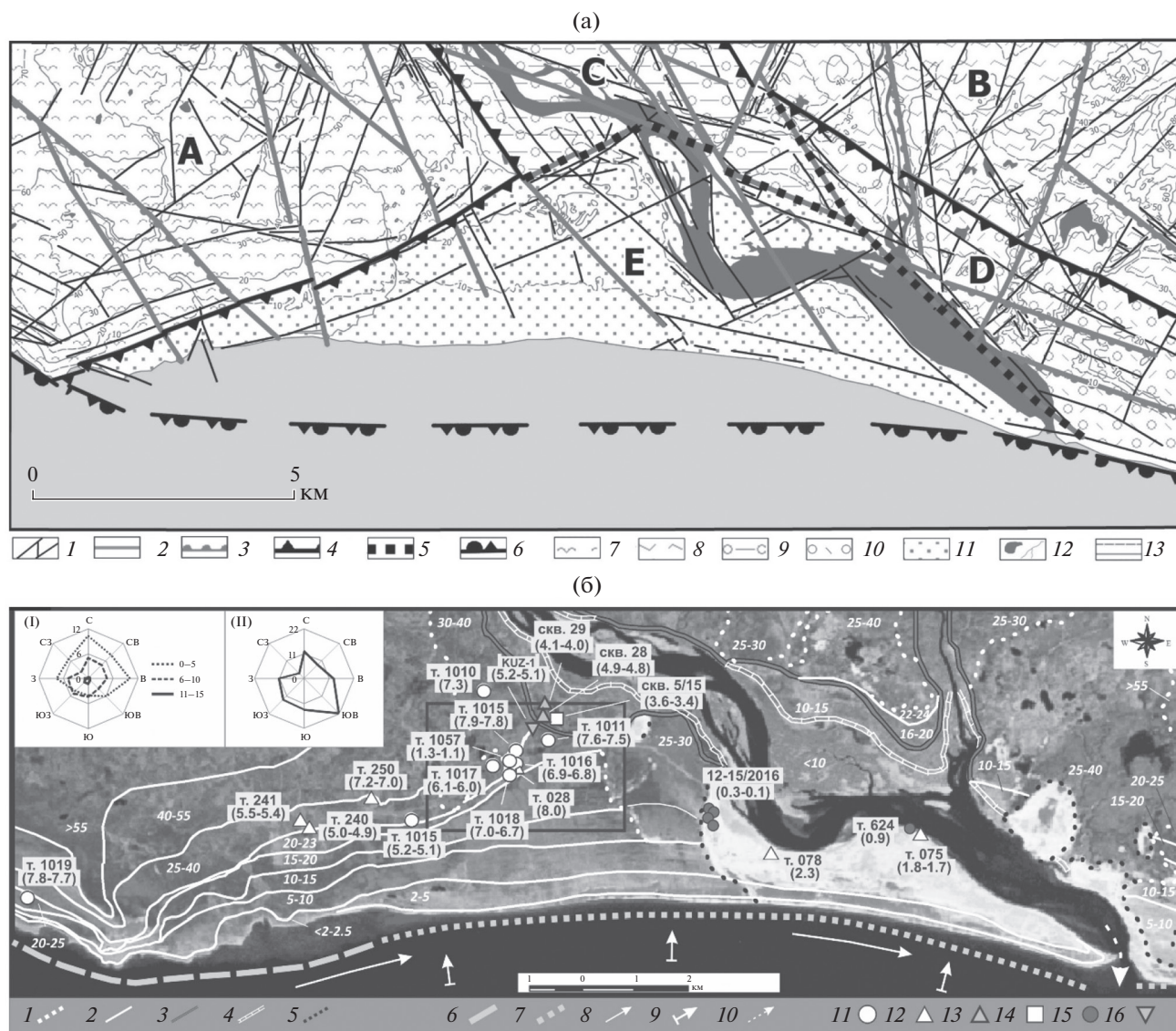


Рис. 3. Морфотектоника (а) и строение рельефа (б) в районе устья р. Варзуги.

(а) — 1 — элементарные морфолинементы; локальные межблоковые зоны, разделяющие блоки: 2 — одинаковой высоты, 3 — разной высоты (бергштрихи направлены в сторону более низкого блока); 4 — граница Нижневарзугской приустьевой депрессии; 5 — предполагаемые границы крупных блоков в ее пределах; 6 — граница котловины Кандадакшского залива; основные блоки: 7 — Западный (А), 8 — Восточный (В), 9 — Долинный (С), 10 — Прибрежный (D), 11 — Устьевой (Е); 12 — элементы гидрографической сети; 13 — горизонтали, сечением: а — 5 м, б — 10 м.

(б) — 1 — границы поверхностей ледникового и водно-ледникового генезиса; 2 — границы террасовидных поверхностей различного генезиса и/или морских террас на высотах менее 55 м; тыловые швы аллювиально-морских и аллювиальных террас на высотах: 3 — 10–16 м, 4 — менее 10 м; 5 — границы участков интенсивного перевеивания. Цифры курсивом — высота над у.м. (м). Генетические типы берегов: 6 — абразионные и абразионно-аккумулятивные, 7 — аккумулятивные. Направления потоков наносов: 8 — вдольбереговых, 9 — поперечных; 10 — направление стокового течения р. Варзуги. Положение разрезов и скважин и их номера (в скобках — возраст подошвы торфа, кал. тыс. л.н.): 11 — данная работа, 12 — (Зарецкая, Репкина, 2015), 13 — (Елина и др., 2005), 14 — (Агафонова и др., 2020), 15 — (Репкина и др., 2022), 16 — (Тимирева и др., 2022). Розы-диаграммы: (I) — преобладающие направления и скорость ветра (м/с), (II) — направления подхода волн по данным ГМС Кашкаранны (Атлас..., 2022). Черным контуром показано положение рис. 4.

выделяются отчетливо, по линейным уступам, контролирующим бровки долины р. Варзуга и морских террас. В пределах депрессии границы блоков устанавливаются по изменению простираения линейной сети. Согласно полю высот, поднятие увеличивается от блока “Е” к блоку “С”.

Отчетливая связь морфолинеamentного поля с геолого-тектоническим строением позволяет предположить, что, как во время оледенения, так и после дегляциации, вертикальные движения блоков были дифференцированными. Блоки различаются строением, составом и мощностью четвертичных отложений, конфигурацией берега, уклонами подводного берегового склона (Эйгорн и др., 1976; Невесский и др., 1977), составом и количеством поступающих в береговую зону наносов (Сафьянов, Шевченко, 2007а). Все это не могло не сказаться на строении и динамике древних берегов (рис. 3, 4).

4.2. Рельеф, поздне- и послеледниковые отложения

4.2.1. Террасовидные поверхности на высотах 55–80 (100) м над у. м.

На наиболее поднятых Западном и Восточном блоках (“А” и “В” на рис. 3) обширные болотные массивы перекрывают и окаймляют моренные холмы и гряды, сглаживая неровный ледниковый рельеф. Морфологических признаков воздействия береговых процессов не выявлено. Торф залегает на морене или опесчаненных сизо-серых суглинках и глинах, которые относят к осадкам позднеледниковой трансгрессии (Астафьев и др., 2007). Однако детальные исследования болота Морские Мхи (Елина и др., 2005) не подтверждают их морской генезис. Накопление залежи мощностью до 5.1 м началось 9.6–9.0 тыс. кал. л. н. (скв. 17 и

26 на рис. 1, (б), рис. 5, в табл. 1) в остаточных мелководных, активно зарастающих водоемах (Елина и др., 2005). Похожая последовательность отложений выявлена в озерных котловинах Канда-лакшского берега, расположенных выше верхней морской границы (Корсакова, 2022). Все это позволяет считать, что в районе устья р. Варзуги террасовидные поверхности на высотах 55–80 (100) м над у. м. не были затоплены морем.

4.2.2. Террасовидные поверхности и террасы на высотах менее 55 м над у. м.

На флангах наиболее высоких блоков и в пределах блоков, отстающих в поднятии, структурно-денудационный и ледниковый рельеф изменен береговыми, устьевыми и эоловыми процессами. На основании взаимного сочетания типов и форм рельефа разного генезиса мы выделили три геоморфологических уровня: 40–55, 25–40 и менее ~25 м над у. м.; последний разделен на три подуровня 20–23, 15–20 и менее ~15 (14–16) м над у.м. (рис. 3, (б), 4). Они ограничены древними береговыми линиями и отличаются степенью и временем трансформации реликтового рельефа в береговой зоне.

4.2.2.1. Террасовидные поверхности и террасы на высотах 40–55 м над у. м. В приморской части Западного блока развита пологонаклонная абразионно-аккумулятивная терраса с береговыми валами высотой до 0.5 м (рис. 6, 7). Они сложены слабо окатанными обломками песчаников терской свиты рифея, однако встречаются участки с хорошо окатанной крупной галькой. Валы чередуются с куэстообразными уступами коренных пород высотой до 1.5 м, разбитых трещинами на отдельные, смещенные друг относительно друга блоки. Вероятно, смещения имеют сейсмогенную природу. Абразионные ниши не выработаны. Береговые

Fig. 3. Morphotectonic pattern (a) and relief structure (б) of the Varzuga River area.

(a) — 1 — elementary morpholineaments; local morpholineament zones separating blocks: 2 — of the same height, 3 — of different heights (with the supposed vertical displacements); 4 — the border of the Nizhnevarzugskaya estuary depression; 5 — the assumed boundaries of blocks within it; 6 — the border of the Primorsky and Belomorskaya steps; the main blocks of the Nizhnevarzugskaya depression: 7 — Western (A), 8 — Eastern (B), 9 — Valley (C), 10 — Coastal (D), 11 — Estuarine (E); 12 — elements of the hydrographic network; 13 — isohypses: a — 5 m, b — 10 m.

(б) — 1 — boundaries of surfaces of glacial and glaciofluvial genesis; 2 — boundaries of terraced surfaces of various genesis and/or marine terraces at heights less than 55 m; back seam of alluvial-marine and alluvial terraces at heights: 3 — 10–16 m, 4 — less than 10 m; 5 — boundaries of areas of intensive wind blow. Numbers in italics — height above sea level (m). Genetic types of shores: 6 — abrasion and abrasion-accumulative, 7 — accumulative. Directions: 8 — alongshore sediment flows, 9 — transverse flows, 10 — runoff flow of the river Varzuga. The position of sections and boreholes (black figure in gray contour — age of the peat base, cal ka BP): 11 — this work, 12 — (Zaretskaya, Repkina, 2015), 13 — (Elina et al., 2005), 14 — (Agafonova et al., 2020), 15 — (Repkina et al., 2022), 16 — (Timireva et al., 2022). Rose diagram: (I) — prevailing wind directions and speed (m/s) and (II) — directions of approach of waves according to HMS Kashkarantsy (Atlas..., 2022). The black outline shows the position of fig. 4.

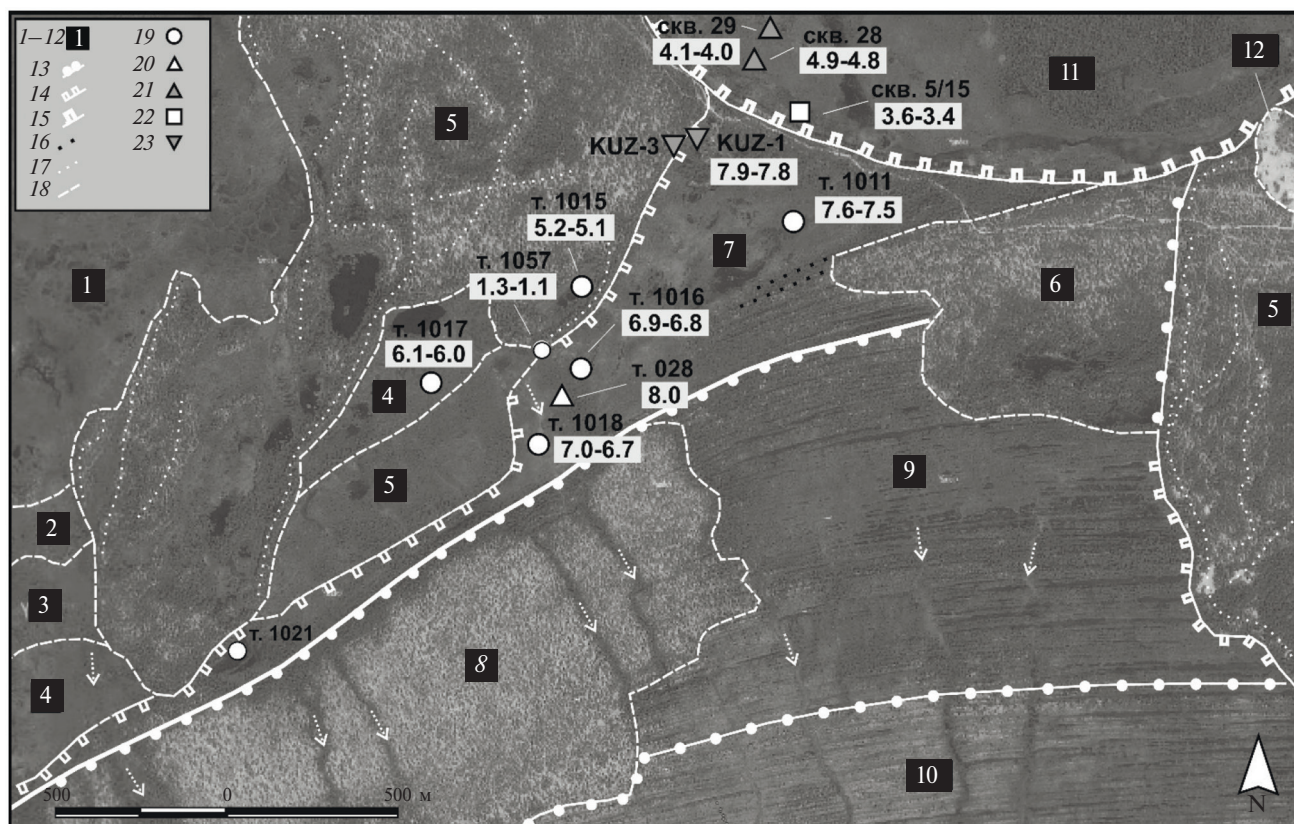


Рис. 4. Строение рельефа зоны сочленения блоков А, С и Е на правобережье р. Варзуги.

Типы рельефа (1–12). Гляциальный рельеф. Не измененный прибрежно-морскими процессами: 1 — заболоченные моренные равнины ≥ 35 м над у. м.; 2–4 — заболоченные террасы с отдельными холмами и грядами ледникового происхождения на высотах: 2 — 35–40, 3 — 30–35, 4 — 25–30 м над у. м.; измененный эоловыми процессами: 5 — камовые террасы и камы, перевейные, а в понижениях заболоченные (25–40 м над у. м.); измененный береговыми процессами: 6 — камы, сглаженные в береговой зоне и перевейные (20–23 м над у. м.). **Прибрежно-морской рельеф.** Морские террасы: 7 — заболоченные с береговыми валами до 0,5 м, перекрытыми торфом на высотах 20–23 м над у. м., 8 — с существенно перевейными береговыми валами (до 1,5 м), сухие на высотах 15–20 м над у. м., 9–10 — с перевейными береговыми валами до 0,5, редко до 1 м, и слабо заболоченными понижениями между ними на высотах: 9 — 20, 10 — 14 м над у. м. **Аллювиально-морские террасы:** 11 — заболоченные с гривами и старичными понижениями на высотах 10–16 м над у. м. **Эоловый рельеф.** 12 — активные дюны (25–35 м над у. м.). **Комплексы и отдельные формы рельефа.** Поднятые береговые линии: 13 — преимущественно аккумулятивные, 14 — преимущественно абразионные, 15 — абразионно-эрозионные; 16 — береговые валы; 17 — гряды высотой до 7 м на камах; 18 — геоморфологические границы. Стрелками показано направление течения ручьев. **Положение разрезов и скважин (черная цифра в сером контуре — возраст подошвы торфа, кал. тыс. л. н.):** 19 — данная работа, 20 — (Зарецкая, Репкина, 2015), 21 — (Елина и др., 2005), 22 — (Агафонова и др., 2020), 23 — (Тимирева и др., 2022).

Fig. 4. Relief of the junction zone of A, C and E blocks on the right bank of the Varzuga River.

Relief types (1–12). Glacial relief: not changed by coastal-marine processes: 1 — swampy moraine plains (≥ 35 –40 m a. s. l.), 2–4 — swampy terrace-like surfaces with individual hills and ridges of glacial origin (at altitudes: 2 — 35–40, 3 — 30–35, 4 — 25–30 m a. s. l.); altered by aeolian processes: 5 — kame terraces and kames, overblown, and swamped in depressions (25–40 m a. s. l.); altered by coastal processes: 6 — kame surfaces smoothed in the coastal zone and overblown (20–23 m a. s. l.). **Coastal-marine relief.** Marine terraces: 7 — swampy, with coastal ridges (up to 0.5 m), covered with peat (at altitudes of 20–23 m a. s. l.); 8 — with significantly overblown coastal ridges (up to 1.5 m), dry (at altitudes of 15–20 m a. s. l.); 9–10 — with overblown coastal ridges (up to 0.5, rarely up to 1 m) and slightly swampy depressions between them (at heights: 9 — 15–20, 10 — 10–14 m a. s. l.). **Alluvial-marine terraces:** 11 — marshy, with ridges and oxbow depressions (at altitudes of 10–16 m above sea level). **Eolian relief:** 12 — active dunes (25–35 m a. s. l.). **Complexes and separate landforms.** Raised coastlines: 13 — mostly accumulative; 14 — mainly abrasion; 15 — abrasion-erosion; 16 — individual coastal ridges; 17 — ridges on the kame surface (relative height up to 7 m). 18 — geomorphological boundaries. The arrows show the direction of stream flow. **The position of the sections and boreholes (black figure in gray contour — age of the peat base, cal ka BP):** 19 — this work, 20 — (Zaretskaya, Repkina, 2015), 21 — (Elina et al., 2005), 22 — (Agafonova et al., 2020), 23 — (Timireva et al., 2022).

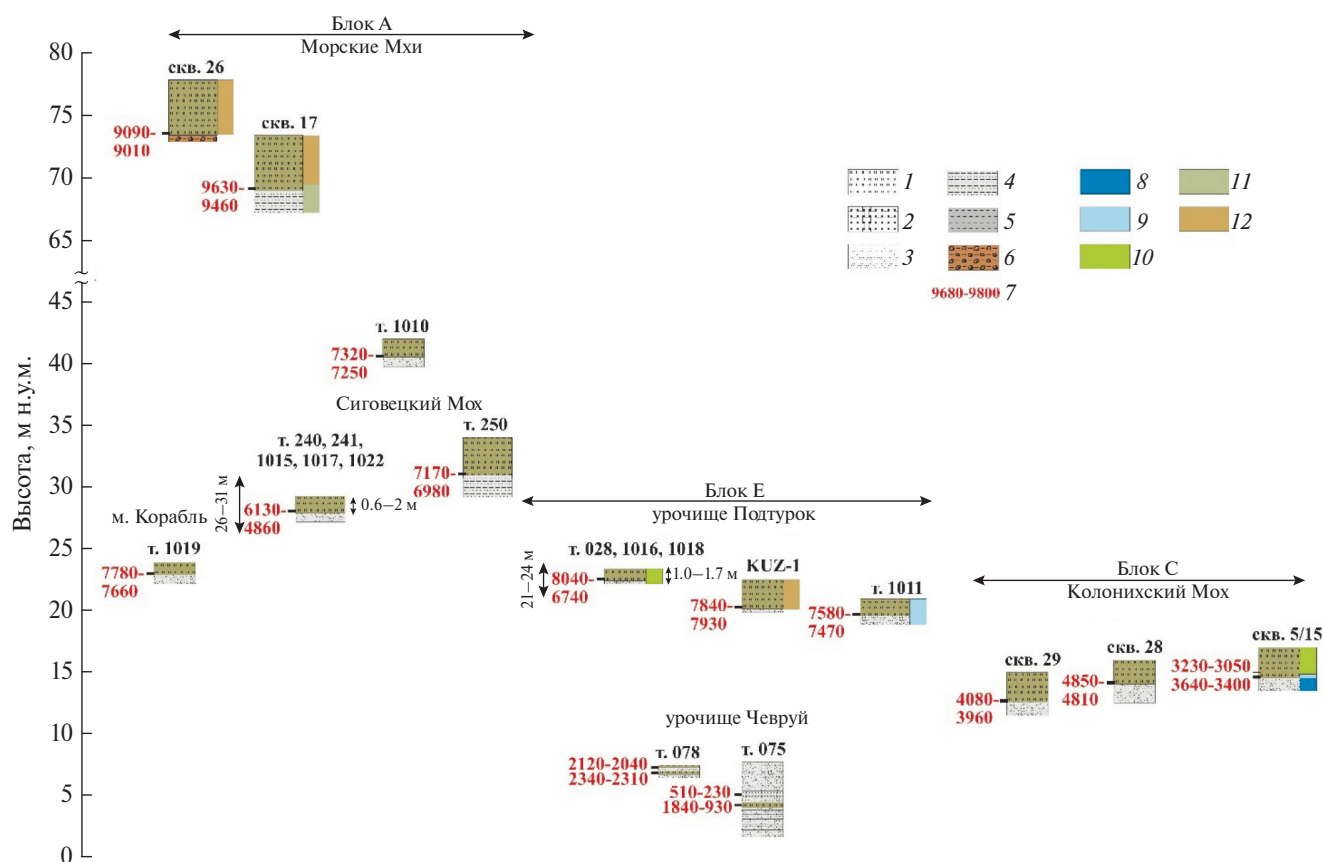


Рис. 5. Обобщенные разрезы голоценовых отложений в пределах блоков А, С и Е на правобережье р. Варзуги.

1 — торф; 2 — песок с фрагментами углей; 3 — песок; 4 — суглинок опесчаненный; 5 — суглинок; 6 — морена; 7 — ^{14}C возраст (кал. л. н.); обстановки накопления осадков по данным диатомового анализа (данная работа): 8 — прибрежно-морские, 9 — переходные от прибрежно-морских к пресноводным, 10 — пресноводные; обстановки накопления осадков по данным анализа ботанического состава торфа по (Елина и др., 2005; Тимирева и др., 2022): 11 — озерные, 12 — болотные. Границы блоков и положение разрезов показаны на рис. 3.

Fig. 5. Integrated sections of the Holocene deposits within the A, C and E blocks on the right bank of the Varzuga River.

Legend: 1 — peat; 2 — sand with charcoal fragments; 3 — sand; 4 — sandy silt; 5 — silt; 6 — till; 7 — ^{14}C age (cal. BP); sedimentary setting according to diatom analysis: 8 — coastal-marine, 9 — transitional from coastal-marine to freshwater, 10 — freshwater; sedimentary setting based upon the plant macrofossil analysis (Elina et al., 2005; Tiimireva et al., 2022): 11 — lacustrine, 12 — palustral. Block edges and location of the sections see on fig. 3.

линии на высотах 54–55 и 50–51 м над у. м. преимущественно абразионно-денудационные, однако на 50–51 м над у. м. встречен также относительно высокий береговой вал (Корсакова, 2022).

На ЮВ фланге Западного блока в зоне сопряжения с Устьевым наиболее высокая береговая линия прослежена по фрагментам уступов на отметках 39–40 м над у. м. Севернее, на повороте в долину р. Варзуги (Долинный блок), к тем же высотам приурочен тыловой шов камовой террасы (рис. 3). В приморской части Восточного блока эта древняя береговая линия отчетливо выражена почти прямолинейным протяженным уступом, который отделяет ледниковые равнины от заболоченных террас с береговыми валами. Береговую линию на высотах 39–40 м над у. м. интерпрети-

руют как верхнюю морскую границу (Hättstrand et al., 2007; Корсакова, 2022).

В пределах Нижневарзугской депрессии, на внутренних берегах эстуария и выше по течению р. Варзуги, береговые линии, выделенные (Кошечкин и др., 1973) по удаленным друг от друга нивелирным профилям, на детальном космическом снимке и топографических картах проследить не удалось. Здесь развит холмисто-грядовый рельеф, генезис которого интерпретируют как ледниковый и водно-ледниковый (Hättstrand et al., 2007; Носова, Вашков, 2021; Boyes et al., 2021). В сужениях долины береговые уступы сложены ледниковыми и межледниковыми отложениями средне- и позднеплейстоценового возраста (Lunkka et al., 2018; Korsakova et al., 2019;

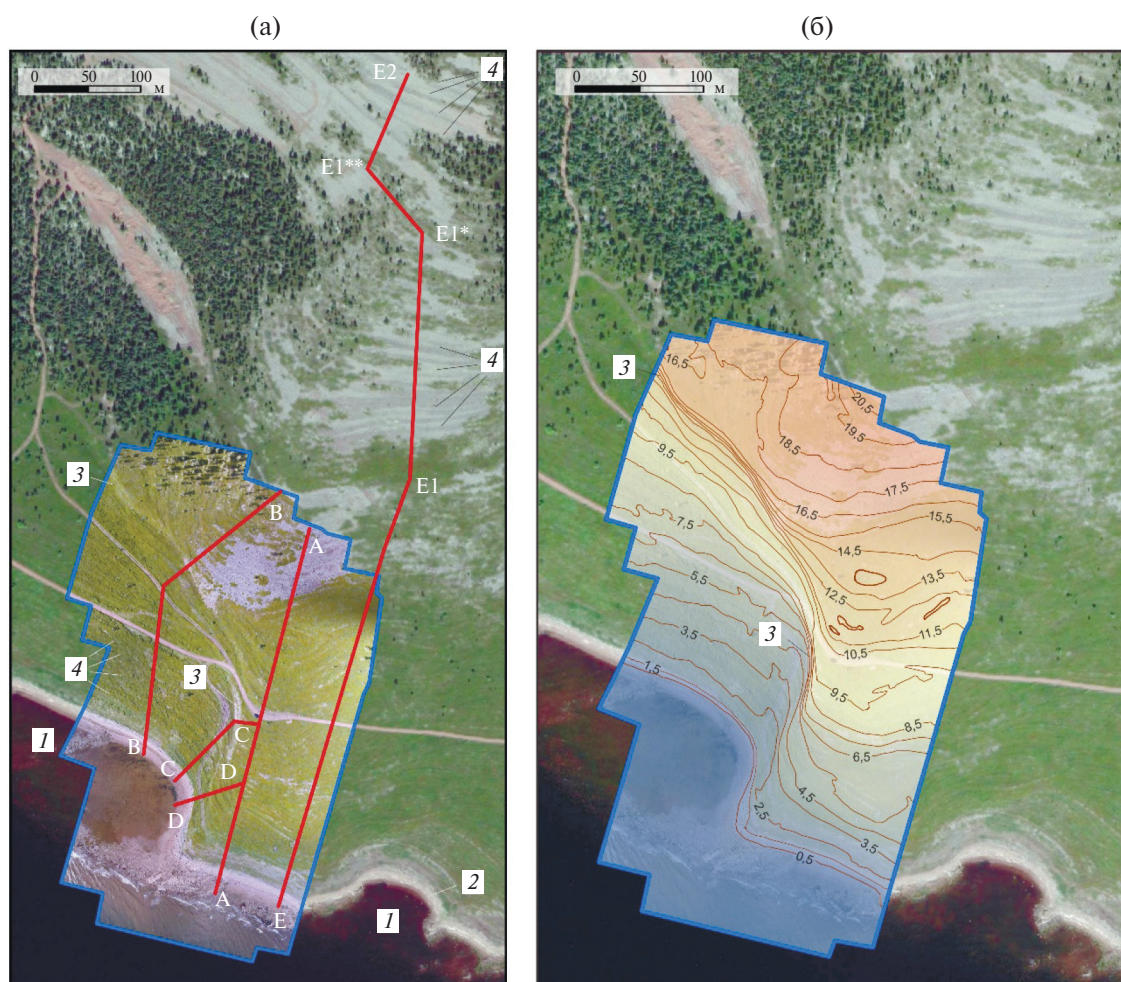


Рис. 6. Побережье в районе мыса Корабль на ОФП (а) и ЦММ (б). Голубым контуром показана граница участка съемки с БПЛА. Красные линии — положение профилей, построенных по ЦММ (А–Д) и данным тригонометрического нивелирования (Е). Цифрами обозначены: 1 — приливная осушка, 2 — пляж, 3 — наиболее крупные абразионные уступы, 4 — береговые валы. Географическая основа — изображение Яндекс-Спутник.

Fig. 6. Image of the relief of the coast in the area of Cape Korabl on Orthophoto mosaic (a) and DEM (b). The blue outline shows the boundary of the UAV survey area. The red lines are the positions of the profiles built according to the DSM (A–D) and trigonometric leveling data (E). The numbers indicate: 1 — tidal littoral, 2 — beach, 3 — the largest abrasion cliffs, 4 — some coastal ridges. Geographic background — image Yandex-Sputnik.

Zaretskaya et al., 2022). Последлениковые отложения представлены эоловыми песками мощностью до 5 м с OSL датой 6.2 ± 0.8 тыс. л. н. (Lunkka et al., 2018).

В расширениях долины, приуроченных к локальным депрессиям и зонам пересечения линейментов, на участке от р. Аренги до руч. Собачьего на космических снимках отчетливо видны флювиогляциальные дельты (40–55 м над у.м.) с характерным грядовым рельефом, выделенные также (Hättestrand et al., 2007; Носова, Вашков, 2021; Boyes et al., 2021). Б.И. Кошечкин описывал эти формы как морские террасы или их останцы (Кошечкин и др., 1973). Дельты сложены разноразмерными песками и гравийно-галечны-

ми отложениями, из которых получены ОСЛ даты (снизу вверх) 20.2 ± 1.4 , 15.0 ± 1 и 13 ± 1.1 тыс. л. н., при этом нижнюю из них считают недостоверной (Lunkka et al., 2018). В устьях р. Серга и руч. Собачьего пески залегают на ленточных и ленточноподобных глинах; по данным диатомового анализа, они накопились в приледниковых бассейнах (Кошечкин и др., 1973).

4.2.2.2. Террасы и террасовидные поверхности на высотах 25–40 м над у. м. Сочетания прибрежно-морского и ледникового рельефа на этих высотах наиболее разнообразны (рис. 3, (б), 4). На приморских флангах Западного и Восточного блоков развиты морские террасы. В районе хребта Корабль террасы с валунно-галечными бере-

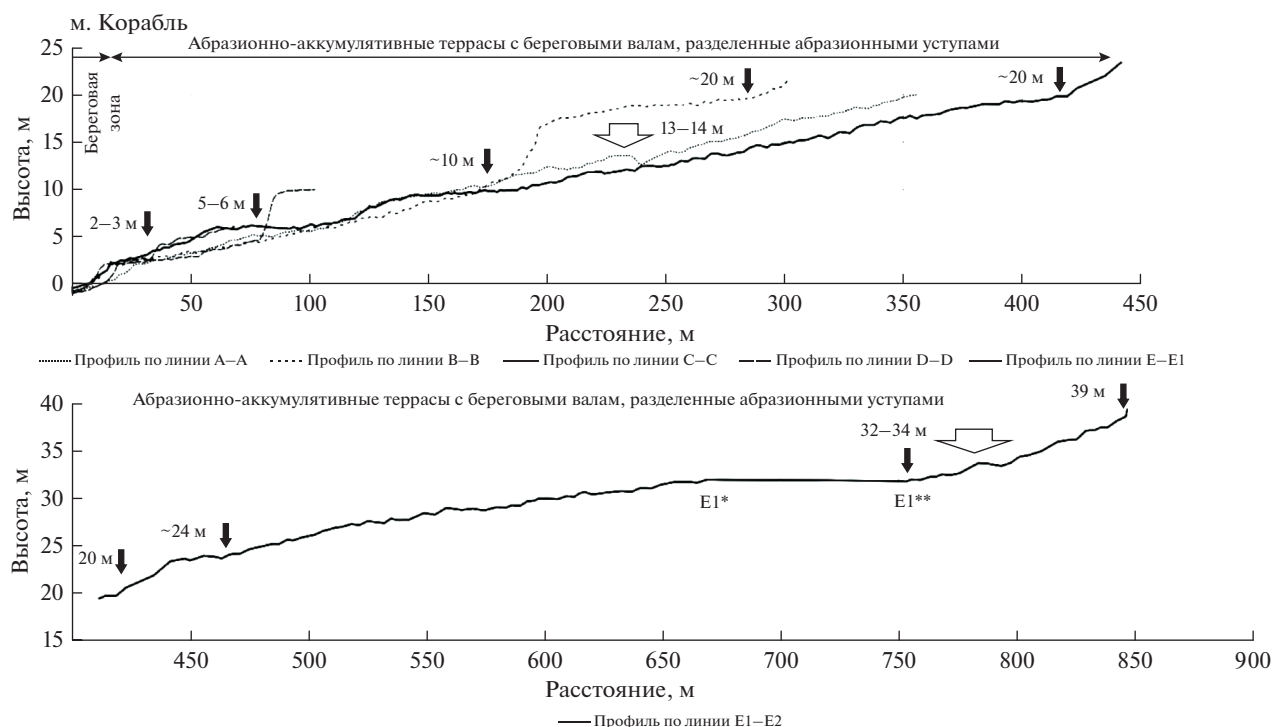


Рис. 7. Поперечные профили побережья в районе мыса Корабль, построенные по ЦММ (А–Д) и данным тригонометрического нивелирования (Е), положение профилей см. на рис. 6. Черными стрелками показаны подножия абразионных уступов и вогнутые перегибы профиля, белыми — крупные береговые валы (цифра — средняя высота, м над у. м.).

Fig. 7. Transverse profiles of the coast in the area of Cape Korabl, built according to DSM (A–D) and trigonometric leveling data (E) (see the position of the profiles in fig. 6). Black arrows show the foot of abrasion cliffs and concave bends of the profile, white arrows show large coastal ridges (digital symbol — average height, m a. s. l.).

говыми валами и абразионными уступами; формы берегового рельефа подчеркивают залегание коренных пород. Морфология и вещественный состав валов почти не изменяются с высотой (профиль по линии E1–E2 на рис. 6, 7). Береговая линия на высотах 32–34 м над у. м. выделена по наличию более крупных береговых валов. На правом берегу р. Варзуги террасы преимущественно аккумулятивные с песчаными береговыми валами, параллельными современному берегу. Террасы заболочены, древние береговые линии выражены менее отчетливо, чем на левобережье Варзуги.

На берегах эстуария преобладает рельеф водно-ледникового происхождения. На левобережье Варзуги (Восточный блок) это комплекс камов и каналов стока (Hättestrand et al., 2007), а на правом берегу (Западный и Прибрежный блоки) — камовые террасы и камы (5 на рис. 4). Они сложены преимущественно мелкозернистыми песками, перевеяны, в понижениях заболочены. На участках, открытых преобладающим ветрам, развиты активные дюны (12 на рис. 4).

На СВ фланге Западного блока камовая терраса полого-холмистая, осложнена грядами (16 на рис. 4), которые образуют систему, похожую на “ромбовидные гряды выполнения ледниковых расселин” (rhomboidal crevasse-fill ridges) (Dowdeswell et al., 2016). Гряды имеют высоту от 1.5 до 7 м, извилистые очертания и крутые склоны. Они сложены средне- и мелкозернистыми пылеватыми песками с редкими прослоями суглинков. Гряды ограничивают заболоченные террасовидные ступени (2–4 на рис. 4). На ЮВ фланге блока поверхности близкой морфологии прослеживаются, иногда сливаясь и расщепляясь, вплоть до скального массива хребта Корабль. Их границы — невысокие, часто прямолинейные уступы — могут иметь структурную природу (рис. 3, (а)).

На восточном фланге блока находится болото Сиговецкий Мох. Под торфом мощностью 0.6–3 м залегают мелкозернистые пески (т. 240, 241, 1100, 1017, 1022), реже сизо-серые суглинки (т. 250). Диатомеи в минеральных горизонтах не обнаружены или представлены пресноводными видами. В центре камовой террасы (т. 1010; 42 м над у. м.)

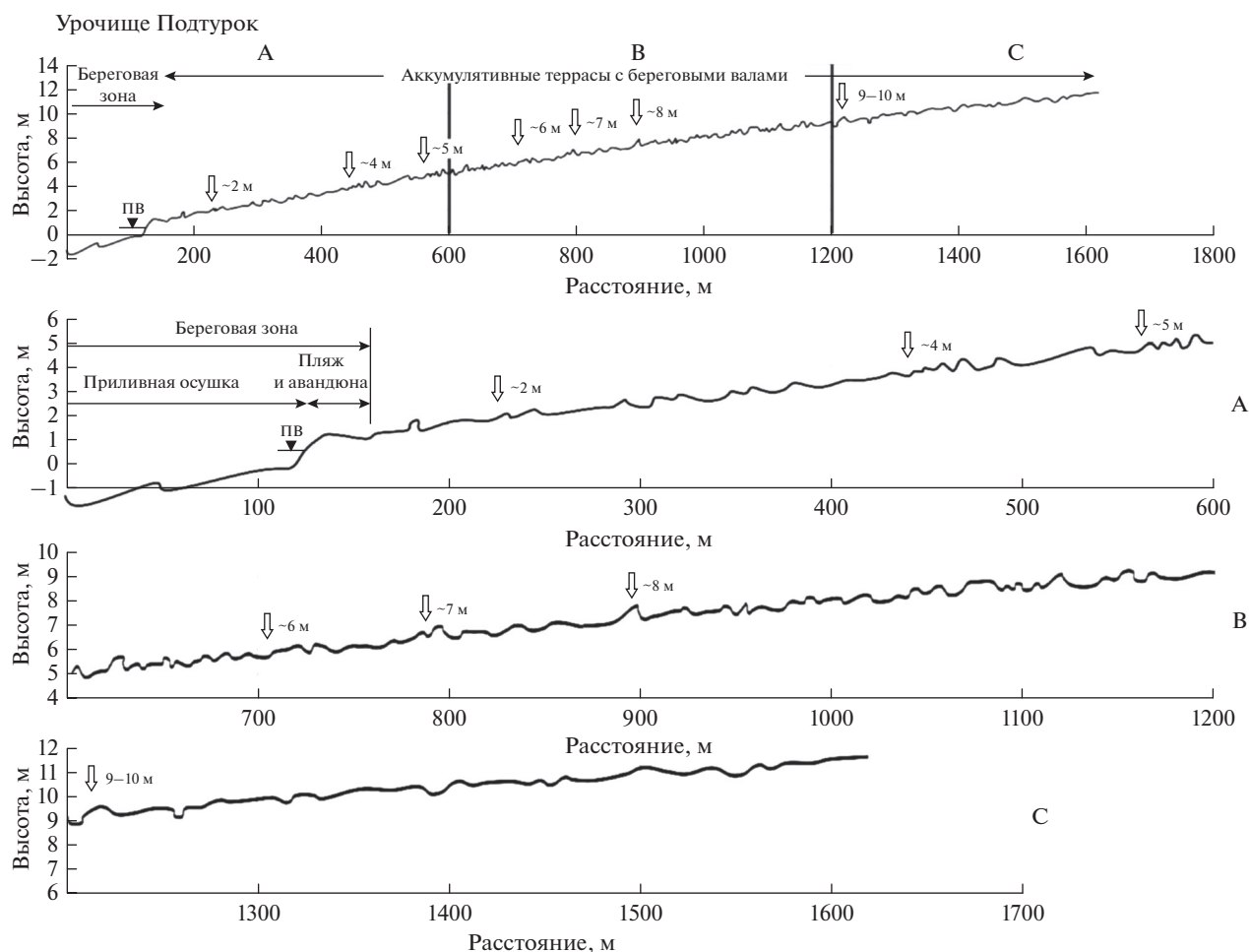


Рис. 8. Поперечный профиль побережья в урочище Подтурок, построенный по данным тригонометрического нивелирования (профиль F на рис. 1, (в)). Белыми стрелками показаны участки изменения высоты береговых валов (цифра — средняя высота, м над у. м.).

Fig. 8. Transverse profile of the coast in the Podturok area, built according to trigonometric leveling data (profile F in fig. 1, (v)). White arrows show areas of change in the height of coastal ridges (figure — average height, m a. s. l.).

торф начал накапливаться ~7.3 тыс. кал. л. н., а на ее окраине и террасовидных ступенях на ЮВ блока (26–31 м над у. м.) — в интервале от ~7.2 до ~4.9 тыс. кал. л. н. (рис. 5, табл. 1). На уступе террасы в подстилающих песках (расчистка KUZ-3 на рис. 4) выявлены кварцевые зерна ледникового и водно-ледникового происхождения со следами эоловой обработки, что указывает на кратковременную активизацию эоловых процессов, предшествовавшую накоплению торфа (Тимирева и др., 2022). Таким образом, СВ фланг Западного блока не был затоплен водами бассейна, который создал береговые валы в юго-восточной прибрежной части блока.

Вверх по течению р. Варзуги камовые террасы и камы сменяются пологонаклонными ступенями с холмисто-грядовым ледниковым и флювиогляциальным рельефом, который окаймляет долину

до устья руч. Мельничного; древние береговые линии не выявлены. В озере Беркут (урез ~25 м, порог стока 26–27 м), расположенном на одной из таких ступеней между флювиогляциальными грядами (рис. 1, (б)), вскрыты пресноводные озёрные отложения с возрастом подошвы ~10.1–9.9 тыс. кал. л. н. (табл. 1). Они залегают на плотном (ледниковом?) субстрате основания котловины (Pyashuk et al., 2005). Таким образом, морские солёные или солоноватые воды в котловину озера не проникали. Выше по течению, в пределах среднего и верхнего сегментов Нижневарзугской депрессии, ступени на высотах 25–40 м узкие, встречаются только в устьях некоторых ручьёв.

От более низкого уровня террасы и террасовидные поверхности на открытом побережье отделены преимущественно абразионной береговой линией. Ее высота на мористом фланге Западного блока

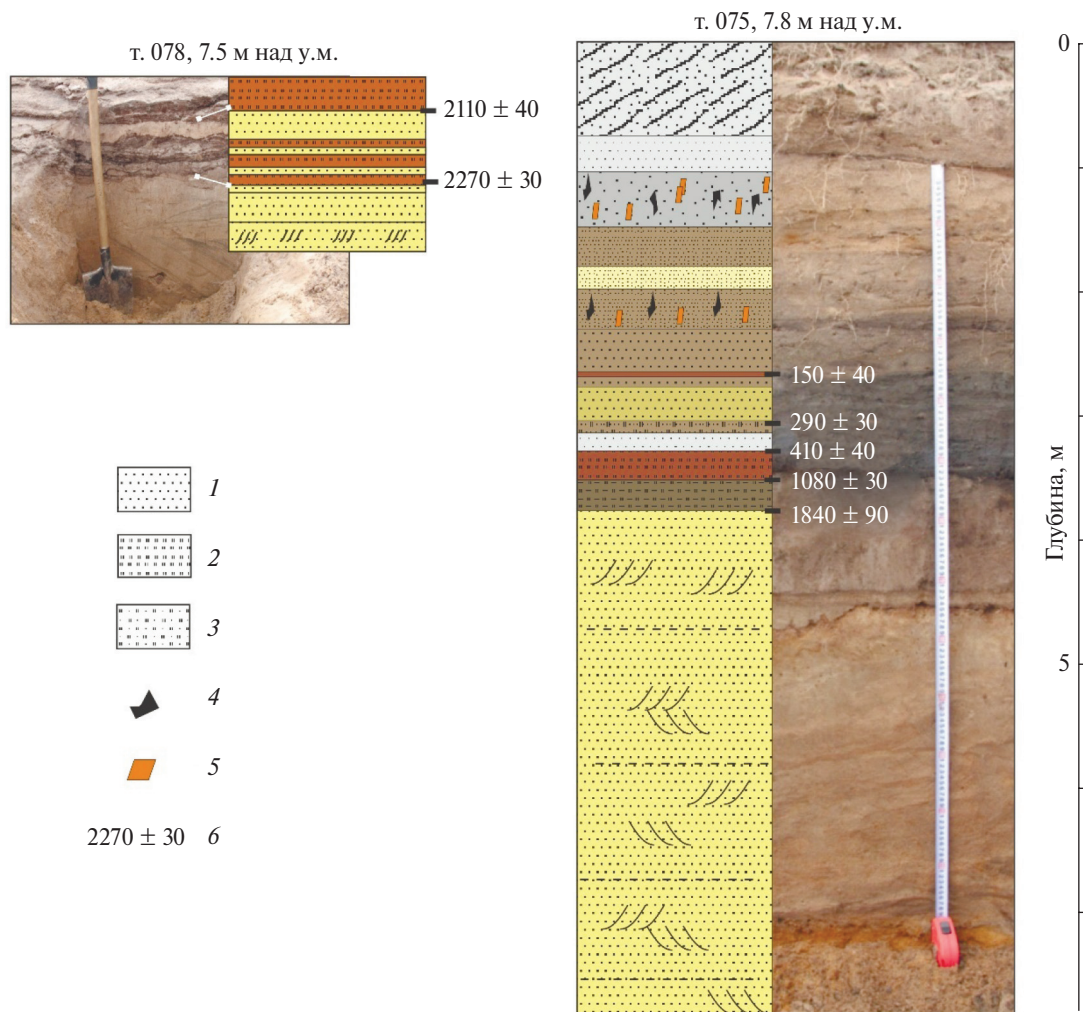


Рис. 9. Разрезы отложений террасы высотой 7–8 м над у. м. в урочище Чевруй.

1 — песок; 2 — торф; 3 — оторфованный песок; 4 — обломки угля; 5 — обломки кирпичей; 6 — место отбора ^{14}C образца и дата. Положение разрезов см. на рис. 1, (в).

Fig. 9. Terrace sediment sections 7–8 m above sea level in the Chevruy area.

Legend: 1 — sand; 2 — peat; 3 — peaty sand; 4 — charcoal fragments; 5 — brickstone shards; 6 — ^{14}C sampling site and date. See the position of the sections in fig. 1, (v).

варьирует в интервале высот 23–25 м (рис. 7), а на контакте Западного и Устьевого блоков — 22–23 м над у. м. (рис. 4). На берегах эстуария береговая линия отчетливая, эрозионная (~22–24 м над у.м.); выше по течению до порога Медведь (рис. 1, (б)) ее фрагменты видны в расширениях долины и в устьях ручьев, где очерчивают контуры палеозаливов.

4.2.2.3. Террасы на высотах менее 25 м. На этом уровне структурно-денудационный и ледниковый рельеф переработан морскими и флювиальными процессами. Различия террас в пределах разных блоков сохраняются. На приморских флангах Западного и Прибрежного блоков, как и на бо-

лее высоких уровнях, развиты пологонаклонные морские террасы с валунно-галечными (Западный блок) и песчаными (Прибрежный блок) береговыми валами. В устьевой области р. Варзуги (Устьевой и Долинный блоки) строение террас изменяется с высотой.

На высотах 20–23 м над у.м. на контакте Устьевого блока с Западным выявлены первые генерации береговых валов приустьевой “косы” (16 на рис. 4). Валу (<0.5 м) ориентированы под углом к берегу, перекрыты торфом. На ЮЗ они примыкают к абразионному уступу с подножием на высоте ~23 м над у. м., а на СВ — к склону кама (6 на рис. 4).

Между абразионным уступом и наиболее древними валами образовалось понижение (7 на рис. 4), заболачивание которого, судя по возрасту подошвы торфа, происходило с ~8.0–6.7 тыс. кал. л. н. (рис. 4, 5, табл. 1). Вблизи подножия абразионного уступа (скв. KUZ-1) подошва торфа с возрастом 7.9–7.8 тыс. кал. л. н. накапливалась, судя по составу, в зарастающем пресноводном водоеме, а подстилающие торф пески испытали кратковременную эоловую переработку (Тимирева и др., 2022).

По данным выполненного нами диатомового анализа, в центре понижения (т. 1011; 21 м над у.м.) условия были иными. Торф и опесчаненный торф возрастом 7.6–7.4 тыс. кал. л. н., залегающие на мелкозернистых песках, содержат сходные по составу диатомовые ассоциации. Доминируют *Nitzschia scalaris* и виды родов *Pinnularia*, *Eunotia* и *Stauroneis*. За исключением *N. scalaris* все виды типично пресноводные, в солоноватых водах не встречаются. *N. scalaris* считается пресноводно-солоноватоводным или солоноватоводным видом (Определитель..., 1951; Krammer, Lange-Bertalot, 1988; Witkowski et al., 2000; Баринова и др., 2006). В прибрежных районах *N. scalaris* также может достигать обилия в пресных богатых минералами и питательными веществами внутренних водах (Eronen, 1974; Germain, 1981). В прибрежных отложениях на территории Бельгии (Denys, 1985) *N. scalaris* отмечалась в узком прослое между двумя толщами морских отложений вместе с пресноводными видами, интерпретируемом как отложения очень мелкой заболоченной лагуны или бассейна с почти пресной водой, в который лишь изредка попадала соленая вода. Для водоемов Финляндии (Hyyvärinen, 1984) было показано, что развитие *N. scalaris* наблюдается на финальной стадии изоляции водоема позже пика большинства прибрежно-морских солоноватоводных и пресноводно-солоноватоводных видов и продолжается некоторое время после изоляции наряду с типично пресноводными видами. Таким образом, нижние горизонты торфа накапливались, по-видимому, в пресноводном постизоляционном бассейне, возможно с эпизодическими вбросами соленой воды. То есть 7.6–7.4 тыс. кал. л. н. лагуна находилась выше уровня заплеска средних штормов.

Ближний возраст — 7.8–7.7 тыс. кал. л. н. — имеет подошва торфа в понижении между валуно-галечными береговыми валами в прибрежной части Западного блока (т. 1019, 24 м над у. м.).

В эстуарии р. Варзуги и выше по течению реки терраса, представленная узкими заболоченными фрагментами, преимущественно цокольная. Древняя береговая линия на высотах 19–20 м, отделяющая террасу от расположенных ниже, на открытом побережье и на входе в эстуарий — абразионно-аккумулятивная, а выше по течению — эрозионная.

Терраса на высотах 15 (14–16)–20 м на приустьевой “косе” отличается от расположенных выше и ниже большими размерами и эоловой переработкой (рис. 3, (б), 4). Ее наиболее сухие и переветренные участки (8 на рис. 4) вероятно представляют собой измененные в береговой зоне камы. От тылового шва к бровке террасы береговые валы (до 0.5 м) плавно разворачиваются параллельно современному берегу. Бровка террасы подчеркнута более высокими (до 1.5 м) переветренными валами или авантюнами (14–15 м над у.м.). Близкую высоту — от 16 до 20 м над у. м. — имеет терраса в районе м. Корабль (рис. 6, 7).

На левобережье р. Варзуги в ее нижнем течении развиты широкие (до 1 км), плоские, заболоченные террасы (16–20 м над у. м.) (рис. 3, (б)). На траверсе болота Колонихский Мох горизонтально слоистые пески чехла террасы (подошва — ~11 м над у.м.) с размытом залегают на цоколе из песков и плотных коричневых глин, содержащих пресноводные диатомеи. По данным палинологического анализа отложения, слагающие чехол террасы, отнесены к рубежу атлантического и суббореального времени голоцена, а ее цоколя — к пребореалу (Кошечкин и др., 1973). Выше по течению терраса протягивается узкой (0.1–0.4 км) прерывистой полосой до устья руч. Мельничного, где имеет относительную высоту 8–9 м. В расширениях долины на поверхности террасы видны следы русловых деформаций.

На высотах менее 14–16 м над у.м. на приустьевой “косе” обособляются слабо переветренные береговые валы урочища Подтурок и эоловые ландшафты Кузоменских песков (урочище Чевруй) (рис. 1, (б), 3, (б)). В урочище Подтурок высоты древних береговых линий, выделенных по незначительным изменениям морфологии валов (~2, 5, 7, 9–10 м над у. м.) (рис. 8), близки высотам береговых линий, отчетливо выраженных в районе м. Корабль (2–3, 5–6, ~10 м над у.м.) (рис. 6, 7). В урочище Чевруй формы берегового рельефа разрушены эоловыми процессами (рис. 9). Особенности строения поверхностей эолового выравнивания позволяют выделить три

уровня: ниже 5 м, 5–7 и 7–8(9) м над у. м. (Репкина и др., 2022).

Верхняя граница современной береговой зоны расположена на высотах ~2 м на абразионных (рис. 7) и ~1.5 м над у. м. на аккумулятивных (рис. 8) берегах. Следы заплесков штормов редкой повторяемости наблюдаются до 2.5–3 м над у.м.

Аллювиально-морские и аллювиальные террасы приустьевой области реки близки по высоте террасам открытого побережья. В эстуарии значительную (до 0.8 км) ширину имеет терраса на высотах 10–16 м над у. м. (рис. 3, (б), 4). Она отделена от расположенных выше поверхностей крутым эрозионным уступом, что позволяет говорить об активизации речной эрозии, предшествовавшей накоплению аллювиально-морских отложений. Узкие сегменты террасы прослеживаются до сужения долины между Морским порогом и устьем руч. Собачьего. На высотах менее 10 м над у. м. развиты надпойменные террасы (относительная высота 6–8 м), высокая (2–3.5 м) и низкая (0.8–1.5 м) поймы (Крыленко и др., 2018).

Установлен возраст двух верхних террас. На правом берегу р. Варзуги (болото Колонихский Мох²), вблизи тылового шва террасы высотой 10–16 м над у. м. (скв. 28, 29, 5/15), пески с прибрежно-морским комплексом диатомей (Агафонова и др., 2020) перекрыты торфом мощностью до 2.6 м. Низинный торф подошвы залежи начал накапливаться на высотах 12.5–14.5 м над у.м. в интервале 4.9–3.5 тыс. кал. л. н. (рис. 5, табл. 1). Условия, переходные от прибрежно-морских к пресноводным, существовали на высотах 14.5–14.8 м над у.м. в интервале 3.6–3.4 тыс. кал.л.н. и сменились пресноводными не позже 3.2–3.1 тыс. кал.л.н. (Агафонова и др., 2020). На правобережье р. Кицы под преимущественно мелкозернистыми песками чехла террасы (подошва ~7.5 м над у.м.) вскрыты тонкозернистые пески и супеси с единичными морскими диатомеями. По данным палинологического анализа чехол террасы формировался в позднем голоцене, а ее цоколь — в пребореале (Кошечкин и др., 1973).

В уступе террасы высотой 7–8 м над у. м. на севере урочища Чевруй обнажаются разнородные пески с изменчивой слоистостью и тонкими прослоями алевроитов и глин, их считают морскими или дельтовыми (Романенко и др., 2021). Пес-

ки залегают на цоколе из сизовато-серых глин, которые иногда выходят в основании береговых уступов (0–1 м над у. м.) и образуют водоупорный горизонт в колодцах с. Кузомень (Крыленко и др., 2018). Верхняя часть разреза террасы — золотые пески с прослоями торфа и антропогенными включениями (рис. 9). Судя по датам из прослоев торфа, терраса была осушена ранее ~2.3 тыс. кал. л. н., после чего началось ее переувлажнение.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

5.1. Морфотектоника

Простираются крупнейшие (ЗСЗ) и локальные (ЗСЗ, СЗ и СВ) линейные зоны, выделенных в районе устья р. Варзуги, в целом соответствуют морфолинейному полю, характерному для Кольского полуострова (Шварев, 2022), и отражают особенности геолого-тектонического строения региона (Селивановская, Врачинская, 1976; Геодинамическая..., 1991; Геологическая..., 2001; Карта дочетвертичных..., 2001; Тектоническая..., 2012). Анализ поля высот и ареалов распространения четвертичных отложений подтверждает предположение (Невесский и др., 1977; Авенариус, 2004) об обособленных вертикальных движениях морфоструктурных блоков в послеледниковое время. Детальный морфотектонический анализ позволил существенно уточнить морфоструктурный план зоны сопряжения суши и шельфа, установленный ранее только в общих чертах (Невесский и др., 1977; Кошечкин, 1979; Авенариус, 2004), и впервые выделить наложенную Нижневаружскую депрессию, унаследованную долиной р. Варзуга в нижнем и среднем течении.

5.2. Морфодинамика береговой зоны и изменение ОУМ

На основе детального анализа строения древних береговых линий на побережье и в долине реки, литостратиграфии более 30 разрезов голоценовых и позднеледниковых отложений (рис. 1 Б, В) и 35 радиоуглеродных дат (табл. 1) впервые для района устья р. Варзуги составлена кривая изменения ОУМ (рис. 10) и реконструирована история развития береговой зоны (рис. 11).

Мы выделили три основных этапа развития берегов, которые в целом соответствуют этапам изменения ОУМ на северо-западе региона (Baranskaya et al., 2018; Корсакова, 2022).

² Г.А. Елина с соавторами (2005) называют его Кузоменским Мхом.

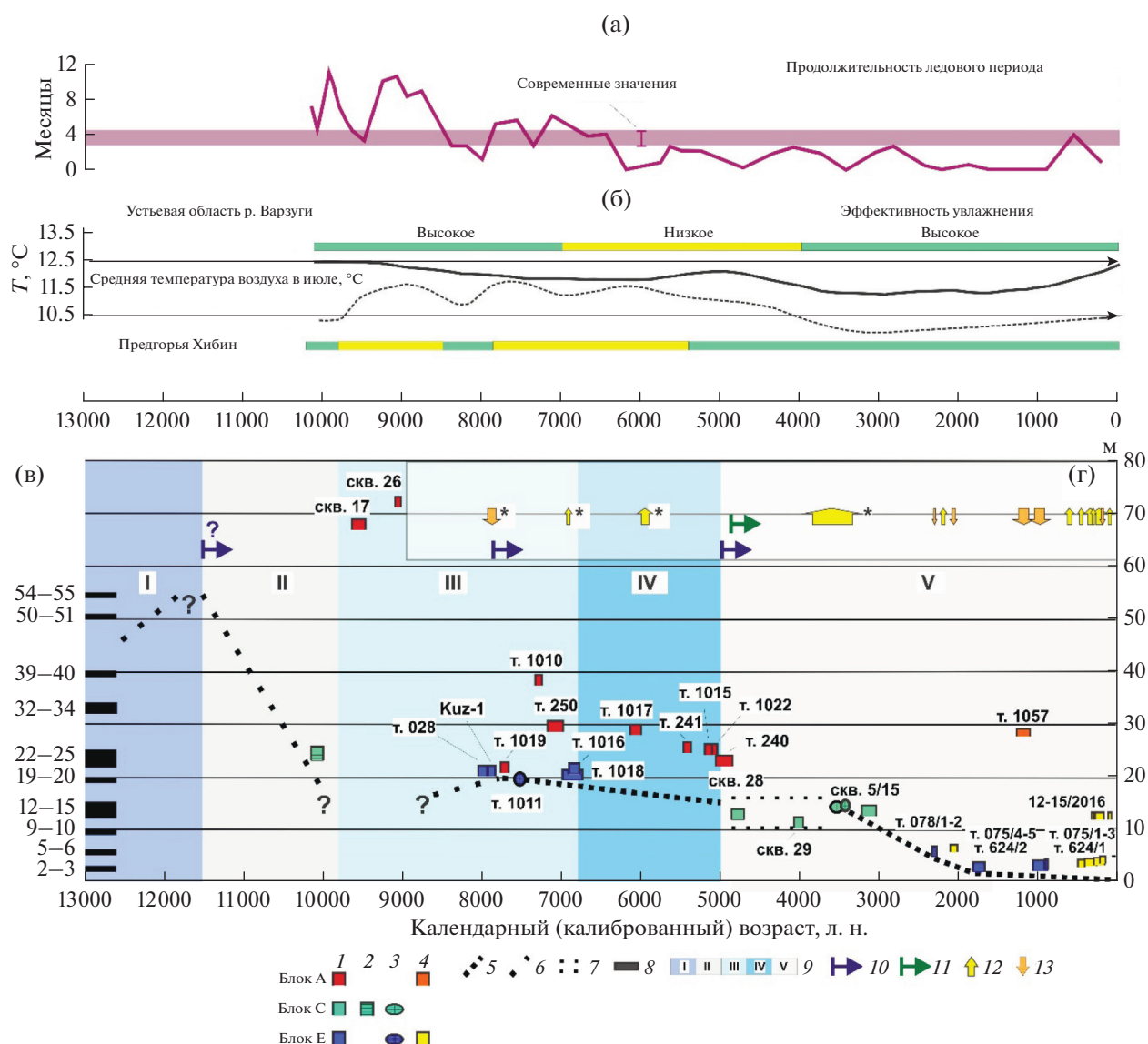


Рис. 10. Климатические условия (а–б), изменение относительного уровня моря (в) и прибрежных рельефообразующих процессов (г) в устьевой области р. Варзуги в позднеледниковье и голоцене.

(а) — Продолжительность ледового периода на акватории (месяцы) (Новичкова, 2008).

(б) — Изменение средней температуры воздуха в июле (°C) и эффективного увлажнения по данным анализа комплексов хирономид из донных отложений бессточных озер: 1 — в районе устья р. Варзуги (Ilyashuk et al., 2005), 2 — в предгорьях Хибин (Ильяшук и др., 2007). Современные значения температуры отмечены черными стрелками. Эффективное увлажнение показано цветными линиями: зеленой — высокое, желтой — низкое.

(в) — Индикаторы положения ОУМ. Даты из отложений, накопившихся: 1–2 — выше среднего уровня моря (1 — торф, 2 — гиттия), 3 — в интервале приливных колебаний или в постизоляционных бассейнах с эпизодическими заплесками соленой воды (торф); 4 — индикаторы активности прибрежных эоловых процессов (опесчаненный торф) (цифра — номер разреза/образца). Цвет значков (1–4) показывает положение образцов в пределах морфоструктурных блоков (А, С, Е). Кривая изменения ОУМ: 5 — подтвержденная датированием отложений, 6 — предполагаемая; 7 — предполагаемый интервал колебаний ОУМ; 8 — положение древних береговых линий по данным инструментальных измерений и полевых наблюдений, цифра — высота над у. м.; 9 — этапы изменения ОУМ (Корсакова, 2022): I — позднеледниковая трансгрессия; II — раннеголоценовая регрессия; среднеголоценовая трансгрессия: III — начало, IV — завершение; V — позднеголоценовая регрессия.

(г) — Ритмы прибрежных рельефообразующих процессов. Активизация: 10 — аккумулятивных береговых процессов, 11 — аллювиально-морской аккумуляции в эстуариях рек, 12 — эоловых процессов; затухание: 13 — эоловых процессов. Знаком (*) отмечены данные (Тимирева и др., 2022).

*5.2.1. Позднеледниковая трансгрессия
(13–11.5 тыс. кал. л. н.) и раннеголоценовая
регрессия (11.5–9.8 тыс. кал. л. н.)*

На основании данных о строении рельефа побережья и даты из подошвы озерных отложений в котловине оз. Беркут (Ilyashuk et al., 2005) формирование рельефа на высотах более 25 м над у. м. сопоставлено со временем дегляциации, которая сопровождалась повышением, а затем понижением ОУМ (Корсакова, 2022).

В бассейне р. Варзуги, как и в других районах Кольского п-ова, дегляциация была фронтально-ареальной (Korsakova, 2019; Корсакова, 2022). В центре полуострова, вблизи истоков реки, она в основном завершилась к ~13 тыс. кал. л. н. (Krikunova et al., 2022). На юге бассейна время таяния льда маркируют даты из флювиогляциальных отложений в котловине оз. Бабозеро (15–14 тыс. кал. л. н.) (Kremenetski, Patyk-Kara, 1997) и в устье ручья Собачьего (15–12 тыс. кал. л. н.) (Lunkka et al., 2018). В котловинах озер отдельные массивы льда сохранялись до 12–9.8 тыс. кал. л. н. (Kremenetski, Patyk-Kara, 1997; Ilyashuk et al., 2005).

К началу дегляциации массивы льда перекрывали, вероятно, все побережье (рис. 11, (а)). При этом различия высот морфоструктурных блоков не были полностью сглажены давлением ледника. Нижневаружгская депрессия была одним из крупных каналов стока (Hättstrand et al., 2007; Korsakova, 2019; Boyes et al., 2021) и областью водно-ледниковой аккумуляции. Ранее ~15 тыс. кал. л. н. в пределах отстающих в поднятии блоков (к ним приурочены расширения долины р. Варзуги) и на пересечении крупных разрывных нарушений (их маркируют устья при-

токов), образовались локальные приледниковые или подледниковые озера с ленточными или ленточноподобными глинами (Кошечкин и др., 1973; Lunkka et al., 2018), а позднее (15–12 тыс. кал. л. н.) — флювиогляциальные дельты (Lunkka et al., 2018; Korsakova, 2019). На прибрежном шельфе между моренными грядами накапливались мощные толщи тонких ледниково-морских осадков (Эйхгорн и др., 1976; Невесский и др., 1977). Отсутствие конусов выноса косвенно подтверждает, что отложения флювиогляциальных потоков осаждались преимущественно в пределах депрессии и на ее бортах (рис. 11, (а)).

На мористом фланге Западного блока верхняя морская граница фиксируется по положению наиболее высокой береговой линии на высотах 54–55 м, а Восточного — 39–40 м над у. м. Таким образом, к началу активизации береговых процессов первый был открыт воздействию волн, тогда как второй находился ниже уровня моря и/или был блокирован мертвым льдом.

Начало действия береговых процессов и образование береговой линии на высотах 54–55 м может быть сопоставлено с потеплением рубежа позднеледниковья и голоцена (Елина и др., 2000). К этому времени позднеледниковая трансгрессия достигла максимума (12–11.5 тыс. кал. л. н.) (Creel et al., 2022). Это был опресненный, холодноводный (Полякова и др., 2014; Рыбалко и др., 2017), приливный (Соболев, 2008) морской водоем, большую часть года покрытый льдом (Новичкова, 2008). Формировались преимущественно абразионно-денудационные берега (рис. 11, (а)). Плохая окатанность обломков, слагающих пляжи и штормовые валы, указывает на слабое и/или непродолжительное воздействие волн, резкий дефицит песчаных наносов и значительную роль физического выветривания.

Fig. 10. Climatic conditions (a–b), changes in the relative sea level (b) and coastal relief-forming processes (r) in the estuarine area of the Varzuga River in the Late Glacial and Holocene.

(a) — The duration of the ice period in the sea (months) (Novichkova, 2008).

(b) — Changes in the average air temperature in July (°C) and effective Humidity in the Varzuga River area according to the analysis of the bottom sediments of the Lake Berkut, see fig. 1, (b) (Ilyashuk et al., 2005). Modern temperature values are marked with black arrows. The dynamics of effective humidification is shown by colored lines: green — high, yellow — low.

(b) — RSL position indicators. *Dates from sediments accumulated:* 1–2 — above mean sea level (1 — peat, 2 — gyttia); 3 — in the interval of tidal fluctuations or in post-isolation basins with occasional splashes of salt water (peat); 4 — indicators of the activity of coastal eolian processes (sandy peat) (number — section/sample). The color of the icons (1–4) shows the position of the samples within the morphostructural blocks (A, C, E). *RSL change curve:* 5 — confirmed by dating of deposits, 6 — estimated; 7 — estimated interval of RSL fluctuations; 8 — the position of the ancient coastlines according to the data of instrumental measurements and field observations, digital number — the height above sea level; 9 — stages of RSL change according to (Korsakova, 2022): I — Late Glacial transgression; II — glacioisostatic regression; Middle Holocene transgression: III — beginning, IV — end; V — Late Holocene regression.

(r) — Rhythms of coastal relief-forming processes. *Activation of:* 10 — accumulative coastal processes, 11 — alluvial-marine accumulation in river estuaries, 12 — aeolian processes; subsidence: 13 — aeolian processes. The sign (*) indicates data (Timireva et al., 2022).

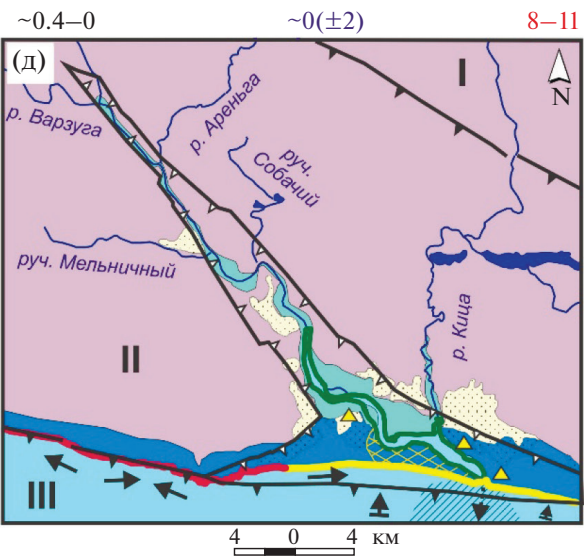
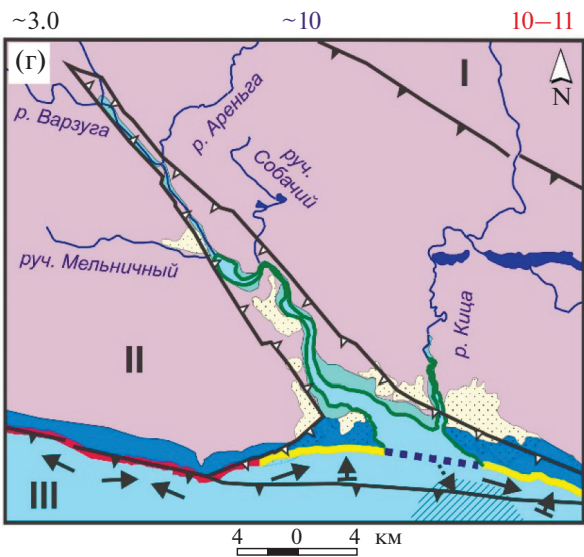
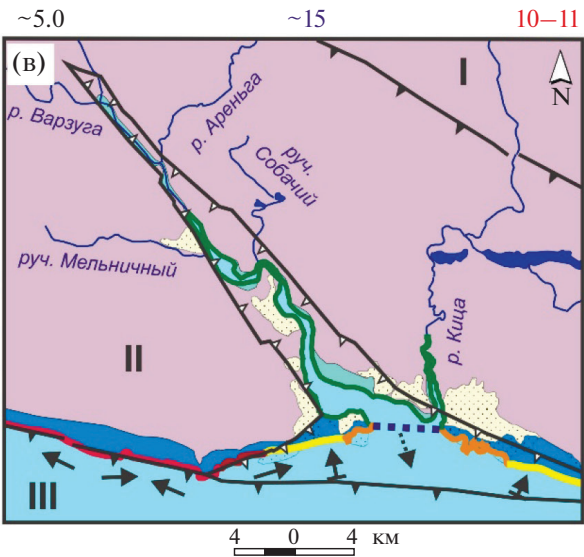
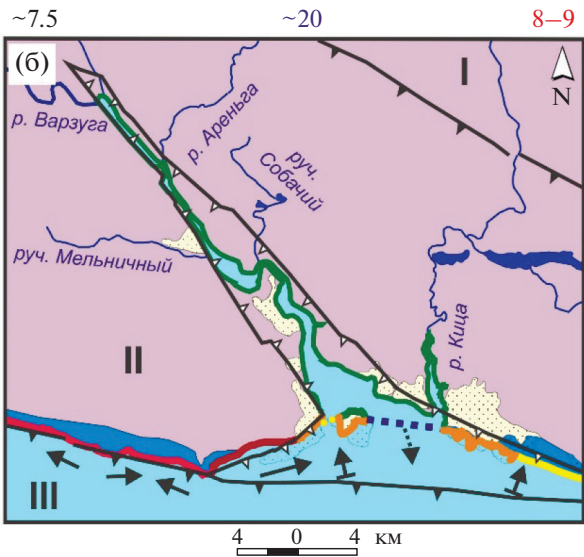
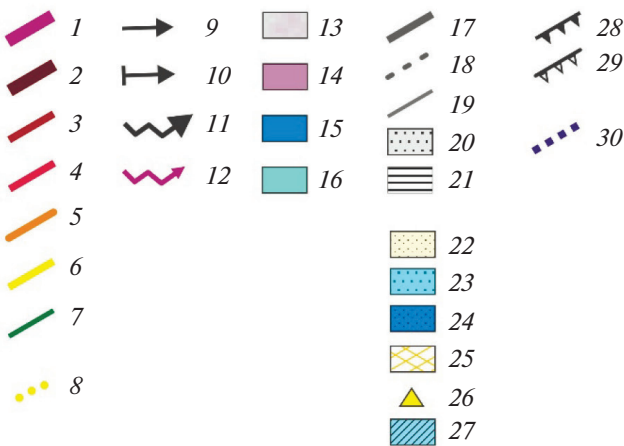
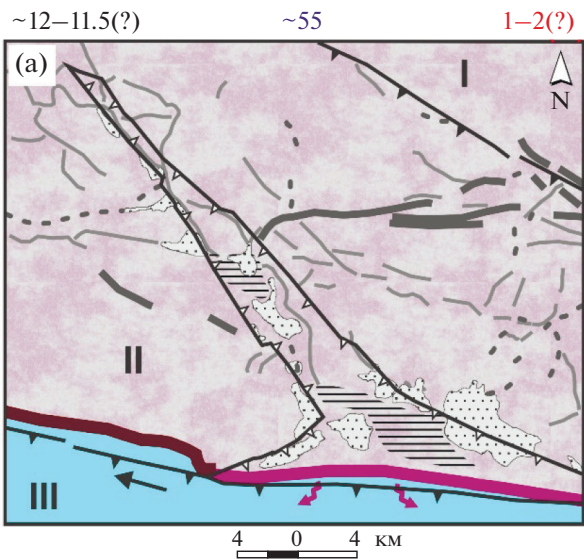


Рис. 11. Принципиальная схема развития берега в устье р. Варзуги в позднеледниковые и голоцены: (а) — максимум позднеледниковой трансгрессии, (б–в) — среднеголоценовая трансгрессия, (г) — позднеголоценовая регрессия, (д) — современные условия (черная цифра — временной срез, тыс. кал. л. н.; синяя — положение уровня моря, м (Балтийская система высот); красная — продолжительность безледного периода, месяцы (Новичкова, 2008; Полякова и др., 2014; Новичкова, Полякова, 2008).

Генетические типы берегов (1–8): 1 — ледяные, созданные термическим и механическим воздействием водных масс, 2 — преимущественно абразионно-денудационные, выработанные в терригенных породах процессами физического выветривания и ослабленного воздействия волн, 3–6 — созданные волновыми процессами (3 — преимущественно абразионные, выработанные в терригенных породах и валунных суглинках, 4 — абразионно-аккумулятивные, с клифами, выработанными в терригенных породах, и валунно-галечными пляжами, 5 — абразионно-аккумулятивные, с уступами размыва, выработанными в песчаных водно-ледниковых отложениях, и песчаными пляжами, 6 — аккумулятивные, с песчаными пляжами и авантюнами), 7 — преимущественно эрозионно-аккумулятивные, созданные стоковыми и приливными течениями, в расширениях при участии волн, 8 — отдельные береговые валы. **Элементы литодинамики (9–12).** Направление потоков наносов: 9 — вдольбереговых, 10 — поперечных; 11 — стоковое течение р. Варзуги; 12 — поступление наносов от таяния льда. **Типы рельефа и геоморфологические ландшафты (13–16):** 13 — районы распространения мертвого льда (ареальной дегляциации); 14 — ледниковые и водно-ледниковые равнины и террасовидные поверхности без признаков переработки волновыми процессами; 15 — морские террасы; 16 — аллювиально-морские террасы. **Формы и комплексы форм рельефа (17–27).** Позднеплейстоценовые, ледниковые и водно-ледниковые (по Hättestrand et al., 2007; Boyes et al., 2021; Корсакова, 2022, с изменениями): 17 — моренные гряды, 18 — озы, 19 — каналы стока, 20 — ареалы распространения форм водно-ледникового рельефа; 21 — возможное положение приледниковых и/или подледниковых бассейнов по данным анализа разрезов (Кошечкин и др., 1973; Lunkka et al., 2018; Korsakova et al., 2019; Zaretskaya et al., 2022). **Сформированные или измененные в голоцене. Формы водно-ледникового рельефа, измененные прибрежно-морскими процессами:** 22 — перевейные, 23 — затопленные, 24 — затопленные, а затем перевейные; 25 — комплекс аккумулятивных и дефляционных эоловых форм (Кузоменские пески); 26 — активные дюны; 27 — приустьевой конус выноса р. Варзуги (по Эйхгорну и др., 1976; Невесскому и др., 1977). **Элементы морфоструктуры (28–30).** Границы: 28 — региональных морфотектонических блоков (I — Бабозерская ступень, II — Приморская ступень, III — Беломорская ступень), 29 — Нижневарзугской депрессии. **Прочие обозначения:** 30 — возможное положение границы эстуария р. Варзуги (фрагменты (б–г)).

Fig. 11. Schematic diagram of the coastal development of the Varzuga River mouth in the Late Glacial and Holocene: (a) — Late Glacial transgression maximum, (b–v) — Middle Holocene transgression, (r) — Late Holocene regression, (d) — modern conditions (black number — time slice, cal. ka BP; blue — sea level position, m (Baltic system); red — duration of the ice-free period, months (Novichkova, 2008; Polyakova et al., 2014; Novichkova, Polyakova, 2008).

Genetic types of coasts (1–8): 1 — icy, created by thermal and mechanical action of water masses, 2 — predominantly abrasional-denudational created in terrigenous rocks by processes of physical weathering and weakened impact of waves, 3–6 — created by wave processes (3 — mainly abrasion, worked out in terrigenous rocks and boulder loams, 4 — abrasion-accumulative, with cliffs carved in terrigenous rocks and boulder-pebble beaches, 5 — abrasion-accumulative, with erosion scarps, worked out in sandy glaciofluvial deposits, and sandy beaches, 6 — accumulative, with sandy beaches and foredunes), 7 — predominantly erosive-accumulative, created by runoff and tidal currents, in larger areas — with the participation of waves, 8 — separate beach ridges. **Elements of lithodynamics (9–12).** Direction of sediment flows: 9 — alongshore, 10 — transverse; 11 — runoff flow of the Varzuga River, 12 — sediment flow from the melting ice. **Relief types and geomorphological landscapes (13–16):** 13 — areas of dead ice distribution (areal deglaciation), 14 — glacial and glaciofluvial plains and terraced surfaces without signs of wave processing, 15 — marine terraces, 16 — alluvial-marine terraces. **Landforms and landscapes (17–27).** Late Pleistocene, glacial and glaciofluvial (according to Hättestrand et al., 2007; Boyes et al., 2021; Korsakova, 2022, with changes): 17 — moraine ridges, 18 — lakes, 19 — runoff channels, 20 — areas of glaciofluvial forms' distribution; 21 — possible position of periglacial and/or subglacial basins according to the analysis of sections (Koshechkin et al., 1973; Lunkka et al., 2018; Korsakova et al., 2019; Zaretskaya et al., 2022). **Formed or changed in the Holocene. Glaciofluvial landforms modified by coastal-marine processes:** 22 — wind-blown, 23 — flooded, 24 — flooded, and then winnowed; 25 — a complex of accumulative and deflationary aeolian forms (Kuzomensky sands); 26 — active dunes; 27 — estuary fan of the Varzuga River (according to Eichgorn et al., 1976; Nevessky et al., 1977). **Elements of morphostructure (28–30).** Boundaries: 28 — regional morphotectonic blocks (I — Babozero step, II — Primorsky step, III — White Sea step), 29 — Nizhnevarzugskaya depression. **Other symbols:** 30 — possible position of the border of the Varzuga River estuary (fragments (b–r)).

Береговые линии последующих (39–40 — 22–25 м над у.м.) генераций образовались в условиях быстрого гляциоизостатического понижения ОУМ, увеличения продолжительности безледного периода (Новичкова, 2008) и летних температур воздуха (Ilyashuk et al., 2005) до современных значений (рис. 10, (а, б)). На скалистых берегах Западного блока изменения климатических и гидродинамических условий нашли отражение

в улучшении окатанности обломков и появлении в составе наносов песка. В периоды кратковременной стабилизации ОУМ или увеличения волновой активности формировались более высокие береговые валы (рис. 7). В пределах Восточного блока, где основным источником питания был, по-видимому, размыв камов (рис. 11, (а)), береговые валы были песчаными; их морфология и состав с высотой изменялись мало.

Береговая линия 22–25 м над у. м. прослеживается не только на открытом побережье, но и в долине р. Варзуги, что может свидетельствовать о затоплении Нижневарзугской депрессии водами Белого моря. Время этого события радиоизотопными методами пока не установлено. Б.И. Кошечкин сопоставляет фрагменты береговой линии 22–25 м над у. м. со среднеголоценовым бассейном (Кошечкин и др., 1973; Кошечкин, 1979). Однако данные о возрасте и условиях накопления отложений на детально изученном участке сочленения блоков “А”, “С” и “Е” (рис. 4, 5, 10) показывают, что 8–5 тыс. кал. л. н. береговая линия находилась ниже (см. 5.2.2).

Данных для реконструкции положения ОУМ во время раннеголоценовой регрессии недостаточно. Признаком понижения уровня ниже современного может служить размыв кровли позднелепестовых ледниково-морских и отсутствие в разрезе раннеголоценовых морских осадков, зафиксированных на прибрежном мелководье на глубинах до ~20 м (Эйхгорн и др., 1976) или ~40 м (Невеский и др., 1977). В условиях регионального потепления и относительно влажного климата (Kremenetski et al., 1997; Елина и др., 2000; Sapelko, 2017), что отмечено, в том числе, в бассейне р. Варзуги (Ilyashuk et al., 2005; Ильяшук и др., 2007), водность реки могла быть значительной. Однако на прибрежном шельфе русло реки не выявлено (Эйхгорн и др., 1976; Невеский и др., 1977).

5.2.2. Среднеголоценовая трансгрессия Талес (8.0–5 тыс. кал. л. н.). ОУМ достигал отметок ~20 м над у. м. в интервале (7.8–7.6 тыс. кал. л. н.), а затем медленно понижался до 15–16 м над у. м. (~7.6 — ранее ~4.9 тыс. кал. л. н.) (рис. 10). Вслед за изменением ОУМ вершина эстуария смещалась от порога Медведь вниз по течению реки (рис. 11, (б, в)). Во внешней части эстуария, приуроченной к нижнему сегменту Нижневарзугской депрессии, образовался широкий, открытый и, по-видимому, мелководный залив. Конфигурация берега способствовала заполнению залива наносами.

Из-за возросшей продолжительности безледного периода на побережье Белого моря 8.5–8.0 тыс. кал. л. н. активизировались береговые процессы (Репкина и др., 2017, 2019, 2020; Kublitskiy et al., 2023). В устье р. Варзуги они трансформировали формы водно-ледникового рельефа (рис. 11, (б, в)), которые были важным, а возможно, основным источником питания береговой

зоны песками, а также ядрами аккумуляции наносов. В максимум трансгрессии на правобережье р. Варзуги, в зоне сочленения блоков “А”, “С” и “Е”, образовались верхние генерации песчаных береговых валов, примыкающих к склонам камов (рис. 4). Судя по конфигурациям форм берегового рельефа, преобладали поперечные потоки наносов, а направления преобладающих ветров и волн были сходны с современными.

На аккумулятивных песчаных берегах действовали эоловые процессы. Терраса на высотах 15–20 м с наиболее крупными береговыми и эоловыми формами образовалась в условиях медленного понижения ОУМ и, вероятно, высокой гидродинамической активности, которая была отмечена в этот период и для других районов Белого моря (Невеский и др., 1977; Зарецкая, 2018; Репкина и др., 2020). Увеличение поступления эоловых песков в болото Кузоменский Мох ~6.9 и 6.0–5.9 тыс. кал. л. н. (Тимирева и др., 2022), вероятно, могло быть не только следствием пожаров, но также признаком усиления ветра. К концу трансгрессии на правобережье р. Варзуги аккумулятивная терраса, примкнувшая к склонам камов, имела протяженность ~6 км при ширине до 2 км.

Берега приморской части эстуария, защищенные от волн открытой акватории, как и в настоящее время, формировались под действием течений (стокового и приливного) и коротких волн, а выше — в сужениях среднего и верхнего сегментов Нижневарзугской депрессии — течений. Судя по морфологии террас, роль русловых процессов закономерно увеличивалась вверх по течению: уже на траверсе озера Беркут (рис. 1, (б)) терраса 15–20 м над у. м. имеет аллювиальный облик. Климат в бассейне р. Варзуги был теплым и относительно засушливым (Kremenetski, Patyk-Kara, 1997; Ilyashuk et al., 2005; Ильяшук и др., 2007) (рис. 10, (б)), а водность реки, по-видимому, не превышала современную. При этом твердый сток реки р. Варзуги, поступавший в вершину эстуария, судя по составу и залеганию осадков на мелководье, открытого побережья практически не достигал (Эйхгорн и др., 1976; Невеский и др., 1977).

5.2.3. Позднеголоценовая регрессия (позже ~5.0 тыс. кал. л. н.). На морском берегу прослеживается быстрое, а позже 1.8–1.7 тыс. кал. л. н. — медленное понижение ОУМ (рис. 10) с несколькими этапами стабилизации, во время которых формировались береговые линии 9–10, 5–7 и 2–3 м над у. м. Тенденции развития берега и направления потоков наносов в целом сохра-

нялись (рис. 11, (г, д)). Быстрое выдвижение песчаных аккумулятивных террас на юг и восток позволяет предположить, что 5–1 тыс. кал. л. н. интенсивность береговых процессов была выше современной, что коррелирует с увеличившейся до 10–12 месяцев (Новичкова, 2008) продолжительностью безледного периода (рис. 10, (а)). Возросла роль вдольбереговых потоков наносов. В интервале 3.9–3.3 тыс. кал. л. н. на террасах правобережья р. Варзуги возросла активность эоловых процессов (Тимирева и др., 2022).

В эстуарии в интервале 4.9–4.7 — 3.6–3.4 тыс. кал. л. н. активизировались русловые процессы, а понижение ОУМ сопровождалось колебаниями уровня, амплитуда которых была, вероятно, на 1–2 м больше современного подъема уровня в половодье (Крыленко и др., 2018). Причиной этого могло быть увеличение водности реки, вызванное ростом влажности и похолоданием климата, которые отмечены в разных районах Кольского полуострова в конце атлантического — начале суббореального времени (Solovieva et al., 2005; Ильяшук и др., 2007; Sapelko, 2017; Krikunova et al., 2022), а на юге бассейна р. Варзуги — после 4.5–4.0 тыс. кал. л. н. (Kremenetski, Patyk-Kara, 1997; Ilyashuk et al., 2005). Вероятно, увеличился и твердый сток реки. Эстуарий заполнялся наносами, а на прибрежном шельфе образовался конус выноса, перекрывший морские осадки среднего голоцена (Эйхгорн и др., 1976; Невесский и др., 1977). Твердый сток стал, по-видимому, значимым источником питания открытых берегов. Не позже 1.8–1.7 тыс. кал. л. н. в результате понижения ОУМ, а также аккумуляции в приустьевой области реки и на морском берегу, эстуарий р. Варзуги был практически отчленен от моря и сообщался с ним через узкий пролив.

За последние ~460 лет основные факторы руслообразования, в том числе — уровень моря, водность и твердый стока реки существенно не изменились (Крыленко и др., 2018).

Таким образом, на протяжении послеледниковой истории развития берегов района устья р. Варзуги, морфоструктурный план контролировал особенности морфо- и литодинамики береговой зоны, в том числе питания наносами. Вместе с тем высота древних береговых линий варьирует на 1–3 м не только в пределах разных блоков, но и в зависимости от положения на открытом морском побережье или внутри эстуария. Это позволяет предположить, что короткопериодные колебания уровня моря различной природы (Гид-

рометеорология..., 1991; Крыленко и др., 2018), а также различия высоты штормовых заплесков на отмелях и приглубых берегах, характерные для района исследования в современных условиях, имели место, начиная со среднего голоцена. В пользу продолжительного воздействия экстремальных колебаний уровня на террасы, уже вышедшие в результате послеледникового поднятия из зоны регулярного затопления, могут свидетельствовать, вероятно, значительные (до 2 тыс. лет) различия времени и условий начала накопления торфа на соседних участках болот. На песчаных берегах важным фактором морфолитодинамики берега были и остаются эоловые процессы.

5.3. Ритмы эндогенных и экзогенных факторов прибрежного морфолитогенеза

Результаты исследования позволили получить представления о некоторых ритмах эндогенных и экзогенных процессов прибрежного морфолитогенеза.

Скорость вертикальных движений морфоструктурных блоков в позднеледниковые и раннем голоцене может быть оценена только на качественном уровне. В пользу более быстрого унаследованного поднятия Западного блока косвенно свидетельствуют максимальная в районе устья р. Варзуги высота верхней морской границы (~55 м над у. м.), а также наличие сейсмодислокаций. Даты из подошвы болота Морские Мхи (9.6–9.0 тыс. кал. л. н.; скв. 17 и 26 на рис. 10) отражают время начала заболачивания, связанного с региональным потеплением и достаточной влажностью климата (Елина и др., 2000; Kremenetski et al., 1997; Sapelko, 2017), а не с изменениями ОУМ.

Различия в скорости поднятия блоков могут быть оценены для интервала ~7.5 тыс. кал. л. н. по двум датам (т. 1011 и т. 1019 на рис. 10 и в табл. 1). В пределах Устьевого блока ОУМ понижался в этот период со скоростью 2.6–2.8 мм/год, а в пределах Западного — ~3 мм/год (рис. 10). То есть, скорость поднятия блоков отличалась между собой не более чем на 0.4–0.2 мм/год, что не подтверждает предположение (Зарецкая, Репкина, 2015) о значительных вертикальных смещениях. Поэтому в строении рельефа современных и древних берегов (рис. 6, 7) различия скорости поднятия затушеваны влиянием гидродинамических процессов, в частности — выстой заплеска, большей на приглубых берегах быстрее поднимающихся блоков.

Начало действия береговых процессов может быть сопоставлено с потеплением рубежа позднего неоплейстоцена и голоцена (Елина и др., 2000). В голоцене относительно достоверно выделяются два этапа быстрой перестройки берега (~7.8–7.6 и ~5–1 тыс. кал. л. н.), в целом совпадающие с увеличением продолжительности безледного периода (Новичкова, 2008). Позже 4.9–4.7 тыс. кал. л. н. на рост береговых аккумулятивных форм влияли ритмы твердого стока р. Варзуги.

Ритмы эоловых процессов были связаны как с региональными, так и с локальными факторами и оказались не одинаковыми на разных участках побережья (рис. 10). Переувлажнение водно-ледниковых отложений, начавшееся после дегляциации, имело региональный характер и 7.9–7.8 тыс. кал. л. н. было прервано заболачиванием (Тимирева и др., 2022). Активизацию эоловых процессов ~6.9, 6.0–5.9 и 3.9–3.3 тыс. кал. л. н. связывают с нарушением растительного покрова песков в результате пожаров (Тимирева и др., 2022). Не исключено, что в это же время могли усиливаться ветры. После ~2.3 тыс. кал. л. н. можно выделить несколько эпизодов активизации (2.3–2.1 и позже 0.6–0.5 тыс. кал. л. н.) и затухания (~2.3, ~2.1 и 1.3–0.9 тыс. кал. л. н.) прибрежных эоловых процессов. Они не имеют отчетливой корреляции с изменениями температуры и влажности в устье р. Варзуги (Ilyashuk et al., 2005; Тимирева и др., 2022). Начало последней активизации эоловых процессов совпадает по времени с началом Малого Ледникового Периода (1350–1850) (Wanner et al., 2008), что могло быть вызвано усилением ветров (Lamb, 1979). После образования с. Кузомень (1667 г.) на эоловые процессы влияли антропогенные изменения прибрежных ландшафтов, которые в последние десятилетия определяют динамику эолового морфолитогенеза (Сафьянов, Шевченко, 2007б; Казаков, Вешняков, 2014; Репкина и др., 2022).

6. ВЫВОДЫ

1) Блоковую морфоструктуру района создают региональные ступени ЗСЗ простирания и наложенная линейная Нижневарзугская депрессия СЗ простирания, которую в среднем и нижнем течении депрессию наследует долина р. Варзуги. Различия в скорости послеледниковой (гляциоизостатического и тектонического) поднятия блоков, вероятно существенные в позднеледниковые — раннем голоцене, в последние ~7.5 тыс. кал. л. не превышали 0.2–0.4 мм/год.

2) Выделены три основных этапа развития береговой зоны района устья р. Варзуги, соответствующие региональным ритмам изменений климата и ОУМ: дегляциации, сопровождавшейся трансгрессивно-регрессивным циклом колебания уровня (12–9.8 тыс. кал. л. н.), среднеголоценовой трансгрессии Тапес (8.0–4.9 тыс. кал. л. н.) и позднеголоценовой регрессии (после 4.9 тыс. кал. л. н.).

3) Береговые линии на высотах 55–22 м сформировались, вероятно, 12–9.8 тыс. кал. л. н. в условиях быстрого понижения ОУМ. На приморских флангах поднятых блоков верхняя морская граница выявлена на высотах 54–55 м (западнее Нижневарзугской депрессии) и 39–40 м (к востоку от нее), а в депрессии, до ~10.2–9.8 тыс. кал. л. н. блокированной мертвым льдом, — ~22–25 м над у. м. Береговые линии на высотах ~15–20 м и менее ~15 м над у. м. сформировались ~7.8–4.9 и позже ~4.9 тыс. кал. л. н. соответственно, во время среднеголоценовой трансгрессии Тапес и последующего понижения ОУМ.

4) Основным источником наносов до 4.9 тыс. кал. л. н. был размыв отложений ледникового комплекса; песчаные аккумулятивные берега были связаны питанием с размывом водно-ледниковых отложений на бортах и днище Нижневарзугской депрессии. После 4.9 тыс. кал. л. н. в связи с активизацией русловых процессов важным источником наносов стал твердый сток р. Варзуги.

5) Преобладающие направления потоков наносов, и, следовательно, ветров и подхода волн, начиная со среднего голоцена, существенно не изменялись. Активизация береговых процессов (7.8–7.6 и 5–1 тыс. кал. л. н.) в целом совпадает по времени с увеличением продолжительности безледного (активного) периода. Позже 2.3 тыс. кал. л. н. зафиксированы несколько этапов переувлажнения и стабилизации поверхностей прибрежных террас.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена за счет гранта РФФИ № 22–17–00081 (обобщение и интерпретация геолого-геоморфологических данных), в рамках тем ГЗ ИГ РАН FMWS-2024–0005 (морфотектонический анализ, геоморфологическое дешифрирование) и 0127–2019–0008 (литостратиграфическое описание отложений, радиоуглеродное датирование), ГЗ ГИН РАН (радиоуглеродное датирование), ГЗ № 121040100323–5 (съемка БПЛА), ГЗ 121051400061–9 (тригонометрическое

нивелирование), 121051100167–1 (диатомовый анализ).

Авторы признательны А.В. Лудиковой, Т.В. Сапелко (ИОЗ РАН) и Л.С. Сырых (РГПУ им А.И. Герцена) за консультации при интерпретации разрезов донных отложений озер.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авенариус И.Г. (2004). Морфоструктура Беломорского региона. *Геоморфология*. № 3. С. 48–56. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2004-3-48-56>
- Агафонова Е.А., Полякова Е.И., Романенко Ф.А. (2020). Диатомовые водоросли в голоценовых отложениях Терского берега Белого моря в связи с историей его развития в послеледниковое время. *Арктика и Антарктика*. № 2. С. 1–16. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2020.2.32632>
- Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Винскунова К.Г. и др. (2007). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист Q–(35), 36 (Мурманск). Объяснит. записка. СПб.: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ. 281 с.
- Атлас “Климат морей России и ключевых районов Мирового океана”. Белое море. ЕСИМО. [Электронный ресурс]. URL: // http://www.esimo.ru/atlas/index_atlas.html (дата обращения: 04.12.2022).
- Барина С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. (2006). Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды. Тель-Авив: Pilies Studio. 498 с.
- Варейчук Н.С., Игнатов Е.И. (1989). Геоморфологическая карта дна Белого моря. *Геоморфология*. № 1. С. 67–72.
- Геодинамическая карта Кольского полуострова. Масштаб 1:500 000. (1991). Гл. ред. Е.Я. Шенкман. М.: Мингео СССР, ПГО “Аэрогеология”, МОМКАГЭ (фонд).
- Геологическая карта Кольского региона масштаба 1:500 000. (2001). Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море. (1991). Под ред. Б.Х. Глуховского, Ф.С. Терзиева. Л.: Гидрометеиздат. 240 с.
- Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. I. (1974). Под ред. З.И. Глезера, А.П. Жузе, И.В. Макаровой, А.И. Прошкиной-Лавренко, В.С. Шешуковой-Порецкой. Л.: Наука. 403 с.
- Дунаев Н.Н., Репкина Т.Ю., Авенариус И.Г. и др. (2011). Роль новейшей тектоники в современной динамике морской береговой зоны платформенных областей Российской Арктики. *Доклады академии наук*. Т. 437. № 2. С. 258–260.
- Евзеров В.Я., Николаева С.Б. (2000). Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона. *Геоморфология*. № 1. С. 61–73.
- Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. (2000). Позднеледниковые и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастиельность и палеогеография). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 242 с.
- Елина Г.А., Филимонова Л.В., Грабовик С.И. и др. (2005). Болота Кольского полуострова. *Труды КарНЦ РАН*. Вып. 8. С. 94–111.
- Ермолов А.А. (2010). Геоморфология беломорских берегов Кольского полуострова. *Геоморфология*. № 1. С. 36–42. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2010-1-36-42>
- Зарецкая Н.Е. (2018). Голоценовая история дельты р. Северной Двины. *Геоморфология*. № 1. С. 3–17. <https://doi.org/10.7868/S0435428118010017>
- Зарецкая Н.Е., Лудикова А.В., Шварев С.В. и др. (2020). Палеосейсмогенные тектонические рвы — уникальные архивы истории Белого моря в голоцене. *Геоморфология*. № 4. С. 45–57. <https://doi.org/10.31857/S0435428120040112>
- Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю. (2015). Новые данные по истории Терского берега Белого моря в голоцене (район устья р. Варзуги). В сб.: *Геология морей и океанов. Мат-лы XXI Межд. науч. конф. (Школы) по морской геологии*. Т. 3. М.: ГЕОС. С. 185–189.
- Зенкович В.П. (1962). Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР. 710 с.
- Ильяшук Б.П., Ильяшук Е.А., Хаммарлунд Д. (2007). Изменения климата в предгорьях Хибин, Кольский полуостров, на протяжении голоцена. *Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода*. № 67. С. 85–96.
- Казаков Л.А., Вешняков Г.В. (2014). Кузоменские пески в начале XXI века. М.: Пи-Квадрат. 128 с.
- Каплин П.А., Селиванов А.О. (1999). Изменение уровней морей России и развитие берегов. М.: ГЕОС. 299 с.
- Карта дочетвертичных образований. Масштаб 1:1 000 000. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). Лист Q–(35)–37 (Кировск). (2001). Под ред. Ю.Б. Богданова, К.Э. Якобсона, А.В. Амантова. СПб.: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ.
- Колодяжный С.Ю., Балуев А.С., Зыков Д.С. (2019). Структура и эволюция северо-запада Беломорско-Северодвинской зоны сдвига в позднем Протерозое и Фанерозое (Восточно-Европейская платформа). *Геотектоника*. № 1. С. 62–86. <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019162-86>
- Колька В.В., Корсакова О.П., Толстобров Д.С. и др. (2019). Побережье Кандалакшского залива Белого моря: комплексные литологические, микропалеонтологические, неотектонические, геохронологические исследования Лаборатории геологии и минералогии новейших отложений Геологического института КНЦ РАН в 2017–2019 годах. В сб.: *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*. Вып. 6. С. 53–60. <https://doi.org/10.24411/2687-1092-2019-10609>
- Корсакова О.П. (2022) Побережье Белого моря в пределах Фенноскандинавского кристаллического щита в неоплейстоцене и голоцене. *Известия РАН. Серия географическая*. Т. 86. № 6. С. 883–897. <https://doi.org/10.31857/S258755662206005X>

- Кошечкин Б.И. (1979). Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 158 с.
- Кошечкин Б.И., Каган Л.Я., Кудлаева А.Л. и др. (1973). Береговые образования поздне- и послеледниковых морских бассейнов на юге Кольского полуострова. В сб.: *Палеогеография и морфоструктуры Кольского п-ова*. Л.: Наука. С. 87–133.
- Красный Л.И. (1984). Глобальная делимость литосферы в свете геоблоковой концепции. *Советская геология*. № 7. С. 17–22.
- Крыленко И.В., Липка О.Н., Суткайтис О.К. (2018). Причины и последствия изменения русла в нижнем течении реки Варзуги. М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF). 200 с.
- Лаврова М.А. (1960). Четвертичная геология Кольского полуострова. М.—Л.: Изд-во АН СССР. 233 с.
- Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. (1977). Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука. 236 с.
- Никонов А.А., Субетто Д.А. (2007). Историческое цунами на Соловецких островах. *Известия РГО*. Т. 139. Вып. 6. С. 24–31.
- Новичкова Е.А. (2008). Постледниковая история развития Белого моря по материалам изучения водных и наземных палиноморф. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИО РАН. 26 с.
- Новичкова Е.А., Полякова Е.И. (2008). Палеогидрологические изменения в Белом море за исторический период времени на основе анализа цист динофлагеллат. *Доклады академии наук*. Т. 422. № 6. С. 819–822.
- Носова О.Ю., Вашков А.А. (2021). Петрографический состав крупнообломочной фракции тиллов западного сегмента ледникового аккумулятивного комплекса Терских Кейв (юг Кольского полуострова). *Региональная геология и металлогения*. № 86. С. 11–22. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2021_86_11-22
- Определитель пресноводных водорослей СССР. Вып. 4: Дiatомовые водоросли. (1951). Под ред. А.И. Прошкиной-Лавренко. М.: Советская наука. 620 с.
- Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П. и др. (2014). Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря. *Доклады академии наук*. Т. 454. № 4. С. 467–473. <https://doi.org/10.7868/S0869565214040203>
- Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Субетто Д.А. и др. (2017). Морфодинамика берегов северо-запада Онежского полуострова Белого моря в голоцене. Губа Конюхова. *Труды КарНЦ РАН*. № 8. С. 1–19.
- Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С. и др. (2019). Юго-восточный берег Горла Белого моря в голоцене: рельеф, отложения, динамика. В сб.: *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*. Вып. 6. СПб.: ААНИИ. С. 146–153. <https://doi.org/10.24411/2687-1092-2019-10621>
- Репкина Т.Ю., Луговой Н.Н., Гуринов А.Л. и др. (2022). Антропогенные изменения эоловых процессов на побережье Белого моря. *Известия РАН. Серия географическая*. Т. 86. № 6. С. 1046–1062. <https://doi.org/10.31857/S2587556622060140>
- Репкина Т.Ю., Романенко Ф.А., Лудикова А.В. и др. (2020). Северо-западные берега Онежского полуострова Белого моря в голоцене: условия развития, динамика, хронология. *Известия РАН. Серия географическая*. Т. 84. № 6. С. 888–904. <https://doi.org/10.31857/S2587556620060096>
- Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В., Джевахашвили П.С. и др. (2021). Строение и динамика рельефа западной части Терского берега Белого моря. В сб.: *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*. Вып. 8. С. 199–204. <https://doi.org/10.24412/2687-1092-2021-8-199-204>
- Романенко Ф.А., Шилова О.С. (2012). Послеледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо. *Доклады академии наук*. Т. 442. № 4. С. 544–548.
- Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р. и др. (2017). Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного Беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене-голоцене. В сб.: *Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история*. М.: Научный мир. С. 16–84.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. (1987). Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 100 с.
- Сафьянов Г.А., Репкина Т.Ю. (2017). Морфо- и литодинамика берегов Онежского полуострова. В сб.: *Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история*. М.: Научный мир. С. 185–200.
- Сафьянов Г.А., Соловьева Г.Д. (2005). Геоморфология дна и берегов Белого моря. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 3. С. 54–62.
- Сафьянов Г.А., Шевченко Н.В. (2007а). Особенности гранулометрической дифференциации наносов микроприливного берега. В сб.: *Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря*. Геленджик: ЮО ИО РАН. С. 172–175.
- Сафьянов Г.А., Шевченко Н.В. (2007б). Эоловые процессы на берегах Белого моря. В сб.: *Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря*. Геленджик: ЮО ИО РАН. С. 175–178.
- Селивановская Е.Е., Врачинская М.М. (1976). Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Кольская. Листы Q–37–XIII, XIV. Объяснит. записка. М.: Мингео СССР. 88 с.
- Симонов Ю.Г., Лукашов А.А. (1963). Некоторые приемы и результаты анализа неотектонических структур Юго-Восточного Забайкалья. *Записки Забайкальского отделения ГО СССР*. Вып. 21. Т. 2. С. 170–178.
- Соболев В.М. (2008). Состав, стратиграфия позднечетвертичных отложений Горла Белого моря и основные черты его палеогеографии. В сб.: *Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена*. М.: Изд-во МГУ. С. 144–156.
- Тектоническая карта Белого моря м-ба 1:1 500 000. Объяснит. записка. (2012). Под ред. А.С. Балуева, В.А. Журавлева, С.Ю. Колодяжного и др. М.: ГИН РАН. 58 с.

- Тимирева С.Н., Филимонова Л.В., Зюганова И.С. и др. (2022). Изменения окружающей среды Терского берега Белого моря (Кольский полуостров) в голоцене по данным комплексного изучения болота Кузоменский мох. *Геоморфология*. № 3. С. 39–50. <https://doi.org/10.31857/S0435428122030178>
- Уфимцев Г.Ф. (1984). Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука. 184 с.
- Флоренсов Н.А. (1978). Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука. 238 с.
- Шварев С.В. (2022). Морфотектоника, сейсмичность и экзогенные процессы Кольского полуострова. *Геология и геофизика*. Т. 63. № 8. С. 1135–1152. <https://doi.org/10.15372/GiG2021126>.
- Шубина Н.Г., Аристархова Л.Б. (1965). Методика восстановления “первичного” тектонического рельефа по топографической карте. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 2. С. 34–41.
- Эйхгорн Г.Л., Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А. (1976). Опыт-производственные морские геолого-съёмочные работы в среднем и крупном масштабах с целью разработки критериев оценки перспектив дна прибрежных акваторий на подводные россыпи (Прибрежный шельф Кольского п-ова). Л.: ВСЕГЕИ. 464 с.
- ЭтоМесто — старые карты России и мира онлайн. [Электронный ресурс]. URL: <http://www.etomesto.ru/> (дата обращения: 01.01.2022).
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A. et al. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* V. 420. P. 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Baranskaya A.V., Khan N., Romanenko F.A. et al. (2018). A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast. *Quat. Sci. Rev.* V. 199. P. 188–205. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.033>
- Boyes B.M., Pearce D.M., Lynch L.D. (2021). Glacial geomorphology of the Kola Peninsula and Russian Lapland. *Journal of Maps*. V. 17. № 2. P. 497–515. <https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1970036>
- Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East. (2017). J. Harff K. Furmańczyk H. von Storch (Eds.). Coastal Research Library. V. 19. Cham: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-49894-2>
- Creel R.C., Austermann J., Khan N.S. et al. (2022). Postglacial relative sea level change in Norway. *Quat. Sci. Rev.* V. 282. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107422>
- Denys L. (1985). Diatom analysis of an Atlantic Subboreal core from Slije (western Belgian coast plain). *Review of Paleobotany and Palynology*. V. 46. № 1–2. P. 33–53. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(85\)90037-5](https://doi.org/10.1016/0034-6667(85)90037-5)
- Doornkamp J.C. (1986). Geomorphological approaches to the study of neotectonics. *J. Geol. Soc.* V. 143. № 2. P. 335–342. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.143.2.0335>
- Dowdeswell J.A., Solheim A., Ottesen D. (2016). Rhomboidal crevasse-fill ridges at the marine margin of a surging Svalbard ice cap. *Geological Society, London, Memoirs*. V. 46. P. 73–74. <https://doi.org/10.1144/M46.62>
- Dusterhus A., Rovere A., Carlson A. et al. (2016). Palaeo-sea-level and palaeo-ice-sheet databases: problems, strategies, and perspectives. *Climate of the Past*. V. 12. № 4. P. 911–921. <https://doi.org/10.5194/cp-12-911-2016>
- Ekman I., Iljin V. (1995). Deglaciation, the Young Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas. In: *Glacial deposits in North-east Europe*. Rotterdam: Balkema. P. 195–209.
- Eronen M. (1974). The history of the Littorina Sea and associated Holocene events. *Commentat. Phys. Math.* V. 44. № 4. P. 79–195.
- Germain H. (1981). Flore des Diatomées. Diatomophycées. Eaux douces et saumâtres du Massif armoricain et des contrées voisines d'Europe occidentale. Paris: Bou bée. 444 p.
- Hättestrand C., Kolka V.V., Stroeve A.P. (2007). The Keiva ice marginal zone on the Kola Peninsula, north-west Russia: A key component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian Ice Sheet. *Boreas*. V. 36. № 4. P. 352–370. <https://doi.org/10.1080/03009480701317488>
- Hijma M.P., Engelhart S.E., Tornqvist T.E. et al. (2015). A protocol for a geological sea-level database. In: I. Shennan, A.J. Long, Horton B.P. (Eds.). *Handbook of Sea-level Research*. John Wiley & Sons, Ltd, New York. P. 536–553.
- Hyvärinen H. (1984). The Mastogloia stage in the Baltic Sea history: diatom evidence from Southern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.* V. 56. № 1–2. P. 99–115.
- Ilyashuk E.A., Ilyashuk B.P., Hammarlund D. et al. (2005). Holocene climatic and environmental changes inferred from midge records (Diptera: Chironomidae, Chaoboridae, Ceratopogonidae) at Lake Berkut, southern Kola Peninsula, Russia. *The Holocene*. V. 15. P. 897–914. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl865ra>
- Korsakova O., Molodkov A., Yelovicheva Ya. et al. (2019). Middle Pleistocene marine deposits on the Kola Peninsula (NW Russia). *Quat. Int.* V. 509. P. 3–16. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.019>
- Korsakova O.P. (2019). Formal stratigraphy of the neopleistocene (middle and upper/late Pleistocene) in the Kola region, NW Russia. *Quat. Int.* V. 534. P. 42–49. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.007>
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1988). Bacillariophyceae 2. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. In: H. Ettl, J. Gerloff, H. Heynig, D. Mollenhauer (Eds.). *Süßwasserflora von Mitteleuropa*. Stuttgart: Gustav Fisher Verlag. 596 p.
- Kremenetski C.V., Patyk-Kara N.G. (1997). Holocene vegetation dynamics of the southeast Kola Peninsula, Russia. *The Holocene*. V. 7. № 4. P. 473–479. <https://doi.org/10.1177/095968369700700409>
- Kremenetski C.V., Vaschalova T., Goryachkin S. et al. (1997). Holocene pollen stratigraphy and bog development in the west of the Kola Peninsula, Russia. *Boreas*. V. 26. P. 91–102. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1997.tb00656.x>
- Krikunova A.I., Kostromina N.A., Savelieva L.A. et al. (2022). Late- and postglacial vegetation and climate history of the central Kola Peninsula derived from a radiocarbon-dated pollen record of Lake Kamenistoe. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 603. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111191>

- Kublitskiy Yu., Repkina T., Leontiev P. et al. (2023). Reconstruction of relative sea-level changes based on a multiproxy study of isolated basins on the Onega Peninsula (White Sea, northwestern Russia). *Quat. Int.* V. 644–645. P. 79–95. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.016>
- Lamb H.H. (1979). Climatic variation and changes in the wind and ocean circulation: The Little Ice Age in the northeast Atlantic. *Quat. Res.* V. 11. № 1. P. 1–20.
- Lunkka J.P., Kaparulina E., Putkinen N. et al. (2018). Late Pleistocene palaeoenvironments and the last deglaciation on the Kola Peninsula, Russia. *Arktos.* V. 4. P. 2–18. <https://doi.org/10.1007/s41063-018-0053-z>
- Ramsay W. (1898). Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. Fennia, Bd. XVI. № 1. P. 1–151.
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon.* V. 62. P. 725–757. <http://dx.doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Sapelko T. (2017). Northern Scandinavia: paleogeography of the Kola Peninsula. In: *Human Colonization of the Arctic: The Interaction Between Early Migration and the Paleoenvironment*. Elsevier. P. 23–33. <https://doi.org/10.1016/C2015-0-04747-5>
- Schneider A.E. (2004). Morphotectonics. Berlin, Germany: Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 197 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-18745-2>
- Selivanov A.O. (1996). Morphological changes on Russian coasts under rapid sea-level changes: Examples from the Holocene history and implications for their future. *J. Coastal Res.* V. 12. № 4. P. 823–830.
- Solovieva N., Tarasov P.E., MacDonald G. (2005). Quantitative reconstruction of Holocene climate from the Chuna Lake pollen record, Kola Peninsula, northwest Russia. *The Holocene.* V. 15. № 1. P. 141–148. <http://dx.doi.org/10.1191/0959683605hl793rr>
- Stuiver M., Reimer P.J. (1993). Extended 14C Data Base and Revised CALIB 3.0 14C Age Calibration Program. *Radiocarbon.* V. 35. № 1. P. 215–230. <https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>
- van de Plassche O. (1995). Evolution of the intra-coastal tidal range in the Rhine-Meuse delta and Flevo Lagoon, 5700–3000 years cal B.C. In: *Marine Geology. Coastal Evolution in the Quaternary: IGCP Project.* V. 274 (124). P. 113–128. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00035-W](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00035-W)
- Wanner H., Beer J., Butikofer J. et al. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quat. Sci. Rev.* V. 27. P. 1791–1828. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>
- White Sea map ru.png [Electronic resource]. URL: <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=12404892> (access date: 01.01.2022).
- Witkowski A., Lange-Bertalot H., Metzeltin D. (2000). Diatom flora of marine coasts I. Ruggell: A.R.G. Gantner Verlag K.G. 925 p.
- Zaretskaya N., Korsakova O., Molodkov A. et al. (2022). Early Middle Weichselian in the White Sea and adjacent areas: Chronology, stratigraphy and palaeoenvironments. *Quat. Int.* V. 632. P. 65–78. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.05.007>

MORPHODYNAMICS AND MORPOTECTONICS OF THE VARZUGA RIVER MOUTH AREA (TERSKIY COAST OF THE WHITE SEA) IN THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE³

T. Yu. Repkina^{a,c,*}, N. E. Zaretskaya^{a,b,c,**}, S. V. Shvarev^{a,d,***},
N. N. Lugovoy^{a,e,****}, A. R. Alyautdinov^{e,*****}, and O. S. Shilova^{e,*****}

^aInstitute of Geography RAS, Moscow, Russia

^bGeological Institute RAS, Moscow, Russia

^cFSBI VNIIOkeanologiya, St. Petersburg, Russia

^dSchmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

^eLomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

*E-mail: t-repkina@yandex.ru; **E-mail: n_zaretskaya@inbox.ru;

E-mail: shvarev@ifz.ru; *E-mail: lugovoy-n@yandex.ru;

*****E-mail: ali_alia@mail.ru; *****E-mail: o.olyunina@mail.ru

The Late- and post-glacial history of the development of the White Sea coastal zone in the area of the Varzuga River mouth is considered as a result of the interaction of endogenous and exogenous factors of coastal morpholithogenesis. Based on geomorphological investigations, study of Holocene deposits by lithostratigraphic, diatom and radiocarbon analyses, as well as collection and analysis of published data, new results on the area's relief development for ~13 cal ka BP have been obtained. The features of the regional

³ For citation: Repkina T.Yu., Zaretskaya N.E., Shvarev S.V. et al. (2024). Morphodynamics and morpotectionics of the Varzuga River mouth area (Terskiy coast of the White Sea) in the Late Glacial and Holocene. *Geomorfologiya i Paleogeografiya.* V. 55. № 1. P. 93–129. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924010079>; <https://elibrary.ru/IMAKHF>

hierarchical morphostructure and local post-glacial tectonics of the territory — the spatial relationships of blocks and the speed of vertical movements — were determined. The superimposed linear Nizhnevarzugskaya depression, which determined the configuration of the Varzuga River estuary in the late and postglacial time, was identified for the first time. The influence of the spatial ratio of blocks and differentiated postglacial uplift on the coastal morpholithogenesis was established. The course of changes in the relative sea level (RSL), development conditions and morphodynamics of the open coast and the estuary of the Varzuga River were reconstructed and new data on the rhythms of coastal morpholithogenesis processes (coastal, estuarine, and aeolian) obtained. Three stages of the coastal zone development were identified, corresponding to regional rhythms of changes in the relative sea level and climate: (I) Late Glacial transgression and Early Holocene regression (~12–9.8 cal ka BP), (II) Middle Holocene Tapes transgression (7.8–4.9 cal ka BP), (III) Late Holocene regression (after 4.9 cal ka BP). The upper marine boundary of the Late Glacial transgression is traced at the elevation of ~54–55 m a. s. l. to the west of the Nizhnevarzugskaya depression, — ~39–40 m a.s.l. to the east of it, and — 22–25 m a. s. l. in the depression. The shores of lower morphostructural blocks were probably blocked by dead ice up until ~10.2–9.8 cal ka BP. During the Tapes transgression, the RSL reached a maximum (~7.8–7.6 cal ka BP; ~20 m a. s. l.), and by 4.9 cal ka BP fall to ~15 m a.s.l. The prevailing directions of sediment fluxes, winds and wave approach became similar to those of today. However, the main source of the coastal zone sedimentary supply was the erosion of glaciofluvial sediments and the input of sands from the seabed. In the interval of ~4.9–1.7 cal ka BP, the RSL decreased to ~5 m a.s.l. The sediment runoff of the Varzuga River became the main source of feeding the coastal zone.

Keywords: sea coasts, river mouths, block structure, relative sea level, coastal-marine relief-forming processes, postglacial

ACKNOWLEDGEMENTS

The work was supported by the Russian Science Foundation grant № 22–17–00081 (generalization and interpretation of geological and geomorphological data), within the frame of State Task of Institute of Geography, RAS topic № FMWS-2024-0005 (morpholineament analysis, geomorphological interpretation), and № 0127-2019-0008 (lithostratigraphic description of deposits, radiocarbon dating), Geological Institute, RAS (radiocarbon dating), State Task 121040100323-5 (UAV), 121051400061-9 (trigonometric leveling), 121051100167-1 (diatom analysis).

The authors are grateful to A.V. Ludikova, T.V. Sapelko (ILR RAS) and L.S. Syrykh (Russian State Pedagogical University named after A.I. Herzen) for consultations in the interpretation of sections of lake bottom sediments.

REFERENCES

- Agafonova E.A., Polyakova E.I., Romanenko F.A. (2020). Diatoms in the Holocene deposits of the Tersky coast of the White Sea in connection with the history of its development in the post-glacial period. *Arktika i Antarktika*. № 2. P. 1–16. (in Russ.) <https://doi.org/10.7256/2453–8922.2020.2.32632>
- Astafiev B.Yu., Bogdanov Yu.B., Vinskunova K.G. et al. (2007). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Severo-Karsko-Barentsevomorskaya. List Q–(35), 36 (Murmansk). Ob'yasnitel'naya zapiska (State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Series North Kara-Barents Sea. Sheet Q–(35), 36 (Murmansk). Explanatory note). St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI (Publ.). 281 p. (in Russ.)
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A. et al. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* V. 420. P. 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Atlas “Klimat morei Rossii i klyuchevykh raionov Mirovogo okeana”. Beloe more. YESIMO. (Atlas “Climate of the seas of Russia and key regions of the World Ocean”. White Sea. ESIMO.) [Electronic data]. Access way: http://www.esimo.ru/atlas/index_atlas.html (access date: 04.12.2022). (in Russ.)
- Avenarius I.G. (2004). Morphostructure of the White Sea region. *Geomorfologiya*. № 3. P. 48–56. (in Russ.) <https://doi.org/10.15356/0435–4281–2004–3–48–56>
- Baluev A.S., Zhuravlev V.A., Kolodyazhny S.Yu. et al. (Eds.). (2012). Tektonicheskaya karta Belogo morya m-ba 1:1 500 000. Ob'yasnitel'naya zapiska (Tectonic map of the White Sea scale 1:1 500 000. Explanatory note). Moscow: GIN RAN (Publ.). 58 p. (in Russ.)
- Baranskaya A.V., Khan N., Romanenko F.A. et al. (2018). A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast. *Quat. Sci. Rev.* V. 199. P. 188–205. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.033>
- Barinova S.S., Medvedeva L.A., Anissimova O.V. (2006). Bioraznoobrazie vodoroslei-indikatorov okruzhayushchei sredy (Diversity of algal indicators in environmental assessment). Tel Aviv: Pilies Studio (Publ.). 498 p. (in Russ.)
- Bogdanov Yu.B., Yakobson K.E., Amantov A.V. (Eds.). (2001). Karta dochetvertichnykh obrazovaniy. Masshtab 1:1 000 000. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii (novaya seriya). List Q–(35)–37 (Kirovsk) (Map of pre-Quaternary formations. Scale 1:1,000,000. State Geological Map of the Russian Federation (new series). Sheet Q–(35)–37 (Kirovsk)). St. Petersburg: VSEGEI (Publ.). (in Russ.)

- Boyes B.M., Pearce D.M., Linch L.D. (2021). Glacial geomorphology of the Kola Peninsula and Russian Lapland. *Journal of Maps*. V. 17:2. P. 497–515. <https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1970036>
- Creel R.C., Austermann J., Khan N.S. et al. (2022). Postglacial relative sea level change in Norway. *Quat. Sci. Rev.* V. 282. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107422>
- Denys L. (1985). Diatom analysis of an Atlantic Subboreal core from Slije (western Belgian coast plain). *Rewiew of Paleobotany and Palynology*. V. 46. № 1–2. P. 33–53. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(85\)90037-5](https://doi.org/10.1016/0034-6667(85)90037-5)
- Doornkamp J.C. (1986). Geomorphological approaches to the study of neotectonics. *J. Geol. Soc.* V. 143. № 2. P. 335–342. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.143.2.0335>
- Dowdeswell J.A., Solheim A., Ottesen D. (2016). Rhomboidal crevasse-fill ridges at the marine margin of a surging Svalbard ice cap. Geological Society, London, Memoirs. V. 46. P. 73–74. <https://doi.org/10.1144/M46.62>
- Dunaev N.N., Leont'ev I.O., Repkina T.Yu. et al. (2011). The role of neotectonics in the present day dynamics of the sea coastal zone in the Western Arctic continental platform areas. *Doklady Earth Sci.* V. 437. № 1. P. 416–418. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11030123>
- Dusterhus A., Rovere A., Carlson A. et al. (2016). Palaeo-sea-level and palaeo-ice-sheet databases: problems, strategies, and perspectives. *Climate of the Past*. V. 12. № 4. P. 911–921. <https://doi.org/10.5194/cp-12-911-2016>
- Eikhgorn G.L., Rybalko A.E., Spiridonov M.A. (1976). Opytno-proizvodstvennye morskije geologos'emochnye raboty v srednem i krupnom masshtabakh s tsel'yu razrabotki kriteriev otsenki perspektiv dna pribrezhnykh akvatorii na podvodnye rossypi (Pribrezhnyi shel'f Kol'skogo poluostrova) (Experience-production offshore geological surveys on a medium and large scale in order to develop criteria for assessing the prospects of the bottom of coastal waters for underwater placers (Coastal shelf of the Kola Peninsula)). Leningrad: VSEGEI (Publ.), 464 p. (in Russ.)
- Ekman I., Iljin V. (1995). Deglaciation, the Young Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas. In: *Glacial deposits in North-east Europe*. Rotterdam: Balkema. P. 195–209.
- Elina G.A., Filimonova L.V., Grabovik S.I. et al. (2005). Swamps of the Kola Peninsula. *Trudy Karel'skogo NTs RAN*. V. 8. P. 94–111. (in Russ.)
- Elina G.A., Lukashov A.D., Yurkovskaya T.K. (2000). Pozdnelednikov'e i golotsen Vostochnoi Fennoskandii (paleorastitel'nost' i paleogeografiya) (Late Glacial and Holocene of Eastern Fennoscandia (paleovegetation and paleogeography)). Petrozavodsk: Karel'skii NTs RAN (Publ.). 242 p. (in Russ.)
- Eronen M. (1974). The history of the Littorina Sea and associated Holocene events. *Commentat. Phys. Math.* V. 44. № 4. P. 79–195.
- EtoMesto — old maps of Russia and the world online. [Electronic resource]. URL: <http://www.etomesto.ru/> (access date: 01.01.2022).
- Florensov N.A. (1978). Ocherki strukturnoi geomorfologii (Essays on structural geomorphology). Moscow: Nauka (Publ.). 238 p. (in Russ.)
- Germain H. (1981). Flore des Diatomées. Diatomophycées. Eaux douces et saumâtres du Massif armoricain et des contrées voisines d'Europe occidentale. Paris: Bou bée (Publ.). 444 p.
- Gleser S.I., Jousé A.P., Makarova I.V. et al. (Eds.). (1974). Diatomovye vodorosli SSSR (iskopaemye i sovremennye). T. 1. (The diatoms of the USSR (fossil and recent). V. 1). Leningrad: Nauka (Publ.). 403 p. (in Russ.)
- Glukhovskiy B.Kh., Terziyev F.S. (Eds.). (1991). Gidrometeorologiya i gidrokimiya morei SSSR. T. II. Beloe more (Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. T. II. White Sea). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.) 240 p. (in Russ.)
- Harff J., Furmańczyk K., von Storch H. (Eds.). (2017). Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East. *Coastal Research Library*. V. 19. Cham: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-49894-2>
- Hättestrand C., Kolka V.V., Stroeve A.P. (2007). The Keiva ice marginal zone on the Kola Peninsula, northwest Russia: A key component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian Ice Sheet. *Boreas*. V. 36. № 4. P. 352–370. <https://doi.org/10.1080/03009480701317488>
- Hijma M.P., Engelhart S.E., Tornqvist T.E. et al. (2015). A protocol for a geological sea-level database. In: I. Shennan, A.J. Long, B.P. Horton (Eds.). *Handbook of Sea-level Research*. John Wiley & Sons, Ltd, New York. P. 536–553.
- Hyvärinen H. (1984). The Mastogloia stage in the Baltic Sea history: diatom evidence from Southern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.* V. 56. № 1–2. P. 99–115.
- Ilyashuk B.P., Ilyashuk E.A., Hammarlund D. (2007). Climate change in the foothills of the Khibiny, Kola Peninsula, during the Holocene. *Byull. Komis. po izuch. chetvertich. perioda*. V. 67. P. 85–96. (in Russ.)
- Ilyashuk E.A., Ilyashuk B.P., Hammarlund D. et al. (2005). Holocene climatic and environmental changes inferred from midge records (Diptera: Chironomidae, Chaoboridae, Ceratopogonidae) at Lake Berkut, southern Kola Peninsula, Russia. *The Holocene*. V. 15. P. 897–914. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl865ra>
- Kaplin P.A., Selivanov A.O. (1999). Izmenenie urovnei morei Rossii i razvitie beregov (Changing the levels of the Russian seas and the development of the coast). Moscow: GEOS (Publ.). 299 p. (in Russ.)
- Kazakov L.A., Veshnyakov G.V. (2014). Kuzomenskie peski v nachale XXI veka (Kuzomensky sands at the beginning of the 21st century). Moscow: Pi-Kvadrat (Publ.). 128 p. (in Russ.)
- Kolka V.V., Korsakova O.P., Tolstobrov D.S. et al. (2019). The coast of the Kandalaksha Bay of the White Sea: complex lithological, micropaleontological, neotectonic, geochronological studies of the Laboratory of Geology and Minerageny of the latest deposits of the Geological Institute of the KSC RAS in 2017–2019. In: *Rel'ef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarkтики i Severo-Zapada Rossii*. V. 6. P. 53–60. (in Russ.) <https://doi.org/10.24411/2687-1092-2019-10609>

- Kolodyazhny S.Y., Baluev A.S., Zykov D.S. (2019). Structure and evolution of Belomorian-Severodvinsk shear zone in the Late Proterozoic and Phanerozoic, East-European Platform. *Geotektonika*. № 1. P. 62–86. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019162-86>
- Korsakova O.P. (2019). Formal stratigraphy of the neopleistocene (middle and upper/late Pleistocene) in the Kola region, NW Russia. *Quat. Int.* V. 534. P. 42–49. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.007>
- Korsakova O.P. (2022). White Sea coasts within Fennoscandian crystal Shield in the Neopleistocene and Holocene. *Izvestiya RAN. Ser. geograficheskaya*. V. 86. № 6. P. 883–897. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S258755662206005X>
- Korsakova O., Molodkov A., Yelovicheva Ya. et al. (2019). Middle Pleistocene marine deposits on the Kola Peninsula (NW Russia). *Quat. Int.* V. 509. P. 3–16. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.019>
- Koshechkin B.I. (1979). Golotsenovaya tektonika vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita (Holocene tectonics of the eastern part of the Baltic Shield). Leningrad: Nauka (Publ.) 157 p. (in Russ.)
- Koshechkin B.I., Kagan L.Ya., Kudlaeva A.L. et al. (1973). Coastal formations of late- and post-glacial marine basins in the south of the Kola Peninsula. In: *Paleogeografiya i morfostruktury Kol'skogo p-ova*. Leningrad: Nauka (Publ.). P. 87–133. (in Russ.)
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1988). Bacillariophyceae 2. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. In: H. Ettl, J. Gerloff, H. Heynig, D. Mollenhauer (Eds.). *Süßwasserflora von Mitteleuropa*. Stuttgart: Gustav Fisher Verlag (Publ.). 596 p.
- Krasnyi L.I. (1984) Global divisibility of the lithosphere in the light of the geoblock concept. *Sovetskaya geologiya*. № 7. C.17–32. (in Russ.)
- Kremenetski C.V., Patyk-Kara N.G. (1997). Holocene vegetation dynamics of the southeast Kola Peninsula, Russia. *The Holocene*. V. 7. № 4. P. 473–479. <https://doi.org/10.1177/095968369700700409>
- Kremenetski C.V., Vaschalova T., Goryachkin S. et al. (1997). Holocene pollen stratigraphy and bog development in the west of the Kola Peninsula, Russia. *Boreas*. V. 26. P. 91–102. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1997.tb00656.x>
- Krikunova A.I., Kostromina N.A., Savelieva L.A. et al. (2022). Late- and postglacial vegetation and climate history of the central Kola Peninsula derived from a radiocarbon-dated pollen record of Lake Kamenistoe. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 603. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111191>
- Krylenko I.V., Lipka O.N., Sutkaitis O.K. (2018). Prichiny i posledstviya izmeneniya rusla v nizhnem techenii reki Varzugi (Causes and consequences of channel changes in the lower reaches of the Varzuga River). Moscow: WWF (Publ.). 200 p. (in Russ.)
- Kublitskiy Yu., Repkina T., Leontiev P. et al. (2023). Reconstruction of relative sea-level changes based on a multiproxy study of isolated basins on the Onega Peninsula (White Sea, northwestern Russia). *Quat. Int.* V. 644–645. P. 79–95. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.016>
- Lamb H.H. (1979). Climatic variation and changes in the wind and ocean circulation: The Little Ice Age in the northeast Atlantic. *Quat. Res.* V. 11. № 1. P. 1–20.
- Lavrova M.A. (1960). Chetvertichnaya geologiya Kol'skogo poluostrova (Quaternary Geology of the Kola Peninsula). Moscow-Leningrad: AN SSSR (Publ.). 233 p. (in Russ.)
- Lunkka J.P., Kaparulina E., Putkinen N. et al. (2018). Late Pleistocene palaeoenvironments and the last deglaciation on the Kola Peninsula, Russia. *Arktos*. V. 4. P. 2–18. <https://doi.org/10.1007/s41063-018-0053-z>
- Mitrofanov F.P. (Ed.) (2001). Geologicheskaya karta Kol'skogo regiona masshtaba 1:500 000 (Geological map of the Kola region, scale 1:500 000). Apatity. (in Russ.)
- Nevessky E.N., Medvedev V.S., Kalinenko V.V. (1977). Beloe more. Sedimentogenez i istoriya razvitiya v golotsene (White Sea. Sedimentogenesis and history of development in the Holocene). Moscow: Nauka (Publ.). 236 p. (in Russ.)
- Nikonov A.A., Subetto D.A. (2007). Historical tsunamis on the Solovetsky Islands. *Izvestiya RGO*. V. 139. № 6. P. 24–31. (in Russ.)
- Nosova O.Yu., Vashkov A.A. (2021). Lithologic composition of coarse clastic fraction of the tillite from the west part of the Terskie Keivy glacial accumulative complex, southern Kola Peninsula. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. № 86. P. 11–22. (in Russ.) https://doi.org/10.52349/0869-7892_2021_86_11-22
- Novichkova Ye.A. (2008). Postlednikovaya istoriya razvitiya Belogo morya po materialam izucheniya vodnykh i nazemnykh palinomorf (Postglacial history of the development of the White Sea based on the study of aquatic and terrestrial palynomorphs). PhD thesis. Moscow: IO RAS. 26 p. (in Russ.)
- Novichkova E.A., Polyakova E.I. (2008). Hydrological changes in the White Sea during the historical period inferred from analysis of dinocysts. *Doklady Earth Sci.* V. 423 № 1. P. 1290–1293. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08080242>
- Polyakova Y.I., Novichkova, Y.A., Lisitzin A.P. et al. (2014). Modern data on the biostratigraphy and geochronology of White Sea sediments. *Doklady Earth Sci.* V. 454. P. 169–174. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14020032>
- Proshkina-Lavrenko A.I. (Ed.). (1951). *Opredelitel' presno-vodnykh vodoroslei SSSR. Vypusk 4: Diatomovye vodorosli* (Key to freshwater algae of the USSR. Issue. 4: Diatoms). Moscow: Sovetskaya nauka (Publ.). 620 p. (in Russ.)
- Ramsay W. (1898). Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. Fennia, Bd. XVI. № 1. P. 1–151.
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. P. 725–757. <http://dx.doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Repkina T.Yu., Zaretskaya N.E., Subetto D.A. et al. (2017). Morphodynamics of the shores of the northwestern Onega Peninsula of the White Sea in the Holocene. Guba Konyukhova. *Trudy Karel'skogo NTs RAN*. № 8. P. 1–19. (in Russ.)

- Repkina T.Yu., Zaretskaya N.E., Shilova O.S. et al. (2019). Southeastern coast of the Gorlo Strait of the White Sea in the Holocene: relief, sediments, dynamics. In: *Rel'ef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarkтики i Severo-Zapada Rossii*. V. 6. St. Petersburg: AANII (Publ.). P. 146–153. (in Russ.) <https://doi.org/10.24411/2687-1092-2019-10621>
- Repkina T.Yu., Romanenko F.A., Ludikova A.V. et al. (2020). The Northwestern shores of the Onega Peninsula of the White Sea in the Holocene: development conditions, dynamics, chronology. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. V. 84. № 6. P. 888–904. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S2587556620060096>
- Repkina T.Yu., Lugovoi N.N., Gurinov A.L. et al. (2022). Anthropogenic changes in eolian processes on the coast of the White Sea. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. V. 86. № 6. P. 1046–1062. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S2587556622060140>
- Romanenko F.A., Shilova O.S. (2012). The postglacial uplift of the Karelian Coast of the White Sea according to radiocarbon and diatom analyses of lacustrine-boggy deposits of Kindo Peninsula. *Doklady Earth Sci.* V. 442. P. 242–246. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12020079>
- Romanenko F.A., Garankina E.V., Dzhevakhshvili P.S. et al. (2021). The structure and dynamics of the relief of the western part of the Tersky coast of the White Sea. In: *Rel'ef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarkтики i Severo-Zapada Rossii*. V. 8. P. 199–204. (in Russ.) <https://doi.org/10.24412/2687-1092-2021-8-199-204>
- Rybalko A.E., Zhuravlev V.A., Semenova L.R. et al. (2017). Quaternary sediments of the White Sea and the history of the development of the modern White Sea basin in the late Pleistocene — Holocene. The White Sea system. V. IV. Moscow: Scientific World (Publ.). P. 84–127.
- Sadovskii M.A., Bolhovitinov L.G., Pisarenko V.F. (1987). Deformirovanie geofizicheskoi sredy i seismicheskii protsess (Deformation of the geophysical environment and the seismic process). Moscow: Nauka (Publ.). 100 p. (in Russ.)
- Safyanov G.A., Solov'eva G.D. (2005). Geomorphology of the bottom and coasts of the White Sea. *Vestn. Mosk. Unta. Ser. 5. Geografiya*. № 3. P. 54–62. (in Russ.)
- Safyanov G.A., Shevchenko N.V. (2007a). Peculiarities of granulometric differentiation of sediments of the microtidal coast. In: *Problemy upravleniya i ustoychivogo razvitiya pribrezhnoi zony morya*. Gelendzhik: YuO IO RAN (Publ.). P. 172–175. (in Russ.)
- Safyanov G.A., Shevchenko N.V. (2007b). Eolian processes on the shores of the White Sea. In: *Problemy upravleniya i ustoychivogo razvitiya pribrezhnoi zony morya*. Gelendzhik: YuO IO RAN. P. 175–178. (in Russ.)
- Safyanov G.A., Repkina T.Yu. (2017). Morpho- and lithodynamics of the shores of the Onega Peninsula. In: The White Sea system. V. IV. Moscow: Scientific World (Publ.). P. 185–200. (in Russ.)
- Sapelko T. (2017). Northern Scandinavia: paleogeography of the Kola Peninsula. In: *Human Colonization of the Arctic: The Interaction Between Early Migration and the Paleoenvironment*. Elsevier. P. 23–33. <https://doi.org/10.1016/C2015-0-04747-5>
- Scheidegger A.E. (2004). *Morphotectonics*. Berlin, Germany: Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 197 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-18745-2>
- Selivanov A.O. (1996). Morphological changes on Russian coasts under rapid sea-level changes: Examples from the Holocene history and implications for their future. *J. Coastal Res.* V. 12. № 4. P. 823–830.
- Selivanovskaya E.E., Vrachinskaya M.M. (1976). *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200 000. Seriya Kol'skaya*. Listy Q–37–XIII, XIV. Ob'yasnitel'naya zapiska (Geological map of the USSR, scale 1:200 000. Kola series. Sheets Q–37–XIII, XIV. Explanatory note). Moscow: MingeoSSSR (Publ.). 88 p. (in Russ.)
- Shenkman E.Ya. (Ed.). (1991). *Geodinamicheskaya karta Kol'skogo poluoostrova*. Masshtab 1:500 000 (Geodynamic map of the Kola Peninsula. Scale 1:500 000). Moscow: Mingeo SSSR, PGO "Aerogeologiya", MOMKAGE (funds). (in Russ.)
- Shubina N.G., Aristarkhova L.B. (1965). Methods of restoring the "primary" tectonic relief on a topographic map. *Vestn. Mosk. Unta. Ser. 5. Geografiya*. № 2. P. 34–41. (in Russ.)
- Shvarev S.V. (2022). Morphotectonics, seismicity and exogenous processes of the Kola Peninsula. *Geologiya i geofizika*. V. 63. № 8. P. 1135–1152. (in Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG2021126>
- Simonov Yu.G., Lukashov A.A. (1963). Some methods and results of the analysis of neotectonic structures of the South-Eastern Transbaikalia. *Zapiski Zabaikal'skogo otdeleniya GO SSSR*. V. 21 (2). P. 170–178. (in Russ.)
- Sobolev V.M. (2008). Composition, stratigraphy of the Late Quaternary deposits of the Gorlo Strait of the White Sea and the main features of its paleogeography. *Problemy paleogeografii i stratigrafii pleystotsena*. V. 2. Moscow: MGU (Publ.). P. 144–156. (in Russ.)
- Solovieva N., Tarasov P.E., MacDonald G. (2005). Quantitative reconstruction of Holocene climate from the Chuna Lake pollen record, Kola Peninsula, northwest Russia. *The Holocene*. V. 15. № 1. P. 141–148. <http://dx.doi.org/10.1191/0959683605hl793rr>
- Stuiver M., Reimer P.J. (1993). Extended 14C Data Base and Revised CALIB 3.0 14C Age Calibration Program. *Radiocarbon*. V. 35. № 1. P. 215–230. <https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>
- Timireva S.N., Filimonova L.V., Zyuganova I.S. et al. (2022). Environmental changes in the Tersky Coast of White Sea (Kola Peninsula) during the Holocene inferred from multi-proxy study of the Kuzomen Moch peatland. *Geomorfologiya*. № 3. P. 39–50. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0435428122030178>
- Ufimtsev G.F. (1984). Tektonicheskii analiz rel'efa (na primere Vostoka SSSR) (Tectonic relief analysis (on the example of the East of the USSR)). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 184 p. (in Russ.)
- van de Plassche O. (1995). Evolution of the intra-coastal tidal range in the Rhine-Meuse delta and Flevo Lagoon, 5700–3000 years cal B.C. In: *Marine Geology. Coastal Evolution in the Quaternary: IGCP Project*. V. 274 (124). P. 113–128. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00035-W](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00035-W)

- Vareychuk N.S., Ignatov E.I. (1989). Geomorphological map of the bottom of the White Sea. *Geomorfologiya*. № 1. P. 67–72. (in Russ.)
- Wanner H., Beer J., Butikofer J. et al. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quat. Sci. Rev.* V. 27. P. 1791–1828. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>
- White Sea map ru.png [Electronic resource]. URL: <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=12404892> (access date: 01.01.2022).
- Witkowski A., Lange-Bertalot H., Metzeltin D. (2000). Diatom flora of marine coasts I. Ruggell: A.R.G. Gantner Verlag K.G. 925 p.
- Yermolov A.A. (2010). Geomorphology of the Kola Peninsula shores in the White Sea. *Geomorfologiya*. № 1. P. 36–42. (in Russ.) <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2010-1-36-42>
- Yevzerov V.Ya., Nikolayeva S.B. (2000). Belts of marginal glacial formations of the Kola region. *Geomorfologiya*. № 1. P. 61–73. (in Russ.)
- Zaretskaya N., Korsakova O., Molodkov A. et al. (2022). Early Middle Weichselian in the White Sea and adjacent areas: Chronology, stratigraphy and palaeoenvironments. *Quat. Int.* V. 632. P. 65–78. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.05.007>
- Zaretskaya N.E. (2018). The Holocene history of the North Dvina River delta. *Geomorfologiya*. № 1. P. 3–17. (in Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0435428118010017>
- Zaretskaya N.E., Repkina T.Yu. (2015). New data on the Holocene history of the Tersky shore, White Sea. In: *Geologiya morei i okeanov. Materialy XXI Mezhdunar. nauch. konf. (Shkoly) po morskoi geologii*. T. 3. Moscow: GEOS (Publ.). P. 185–189. (in Russ.)
- Zaretskaya N.E., Ludikova A.V., Shvarev S.V. et al. (2020). Palaeoseismic fault trenches as unique archives of the White Sea Holocene history. *Geomorfologiya*. № 4. P. 45–57. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0435428120040112>
- Zenkovich V.P. (1962). *Osnovy ucheniya o razvitii morskikh beregov* (Fundamentals of the doctrine of the development of sea coasts). Moscow: AN SSSR (Publ.). 710 p. (in Russ.)