

УДК 551.89:551.468.6(268.45)

## СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПАЛЕОАРХИВЫ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ–РАННЕГО ГОЛОЦЕНА НА ТЕРСКОМ БЕРЕГУ БЕЛОГО МОРЯ (РАЙОН УСТЬЯ ВАРЗУГИ)<sup>#</sup>

© 2025 г. Н. Е. Зарецкая<sup>1,2,\*</sup>, Т. Ю. Репкина<sup>1</sup>, А. Л. Гуринов<sup>1</sup>, Д. В. Баранов<sup>1</sup>,  
Н. Н. Луговой<sup>3,1</sup>, А. В. Орлов<sup>4</sup>, А. В. Пронина<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,  
географический факультет, Москва, Россия

<sup>4</sup>РГПУ имени А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

\*E-mail: n\_zaretskaya@inbox.ru

Поступила в редакцию 03.09.2024 г.

После доработки 09.01.2025 г.

Принята к публикации 15.02.2025 г.

На Терском берегу Белого моря методами литолого-стратиграфического анализа, радиоуглеродного датирования и георадарного профилирования изучены седиментационные палеоархивы поздне- и послеледниковых отложений, накопившихся в Нижневарзугской тектонической депрессии и на ее борту. Установлена последовательная смена обстановок осадконакопления от ледниковых через озерно-ледниковые к морским. Впервые на побережье Белого моря фациальная изменчивость бассейновых осадков, выполняющих крупную тектоническую депрессию, выявлена не только в разрезах, но и по латерали. Озерно-ледниковые отложения, представленные ритмично-слоистыми осадками, прослежены до высоты 41 м над у.м. На дне депрессии озерно-ледниковые отложения накапливались в крупном приледниковом озере, а на ее борту — в небольших понижениях в кровле морены. На дне депрессии озерно-ледниковые ритмиты с размывом перекрыты голоценовыми морскими отложениями, состоящими из двух фаций. Нижняя фация представлена тонкозернистыми наклонно-слоистыми песками с ракушей, сформировавшимися в начале голоценовой трансгрессии Тапес (начиная с ~9.4 тыс. кал.л.н.) в условиях прибрежного мелководья. Относительный уровень моря был в это время на 9–10 м ниже современного. Верхняя фация состоит из разнотекстурированных слоистых песков с гравийно-галечными прослоями, отлагавшихся позже 7.8 тыс. кал.л.н. в волноприбойной зоне во время понижения относительного уровня моря. На борту Нижневарзугской депрессии, учитывая геолого-геоморфологические данные, накопление морских песков на высотах 43–22 м над у.м. соотносено с трансгрессивно-регрессивным ритмом позднеледниковья–раннего голоцена, а ниже 22 м над у.м. — с голоценовой трансгрессией.

**Ключевые слова:** поздний неоплейстоцен; послеледниковье; Нижневарзугская тектоническая депрессия; ледниковые, озерно-ледниковые и морские осадки; приледниковое озеро; морские трансгрессии; георадарное профилирование; датирование

**DOI:** 10.31857/S2949178925030074

### ВВЕДЕНИЕ

История последнего Скандинавского оледенения на севере Европы, стадий его развития и деградации вызывают неослабевающий интерес

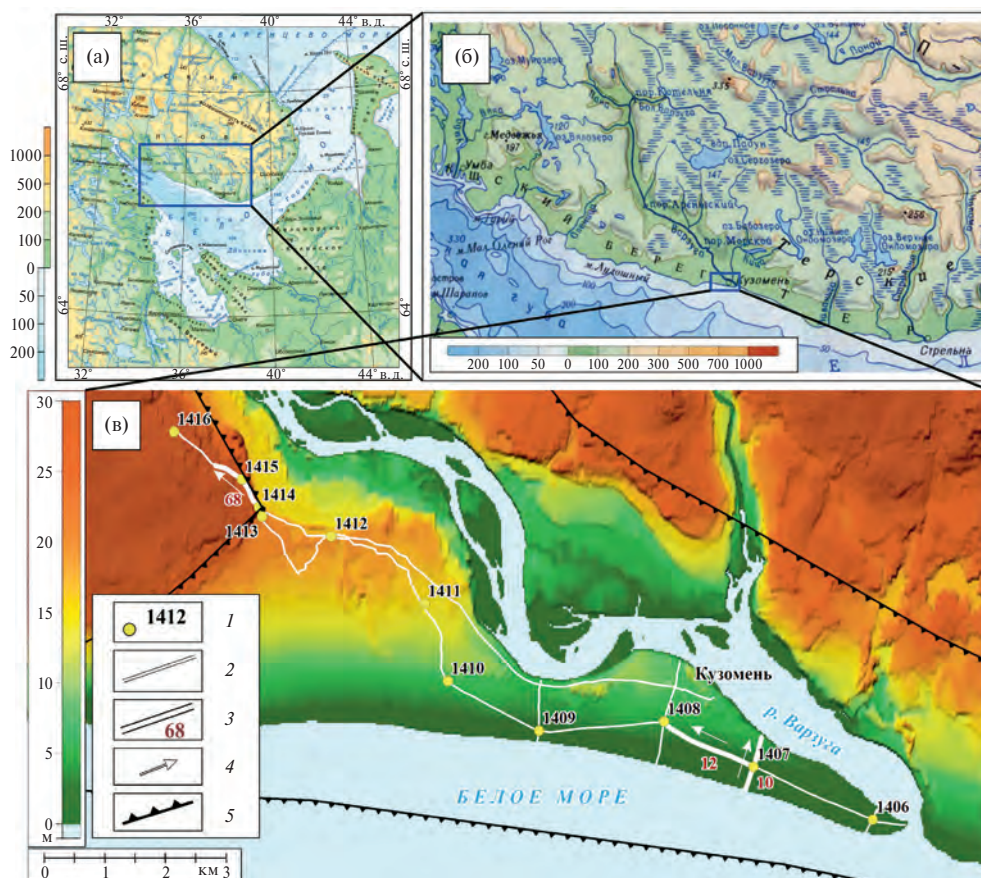
у специалистов в области наук о Земле. В последние годы сделаны обобщения полученных ранее данных о дегляциации Кольского п-ова (Korsakova et al., 2023a–c) и уточнены ЮВ граница и возраст последнего оледенения (Zaretskaya et al., 2024). По непрерывным природным палеоархивам — толщам озерных отложений в экстрагляциальной зоне — получены реконструкции резких и короткопериодических колебаний климата и изменений условий природной среды в позднеледниковье (Борисова, 2021). На Кольском п-ове, в частности — на побережье Белого моря, — такие архивы

<sup>#</sup> Ссылка для цитирования: Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю., Гуринов А.Л., Баранов Д.В., Луговой Н.Н., Орлов А.В., Пронина А.В. (2025) Седиментационные палеоархивы позднеледниковья–раннего голоцена на Терском берегу Белого моря (район устья Варзуги). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 56. № 3. С. 457–469. <https://doi.org/10.31857/S2949178925030074>

редки и носят фрагментарный характер (Кошечкин, 1979; Korsakova et al., 2023a).

Белое море, в тектоническом плане расположенное на стыке Балтийского щита и Русской плиты, во время последнего криохрона было полностью перекрыто покровным ледником (Рыбалко и др., 2017). История последнего оледенения в Беломорском регионе изучена очень неравномерно. Детальные исследования проведены для отдельных участков побережья Кольского п-ова (Вашков, Носова, 2021; Беломорское..., 2025), однако, хронологические реконструкции по-прежнему противоречивы (Hättestrand et al., 2007; Lunkka et al., 2018, Korsakova et al., 2023a–c). История развития и деградации оледенения в южном и восточном Беломорье восстановлена по единичным разрезам (Ekman, Pyin, 1995, Демидов

и др., 2007; Зарецкая и др., 2022). В общих чертах реконструирована хронология позднеледниковой трансгрессии Белого моря (Колька, Корсакова, 2017), и уточнено положение ее максимума в Кандалакшском заливе (Корсакова, 2022). При этом наши знания о соотношении хода дегляциации и гляциоэвстатической морской трансгрессии на разных участках побережья Белого моря пока недостаточны (Korsakova et al., 2023b; Repkina et al., 2023). Поэтому целью нашего исследования была реконструкция истории позднеледниковья Белого моря и перехода от гляциальных обстановок осадконакопления к морским как ключа для понимания заключительных этапов его последнего гляциоседиментационного цикла. Для этого был выбран приустьевой участок р. Варзуги (южный берег Кольского п-ова) (рис. 1а, б).



**Рис. 1.** Положение района исследования (а, б) и карта фактического материала (в).

*Картографическая основа:* (а) — <https://geographyofrussia.com/morya-rossii-beloe-more/>; (б) — Атлас Мурманской области, 1971; (в) — цифровая модель рельефа (ЦМР) FABDEM (Neal, Hawker, 2023).

1 — скважины и их номера; 2 — георадиолокационные профили, 3 — фрагменты профилей, показанные на (рис. 2), 4 — направления движения по профилям, 5 — границы Нижневарзугской тектонической депрессии.

**Fig. 1.** Study area (а, б) and factual material (в).

*Cartographic framework:* (а) — <https://geographyofrussia.com/morya-rossii-beloe-more/>, (б) — Atlas of Murmansk region, 1971; (в) — digital elevation model (DEM) FABDEM (Neal, Hawker, 2023).

1 — boreholes and their numbers; 2 — GPR profiles, 3 — fragments of profiles shown in (fig. 2); 4 — directions of movement along the profiles; 5 — borders of the Nizhnevarzugsкая tectonic depression.

Район устья р. Варзуги — традиционный полигон для исследований истории развития побережья Белого моря в неоплейстоцене и голоцене, для которого накоплен значительный массив стратиграфических, хронологических, палеоклиматических и геоморфологических данных (обзор представлен в (Repkina et al., 2023)). Благодаря особенностям тектонического строения — существованию Нижневарзугской депрессии (рис. 1), которую в нижнем течении наследует долина р. Варзуги, здесь в позднеледниковье и голоцене существовали благоприятные условия для аккумуляции отложений разного генезиса и формирования палеоархива, запечатлевшего историю региона с момента начала деградации оледенения (Repkina et al., 2023). Поэтому основной задачей исследования была “расшифровка” этого палеоархива с использованием комплекса методов, включая георадиолокационное профилирование и детальный анализ результатов механического бурения.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Полевые исследования проводились в 2023 и 2024 гг. В августе 2023 г. было выполнено бурение усовершенствованным шнековым методом с помощью буровой установки “Pride Mount 80”, смонтированной на базе автомобиля УАЗ 3303. Буровой профиль длиной 15 км (11 скважин с максимальной глубиной 29.5 м) был заложен по правому берегу реки, от устья р. Варзуги на ЗСЗ. Объектом исследования были рыхлые отложения, заполняющие Нижневарзугскую депрессию (скв. 1406–1413, рис. 1в), и перекрывающие ее западный борт (скв. 1414–1416, рис. 1в). Было проведено литостратиграфическое описание кернов скважин, отбор образцов на радиоуглеродное датирование, результаты которого использованы в данной работе. Образцы, отобранные для проведения микропалеонтологических исследований, пока находятся в работе. Координаты скважин определены с помощью GPS Garmin 62s.

В марте 2024 г. по сети профилей, связавших буровые скважины (рис. 1в), были выполнены георадиолокационные исследования (георадар Око-3, антенна АБДЛ “Тритон” с основной несущей частотой 50 МГц). Обработка радарограмм проводилась в ПО CartScan. Применялись алгоритмы амплитудной коррекции, смещения ноля времени, вычитания среднего, редакции трасс и полосовой фильтрации. Значения высот введены по цифровой модели рельефа (ЦМР) FABDEM (Neal, Hawker, 2023). При интерпретации учитывались данные бурения, которые позволили соотнести результаты георадарных исследований с геологическим разрезом. Для оценки скорости распространения

электромагнитных волн в качестве априорной информации принимались глубины кровли/подошвы каждого из выделенных в ходе бурения слоев, т.е. скорости определялись по привязке к скважинам. Однако данные о скоростях, полученные таким образом, весьма ограничены. И для единого (судя по волновой картине) комплекса пород в соседних скважинах значения скоростей далеко не всегда сходились. В связи с этим представляется весьма вероятным постепенная смена свойств грунтов как в вертикальной плоскости (вниз по профилю), так и по латерали. Причина этого, вероятно, связана с неравномерной обводненностью пород, что может сильно влиять на значения диэлектрической проницаемости отложений, однородных по литологическому составу, условиям залегания и прочим свойствам. В связи с этой неопределенностью авторами было принято решение не пересчитывать время в глубину, а в качестве иллюстрации оставить временной разрез (рис. 2). Скорости электромагнитных волн в разных частях разреза можно также оценивать (и часто с относительно высокой точностью), используя годограф диффигированных (отраженных) волн — т.н. гиперболы. По методу гипербол (Старовойтов, 2023) значения скорости и диэлектрической проницаемости среды были определены только для тех слоев, в которых были отмечены включения грубообломочного материала. В результате на основе анализа волной картины по методике, представленной в (Старовойтов, 2023) с привязкой к данным бурения были выделены георадарные комплексы (ГК). Глубинность (до 20 м) и вертикальная разрешающая способность (около 1 м) съемки позволили оценить конфигурацию кровли/подошвы осадочных слоев, выделенных по скважинам, а также проследить изменение залегания отложений вдоль линий профилей.

Радиоуглеродное датирование выполнялось в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН (индекс IGAN<sub>AMS</sub>—) согласно методике, принятой в лаборатории (Zazovskaya et al., 2017), и в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана им. В.П. Кёппена Института наук о Земле СПбГУ (индекс ЛУ-) по методике датирования раковин, принятой в лаборатории (Arslanov et al., 2016). Калибровка радиоуглеродных дат выполнена в программе Calib 8.2 с использованием калибровочной кривой IntCal20 и Marine20 (Reimer et al., 2020). Полученные даты приведены в табл. 1.



Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования образцов из скважин 1408 и 1409  
Table 1. Radiocarbon dating results from the boreholes 1408 and 1409

№	Скважина, глубина отбора, м	Лабораторный индекс и номер	Материал для датирования	<sup>14</sup> C дата	Калиброванный возраст (1 σ), л.н.
1	1408, 10.5	IGAN <sub>AMS</sub> -10519	Веточка	8380 ± 30	9470–9410
2	1408, 10.5	IGAN <sub>AMS</sub> -10520	Обломок раковины <i>Astarte borealis</i>	8660 ± 30	9200–9030
3	1409, 8.7–8.9	ЛУ-11508	Раковины <i>Astarte borealis</i>	8130 ± 140	8620–8260

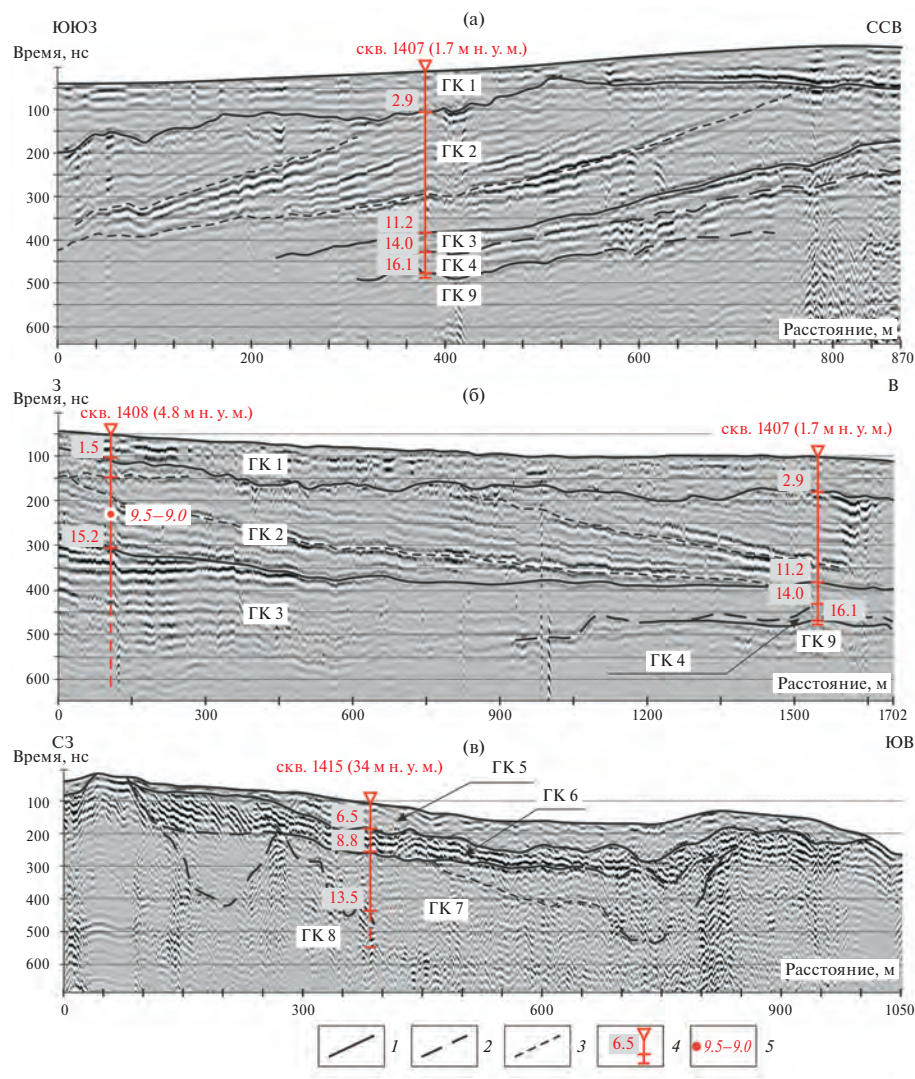


Рис. 2. Типичные георадиолокационные профили (временные разрезы) через днище (а, б) и западный борт (в) Нижневарзугской депрессии (приустьевая часть долины р. Варзуги).

Границы георадарных комплексов (ГК), выделенные: 1 — уверенно, 2 — менее уверенно; 3 — внутренние границы, вероятно, отражающие залегание отложений; 4 — буровые скважины (цифры — глубина подошвы слоев по данным бурения (м)); 5 — <sup>14</sup>C возраст, тыс. кал.л.н. ГК1 и ГК5 — эоловые пески; GK2 и GK6 — морские пески; GK3 и GK7 — озерно-ледниковые ритмично-слоистые алевроиты, глины и пески; GK4 и GK8 — ледниковые суглинки и пески с обломками пород; GK9 — коренные породы.

Fig. 2. Typical GPR profiles (time sections) across the bottom (а, б) and western side (в) of the Nizhnevarzugskaya depression (estuarine part of the Varzuga River valley).

Boundaries of GPR reflection pattern (GK), highlighted: 1 — confidently, 2 — less confidently; 3 — internal boundaries reflecting sediment occurrence; 4 — boreholes (figures — depth of the bottom of layers according to drilling data (m)); 5 — <sup>14</sup>C age, cal kyr BP. GK1 and GK5 — aeolian sand; GK2 and GK6 — marine sand; GK3 and GK7 — glaciolacustrine rhythmic bedded silty clay and sand; GK4 and GK8 — glacial silt and sand with rock fragments; GK9 — bedrock.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты бурения и радиоуглеродного датирования представлены на рис. 3. В подошве разреза вскрываются коренные породы — коричнево-красные песчаники терской свиты рифея (скв. 1407–1408, 1412) — и морена (скв. 1406–1411, 1413–1416), которая представлена сильно опесчаненным диамиктоном с обломками терского песчаника и пород Балтийского кристаллического щита (рис. 3б-1). На глубинах –24 м и выше на морене (скв. 1406, 1407, 1411, 1413, 1414) или непосредственно на коренных породах (скв. 1406, 1407 и 1412) залегают отложения с ленточной

слоистостью — ритмиты — серого, красноватого или бурого оттенков (рис. 3а, б-2), представленным тонким (до листоватого) переслаиванием глин и алевроитов. В скв. 1408–1410 выше по разрезу они переходят в переслаивание тонкозернистого песка и алевроита (рис. 3а), а в скв. 1411–1416 ритмиты представлены только глинами и алевроитами. Эта толща (судя по литологическому составу — озерно-ледникового происхождения) прослеживается во всех скважинах до высоты 41 м над у.м.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Здесь и далее сокращение (м над у.м.) обозначает высоту точки или слоя над современным уровнем моря в Балтийской системе высот (м).

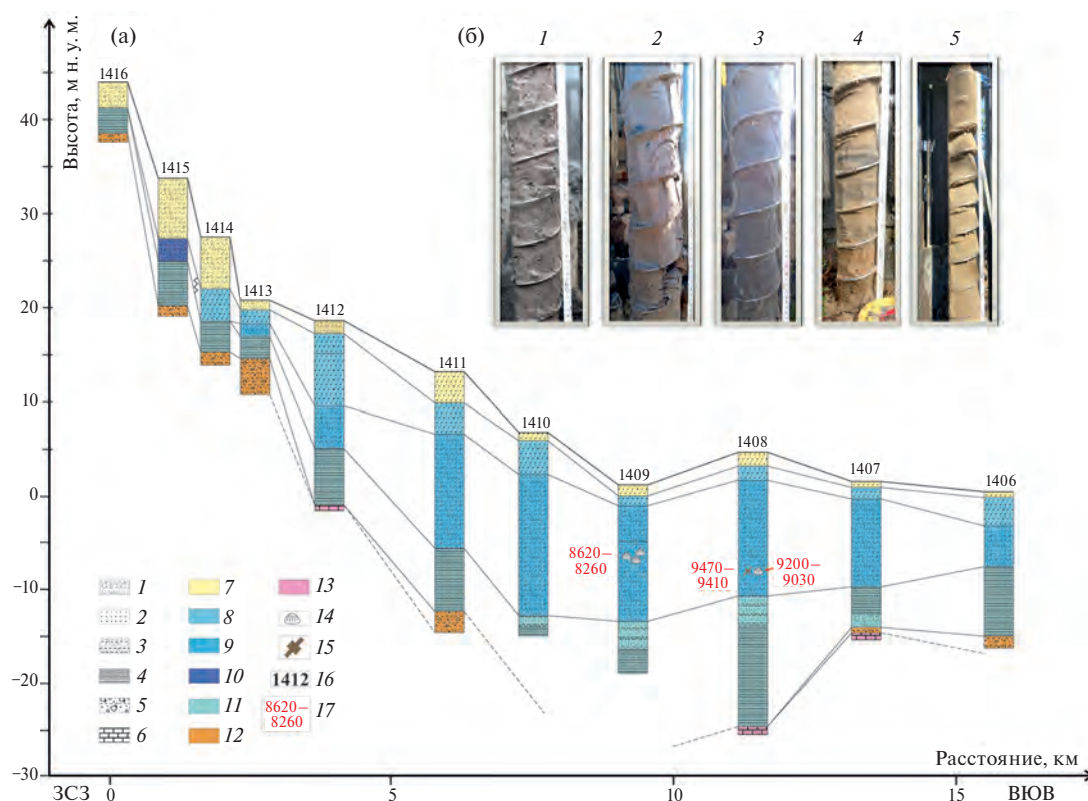


Рис. 3. Буровой профиль через приустьевую часть долины р. Варзуги.

(а) — строение кернов скважин. Литология: 1 — мелко-тонкозернистый песок; 2 — крупно-грубозернистый песок и мелкий гравий; 3 — переслаивание тонкозернистого песка и алевроита; 4 — переслаивание алевроита и глины; 5 — диамиктон; 6 — песчаник; генезис и возраст: 7 — эоловый, 8 — морской голоценовый (пляж), 9 — морской голоценовый (прибрежное мелководье), 10 — морской позднеледниковый (прибрежное мелководье), 11 — озерно-ледниковый, 12 — ледниковый, 13 — коренные породы (RF 2–3); другие обозначения: 14 — раковины; 15 — древесина; 16 — номера скважин; 17 — калиброванный <sup>14</sup>C возраст, л.н.

(б) — генетические типы отложений в кернах скважин: 1 — ледниковый (морена); 2 — озерно-ледниковый (ритмиты); 3 — морской (прибрежное мелководье); 4 — морской (пляжевый); 5 — эоловый.

Fig. 3. Drilling profile through the estuarine part of the Varzuga River valley.

(a) — structure of borehole cores. Lithology: 1 — fine-grained sand; 2 — coarse-grained sand and gravel; 3 — interbedded fine-grained sand and siltstone; 4 — interbedded siltstone and clay; 5 — diamicton; 6 — sandstone; origin and age: 7 — aeolian, 8 — marine Holocene (beach), 9 — marine Holocene (coastal shallow water), 10 — marine Late Glacial (coastal shallow water), 11 — glaciolacustrine, 12 — glacial, 13 — bedrock (RF 2–3); other symbols: 14 — shells; 15 — wood; 16 — borehole numbers; 17 — calibrated <sup>14</sup>C age.

(b) — genetic types of sediments: 1 — glacial (till); 2 — glaciolacustrine (rhythmites); 3 — marine (coastal shallow water); 4 — marine (beach); 5 — aeolian.

с вариациями мощности от 10 (в Нижневарзугской депрессии) до 2.5 м (на ее западном борту).

В депрессии (скв. 1406–1413) толща ритмитов, в свою очередь, с резким контактом перекрывается чистым темно-серым тонкозернистым песком с рассеянным ракушечным детритом и целыми раковинами морского двустворчатого моллюска *Astarte borealis* (рис. 3б-3). Литология и состав малокофауны позволяют предположить, что пески формировались на прибрежном мелководье, испытывающем воздействие волн. Слой темно-серых песков мощностью до 15 м прослеживается по профилю (скв. 1406–1413) на высотах от –13 до 18 м над у.м. (рис. 3а) и является местным стратиграфическим маркером. В скважине 1408 на глубине 10.5 м от ее устья (около 7 м ниже у.м., рис. 3а) были отобраны фрагмент веточки и обломок раковины, по которым получены радиоуглеродные даты  $8380 \pm 30$  (ИГАН-10519, 9470–9410 кал.л.н.) и  $8660 \pm 30$  (ИГАН-10520, 9200–9030 кал.л.н.) соответственно (табл. 1). В соседней скважине 1409 на глубине 8.7–8.9 м от устья (около 6.5 м ниже у.м.) были отобраны целые раковины морских двустворчатых моллюсков *Astarte borealis* из скопления, по которым получена  $^{14}\text{C}$  дата  $8130 \pm 140$  (ЛЮ-11508, 8620–8260 кал.л.н.) (табл. 1). На темно-сером песке залегают маломощные разнотекстурированные бежевые пески с горизонтальной и косой слоистостью (рис. 3а, б-4), подчеркнутые темнотекстурными минералами. Такие же пески в настоящее время накапливаются на пляжах. В скважинах 1409–1413 (рис. 3а) в песках прослеживаются галечные отмости, состоящие, в основном, из окатанных фрагментов терского песчаника с небольшой долей пород балтийского спектра. Бежевые морские пески перекрыты толщей монотонного светло-желтовато-серого эолового песка с характерной слоистостью (рис. 3а, б-5).

На борту депрессии ритмиты также с разрывом перекрыты пляжевыми песками с гравием и галькой (скв. 1414, кровля слоя – 22 м над у.м.) или же мелкозернистым песком со знаками ряби и линзами средне-крупнозернистого песка (скв. 1415, кровля слоя – 27 м над у.м.). На морских песках здесь залегает монотонный средне- и мелкозернистый бежевый эоловый песок, часто сильно железненный, мощностью от 0.5 до 3 м (скв. 1414–1416). На высоте 41 м над у.м. (скв. 1416) эоловые пески залегают непосредственно на озерно-ледниковых осадках.

Георадарные комплексы (ГК) в целом соответствуют слоям геологического разреза, выделенным в кернах скважин (рис. 2). Последовательность ГК в Нижневарзугской депрессии (рис. 2а, б) и на ее

борту (рис. 2в) похожа, однако залегание и/или свойства отложений на радарограммах отличаются. Поэтому для этих районов выделены отдельные комплексы (рис. 2, усл. обозначения).

В приповерхностной части разрезов выделены ГК1 и ГК5 с преимущественно “прозрачным” типом волновой картины – без высокоамплитудных отражений от внутренних границ (осей синфазности отраженных волн). В депрессии (ГК1) в толще иногда прослеживаются прерывистые субгоризонтальные оси синфазности. Средняя скорость прохождения электромагнитных волн ( $V$ ) – 10 см/нс (ГК1) и 18 см/нс (ГК5) – соответствует слабо влажным и сухим пескам (Старовойтов, 2023). Мощность толщи изменяется от 1 до 8 м. Граница с нижележащими комплексами неровная, проведена по серии ярких осей синфазности. Комплексы соотнесены в депрессии (ГК1) с нерасчлененными эоловыми и подстилающими их маломощными пляжевыми песками, а на ее борту (ГК5) – с эоловыми песками, что подтверждено данными бурения.

На днище депрессии под покровом ГК1 выделен ГК2 с наклонными осями синфазности, характеризующими залегание слоев, и многочисленными отражениями от обломков пород (рис. 2а, б). Границы слоев полого наклонены в сторону моря (угол падения 3–5°) и к устью р. Варзуги (1–3°). Скорость распространения электромагнитных волн варьирует от 5 до 11 см/нс, что соответствует пескам с изменчивой влажностью (от обводненных до слабо влажных) (Старовойтов, 2023). Нижняя граница комплекса выделяется по серии ярких осей синфазности, “срезающих” слоистость нижележащих водно-ледниковых отложений (ГК3). Отложения ГК2 соотнесены с песками прибрежного мелководья (рис. 3б-4). Мощность толщи максимальна (около 14 м) на востоке депрессии, между скважинами 1408 и 1409 (рис. 1б). Кровля ГК2 прослежена до 20 м над у.м.

На борту депрессии с морскими песками сопоставлен комплекс ГК6 (рис. 2в). Для него характерны субгоризонтальные, реже – слабонаклонные оси синфазности (11 см/нс; слабо влажные пески (Старовойтов, 2023)) и меньшая, чем в депрессии, мощность отложений (1–4 м). На высотах 20–43 м над у.м. морские пески несогласно залегают на подстилающих водно-ледниковых осадках (ГК7) и выступах морены (ГК8), а выше выклиниваются.

Для ГК3 и ГК7, соотнесенных по данным бурения с водно-ледниковыми тонкослоистыми алевролитами, глинами и песками (рис. 3б-2), характерны субгоризонтальные или слабонаклонные оси синфазности и редкие отражения от грубо-



обломочных включений. Из-за изменения состава и обводненности отложений скорость распространения волн варьирует в широких пределах. Средняя скорость — 5–6 см/нс — установлена на основе сопоставления радарограмм с данными бурения. Полученные значения скорости характерны для обводненных алевритов и глин (Старовойтов, 2023), однако, достоверно судить о составе, свойствах (а значит и о диэлектрической проницаемости) и мощности отложений можно только вблизи скважин. В депрессии водно–ледниковые отложения (ГК3) облекают выступы морены или коренных пород (рис. 2в), выполняя обширную впадину с неровным днищем, а на ее борту (ГК7) заполняют небольшие понижения между моренными грядами (рис. 2в). Эти отложения прослежены, как и по данным бурения, до 41 м над у.м.

Для ледниковых отложений (ГК4 и ГК8) характерна хаотичная, изменчивая волновая картина с многочисленными отражениями от обломков пород и быстрое затухание сигнала в кровле комплекса. На радарограммах 010 и 012 (рис. 2а, б) в основании разреза под тонким слоем влажного опесчаненного диамиктона (ГК4) прослежена неровная кровля коренных пород (ГК9), что соответствует разрезам скважин 1407 и 1408 (рис. 3а). При увеличении мощности перекрывающих осадков или их обводненности граница ГК9 становится неотчетливой. Неявная полосчатость волновой картины отражает, вероятно, слоистость рифейских песчаников.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Для бассейна Белого моря, начиная от времени деградации последнего оледенения и до позднего дриаса ранее реконструировали единый приледниковый бассейн с характерным подледным режимом осадконакопления, образованием ленточных глин и последующим развитием ледниково-морской и морской седиментации (Невеский и др., 1977). В Кандалакшском заливе позднеледниковые осадки, по данным палинологического анализа сопоставленные по возрасту со стадиями дриас и межстадиями бёллинг и аллерёд, были охарактеризованы как ледниково-морские, включающие ленточные глины, песчанистые образования и монотонные пелитовые отложения (Джиноридзе и др., 1979). На побережье Онежского залива Белого моря отложения, сопоставляемые по споропыльцевым данным со второй половиной аллерёда–поздним дриасом, были идентифицированы как озерно-ледниковые (Вострухина, 1962). Такие противоречия в представлениях об озерно-ледниковой или, наоборот, ледниково-морской стадии в развитии Белого моря в позднеледниковые со-

храняются до сих пор, как из-за разнообразия условий дегляциации и осадконакопления в разных частях его бассейна, так и из-за фрагментарности палеоархивов.

Полученные нами новые данные позволяют говорить о том, что в разрезе приустьевой части долины р. Варзуги мы наблюдаем последовательную смену обстановок осадконакопления от ледниковых через озерно-ледниковые к морским. Кроме того, впервые на побережье Белого моря прослежена фациальная изменчивость бассейновых осадков, формировавшихся при переходе от позднего неоплейстоцена к голоцену на дне и борту крупной тектонической депрессии, а также установлен прямой численный возраст начала голоценовой трансгрессии Тапес.

Выявленные нами различия в строении толщ озерно-ледниковых и морских осадков на дне и борту депрессии подтверждают представления о фронтально-ареальном характере дегляциации южного берега Кольского п-ова (Kremenetski, Patyk-Kara, 1997, Корсакова, 2022). При этом обстановка накопления поздне- и послеледниковых бассейновых отложений зависела от тектонического строения района.

Мы предполагаем, что приледниковое озеро, сформировавшее толщу ритмично-слоистых осадков, было локализовано в Нижневарзугской тектонической депрессии (Repkina et al., 2023) и отделено от Белого моря массивами мертвого льда. Дегляциация района началась 15–14 тыс. кал.л.н. (Astakhov et al., 2016), при этом ледник деградировал от побережья в сторону моря (Вашков, Носова, 2021). Поэтому ледяная “пробка”, тапонирувавшая бассейн, могла сохраняться длительное время.

На западном борту депрессии береговая линия озера зафиксирована на высоте 41 м над у.м. В понижениях дна, ограниченных выступами морены, накапливались ритмично-слоистые глины и алевриты. На дне депрессии (от –24 до 5 м относительно современного уровня моря) сформировалась мощная толща ритмитов, имеющая четкое двучленное регрессивное строение: глубоководные осадки (тонкое переслаивание глин и алевритов) сменяются чередованием более мелководных (алеврит и песок). Время накопления озерно-ледниковых осадков в приустьевой части депрессии мы можем пока оценить по датам, полученным выше по течению реки: из флювиогляциальных песков (15–13 тыс.л.н.) (Lunkka et al., 2018) и подошвы перекрывающих их озерных отложений (9.9 тыс. кал.л.н.) (Pyashuk et al., 2005). Дегляциация происходила на фоне позднеледниковой трансгрессии (13.5–11.8 тыс. кал.л.н.)

и гляциоизостатической регрессии (11.8–9.8 тыс. кал.л.н.) (Корсакова, 2022), сопровождавшейся быстрым поднятием блоков земной коры на бортах Нижневарзугской депрессии и замедленным поднятием ее дна (Repkina et al., 2023). Верхняя более грубая часть толщи ритмитов, залегающей в депрессии, накапливалась уже в условиях мелющего приледникового водоема, возможно, на начальной стадии его осолонения.

Озерно-ледниковые осадки с размывом сменяются толщей морских отложений, строение которых на борту и в пределах депрессии также не одинаково. На борту депрессии прерывистый слой морских песков мощностью 1–4 м прослежен на радарограммах до высоты 43 м над у.м. (рис. 2в). В скважинах вскрыты неоднородные в фациальном отношении осадки: на высоте<sup>2</sup> 27.5 м над у.м. (скв. 1415) пески более тонкие, по литологическому составу отнесены к отложениям прибрежного мелководья, а на высоте 22 м над у.м. (скв. 1414) — более грубые, с гравием и галькой (пляжевые).

“Верхнюю морскую границу” в устье р. Варзуги выделяли по геоморфологическим данным на высотах от 65 (Тимирева и др., 2022) до 39–40 м (Колька, Корсакова, 2017). Датирование и диатомовый анализ отложений древних береговых линий показали, что в голоцене уровень моря не был выше 20–22 м (Repkina et al., 2023). Таким образом, мы можем соотнести накопление морских песков на высотах 22–43 м над у.м. с морским трансгрессивно-регрессивным ритмом позднеледниковья–раннего голоцена. По-видимому, западный борт Нижневарзугской депрессии в то время уже освободился от ледника, тогда как в пределах ее днища существовал приледниковый водоем (Repkina et al., 2023). Пляжевые пески на высоте 22 м над у.м. маркируют береговую линию голоценовой трансгрессии.

В пределах днища депрессии в морских осадках (кровля — 0–20 м над у.м.) отчетливо выделяются две фации: нижняя представлена тонкозернистыми наклонно-слоистыми (рис. 2а, б) песками с ракушей, формировавшимися в условиях прибрежного мелководья. Похожие по составу пески накапливаются и в настоящее время на приустьевом взморье Варзуги на глубинах 15–20 м (Невеский и др., 1977). Фрагмент веточки из этой толщи возрастом 9.4 тыс. кал.л.н. говорит о сносе с побережья, а практически синхронный ему обломок раковины, найденный в той же стратиграфической позиции — о том, что захоронение образцов произошло быстро, и их положение в разрезе — *in situ*. Так как раковины *Astarte borealis*, возрас-

том 8.5 тыс. кал.л.н., обнаруженные в толще песка на глубине 6.5 м ниже у.м. (скв. 1409) — толстостенные и по размеру больше современных, мы можем сделать вывод о том, что эта толща формировалась в более теплых условиях. Полученные даты и более теплолюбивая фауна дают основание утверждать, что тонкозернистые пески откладывались в морском бассейне во время голоценовой трансгрессии Тапес, датированной на берегах Скандинавского п-ова интервалом времени 10–5.5 тыс. кал.л.н. (Creel et al., 2022), а в северо-западном Прибеломорье — 9.5–6.8 тыс. кал.л.н. (Корсакова, 2022).

По нашим новым данным в районе устья р. Варзуги трансгрессия Тапес началась ~9.4 тыс. кал.л.н. Опираясь на сведениях об экологии *Astarte borealis*, мы можем оценить положение относительного уровня моря (ОУМ) на ранних этапах трансгрессии. Максимум обилия вида установлен на глубине 15 м (Наумов, 2006). С высокой долей вероятности ракушечная банка, вскрытая скв. 1409, накапливалась на близкой глубине. Таким образом, 8.5 тыс. кал.л.н. ОУМ в пределах днища депрессии был на 9–10 м ниже современного. ОУМ быстро повышался и к 7.8 тыс. кал.л.н. достиг максимума (Repkina et al., 2023). Значительная мощность прибрежно-морских осадков позволяет предполагать, что скорость трансгрессии была незначительно больше скорости послеледникового поднятия днища депрессии. Такие обстановки были характерны для восточных берегов Белого моря (Baranskaya et al., 2018; Шилова и др., 2019), тогда как на его северо-западных берегах, где послеледниковое поднятие было быстрым, трансгрессия проявилась как замедление понижения ОУМ (Корсакова, 2022). Верхняя фация морских осадков, представленная разнотекстурными слоистыми песками с гравийно-галечными прослоями, отлагалась в волноприбойной зоне позже ~7.8 тыс. кал.л.н., когда ОУМ понижался до современного (Repkina et al., 2023). Таким образом, в Нижневарзугской депрессии толща морских осадков представляет собой типичную регрессивную серию, характеризующую обмеление бассейна. Так как голоценовые морские пески залегают непосредственно на отложениях приледникового водоема, это говорит о размыве морем Тапес отложений позднеледниковой морской трансгрессии, а также подтверждает представления (Repkina et al., 2023) о длительной блокировке Нижневарзугской депрессии мертвым льдом.

Монотонный мелкозернистый песок в кровле разреза — эолового происхождения. Формы эолового рельефа (покровные пески и дюны) широко распространены на этом участке побережья

<sup>2</sup> Здесь и далее приводится высота кровли слоя.



Белого моря из-за активного ветрового режима и обилия песчаных рыхлых отложений (Repkina et al., 2023).

## ВЫВОДЫ

В результате комплексных геолого-геоморфологических исследований с привлечением данных георадарного профилирования и радиоуглеродного датирования был изучен палеоархив позднеледниковой истории Белого моря, накопившийся в Нижневарзугской депрессии (Терский берег). Установлена последовательная смена обстановок осадконакопления: от ледниковых через озерноледниковые к морским, а также фациальная изменчивость бассейновых отложений в пределах дна депрессии и на ее бортах. Приледниковое озеро, сформировавшее регрессивную серию ритмично-слоистых осадков, постепенно заполняло и нивелировало неровное, частично покрытое мореной дно депрессии, тампонируемое массивами мертвого льда. По косвенным признакам, формирование толщи заняло длительное время; верхняя, более грубая часть толщи могла накапливаться в условиях мелеющего приледникового водоема, который, возможно, уже сообщался с морем. В депрессии толща морских осадков, в которых выделяются две фации — прибрежного мелководья с остатками морских двустворчатых моллюсков и пляжа, — начала формироваться ~9.4 тыс. кал.л.н., во время голоценовой трансгрессии Тапес. Около 8.5 тыс. кал.л.н. относительный уровень моря был на 9–10 м ниже современного. Пляжевые отложения накапливались позже 7.8 тыс. кал.л.н. во время понижения относительного уровня моря до современного. На борту Нижневарзугской депрессии на высотах 43–22 м над у.м. морские пески накапливались во время трансгрессивно-регрессивного цикла позднеледниковья — раннего голоцена, а ниже 22 м над у.м. — во время голоценовой трансгрессии.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования проведены при финансовой поддержке РНФ, грант № 22-17-00081 (полевые исследования), в рамках Госзаданий ИГ РАН № FMWS-2024-0003 (литостратиграфический анализ и радиоуглеродное датирование) и № FMWS-2024-0005 (обработка радарограмм), а также ГЗ РГПУ имени А.И. Герцена № 2023-2025 VRFY-2023-0010 (обработка ЦМР).

Авторы признательны оператору буровой установки А.Ю. Качалову (ИГ РАН) за неравнодушное участие в полевых работах, и Ю.А. Кублицко-

му и П.А. Леонтьеву (РГПУ имени А.И. Герцена), без которых зимние полевые работы были бы невозможны.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисова О.К. (2021) Ландшафтно-климатические условия в центральной части Восточно-Европейской равнины в последние 22 тысячи лет (реконструкция по палеоботаническим данным). *Водные ресурсы*. Т. 48. № 6. С. 664–675.  
<https://doi.org/10.31857/s0321059621060031>
- Вашков А.А., Носова О.Ю. (2021) Краевые ледниковые образования в районе пос. Умба (юго-запад Кольского полуострова). *Геоморфология*. Т. 52. № 2. С. 39–51.  
<https://doi.org/10.31857/S0435428121020103>
- Вострухина Т.М. (1962) К вопросу о датировке озерноледниковых отложений Онежского полуострова. *Доклады АН СССР*. Т. 145. № 1. С. 151–153.
- Демидов И.Н., Ларсен Э., Кйер К.Х., Хоумарк-Нильсен М. (2007) Стратиграфия верхнего плейстоцена южной части Беломорского бассейна. *Региональная геология и металлогения*. № 30–31. С. 179–190.
- Джиноридзе Р.Н., Кириенко Е.А., Калугина Л.В. и др. (1979) Стратиграфия верхнечетвертичных отложений северной части Белого моря. В сб.: *Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей*. М.: Наука. С. 34–39.
- Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Ручкин М.С., Луговой Н.Н. (2022) Побережье Белого моря в пределах Русской плиты в позднем неоплейстоцене. *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. № 6. С. 898–913.  
<https://doi.org/10.31857/S2587556622060164>
- Колька В.В., Корсакова О.П. (2017) Положение береговой линии Белого моря и неотектонические движения северо-востока Фенноскандии в позднеледниковье и голоцене. В кн.: *Система Белого моря. Том IV. Процессы осадкообразования, геология и история*. М.: Научный мир. С. 222–249.
- Корсакова О.П. (2022) Побережье Белого моря в пределах Фенноскандинавского кристаллического щита в неоплейстоцене и голоцене. *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. № 6. С. 883–897.  
<https://doi.org/10.31857/S258755662206005X>
- Кошечкин Б.И. (1979) Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 158 с.
- Морские и озерные бассейны восточной периферии Балтийского щита в четвертичное время: Материалы Всероссийской конференции и полевого симпозиума (г. Апатиты, 10–15 сентября, 2024) [Электронный ресурс]. URL: [https://www.ksc.ru/conf/kola2024/include/files/32\\_konf\\_korsakova\\_2024\\_v3.pdf](https://www.ksc.ru/conf/kola2024/include/files/32_konf_korsakova_2024_v3.pdf) (дата обращения: 30.07.2025).
- Наумов А.Д. (2006) Двустворчатые моллюски Белого моря. СПб.: Зоологический институт РАН. 367 с.
- Невеский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. (1977) Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука. 240 с.

- Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р., Токарев М.Ю. (2017) Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного Беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене-голоцене. В кн.: *Система Белого моря. Том IV. Процессы осадкообразования, геология и история*. М.: Научный мир. С 16–84.
- Старовойтов А.В. (2023) Интерпретация георадиолокационных данных: учебное пособие по курсу “Георадиолокация”. М.: КДУ; Добросвет. 258 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*. Т. 53. № 3. С. 39–50. <https://doi.org/10.31857/S0435428122030178>
- Шилова О.С., Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю. (2019) Голоценовые отложения Юго-Восточного побережья Горла Белого моря: новые данные диатомового и радиоуглеродного анализов. *Доклады Академии наук*. № 6. С 661–666. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524886661-666>
- Arslanov Kh.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L. et al. (2016) On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to  $^{14}\text{C}$  and  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  methods. *Quat. Int.* Vol. 409. Part A. P. 81–87. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.05.067>
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016) Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* Vol. 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.* Vol. 199. P. 188–205. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.033>
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M. et al. (2021) The Kola Peninsula and Russian Lapland: A review of Late Weichselian glaciation. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 267. P. 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107087>
- Creel R.C., Austermann J., Khan N.S. et al. (2022) Post-glacial relative sea level change in Norway. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 282. 107422. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107422>
- 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.
- 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*. Vol. 36. Iss. 4. P. 352–370. <https://doi.org/10.1080/03009480701317488>
- 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*. Vol. 15. Iss. 6. P. 897–914. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl865ra>
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2023a) Chapter 12 — European Russia: glacial landforms during deglaciation. In: *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. P. 105–110. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00025-5>
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2023b) Chapter 31 — European Russia: glacial landforms from the Bølling-Allerød Interstadial. In: *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. P. 305–310. <https://doi.org/10.1016/b978-0-323-91899-2.00020-6>
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2023c) Chapter 49 — The European glacial landforms from the Younger Dryas Stadial (12.9–11.7 ka). In: *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. P. 467–472. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00014-0>
- Kremenetski C.V., Patyk-Kara N.G. (1997). Holocene vegetation dynamics of the southeast Kola Peninsula, Russia. *The Holocene*. Vol. 7. Iss. 4. P. 473–479. <https://doi.org/10.1177/095968369700700409>
- Lunkka J.P., Kaparulina E., Putkinen N. et al. (2018). Late Pleistocene palaeoenvironments and the last deglaciation on the Kola Peninsula, Russia. *Arktos*. Vol. 4. P. 2–18. <https://doi.org/10.1007/s41063-018-0053-z>
- Neal J., Hawker L. (2023). FABDEM V1–2. <https://doi.org/10.5523/bris.s5hqmjcdj8yo2ibzi9b4ew3sn>
- 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*. Vol. 62. P. 725–757. <http://dx.doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Repkina T.Y., Zaretskaya N.E., Shvarev S.V. et al. (2023). Morphodynamics and Morphotectonics of the Mouth Area of the Varzuga River in the Late Glacial and Holocene (Terskii Coast of the White Sea). *Dokl. Earth Sci.* Vol. 513. Iss. 1 supplement. P. s24–s46. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X2360250X>
- Zaretskaya N., Utkina A., Baranov D. et al. (2024). Limited extension of the MIS 2 proglacial lake in the Severnaya Dvina valley, south-eastern margin of the last Scandinavian Ice Sheet. *J. of Quat. Sci.* Vol. 39. Iss. 1. P. 82–101. <https://doi.org/10.1002/jqs.3570>
- Zazovskaya E., Shishkov V., Dolgikh A. et al. (2017) Organic matter of cultural layers as a material for radiocarbon dating. *Radiocarbon*. Vol. 59. Iss. 6. P. 1931–1944. <https://doi.org/10.1017/RDC.2017.134>

# SEDIMENTARY ARCHIVES OF THE LATE GLACIAL–EARLY HOLOCENE, TERSKY COAST OF THE WHITE SEA (VARZUGA ESTUARY CASE STUDY)

N. E. Zaretskaya<sup>a,b,#</sup>, T. Yu. Repkina<sup>a</sup>, A. L. Gurinov<sup>a</sup>, D. V. Baranov<sup>a</sup>,  
N. N. Lugovoy<sup>a,c</sup>, A. V. Orlov<sup>d</sup>, and A. V. Pronina<sup>4</sup>

<sup>a</sup> *Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

<sup>b</sup> *Geological Institute of RAS, Moscow, Russia*

<sup>c</sup> *Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, Moscow, Russia*

<sup>d</sup> *Herzen State Pedagogical University, St. Petersburg, Russia*

<sup>#</sup> *E-mail: n\_zaretskaya@inbox.ru*

Sedimentary paleoarchives of the Late- and Postglacial sediments accumulated in the Nizhnevarugskaya tectonic depression and on its western flank were studied on the Tersky coast of the White Sea using lithostratigraphic analysis, radiocarbon dating, and GPR profiling. The consecutive succession of sedimentary setting from glacial through glaciolacustrine to marine has been established. For the first time on the White Sea coast the facial variability of basin sediments filling a large tectonic depression was revealed not only in the outcrops, but also laterally. The glaciolacustrine sediments represented by rhythmically bedded deposits were traced up to a height of 41 m a.s.l. Glaciolacustrine sediments documented at the bottom of the depression accumulated in a large proglacial lake, while on its side sediments accumulated in small depressions at the top of the till. At the bottom of the depression, glaciolacustrine rhythmites are overlain above erosional surface by Holocene marine sediments consisting of two facies. The lower facie is represented by fine-grained cross-bedded sands with shells, which were deposited in the coastal shallow water at the beginning of the Holocene Tapes transgression (starting from ~9.4 cal. kyr BP). The relative sea level at that time was 9–10 m below the modern.

The upper facie consists of mixed-grained layers of sand interlayered with gravel-pebble beds deposited later than 7.8 cal. kyr BP in the breakwater zone during the lowering of the relative sea level. According to existing geological and geomorphological data, the accumulation of marine sands at 43–22 m a.s.l. in the Nizhnevarugskaya depression correlates with the Late Glacial–Early Holocene transgressive-regressive rhythm, and below 22 m a.s.l. with the Holocene transgression.

**Keywords:** The Late Pleistocene; postglacial; Nizhnevarugskaya depression; glacial; glaciolacustrine and marine sediments; proglacial lake; marine transgressions; GPR scanning; dating

## ACKNOWLEDGMENTS

The research was financially supported by RSF, grant No. 22-17-00081 (field work), within the framework of State Task of the IG RAS No. FMWS-2024-0003 (lithostratigraphic analysis and radiocarbon dating) and No. FMWS-2024-0005 (GPR processing), as well as the ST of Herzen Russian State Pedagogical University No. 2023-2025 VRFY-2023-0010 (DEM processing).

The authors are grateful to the drilling operator A.Yu. Kachalov (IG RAS) for his passionate participation in the field work, and Y.A. Kublitsky and P.A. Leontiev (Herzen Russian State Pedagogical University), without whom the winter field work would not have been possible.

## REFERENCES

- Arslanov Kh.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L. et al. (2016) On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to  $^{14}\text{C}$  and  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  methods. *Quat. Int.* Vol. 409. Part A. P. 81–87. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.05.067>
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016) Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* Vol. 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.* Vol. 199. P. 188–205. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.033>
- Borisova O.K. (2021) Landscape and climatic conditions in the central East European Plain in the last 22 thousand

<sup>1</sup> For citation: Zaretskaya N. E., Repkina T. Yu., Gurinov A. L., Baranov D. V., Lugovoy N. N., Orlov A. V., and Pronina A. V. (2025) Sedimentary archives of the Late Glacial–Early Holocene, Tersky Coast of the White Sea (Varzuga Estuary case study). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 56. No. 3. P. 457–469 (in Russ). <https://doi.org/10.31857/S2949178925030074>



- years: Reconstruction based on paleobotanical data. *Water Resources*. No. 6. P. 886–896.  
<https://doi.org/10.1134/S0097807821060038>
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M. et al. (2021). The Kola Peninsula and Russian Lapland: A review of Late Weichselian glaciation. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 267. P. 1–29.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107087>
- Creel R.C., Austermann J., Khan N.S. et al. (2022) Postglacial relative sea level change in Norway. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 282. 107422.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107422>
- Demidov I.N., Larsen E., Kjaer K.H., Houmark-Nielsen M. (2007) The Upper Pleistocene stratigraphy of the southern part of the White Sea catchment area. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. No. 30–31. P. 179–189 (in Russ).
- Dzhinoridze R.N., Kirienko E.A., Kalugina L.V. et al. (1979) Stratigraphy of Upper Quaternary sediments of the northern part of the White Sea. In: *Pozdnechetvertichnaya istoriya i sedimentogenez okrainnykh i vnutrennikh morei*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 34–39 (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 (Publ.). P. 195–209.
- 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*. Vol. 36. Iss. 4. P. 352–370.  
<https://doi.org/10.1080/03009480701317488>
- 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*. Vol. 15. Iss. 6. P. 897–914.  
<https://doi.org/10.1191/0959683605hl865ra>
- Kolka V.V., Korsakova O.P. (2017) The position of the White Sea coastline and neotectonic movements of the north-east of Fennoscandia in the Late Glacial and Holocene. In: *Sistema Belogo morya. Tom IV. Protssy osadkoobrazovaniya, geologiya i istoriya*. Moscow: Nauchnyi mir (Publ.). P. 222–249 (in Russ).
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2023a) Chapter 12 — European Russia: glacial landforms during deglaciation. In: *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier (Publ.). P. 105–110.  
<https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00025-5>
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2023b) Chapter 31 — European Russia: glacial landforms from the Bølling-Allerød Interstadial. In: *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier (Publ.). P. 305–310.  
<https://doi.org/10.1016/b978-0-323-91899-2.00020-6>
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2023c) Chapter 49 — The European glacial landforms from the Younger Dryas Stadial (12.9–11.7 ka). In: *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier (Publ.). P. 467–472.  
<https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00014-0>
- Korsakova O.P. (2022) The White Sea Coasts within the Fennoscandian Crystal Shield in the Pleistocene and Holocene. *Izvestiya Rossiiskoi akademii nauk. Seriya geograficheskaya*. No. 6. C. 883–897 (in Russ).  
<https://doi.org/10.31857/S258755662206005X>
- Koshechkin B.I. (1979) Golotsenovaya tektonika vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita (Holocene tectonics of the eastern part of the Baltic Shield). Leningrad: Nauka (Publ.). 158 p (in Russ).
- Kremenetski C.V., Patyk-Kara N.G. (1997) Holocene vegetation dynamics of the southeast Kola Peninsula, Russia. *The Holocene*. Vol. 7. Iss. 4. P. 473–479.  
<https://doi.org/10.1177/095968369700700409>
- Lunkka J.P., Kaparulina E., Putkinen N. et al. (2018) Late Pleistocene palaeoenvironments and the last deglaciation on the Kola Peninsula, Russia. *Arktos*. Vol. 4. P. 2–18.  
<https://doi.org/10.1007/s41063-018-0053-z>
- Morskie i ozernye basseiny vostochnoi periferii Baltiiskogo shchita v chetvertichnoe vremya: Materialy Vserossiiskoi konferentsii i polevogo simpoziuma (g. Apatity, 10–15 sentyabrya, 2024) (Marine and lake basins of the eastern periphery of the Baltic Shield in the Quaternary: Proceedings of the All-Russian Conference and Field Symposium (Apatity, September 10–15, 2024)) [Electronic data]. URL: [https://www.ksc.ru/conf/kola2024/include/files/32\\_konf\\_korsakova\\_2024\\_v3.pdf](https://www.ksc.ru/conf/kola2024/include/files/32_konf_korsakova_2024_v3.pdf) (access date: 30.07.2025).
- Naumov A.D. (2006) Dvustvorchatye mollyuski Belogo morya (Bivalves of the White Sea). Sankt-Petersburg: Zoologicheskii institut RAN (Publ.). 367 p (in Russ).
- Neal J., Hawker L. (2023). FABDEM V1–2. <https://doi.org/10.5523/bris.s5hqmjcdj8yo2ibzi9b4ew3sn>
- Nevessky E.N., Medvedev V.S., Kalinenko V.V. (1977) Beloe more. Sedimentogenez i istoriya razvitiya v golotsene (The White Sea. Sedimentogenesis and history of development in the Holocene). Moscow: Nauka (Publ.). 240 p. (in Russ)
- 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*. Vol. 62. P. 725–757.  
<http://dx.doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Repkina T.Y., Zaretskaya N.E., Shvarev S.V. et al. (2023) Morphodynamics and Morphotectonics of the Mouth Area of the Varzuga River in the Late Glacial and Holocene (Terskii Coast of the White Sea). *Dokl. Earth Sci.* Vol. 513. Iss. 1 supplement. P. s24–s46.  
<http://doi.org/10.1134/S1028334X2360250X>
- Rybalko A.E., Zhuravlev V.A., Semenova L.R., Tokarev M.Y. (2017) Quaternary sediments of the White Sea and the history of development of the modern White Sea basin in the late Pleistocene-Holocene. In: *Sistema Belogo morya. T. IV. Protssy osadkoobrazovaniya, geologiya i istoriya*. Moscow: Nauchnyi Mir (Publ.). P. 16–84 (in Russ).
- Shilova O.S., Zaretskaya N.E., Repkina T. Yu. (2019) Holocene deposits of the southeastern coast of the Gorlo Strait (White Sea): New data of diatom and radiocarbon analyses. *Dokl. Earth Sci.* Vol. 488. No. 2. P. 1259–1263.  
<https://doi.org/10.1134/S1028334X19100258>

- Starovoitov A.V. (2023) Interpretatsiya georadiolokatsionnykh dannyykh: uchebnoe posobie po kursu "Georadiolokatsiya" (Interpretation of ground penetrating radar data: a tutorial for the course "Ground penetrating radar"). Moscow: KDU; Dobrosvet (Publ.). 258 p (in Russ).
- 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 multy-proxy study of the Kuzomen Moch peatland. *Geomorfologiya*. No. 3. P. 39–50 (in Russ). <https://doi.org/10.31857/S0435428122030178>
- Vashkov A.A., Nosova O. Yu. (2021) Ice-marginal deposits near the Umba Town (the south-west of the Kola Peninsula). *Geomorfologiya*. No. 2. P. 39–51 (in Russ). <https://doi.org/10.31857/S0435428121020103>
- Vostrukhina T.M. (1962) To the question of dating of glaciolacustrine deposits of the Onega Peninsula. *Doklady AN SSSR*. No. 1. P. 151–153 (in Russ).
- Zaretskaya N., Utkina A., Baranov D. et al. (2024) Limited extension of the MIS 2 proglacial lake in the Severnaya Dvina valley, south-eastern margin of the last Scandinavian Ice Sheet. *J. of Quat. Sci.* Vol. 39. Iss. 1. P. 82–101. <https://doi.org/10.1002/jqs.3570>
- Zaretskaya N.E., Baranov D.V., Ruchkin M.S., Lugovoy N.N. (2022) The Southeastern White Sea Coast in the Late Pleistocene. *Izvestiya Rossiiskoi akademii nauk. Seriya geograficheskaya*. No. 6. P. 898–913 (in Russ). <https://doi.org/10.31857/S2587556622060164>
- Zazovskaya E., Shishkov V., Dolgikh A. et al. (2017) Organic matter of cultural layers as a material for radiocarbon dating. *Radiocarbon*. Vol. 59. Iss. 6. P. 1931–1944. <https://doi.org/10.1017/RDC.2017.134>