
ЭВОЛЮЦИЯ ПРИРОДНЫХ СИСТЕМ

УДК 551.435.3:551.4.044:551.89

*Светлой памяти безвременно ушедших участников наших исследований —
Олега Леонидовича Продана (1961–2016), организатора НП «Онежское Поморье»,
и Ольги Александровны Шиловцевой (1958–2017), зав. метеообсерваторией МГУ*

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЕ БЕРЕГА ОНЕЖСКОГО ПОЛУОСТРОВА БЕЛОГО МОРЕЯ В ГОЛОЦЕНЕ: УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ, ДИНАМИКА, ХРОНОЛОГИЯ

© 2020 г. Т. Ю. Репкина^{a, *}, Ф. А. Романенко^{a, **}, А. В. Лудикова^{b, ***}, Н. Е. Зарецкая^{c, d, ****}

^aМосковский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

^bИнститут озераедения РАН, Санкт-Петербург, Россия

^cИнститут географии РАН, Москва, Россия

^dГеологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: t-repkina@yandex.ru

**e-mail: faromanenko@mail.ru

***e-mail: ellerbeckia@yandex.ru

****e-mail: n_zaretskaya@inbox.ru

Поступила в редакцию 23.05.2019 г.

После доработки 26.07.2020 г.

Принята к публикации 12.08.2020 г.

По данным детальных геоморфологических исследований, радиоуглеродного датирования и диатомового анализа отложений оз. Столбового и осадочного чехла террас, выделены и датированы три этапа развития береговой зоны северо-запада Онежского полуострова, различных по механизмам и глубине переработки ледникового рельефа и запечатленных в строении древних берегов. Неясно выраженные абразионные береговые линии на высотах 18.5–30 м сформировались ранее ~9.5–8.5 тыс. кал. л. н. в ходе позднеледниковой трансгрессии и гляциоизостатической регрессии раннего голоцена. Отчетливая преимущественно абразионная береговая линия на отметках 14–18.5 м создана ~8.2–5.8 тыс. кал. л. н. во время среднеголоценовой трансгрессии тапес при незначительных колебаниях уровня моря с гидродинамической активностью выше современной. В конце этапа (~6.0–5.8 тыс. кал. л. н.) на берегу Двинского залива зафиксировано кратковременное повышение уровня моря, связанное, вероятно, с усилением штормов. Не выдержанные по высоте абразионно-аккумулятивные береговые линии на отметках до 14–15 м образовались позже ~5.8 тыс. кал. л. н. в условиях близких к современным. Показана ведущая роль послеледниковой поднятия (гляциоизостатического и тектонического) в выдвигании контура берега, а строения ледникового рельефа — в морфо- и литодинамике береговой зоны. Во время трансгрессии тапес скорости поднятия соседних морфоструктурных блоков отличались (~0.5 и 2.1–2.2 мм/год); затем поднятие стало равномерным (~2.8–2.9 мм/год). Строение береговых форм свидетельствует о постоянстве преобладающих направлений подхода волн и транспорта наносов со среднего голоцена до настоящего времени.

Ключевые слова: береговая зона, морфодинамика, колебания уровня моря, новейшие движения, голоцен, диатомовый анализ, хронология, Белое море

DOI: 10.31857/S2587556620060096

ВВЕДЕНИЕ

Берега Белого моря, как и других водоемов по периферии Скандинавского ледникового щита, наследуют черты послеледниковой рельефа, в той или иной мере преобразованного субкавальными и береговыми процессами [2, 3, 30]. После отступления ледника они стремительно перестраивались, реагируя на неравномерные в пространстве и времени колебания относительного уровня

моря (ОУМ), изменения режима ветров, волн, припайных льдов и течений, сейсмические события. Следы этих перестроек отражены в строении древних берегов — комплексов береговых форм и отложений, сформировавшихся при определенном положении моря относительно суши [11].

Древние берега Белого моря исследуют с XIX в., как правило, для реконструкции хода относительного уровня моря и выделения вклада гляци-

оизостатического, тектонического и эвстатического факторов в его изменение [11–15, 34 и др.]. На западном побережье, где гляциоизостатическое и тектоническое поднятие Балтийского кристаллического щита наиболее интенсивно [32], установлено практически непрерывное понижение ОУМ со скоростью от 35–100 мм/год в раннем до 3–5 мм/год в позднем голоцене [12, 29, 34]. На двух участках зафиксирован подъем ОУМ во время позднеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии (~13–11.5 тыс. кал. л. н.). С трансгрессией тапес (~9.8–5 тыс. кал. л. н.) связано медленное понижение ОУМ с редкими периодами стабилизации береговой линии (БЛ) длительностью до 500 лет [12]. На фоне сводового гляциоизостатического поднятия выявлены различия темпов вертикальных тектонических движений блоков земной коры с размерами 10^{-2} – 10^3 км² [12, 29, 34]. Неравномерное поднятие сопровождалось землетрясениями [21], иногда менявшими контур берега [1]. На быстро поднимающихся, устойчивых к размыву берегах морфолитодинамические процессы играли в смещении БЛ подчиненную роль.

На восточном, платформенном, побережье ход ОУМ сложнее [11, 13–15, 34 и др.]. Данные о возрасте древних берегов [7, 11, 13, 25–28, 33, 36] в целом подтверждают представления об одной позднеледниковой и двух голоценовых трансгрессиях, разделенных регрессиями [13]. Характерные черты динамики ОУМ – падение ниже современных отметок во время регрессии раннего голоцена (~11.5–9.5 тыс. кал. л. н.) [11, 13, 26–28], длительные (тысячи лет) колебания на отметках выше современных в среднем [19, 25, 31] или в среднем и позднем [7, 11, 27, 28, 33] голоцене, и последующее понижение со скоростью 0.2–3 мм/год. Неравномерное изменение ОУМ вызвано сочетанием колебательных изостатических движений земной коры на краю ледникового щита [38], тектонических движений разного знака [1, 8, 32], долговременных (эвстатических) и краткосрочных (приливы, штормовые нагоны [11], цунами [20]) колебаний свободной поверхности бассейна. Велика роль морфолитодинамических процессов, трансформирующих ледниковый рельеф [7, 11, 15, 18, 25–28].

Исследования проблем эволюции береговой зоны (БЗ) Белого моря в голоцене немногочисленны. С появлением новых хронологических данных установлено, что ритмы развития БЗ, ранее представлявшиеся едиными для всего побережья [18], отличаются даже на соседних участках [27]. Они зависят от особенностей хода ОУМ, баланса наносов [7] и распределения энергии волн и приливов вдоль изменяющегося контура берега [11, 28]. Поэтому для интерпретации условий формирования древних берегов важна информация о гидроклимате и гидродинамике бассейна. Но такие сведения пока единичны [10, 18, 22, 24].

Таким образом, “расшифровка” истории развития берегов Белого моря, записанной в строении БЛ, – задача со многими неизвестными. Особенно сложны и наименее изучены строение и ритмы развития БЗ на восточном побережье акватории.

Цель исследования – реконструкция морфодинамики и условий развития береговой зоны северо-запада Онежского полуострова.

Северо-западное побережье Онежского полуострова, Соловецкие острова и разделяющие их проливы (рис. 1) – крупный морфоструктурный [1, 8] и ледниковый [5, 35] узел на границе Балтийского щита и Русской плиты [32]. Благодаря высоким для восточных берегов Белого моря темпам понижения ОУМ (2–3 мм/год) [25, 31] здесь представлен спектр голоценовых БЛ, разнообразных по морфологии и экспозиции [13, 14, 25]. На современных берегах экспозиция к волнению меняет не только интенсивность, но и характер морфолитодинамических процессов. Поэтому в работе рассмотрены берега, открытые волнам всех преобладающих направлений, что дополняет предыдущие исследования [25]. Сгущение сети наблюдений позволило оценить вклад климатической и тектонической составляющих в динамику относительного уровня моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Данные о строении, хронологии и условиях формирования рельефа северо-западного побережья Онежского полуострова получены в ходе экспедиций кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ и НП “Онежское Поморье”. Использована часть результатов рейса НИС “Эколог” [16, 25]. Работы включали геоморфологическое профилирование и картографирование современной БЗ и прибрежных террас и литостратиграфическое изучение отложений в разрезах и скважинах ручного бурения (рис. 2–5). Выделены древние БЛ; определены параметры аккумулятивных форм берегового рельефа, размеры которых говорят об интенсивности воздействия волн и балансе наносов в БЗ, а простираение – о направлении потоков наносов и преобладающего волнения [2]. Высота береговых линий, порогов стока палеобассейнов, разрезов и скважин над уровнем моря определена ручным уровнем CST Berger 17–632 Hand Sight Level и мерной рейкой и увязана с Балтийской системой нормальных высот.

Радиоуглеродный возраст образцов (табл. 1) определен в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН (индекс ГИН-) по принятой методике [7] и в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института

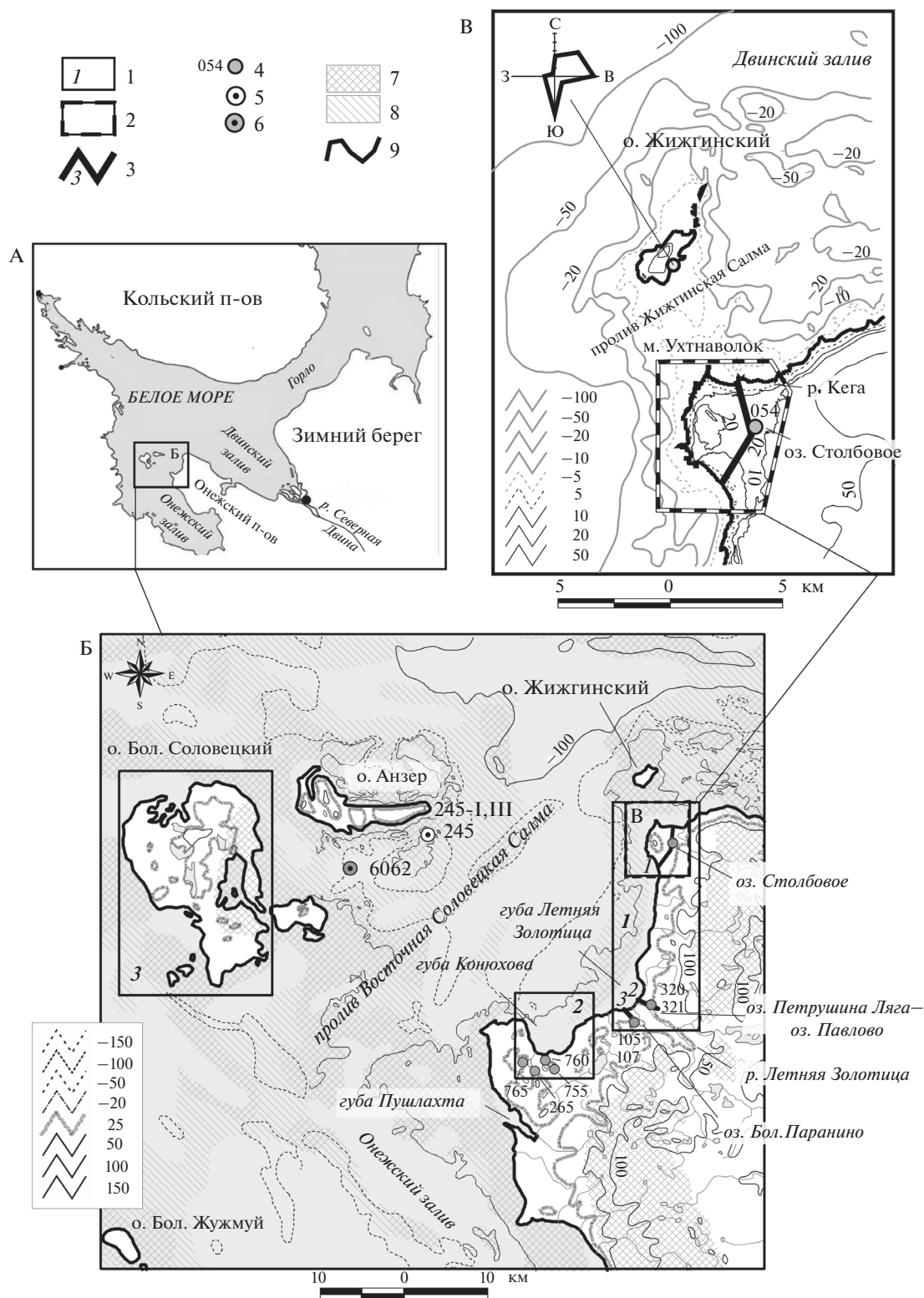


Рис. 1. Положение района исследований и фактический материал. 1 – участки определения возраста террас: 1 – данная работа, 2 – [25], 3 – [19, 31]; 2 – участок детального геоморфологического картографирования (см. рис. 2); 3 – геоморфологические профили со скважинами ручного бурения (цифра – номер профиля, см. рис. 3–4); положение и номера скважин: 4 – ручного бурения, вскрывших отложения палеозаливов (см. рис. 3–5); датированных колонок донных осадков: 5 – [10, 18], 6 – [24]; выходы отложений ошашковского горизонта позднего неоплейстоцена: 7 – ледниковых, 8 – ледниково-морских (по [5]); 9 – береговая линия. Роза-диаграмма – повторяемость волнений различных румбов на ГМС Жижгин [4].

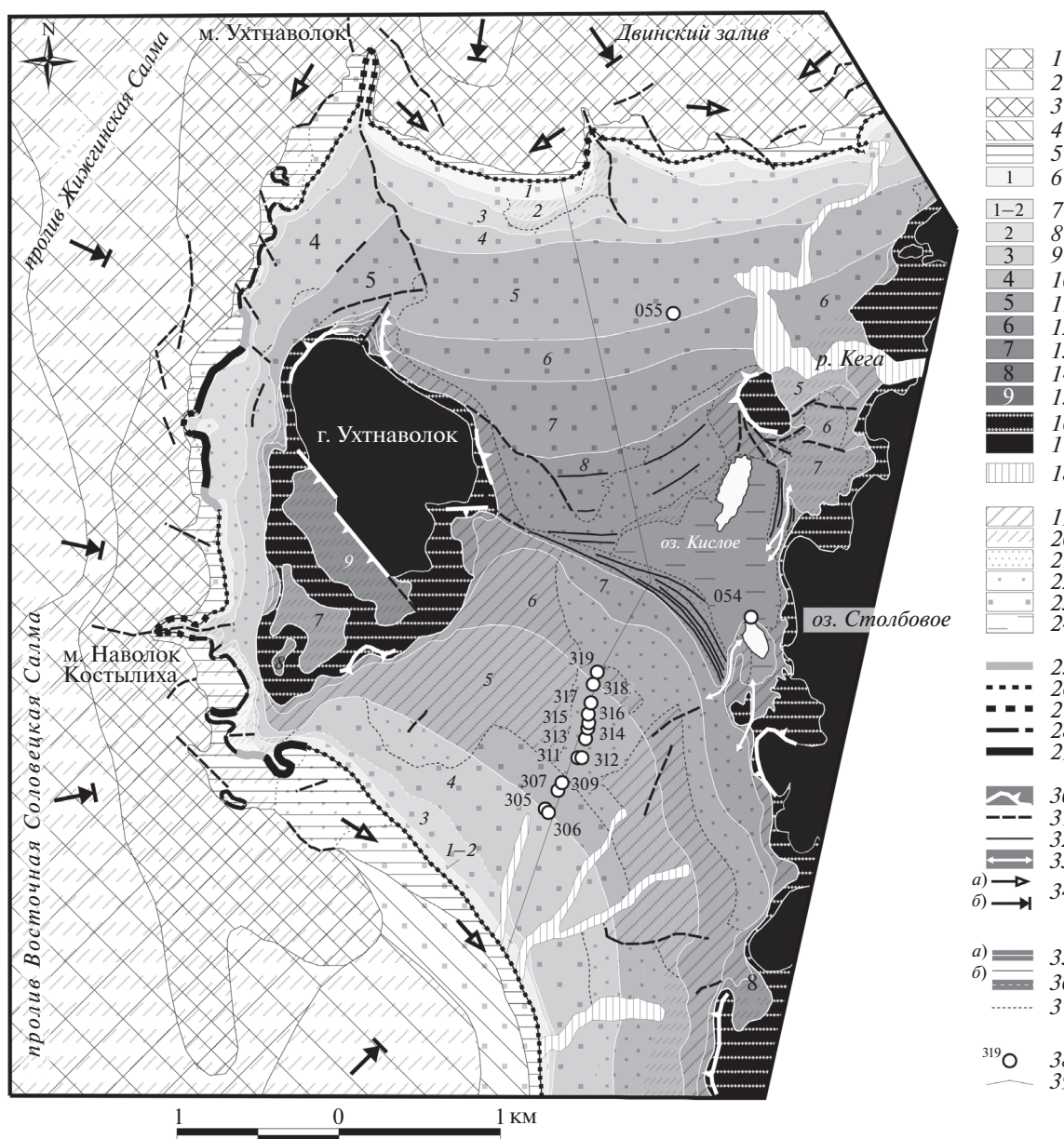


Рис. 2. Карта морфодинамики участка Ухтнаволок. Условные обозначения: Типы и формы рельефа: *подводные равнины*, формирующиеся на отложениях (по [5]): 1 – ледниковых, 2 – ледниково-морских; *современная береговая зона*: *подводный береговой склон* на глубинах до 2–5 м, формирующийся на отложениях (по [5]): 3 – ледниковых, 4 – ледниково-морских; 5 – *приливные осушки* на глубинах до 0.5 м в малую воду; 6 – *пляжи, авантюны и современные морские террасы* на высотах 0–2 м; *морские террасы* (цифра – номер генераций форм берегового рельефа): 7 – *современные и позднеголоценовые, не расчлененные*, на высотах 1–2.5 м (генерация 1); *позднеголоценовые* на высотах: 8 – 1.5–2.5 м (генерация 2), 9 – 2.5–6 м (генерация 3), 10 – 5–10 м (генерация 4), 11 – 9–13 м (генерация 5), 12 – 12–15 м (генерация 6); *среднеголоценовые* на высотах: 13 – 15–17.5 м (генерация 7), 14 – 17–18.5 м (генерация 8), 15 – *ранне-среднеголоценовые* на высотах 22–23 м (генерация 9); *холмы и гряды конечных морен невиской стадии осташковского оледенения*: 16 – на высотах >23–25 м, частично измененные береговыми процессами, 17 – на высотах 25–50 м, не измененные морем; 18 – *долины рек и ручьев*. Обстановки формирования рельефа и отложений береговой зоны и прибрежного мелководья: 19 – *преобладание размыва*, 20 – *чередование размыва и накопления наносов*; *умеренное накопление наносов*, формирование невысоких береговых и подводных валов: 21 – *песчано-гравийно-галечных с валунами*, 22 – *песчаных*; *устойчивое накопление наносов*: 23 – *формирование крупных песчаных береговых и подводных валов*, 24 – *заполнение котловин отчлененных и полуотчлененных заливов*. Генетические типы берегов: 25 – *абразионные*, с уступами размыва в отложениях морских террас; *аккумулятивные*: 26 – *песчаные* и *галечно-песчаные*, 27 – *валунно-галечные*, 28 – *чередование валунно-галечных пляжей на мысах и песчаных в губах и заливах*; 29 – *лагунные песчаные и галечно-песчаные*. Прочие элементы морфо- и литодинамики: 30 – *абразионные уступы*, выработанные в моренных отложениях, 31 – *галечно-валунные и галечно-валунно-глыбовые гряды*, образовавшиеся в результате селективного размыва морены, 32 – *отдельные береговые валы и косы*, 33 – *палеопроливы*, 34 – *направления потоков наносов*: а) *вдольбереговых*, б) *поперечных*. Прочие обозначения: *границы*: типов и форм рельефа: 35 – *отчетливые*: а) *на суше*, б) *на акватории*, 36 – *выделяемые условно*; 37 – *участков с различными морфо- и литодинамическими обстановками*; 38 – *скважины ручного бурения* (цифра – номер, см. рис. 3, 5), 39 – *линия поперечного профиля* (см. рис. 3).

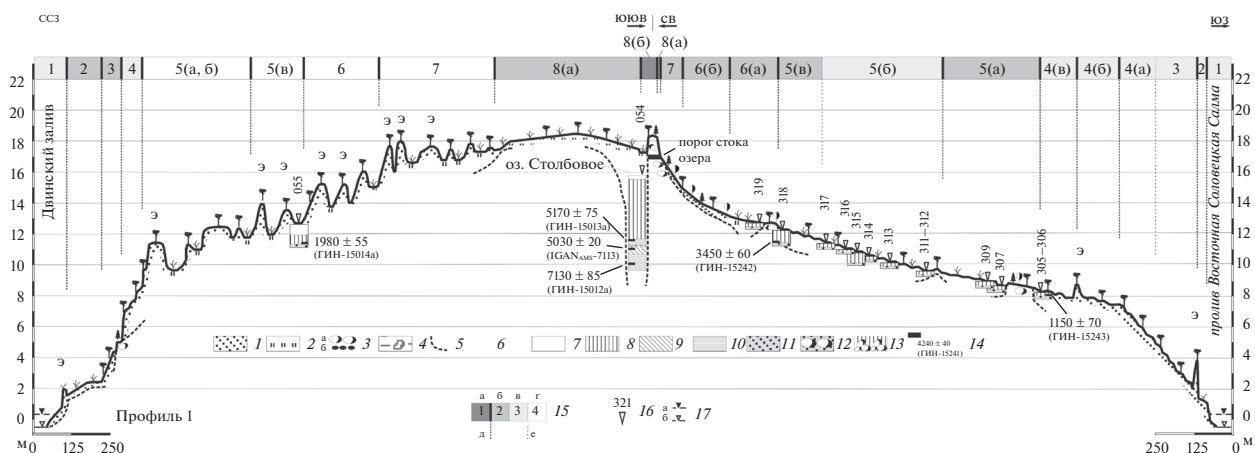


Рис. 3. Схематический поперечный профиль поднятых террас урочища Ухтнаволово (положение профиля см. на рис. 1, 2). Поверхностные отложения: 1 — пески, 2 — торф, 3 — отморстки: 1) валунные, 2) галечные, 4 — валунные суглинки; 5 — предполагаемое положение кровли морены (показано условно), 6 — участки активного перевывания песчаных отложений. Обобщенные разрезы скважин: 7 — лед и вода, 8 — озерно-болотные отложения (торф, сапропель, ил), 9 — отложения отчленяющихся мелководных заливов и прибрежных озер (опесчаненный алеврит, алевритистый сапропель), 10 — отложения мелководных заливов со спокойным гидродинамическим режимом (алевриты); отложения, характерные для современной береговой зоны: 11 — пески; 12 — валунники с песчаным заполнителем; 13 — отложения наносов и формирования невысоких (≤ 1 м) береговых валов, г — накопление значительных объемов наносов и формирование крупных (> 1 м) береговых валов; линиями показаны границы генераций форм берегового рельефа: д — выраженные отчетливыми уступами и перегибами, е — прочие. Прочие обозначения: 16 — скважины ручного бурения и их номера; 17 — урез воды: а — в полную воду, б — в малую воду.

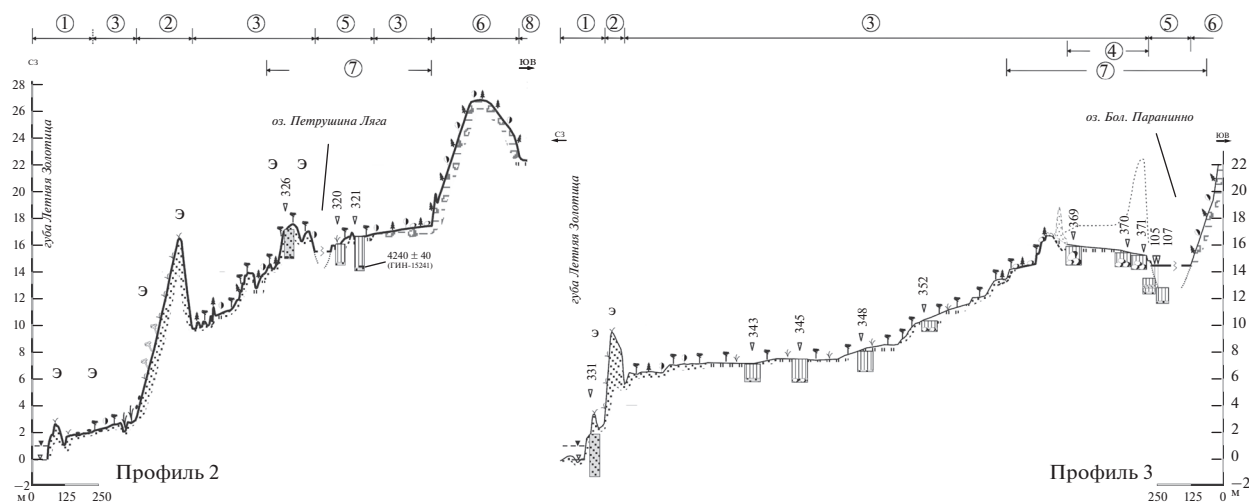


Рис. 4. Геоморфологические профили побережья губы Летняя Золотица (положение профилей см. на рис. 1, условные обозначения см. на рис. 3). Цифрами обозначены типы и формы рельефа: 1 — современная береговая зона (приливная осушка, пляж, авантюна, современная морская терраса); 2 — активные дюны; 3 — морские террасы среднего-позднего голоцена; 4 — палеопроливы; 5 — котловины озер в понижениях кровли морены (палеозаливы); 6 — моренные гряды, в том числе с признаками переработки поверхности в береговой зоне; 7 — комплекс форм рельефа береговой линии среднеголоценовой трансгрессии тапес; 8 — уплотненные заболоченные понижения между моренными грядами — палеопроливы и заливы раннеголоценового бассейна.

географии РАН и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США) (индекс $IGAN_{AMS}$). Калибровка новых и опубли-

кованных [10, 18, 19, 25, 31] дат (рис. 6) выполнена в программе Calib 7.1 [39]: “континентальных” дат — с помощью калибровочной кривой IntCal13,

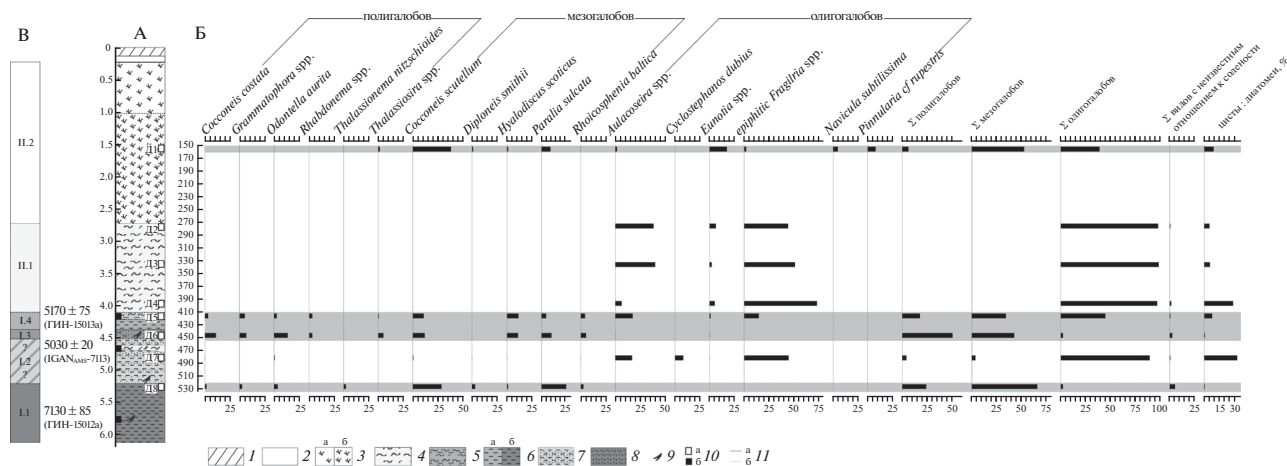


Рис. 5. Обстановки осадконакопления в котловине оз. Столбового. А — разрез скважины 054 (положение см. рис. 2), Б — диатомовая диаграмма, В — обобщенная характеристика обстановок осадконакопления. А. 1 — лед; 2 — вода; 3 — торф сфагновый: а) рыхлый, б) плотный; 4 — сапропель бурый; 5 — тонкое переслаивание алеврита и сапропеля; 6 — алеврит: а) серый, б) сизо-серый, плотный; 7 — алеврит сизо-серый опесчаненный, плотный; 8 — пески сизо-серые мелкозернистые; 9 — включения остатков растений; 10 — точки отбора образцов на: а) диатомовый анализ (индекс — номер образца), б) радиоуглеродное датирование (цифра — возраст, радиоуглеродных лет, в скобках — лабораторный номер, см. табл. 1); 11 — контакты: а) отчетливые, б) постепенный переход. В. Обстановки заполнения котловины озера: *морской этап*: I.1 — мелководный морской залив со спокойными гидродинамическими условиями и соленостью близкой современной; I.2 — отчленяющийся от моря залив, периодически испытывающий волновое воздействие, в конце стадии практически пресноводный; I.3 — мелководный морской залив с гидродинамическими условиями, близкими современной береговой зоне; I.4 — изолирующийся от моря, мелеющий солончатоводный залив со спокойными гидродинамическими условиями; *пресноводный этап*: II.1 — озеро, II.2 — заболачивающееся озеро.

а дат, полученных по образцам морского происхождения, — с помощью кривой IntCalMarine.

Диатомовый анализ отложений оз. Столбового (скв. 054) и палеозалива Вензин Мох (скв. 755) выполнен в лаборатории Института озероведения РАН по стандартной методике [6], за исключением этапа центрифугирования с тяжелой жидкостью. Параллельно со створками диатомей подсчитывались цисты золотистых водорослей *Chrysophyceae* для последующего вычисления соотношения “цисты : диатомей” (отношение числа цист хризифитов к сумме цист и диатомей, выраженное в процентах) [40]. Изменение значений данного соотношения при переходе от морских условий к пресноводным делает его информативным при изучении изоляции озер от морских бассейнов [17].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Строение и условия развития современной береговой зоны

Современная БЗ охватывает полосу со средним диапазоном высот ~7–8 м на берегах, открытых волнам, и ~3–4 м на затишных участках. Во время штормов этот диапазон увеличивается более чем в 2 раза (см. рис. 6). Нижняя граница БЗ фиксируется по изменению уклонов дна и состава наносов в основании подводного берегового склона (ПБС), а верхняя — по тыловым швам со-

временных террас, куда волны проникают только во время экстремальных нагонов. В зависимости от конфигурации берега и локальных гидродинамических условий абсолютные отметки элементов рельефа БЗ могут отличаться на 1–1.5 м даже на соседних участках.

Берег развивается на неоднородном, каменистом субстрате конечно-моренных построек последнего оледенения, покрытых бассейновыми осадками [5, 14, 35] (см. рис. 1–2). Южнее урочища Ухтнаволок берег пересечен региональным разломом [5], разделяющим побережье на два морфоструктурных блока; северный блок в новейшее время поднимался быстрее южного [8]. На дне разлом выражен резким перегибом склона, а в БЗ и на прибрежных террасах не прослеживается. Скорость современного поднятия суши около 2.9 мм/год [9]. Выходя из-под уровня моря, моренные гряды создают очертания “всегда молодого” берега. К их склонам приурочены мысы и прямолинейные участки БЛ, а к понижениям между ними — открытые заливы (Конюхова, Летняя Золотица, северный и южный заливы урочища Ухтнаволок) и межгрядовые проливы, крупнейший из которых — Жижгинская Салма (см. рис. 2).

Динамику берега определяют ветры и волны северных–северо-восточных и южных–юго-западных румбов (см. рис. 1в). Высота волн уменьшается вдоль Восточной Соловецкой Салмы от

Таблица 1. Радиоуглеродные даты и калиброванный возраст образцов

Номер скважины	Номер образца	Геоморфологическое положение (источник)	Материал для датирования/подстилающие отложения	Высота н.у.м.* (м)	Глубина отбора, (м)	^{14}C дата	Калиброванный возраст, л.н., 1σ	Индекс и номер образца	Координаты (град., с.ш., в.д.)
054	054/2	Оз. Столбовое	Переслаивание алевроита и сапропеля	15.8 (17)	4.12–4.22	5170 ± 75	5880–6000	ГИН-15013a	65.12204 36.89469
	054/3		Растительные остатки из линзы бурого сапропеля		4.62–4.72	5030 ± 20	5825–5880	IGAN _{AMS} -7113	
	054/1		Алеврит сизо-серый с растительным детритом		5.72–5.82	7130 ± 85	7915–8020	ГИН-15012a	
321		Днище котловины палеозалива Петрушина Ляга	Торф/песок крупнозернистый	17.1 (16)	2.2–2.3	4240 ± 40	4815–4855	ГИН-15241	64.95958 36.84443
055		Понижения между береговыми валами на морских террасах с высотами (м)	Торф/песок мелко-тонкозернистый	12.5	0.85–0.95	1980 ± 55	1880–1990	ГИН-15014a	65.13932 36.88755
318			Торф/песок мелко-среднезернистый	12.2	0.73–0.79	3450 ± 60	3640–3730	ГИН-15242	65.11914 36.87406
306		8.5–10	Торф/песок мелкозернистый	8.5	0.18–0.24	1150 ± 70	1045–1140	ГИН-15243	65.11221 36.86716

* В скобках указана высота порога стока.

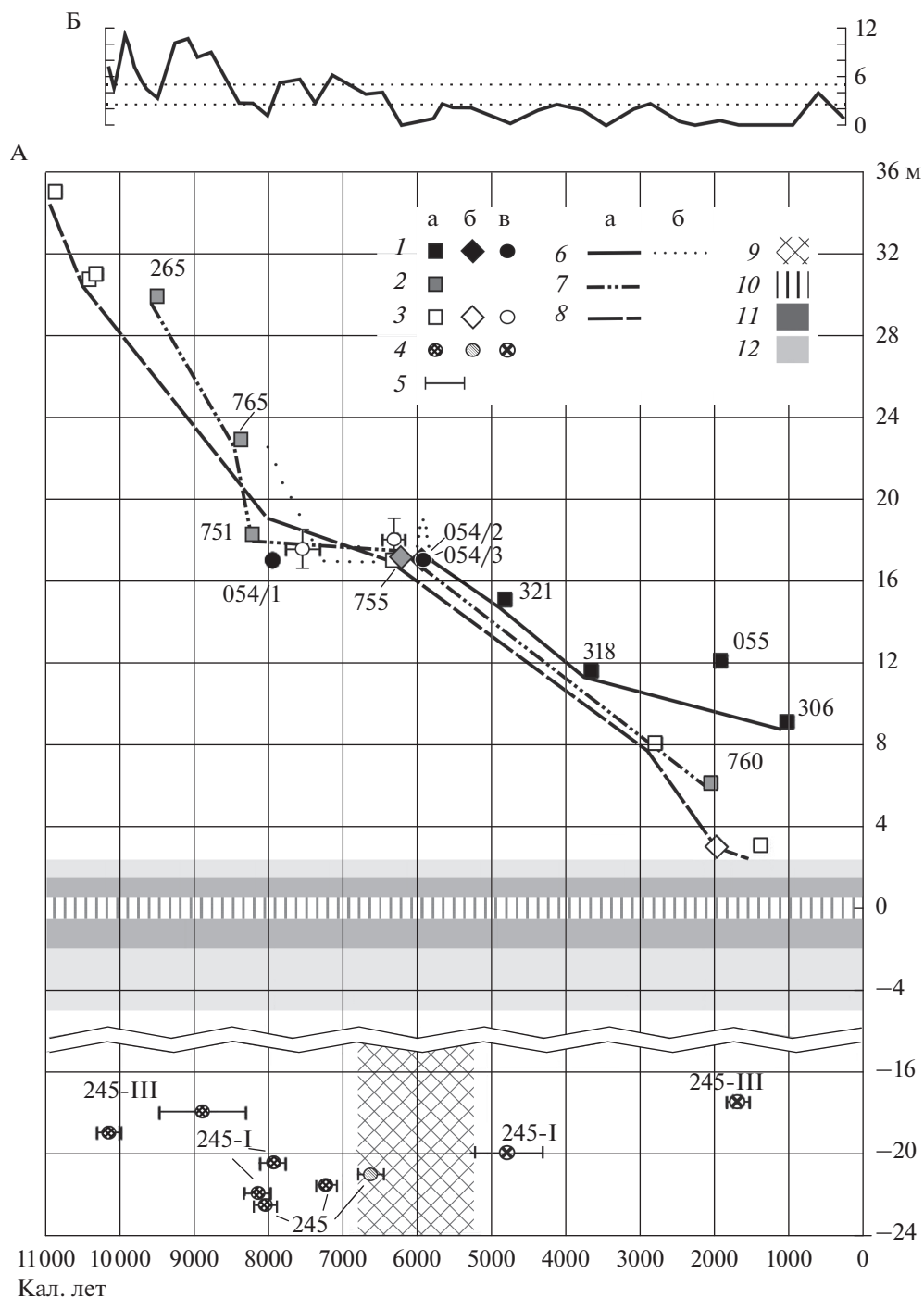


Рис. 6. Изменения относительного уровня моря на берегах пролива Восточная Соловецкая Салма. А. Калиброванные даты (цифра – номер разреза см. рис. 1, рис. 2, табл. 1), полученные: 1 – в ур. Ухтнаволоок и губе Летняя Золотица (данная работа); 2 – в губе Конюхова [25]; 3 – на о. Бол. Соловецкий (по [19, 31]) из отложений: а – озерно-болотных, б – переходного горизонта, в – морских; 4 – на шельфе о. Анзер из осадков с раковинами морских моллюсков, накопившихся в условиях гидродинамической активности: а – малой, б – смены режима, в – высокой (по [10, 18]); 5 – погрешность определения возраста и высотного положения образцов. Кривые изменения относительного уровня моря: б – в ур. Ухтнаволоок и губе Летняя Золотица: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – в губе Конюхова; 8 – на о. Бол. Соловецкий; 9 – период активизации размыва донных осадков на шельфе о. Анзер (по [5, 10, 18]); гипсометрическое положение на северо-западе Онежского полуострова зон: 10 – приливно-отливных колебаний, 11 – регулярного волнового воздействия, 12 – воздействия волн при штормах средней силы. Б. Продолжительность ледового периода в восточной части Белого моря по данным анализа цист динофлагеллат [22] (месяцы). Пунктирными линиями показан диапазон современных значений.

Двинского к Онежскому заливу. Лед преобразует берег и блокирует его от воздействия волн 4–5 мес. в году. Амплитуда приливов (~1 м) меньше величины сгонов и нагонов редкой повторяемости (1.5 и 2 м соответственно) [4]. Экстремальный (до 3 м) подъем уровня может быть вызван цунами [20]. Скорость приливных течений достаточна для селективного размыва морены; в узких проливах формируются каменистые отмостки и глыбово-валунные гряды, а в заливах — чехол разнозернистых песков [5].

Селективный размыв дна продолжается в береговой зоне. Изрезанный рельеф ПБС влияет на распределение энергии волн вдоль контура берега. Мысы и прямолинейные участки БЛ блокированы суглинистыми бенчами и глыбово-валунными грядами, а берега заливов открыты ветрам и волнам только определенных румбов. Поэтому условия развития прямолинейных берегов мозаичны, а каждого из заливов — индивидуальны.

На прямолинейных участках преобладают своеобразные пляжевые и лагунные берега. На ПБС и приливных осушках накопление наносов соседствует с размывом; к каменистым грядам примыкают валунно-галечные и песчаные томбола и косы. Лагуны в тылу кос заполняются песками и алевритами. На современных террасах плоские поверхности с невысокими (до 0.5 м) береговыми валами чередуются с заболоченными котловинами отмирающих лагун. Томбола и косы, сливаясь, образуют “наволоки” (мысы Ухтнаволок и Наволок Костылиха). Абразионные берега редки, окаймлены суглинистыми бенчами, почти лишенными наносов. Современные террасы отсутствуют или представлены абразионными ступенями, выработанными в морене.

В вершинах заливов преобладают аккумулятивные берега с пляжами полного профиля (см. рис. 2–4). Валы высотой до 0.5 м на ПБС и приливной осушке и до 1 м на современных террасах сложены мелкозернистыми песками. Чехол наносов не всегда перекрывает каменистые гряды. Прослой гранат-амфиболового песка в осадках пляжей говорят о высокой гидродинамической активности. В сильные штормы волны перерабатывают слой наносов мощностью до 1.5 м. Пляжи окаймлены авантюнами (0.5–2 м). На участках, открытых преобладающим ветрам, террасы разрушены дефляцией и примыкают к активным дюнам высотой 2–10 м.

Судя по строению форм берегового рельефа, большая часть наносов поступает с ПБС, а питание БЗ материалом от размыва берегов и речного стока скудно. Влияние твердого стока р. Летняя Золотица ограничено вершиной одноименного залива. Интенсивность воздействия волн и объем поступающих наносов максимальны в северном заливе Ухтнаволок, меньше в губах Летняя Золо-

тица и Конюхова и минимальны в южном заливе Ухтнаволок. Короткие вдольбереговые потоки наносов, направленные от мысов внутрь заливов, образуют автономные литодинамические ячейки.

Зависимость между морфологией современных берегов и условиями их развития стала основой для реконструкции истории древних берегов.

Строение рельефа прибрежных террас

Морские террасы развиты на отметках 2–30 м. По морфологии, возрасту и условиям формирования они разделены на три уровня (2–15, 14–18.5 и 18.5–30 м). На побережье Восточной Соловецкой Салмы (южный морфоструктурный блок [8]) высота террас и БЛ обычно на 1–2 м меньше, чем в урочище Ухтнаволок (северный блок). Как и в настоящее время, такие различия могли определяться экспозицией берега к волнению, изменениями уклонов ПБС, состава и объема поступающих в БЗ наносов.

На побережье пролива Восточная Соловецкая Салма, открытом ветрам северных румбов, *нижний* (до 14 м) уровень представлен не всегда выдержанными по высоте морскими террасами (см. рис. 4). Аккумулятивные террасы с береговыми валами (до 1 м) тяготеют к вершинам губ Конюхова и Летняя Золотица и отметкам до 8–12.5 м (профиль 2). На высотах 12.5–14 м в вершинах заливов и 2–14 м на их бортах преобладают абразионно-аккумулятивные террасы с изменчивым обликом и составом отложений (проф. 3). Абразионные террасы (10–14 м) осложняют склоны моренных гряд на севере и юге участка. Терраса с отметками 7.5–8 м вышла из-под уровня моря не позднее 2.0 тыс. кал. л. н. (см. рис. 6, скв. 760); возраст террас нижнего уровня можно считать позднеголоценовым.

Средний (14–17.5 м) уровень занимает отчетливо выраженная БЛ. Она включает комплекс аккумулятивных и абразионных форм на мористых склонах передовых моренных гряд, а также проливы и заливы в их тылу. В вершине губы Летняя Золотица береговая линия аккумулятивная (проф. 2). Наиболее древние и высокие (2–3 м) перевеянные береговые валы “насажены” на выступы кровли морены. Под толщей эоловых песков мощностью до 2 м залегают осадки, аналогичные современным пляжевым. С удалением от русла р. Летняя Золотица аккумулятивные формы резко сменяются абразионными (проф. 3). Преимущественно абразионный облик БЛ сохраняется на севере до урочища Ухтнаволок, а на юге — вдоль всего побережья, включая губу Конюхова. Строение БЛ свидетельствует о стабилизации уровня водоема с высокой волновой активностью. Аккумулятивные формы образовались преимущественно из песков, принесенных р. Летней

Золотицей. Как и в настоящее время, наносы перераспределились в вершине залива встречными вдольбереговыми потоками.

В тылу передовых моренных гряд существовала система ингрессионных проливов и заливов, соединявших Восточную Соловецкую Салму с Онежским заливом (см. рис. 16). Рельеф и осадки заградных бассейнов сформированы волнами, более слабыми, чем на открытых берегах, и приливными течениями. На склонах гряд выработаны неровные бенчи с неоднородным чехлом наносов (проф. 2), а в понижениях передовых гряд (проф. 3) — узкие эрозионные проливы с отморостками из окатанных валунов (скв. 369–371) и проливыми дельтами (скв. 105–107). На дне бассейнов накапливались пески и алевриты.

Даты из отложений заградных бассейнов позволяют соотнести формирование БЛ с трансгрессией среднего голоцена тапес и подтверждают длительную стабилизацию уровня моря. Южная котловина палеозалива Вензин Мох (порог стока ~18.5 м) на берегу губы Конюхова осушена не позднее ~8.1 тыс. кал. л. н. (см. рис. 6, скв. 751). Северная котловина того же залива с порогом стока ~17.5 м (скв. 755) около 6.2 тыс. кал. л. н. находилась на стадии отчленения. Диатомовые комплексы из осадков, подстилающих датированный горизонт, характерны для обмелевшего морского залива с соленостью, пониженной вследствие приближающейся изоляции. Палеопролив Петрушина Ляга (порог стока 16 м) на берегу губы Летняя Золотица вышел из-под уровня моря ранее ~4.8 тыс. кал. л. н. (скв. 321).

Верхний (18.5–30 м) уровень неоднороден. Отчетливые признаки действия волновых процессов — небольшие абразионные уступы и бенчи, развиты на высотах до 22 м в губе Конюхова и до 22–23 м в губе Летняя Золотица. Они выработаны ранее ~8.3 тыс. кал. л. н. (см. рис. 6, скв. 765), вероятно, в ходе регрессии раннего голоцена.

На высотах 23–30 м понижения между моренными грядами занимают палеопроливы без морфологических признаков воздействия волн. Мало мощный прослой слабо отмытых песков, залегающий на суглинисто-валунном перлювии или морене, вероятно, сформирован течениями. Пролиты на высотах 29–30 м были осушены не позднее ~9.5 тыс. кал. л. н. (см. рис. 6, скв. 265). Морские осадки аллерёда–позднего дриаса известны до высоты 40 м [5].

Палеопролив Ухтнаволоок занимал, как и современная Жижгинская Салма, понижение крупной моренной гряды (см. рис. 1в, рис. 2–3). С запада и востока он был ограничен крутыми склонами моренных холмов; “седловина” между ними разделяла пролив на две котловины — северную и южную. Рельеф и осадки северной котловины формировали волны Двинского залива (север–

северо-восток), а южной — волны, преимущественно южных румбов, приходившие из Восточной Соловецкой Салмы. Западный склон холма — горы Ухтнаволоок, ограничивавшей пролив с запада, блокирован от преобладающих волн подводным продолжением моренной гряды и о. Жижгинским. Хорошая сохранность форм берегового рельефа позволила выделить девять близких по высоте и возрасту генераций БЛ и оценить синхронность изменения морфологии берегов и ритмов поступления наносов на участках с разной экспозицией к волнению.

Нижний (2–15 м) позднеголоценовый уровень включает генерации 2–6. В северной котловине они преимущественно аккумулятивные. В отличие от побережий губ Конюхова и Летняя Золотица, береговые валы здесь выше (1–3 м), а их размеры с удалением от современного берега увеличиваются, а не уменьшаются. Поверхность высотой 12.5–13 м осушена ранее ~1.8 тыс. кал. л. н. (скв. 055).

В южной котловине преобладают абразионно-аккумулятивные террасы с невысокими (до 0.5 м) песчаными валами, бенчами и валунными грядами. Аккумулятивные террасы тяготеют к отметкам ниже 9 м (генерации 2–4) и выше 13 м (генерация 6). Аккумулятивные формы занимают понижения в кровле морены. Поверхности на высотах 12.5–13 м (скв. 318) и ~8.5 м (скв. 306) осушены не позднее ~3.7 и ~1.0 тыс. кал. л. н. соответственно.

На западном склоне горы Ухтнаволоок террасы наиболее разнообразны. Снизу вверх и с увеличением крутизны склонов аккумулятивные берега сменяются абразионными. Ниже 10 м (генерации 2–4) чередуются аккумулятивные и абразионно-аккумулятивные террасы с песчаными валами (до 1 м) и “ваннами” отмерших лагун. На высотах 11–12 м (генерация 5) на относительно пологих склонах развиты абразионно-аккумулятивные ступени с песчаными валами (0.5–2 м), а на крутых склонах — абразионные уступы и бенчи. Выше 12 м (генерация 6) береговые формы только абразионные.

Средний (15–18.5 м) уровень — береговая линия среднего голоцена (генерации 7–8). На западном склоне горы Ухтнаволоок она отчетливая, абразионная, а в палеопроливе приурочена к выступу моренной гряды между северной и южной котловинами и имеет сложное строение. В южной котловине на склонах гряды развиты бенчи и низкие песчано-галечные валы (генерации 7–8), а в северной — крупные (до 2.5 м) песчаные валы (генерация 7). Неровную вершину гряды занимает бенч (18–18.5 м, генерация 8а) с “ванной” палеолагуны и остаточными озерами Кислым и Стобковым. Лагуна замкнута выступами морены и валунно-песчано-галечными косами (генерация

86) и соединялась с Двинским заливом и Восточной Соловецкой Салмой эрозионными проливами с отметками днищ 17.5–18.5 и 17 м соответственно.

Строение БЛ позволяет предположить стабилизацию ОУМ на отметках ~18–19 и 17–17.5 м. Во время формирования БЛ условия на западных и южных берегах участка не изменялись, а в северном заливе в конце этапа резко возрос объем аккумуляции песков. При этом в губе Конюхова, также открытой волнам северных румбов, сохранялся дефицит наносов. Можно предположить, что изменение типа берега в северном заливе Ухт-наволока было вызвано местными условиями, в первую очередь – строением ледникового рельефа. В результате смещения БЛ с вершины моренной гряды на ее склон возросли уклоны ПБС, и, соответственно, сила воздействия волн и объемы поступления наносов к берегу [2].

Абразионные террасы *верхнего* уровня развиты на высотах до 22–23 м (генерация 9), а редкие абразионные уступы и бенчи на склонах моренных гряд – до 23–25 м (см. рис. 2).

Обстановки осадконакопления в котловине оз. Столбового

Обстановки накопления осадков (см. рис. 5В) в котловине оз. Столбового (отметка уреза – 15.8 м, порога стока – 17.0 м) установлены литостратиграфическим описанием керна скв. 054 (см. рис. 5А) и диатомовым анализом 8 образцов (Д1–Д8, на рис. 5Б).

Заполнение котловины озера началось ранее ~8.0 тыс. кал. л. н. в условиях мелководного морского залива со спокойными гидродинамическими условиями и соленостью, близкой современной (I.1 на рис. 5В). Плотные сизо-серые алевроиты с редкими растительными остатками, залегающие в основании разреза (612–522 см), сходны с осадками затишных впадин глубже зоны волнового воздействия [6]. В кровле горизонта (532–522 см, Д8) в составе диатомовых комплексов преобладают мезогалобы (67%), обитающие в водах с соленостью 30–5‰ (*Cocconeis scutellum* и *Paralia sulcata*), и полигалобы (25%), предпочитающие соленость >30‰ (*Odontella aurita*, *Thalassionema nitzschioides*, *Grammatophora* spp). Как мезо-, так и полигалобы – преимущественно бентосные виды. Численность олигогалобов, обитающих в водах с соленостью от 0 до 5‰, – 2.6%. Процентное соотношение “цисты : диатомеи” немного превышает 1%. Состав диатомовых комплексов включает виды, характерные как для современных донных осадков мелководных районов Белого моря [23], так и для голоценовых морских отложений побережий Кандалакшского залива [29] и Соловецкого архипелага [31].

Водоем постепенно мелел, а гидродинамические условия становились более активными и менее однородными (I.2 на рис. 5В). Алевроиты содержат прослой мелкого песка (522–472), а в интервале (472–452) – пески и линзу бурого сапропеля с растительными остатками возрастом ~5.9–5.8 тыс. кал. л. н. В середине горизонта (487–477 см; Д7) резко снижается численность поли- и мезогалобов и увеличивается содержание олигогалобов (до 90%) – преимущественно индифферентных к солености обрастателей *Fragilaria* spp., маркирующих переход от морских условий к пресноводным [41], и планктонных *Aulacoseira* spp. Значение соотношения “цисты : диатомеи” возрастает до 32%. Состав диатомовых комплексов свидетельствует об опреснении, связанном с сокращением или практически полным прекращением поступления в котловину морских вод. Озеро Столбовое, вероятно, представляло собой лагуну, связанную с Восточной Соловецкой Салмой узким мелеющим проливом; морские воды могли проникать в нее только во время штормов и нагонов.

Дальнейшая история изоляции лагуны укладывается, по-видимому, во временной интервал около 200 лет (I.3 и I.4. на рис. 5В). Вначале (I.3) отделение лагуны от моря прервалось эпизодом увеличения гидродинамической активности и, возможно, глубины водоема. Накопились мелкозернистые слабо алевроитистые пески с растительным детритом (452–437 см), сходные с наносами ПБС. В составе диатомовых комплексов (452–442 см, Д6) преобладают поли- и мезогалобы (51 и 43% соответственно). Среди первых наиболее многочисленны обитатели морской сублиторали *O. aurita*, *Cocconeis costata*, *Grammatophora* spp, *Rhabdonema arcuatum* и *R. minutum*, в значительно меньших количествах – неритические *Thalassiosira* spp. Мезогалобы представлены сублиторальными *C. scutellum*, *Hyalodiscus scoticus*, *P. sulcata*, *Rhoicosphenia baltica*. Доля олигогалобов – 2.7%. Значение соотношения “цисты : диатомеи” снижается до 1.1%. Состав диатомей характерен для сублиторальной зоны морского бассейна.

Затем (I.4) отчленение водоема возобновилось. Пески резко сменяются серыми алевроитами (437–422 см), что говорит о затишных условиях в лагуне. В интервале 422–412 см с возрастом ~5.9–6.0 тыс. кал. л. н., в осадке постепенно возрастает содержание органических частиц. Численность полигалобов резко сокращается до 18%, доля мезогалобов – до 35%. Исчезают неритические планктонные виды. Численность олигогалобов возрастает до 45%, преобладают индифферентные к солености *Fragilaria* spp и *Aulacoseira* spp. Соотношение “цисты : диатомеи” около 8%. Состав диатомовых комплексов свидетельствует о сокращении поступления морских вод перед окончательной изоляцией котловины от моря.

Позднее осадконакопление происходило в условиях озерного бассейна (II.1), заполнявшего сапропелем (412–272 см). Аналогично первому эпизоду опреснения (I.2) в начале “озерного” этапа (402–392 см, Д4) значительно увеличилась численность *Fragilaria* spp. и значения соотношения “цисты : диатомеи”. В дальнейшем (интервалы 342–332 и 282–272 см; Д3–Д2) в водоеме устанавливаются мелководные нейтральные-слабокислые условия с тенденцией к закислению и последующему заболачиванию. Развитие торфяника (II.2) сопровождается закономерными изменениями в составе диатомовых комплексов — увеличением содержания галофобов *E. paludosa* и *N. subtilissima*, характерных обитателей сфагновых болот. Виды-индикаторы “осоления”, отмеченные в интервале 152–162 см (Д1), очевидно, аллохтонны. Их появление может быть следствием размыва более древних морских осадков.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании анализа полученных в работе и опубликованных данных история развития БЗ района представляется следующей.

Проливы и заливы на отметках до 30 м возникли в понижениях ледникового рельефа [25], затопленных во время позднеледниковой трансгрессии (~13–11.5 тыс. кал. л. н.) [12] водами приледникового опресненного морского бассейна [24]. В ледовитом водоеме с изрезанной БЛ береговые процессы практически не действовали.

В результате резкого понижения ОУМ (~11.5–9.5 тыс. кал. л. н.) [11, 13, 26–28] проливы были осушены. На северо-западе Онежского полуострова на отметках 29–30 м они отмерли ранее ~9.5 тыс. кал. л. н., а на 22–23 м — ранее ~8.3 тыс. кал. л. н. (см. рис. 6, скв. 265, скв. 765). Быстрое осушение берегов совпало со становлением приливной циркуляции и активизацией течений [18, 24], промывавших днища проливов. Продолжительность ледового периода неравномерно уменьшалась [22]. Однако волновые процессы были еще ослаблены, и важную роль в денудации БЗ играли льды припая. На открытых берегах появились неясно выраженные абразионные БЛ с отметками до 22–25 м в урочище Ухтнаволоок, до 22–23 м — в губах Летняя Золотица и Конюхова, 23 и 30 м — в губе Пушлахта и на о. Жижгинском [14]. Затишные условия на мелководье о. Анзер (колонки 245 — I–III) [10, 18] позволяют предположить, что ОУМ в Восточной Соловецкой Салме не был существенно ниже современной БЛ.

Отчетливые БЛ на отметках 15–18.5 м в урочище Ухтнаволоок, 14–17.5 м в губах Летняя Золотица и Конюхова, 16.5 м на о. Жижгинском [14], 17–19 м и, возможно, 20.5–23.5 м на Соловецких островах [13, 19] сформировались ~8.2–5.9 тыс. кал. л. н. при незначи-

тельных колебаниях ОУМ во время трансгрессии тапес [13, 14]. Продолжительность ледового периода сократилась и иногда была меньше современной [22]. Возросли волновая нагрузка на берега и глубина переработки в БЗ ледникового рельефа. Однако из-за низкого (1–35%) содержания в морене песка [5] существовал дефицит наносов. На северо-западе Онежского полуострова формировались преимущественно абразионные берега с невыработанным поперечным профилем. В Восточной Соловецкой Салме аккумулятивные формы возникли только в устье р. Летняя Золотица, поставлявшей пески. В Двинском заливе, где волновая активность была выше, к концу этапа накопились песчаные наносы и появились аккумулятивные берега. Направление потоков наносов совпадало с современным.

Стратиграфия отложений палеобассейнов и строение БЛ позволяют предположить, что ход ОУМ в пределах северного (урочище Ухтнаволоок) и южного (побережье Восточной Соловецкой Салмы) морфоструктурных блоков [8] отличался. В губе Конюхова относительный уровень моря после ~8.3–8.1 тыс. кал. л. н. не превышал 18.5 м (скв. 751); отмершие заливы раннеголоценового моря с порогами стока 17.5 м и ниже вновь заполнились морскими водами (скв. 755) [16, 25]. В урочище Ухтнаволоок котловина оз. Стоблогово с порогом стока 17.0 м находилась ~8.0 тыс. кал. л. н. глубокие зоны волнового воздействия (горизонт I.1 на рис. 5В; 054/1 на рис. 6). Учитывая, что на современных берегах нижняя граница этой зоны расположена на 5–6 м ниже уреза воды в прилив, уровень моря в проливе Ухтнаволоок был не ниже ~22–23 м. Раннеголоценовые БЛ были, вероятно, подновлены. Затем, в результате постепенного понижения ОУМ, дно пролива вошло в зону воздействия волн, что зафиксировано сменой состава осадков (горизонт I.2, нижняя часть). Сформировались абразионные и аккумулятивные формы генерации 8, отделившие лагуну оз. Стоблогово от Двинского залива и замкнувшие пролив Ухтнаволоок. При относительном уровне моря ~17–17.5 м лагуна сообщалась с Восточной Соловецкой Салмой только во время штормов и нагонов и стала почти пресноводной. Однако волны продолжали действовать на ее дно и берега (горизонт I.2, верхняя часть). Такая обстановка сложилась не раньше ~5.9–5.8 тыс. кал. л. н. (054/3 на рис. 6). Таким образом, среднюю скорость понижения ОУМ на побережье губы Конюхова можно оценить как ~0.5 мм/год (за ~8.3–6.2 тыс. кал. л. н.), а в урочище Ухтнаволоок как ~2.1–2.2 мм/год (за ~8.0–5.8 тыс. кал. л. н.). Различия скоростей понижения ОУМ (~1.6–1.7 мм/год) могут быть объяснены большей скоростью поднятия северного морфоструктурного блока, что согласуется с построениями [8]. В пользу медленного изменения ОУМ свидетельствует постепенное изменение состава осадков и диатомовых

комплексов в скважинах 755 и 054 (горизонты I.1 и I.2).

Резкий и кратковременный рост гидродинамической активности (горизонт I.3) и, вероятно, повышение ОУМ до ~18–19 м, предшествовавший окончательному отчленению лагуны после ~5.9–6.0 тыс. кал. л. н. (054/2 на рис. 6), могли быть вызваны быстрым опусканием северного морфоструктурного блока, в том числе в результате землетрясений [21], заплеском волны цунами [20] или штормовыми нагонами [4, 9]. В конце атлантического времени (~6.8–5.0 тыс. кал. л. н.) на западе Белого моря отмечены замедление, а на некоторых участках — остановка выдвигания БЛ или ее резкие перемещения, связанные с неотектоническими движениями [12]. Практически в то же время (~6.8–5.2 тыс. кал. л. н.) на мелководье о. Анзер зафиксированы размыв и/или не накопление донных осадков [10, 18]. Размыв дна, характерный в это время также для Двинского и Онежского заливов, связывают с активизацией течений [5] или поднятием дна [18]. В интервале 6.0–5.0 тыс. кал. л. н. в Северной Атлантике реконструирован интенсивный западный перенос воздушных масс в зимнее время и усиление западных ветров [37]. Это должно было привести к увеличению числа высоких нагонов, которые в акватории Белого моря в 88% случаев вызваны прохождением циклонов на полярном и арктическом фронтах [9]. Итак, конец атлантического времени был на Белом море этапом активизации тектонических движений, приливной и атмосферной циркуляции, частых штормов и нагонов. Какой из указанных выше факторов стал причиной повышения ОУМ и увеличения гидродинамической активности в проливе Ухтнаволок, пока не установлено. Учитывая, что морфологические признаки быстрых эндогенных смещений не обнаружены, а строение замыкающих лагуну кос с отметками 18–18.5 м (см. рис. 2–3) указывает на интенсивное воздействие волн, более вероятной представляется климатическая версия.

Террасы на отметках ниже 14–15 м сформировались в позднем голоцене в условиях, близких современным. Морфодинамику берегов определило сочетание скорости относительного поднятия, строения ледникового субстрата и волновой активности, которая в условиях короткого ледового периода оставалась высокой.

Относительное поднятие северо-западного побережья Онежского полуострова стало равномерным. Его средняя скорость за ~5.8–6 тыс. лет оценивается по датам из переходных горизонтов в осадках палеобассейнов в ~2.8–2.9 мм/год, что близко темпам поднятия о. Бол. Соловецкого [рассчитана по 19, 31] и современных движений берегов Восточной Соловецкой Салмы по равномерным данным [9]. Строение террас не под-

тверждает дифференцированного движения блоков ~3.7–1.0 тыс. кал. л. н., которое могло бы быть восстановлено по датам из подошвы озерно-болотных отложений. По-видимому, заболачивание террас начиналось не сразу после их осушения.

Отсутствие отчетливых, протяженных БЛ, неупорядоченная смена абразионных обстановок аккумулятивными и господство среди аккумулятивных форм береговых валов, указывающих на поперечный перенос наносов, свидетельствуют, что относительное поднятие и выдвигание берега не прерывалось стабилизацией уровня моря, а ветро-волновой режим не испытывал резкой перестройки и был сходен с современным. Морфологию и динамику берегов, даже на участках устойчивой аккумуляции, контролировали локальные условия, связанные со строением кровли морены, — изменение экспозиции к преобладающему волнению и уклонов ПБС на поднимающихся берегах сложной конфигурации.

ВЫВОДЫ

1. Выделены и датированы три этапа развития береговой зоны северо-запада Онежского полуострова, различных по механизмам и глубине переработки ледникового рельефа, и зафиксированных в строении древних берегов.

1) Неясно выраженные абразионные береговые линии на высотах 18.5–30 м сформировались ранее ~9.5–8.5 тыс. кал. л. н. в результате затопления ледникового рельефа водами послеледниковой трансгрессии и его слабой трансформации волнами, течениями и льдами припая в ходе гляциоизостатической регрессии раннего голоцена.

2) Отчетливая, преимущественно абразионная, береговая линия на отметках 14–18.5 м создана ~8.2–5.8 тыс. кал. л. н. во время трансгрессии среднего голоцена в условиях незначительных колебаний ОУМ, дифференцированных тектонических движений (средняя скорость понижения ОУМ в пределах соседних блоков оценивается в ~0.5 и ~2.1–2.2 мм/год) и гидродинамических процессов (штормов, нагонов и приливных течений). Кратковременное повышение ОУМ на берегу Двинского залива в конце этапа (~6.0–5.8 тыс. кал. л. н.) связано, вероятно, с увеличением штормовой активности бассейна.

3) Не выдержанные по высоте абразионно-аккумулятивные береговые линии на отметках до 14–15 м образовались после ~5.8 тыс. кал. л. н. в условиях равномерного понижения относительного уровня моря (~2.8–2.9 мм/год), стабильного гидродинамического режима и ведущей роли литологического контроля, сохранившихся до наших дней. Возраст современной береговой зоны — не более 1.5 тыс. лет.

2. Берега района развиваются унаследовано и до настоящего времени находятся на стадии юности в понимании В.П. Зенковича [2]. Характерны дефицит наносов, их преимущественно поперечное перемещение, мозаичность рельефа и отложений. Дефицит наносов, острый в раннем голоцене, уменьшался за счет переработки ледникового субстрата волнами и течениями, а в устьях крупных рек — за счет поступления аллювия. Объем наносов, достаточный для образования аккумулятивных форм, накопился на участках аллювиального питания берега в начале среднего голоцена, а в заливах, открытых наиболее сильным волнам северных румбов, — в конце среднего голоцена.

3. С раннего голоцена развитие береговой зоны района контролировали понижение ОУМ, вызванное гляциоизостатическим и тектоническим поднятиями, а также состав отложений и морфология гряд конечной морены. Контур берега выдвигался преимущественно за счет поднятия дна; наносы заполняли понижения моренного цоколя. На отдельных участках берег нарастал за счет аккумуляции наносов; ее ядрами служили каменистые отмели, возникшие при селективном размыве морены. Таким образом, на берегах северо-запада Онежского полуострова сочетаются факторы и механизмы эволюции, свойственные как слабоизмененным берегам районов интенсивного поднятия и ледниковой денудации, так и созданным волновыми процессами берегам краевых зон оледенения.

4. Строение форм берегового рельефа на участках с разной экспозицией к волнению свидетельствует о стабильности со среднего голоцена направлений транспорта наносов, а значит и преобладающих ветров и волн, а с позднего голоцена — их интенсивности. На данном этапе исследований представляется, что реакция берегов Белого моря на глобальные климатические события не была одновременной и зависела от условий конкретного участка берега. Так, в Двинском заливе Белого моря перестройка форм берегового рельефа и/или отложений фиксируется ~6.4–6.2 тыс. кал. л. н. [28], ~6.0–5.8 тыс. кал. л. н., ~5.5 тыс. кал. л. н. [7], ~5 тыс. кал. л. н. [26].

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 19-05-00966, а также в рамках тем Госзадания АААА-А16-116032810089-5 (полевые работы), ИНОЗ РАН–СПб ФИЦ РАН № 0154-2019-0001 (диатомовый анализ), ИГ РАН № 0127-2019-0008 и ГИН РАН (радиоуглеродное датирование).

FUNDING

This work was supported by the RFBR (project no. 19-05-00966) and within the framework of the state-ordered research themes АААА-А16-116032810089-5 (fieldwork), INOZ RAS—St. Petersburg Federal Research Center RAS no. 0154-2019-0001 (diatom analysis), IG RAS no. 0127-2019-0008 and GIN RAS (radiocarbon dating).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят НП “Онежское Поморье” за помощь в организации работ, признательны М.Ч. Кунгаа, А.О. Романову, Л.Е. Удалову, О.В. Кокину, А.В. Кирилловой и А.Ю. Смирнову, принимавшим участие в полевых исследованиях.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors are grateful to national park “Onezhskoe Pomorie” for help in organizing the work; M. Kungaa, A. Romanov, L. Udalov, O. Kokin, A. Kirillova and A. Smirnov, who took part in field research.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авенариус И.Г.* Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России. М.: Paulsen, 2008. 187 с.
2. *Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г.* Берега. М.: Мысль, 1991. 479 с.
3. *Варейчук Н.С., Игнатов Е.И.* Геоморфологическая карта дна Белого моря // Геоморфология. 1989. № 1. С. 67–72.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 240 с.
5. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200000. Л. Q–37–XXV, XXVI. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 51 с.
6. *Давыдова Н.Н.* Диатомовые водоросли — индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л.: Наука, 1985. 244 с.
7. *Зарецкая Н.Е.* Голоценовая история дельты р. Северной Двины // Геоморфология. 2018. № 1. С. 3–17.
8. *Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балугев А.С.* Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюл. МОИП. Отдел геология. 2008. Т. 83. Вып. 2. С. 15–24.
9. *Инжебейкин Ю.И.* Колебания уровня Белого моря: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. СПб.: РГГМУ, 2006. 44 с.
10. *Каплин П.А., Гракова И.В., Парунин О.Б. и др.* Список радиоуглеродных датировок // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1971. № 4. С. 104–108.
11. *Каплин П.А., Селиванов А.О.* Изменение уровней морей России и развитие берегов. М.: ГЕОС, 1999. 299 с.

12. Колька В.В., Корсакова О.П. Положение береговой линии Белого моря и неотектонические движения на северо-востоке Фенноскандии в позднеледниковые и голоцене // Система Белого моря. Т. IV. М.: Научный мир, 2017. С. 222–249.
13. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 158 с.
14. Лаврова М.А. К геологии Онежского полуострова Белого моря // Тр. Геол. музея Ак. наук. Т. VIII. Л.: Изд. АН СССР, 1931. 70 с.
15. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 233 с.
16. Леонтьев П.А., Греков И.М., Субетто Д.А. и др. Стратиграфия озерных отложений Онежского полуострова, Белое море // Общество. Среда. Развитие. 2016. № 3 (40). С. 125–129.
17. Лудикова А.В. Использование цист Chrysophyceae в палеорекострукциях // Современная микропалеонтология: Сб. трудов XVI Всерос. микропалеонтологического совещания. Калининград: Изд-во АО ИО РАН, 2015. С. 420–424.
18. Невеский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
19. Никишин Н.А. Особенности развития Соловецких островов в голоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1984. № 5. С. 55–57.
20. Никонов А.А., Субетто А.А. Историческое цунами на Соловецких островах // Изв. РГО. 2007. Т. 139. Вып. 6. С. 24–31.
21. Никонов А.А., Шварев С.В. Сильные землетрясения в российской части Фенноскандинавского щита за последние 13 тысяч лет // ГеоИнфо. 2019. № 1.
22. Новичкова Е.А. Постледниковая история развития Белого моря по материалам изучения водных и наземных палиноморф: Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. М.: ИО РАН, 2008. 26 с.
23. Новичкова Е.А., Полякова Е.И. Ассоциации микроводорослей в донных осадках областей маргинальных фьлдров заливов Белого моря // ДАН. 2013. Т. 449. № 4. С. 474–479.
24. Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П. и др. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря // ДАН. 2014. Т. 454. № 4. С. 467–473.
25. Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Субетто Д.А. и др. Морфодинамика берегов северо-запада Онежского полуострова Белого моря в голоцене. Губа Коныхова // Тр. КарНЦ РАН. 2017. № 8. С. 1–19.
26. Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С. Двинский залив Белого моря в позднеледниковье–раннем голоцене // Геоморфология. 2018. № 2. С. 71–88.
27. Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С. и др. Юго-восточный берег Горла Белого моря в голоцене: рельеф, отложения, динамика // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Вып. 6. СПб.: ААНИИ, 2019а. С. 146–153.
28. Репкина Т.Ю., Романенко Ф.А., Зарецкая Н.Е. и др. Динамика западного берега Унской губы (Летний берег Белого моря) в голоцене и его заселение: Материалы XXIII Международ. науч. конф. (школы) по морской геологии “Геология морей и океанов”. М.: ИО РАН, 2019б. Т. 3. С. 212–216.
29. Романенко Ф.А., Шилова О.С. Последледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо // ДАН. 2012. Т. 442. № 4. С. 544–548.
30. Сафьянов Г.А., Соловьева Г.Д. Геоморфология дна и берегов Белого моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5: География. 2005. № 3. С. 54–62.
31. Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В. и др. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // ДАН. 2012. Т. 446. № 2. С. 183–190.
32. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий. Масштаб 1 : 1500000. Объяснительная записка / отв. ред. А.С. Балуев. М.: ИПП “Куна”, 2012. 57 с.
33. Шилова О.С., Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю. Голоценовые отложения Юго-Восточного побережья Горла Белого моря: новые данные диатомового и радиоуглеродного анализов // ДАН. 2019. Т. 488. № 6. С. 661–666.
34. Baranskaya A.V., Khan N., Romanenko F.A. et al. A post-glacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast // Quart. Sci. Rev. 2018. V. 199. P. 188–205.
35. Ekman I., Iljin V. Deglaciation, the Young Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas // Glacial deposits in North-east Europe. Balkema: Rotterdam, 1995. P. 195–209.
36. Kemp A.C., Horton B.P., Nikitina D.L. et al. The distribution and utility of sea-level indicators in Eurasian sub-Arctic salt marshes (White Sea, Russia) // Boreas. 2017. <https://doi.org/10.1111/bor.12233>
37. Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J. C. et al. Holocene climate variability // Quat. Res. 2004. V. 62. P. 243–255.
38. Peltier W.R. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE // Annu. Rev. Earth Planet Sci. 2004. V. 32. P. 111–149.
39. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A. et al. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP // Radiocarbon. 2013. V. 55. № 4. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947
40. Smol J.P. The ratio of diatom frustules to chrysophytean statospores: a useful paleolimnological index // Hydrobiologia. 1985. V. 123. P. 199–208.
41. Stabell B. The development and succession of taxa within the diatom genus *Fragilaria* Lyngbye as a response to basin isolation from the sea // Boreas. 1985. V. 14. P. 273–286.

The Northwestern Shores of the Onega Peninsula of the White Sea in the Holocene: Development Conditions, Dynamics, Chronology

T. Yu. Repkina^{1,*}, F. A. Romanenko^{1,**}, A. V. Ludikova^{2,***}, and N. E. Zaretskaya^{3,4,****}

¹Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

²Institute of Limnology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

³Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

⁴Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*e-mail: t-repkina@yandex.ru

**e-mail: faromanenko@mail.ru

***e-mail: ellerbeckia@yandex.ru

****e-mail: n_zaretskaya@inbox.ru

According to detailed geomorphological studies, radiocarbon dating and Stolbov Lake sediments and terrace sedimentary cover diatom analysis three different stages of coastal zone development in the northwest of the Onega Peninsula had been identified and dated. The abrasion coastlines at elevations of 18.5–30 m were formed earlier ~9.5–8.5 cal kyr BP, during the Late Glacial transgression and the glacio-isostatic regression of the Early Holocene. A well-defined predominantly abrasion coastline at elevations of 14–18.5 m was formed ~8.2–5.8 cal kyr BP during the mid-Holocene Tapes transgression with insignificant fluctuations of the sea level with hydrodynamic activity greater than present. A short-term episode (~6.0–5.8 cal kyr BP) of the relative sea level rise on the shore of the Dvina Bay has been identified, probably associated with storm surges. Abrasion-accumulative coastlines at elevations up to 14–15 m were formed after ~5.8 cal kyr BP in the conditions close to modern. At all stages of development, the shores were dynamically young. The leading role of the postglacial uplift in the extension of the coast contour, and of the structure of the glacial relief—in the morpho- and lithodynamics of the coastal zone is shown. During the Tapes transgression, the rates of uplift of adjacent morphostructural blocks differed (~0.5 and 2.1–2.2 mm/year); then the uplift became uniform (~2.8–2.9 mm/year). The structure of the coastal forms indicates the constant prevailing directions of the waves and sediment transport, starting from the middle Holocene.

Keywords: coastal zone, morphodynamics, sea level fluctuations, recent movements, Holocene, diatom analysis, chronology, White Sea

REFERENCES

1. Avenarius I.G. *Morfostrukturnyi analiz pri izuchenii kul'turnogo i prirodnogo naslediya Zapadno-Arkticheskogo regiona Rossii* [Morphostructural Analysis in the Study of the Cultural and Natural Heritage of the Western Arctic Region of Russia]. Moscow: Paulsen Publ., 2008. 187 p.
2. Kaplin P.A., Leont'ev O.K., Luk'yanova S.A., Nikiforov L.G. *Berega* [Shores]. Moscow: Mysl' Publ., 1991. 479 p.
3. Vareichuk N.S., Ignatov E.I. Geomorphological map of the White Sea bottom. *Geomorfologiya*, 1989, no. 1, pp. 67–72. (In Russ.).
4. *Gidrometeorologiya i gidrokimiya morei SSSR*. [Hydro-meteorology and Hydrochemistry of the Seas of the USSR]. Vol. 2: *Beloe more* [The White Sea]. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1991. 240 p.
5. State Geological Map of the Russian Federation at a Scale of 1 : 200000. St. Petersburg: VSEGEI, 1999. 51 p.
6. Davydova N.N. *Diatomovye vodorosli — indikatory prirodnikh uslovii vodoemov v golotsene* [Diatoms — Indicators of the Natural Conditions of Water Bodies in the Holocene]. Leningrad: Nauka Publ., 1985. 244 p.
7. Zaretskaya N.E. Holocene history of the Northern Dvina river delta. *Geomorfologiya*, 2018, no. 1, pp. 3–17. (In Russ.). doi 10.7868/S0435428118010017
8. Zykov D.S., Kolodyazhnyi S.Yu., Baluev A.S. Signs of horizontal neotectonic basement mobility in the White Sea region. *Byull. MOIP. Otdel. Geol.*, 2008, vol. 83, no. 2, pp. 15–24. (In Russ.).
9. Inzhebeikin Yu.I. Fluctuations in the level of the White Sea. *Extended Abstract of Cand. Sci. (Geogr.) Dissertation*. St. Petersburg: Russian State Hydrometeorol. Univ. (RSHU), 2006. 44 p.
10. Kaplin P.A., Grakova I.V., Parunin O.B. et al. List of radiocarbon dates. *Vestn. Mosk. Univ., Ser. 5: Geogr.*, 1971, no. 4, pp. 104–108. (In Russ.).
11. Kaplin P.A., Selivanov A.O. *Izmenenie urovnei morei Rossii i razvitiye beregov* [Changing Sea Levels in Russia and Coastal Development]. Moscow: GEOS Publ., 1999. 299 p.
12. Kol'ka V.V., Korsakova O.P. The Position of the White Sea coastline and neotectonic movements in the Northeast of Fennoscandia in the Late Glacial and Holocene. In *Sistema Belogo morya* [System of the White Sea]. Moscow: Nauchnyj Mir Publ., 2017, pp. 222–249. (In Russ.).
13. Koshechkin B.I. *Golotsenovaya tektonika vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita* [Holocene Tectonics of the Eastern Part of the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka Publ., 1979. 158 p.
14. Lavrova M.A. *K geologii Onezhskogo poluostrova Belogo morya* [Geology of the Onega Peninsula of the White

- Sea]. Tr. Geol. Muzeya Akad. Nauk [Proc. Geol. Museum Acad. Sci.], vol. 8. Leningrad: Akad. Nauk SSSR, 1931. 70 p. (In Russ.).
15. Lavrova M.A. *Chetvertichnaya geologiya Kol'skogo poluostrova* [Quaternary Geology of the Kola Peninsula]. Moscow–Leningrad: Izd. Akademii Nauk SSSR, 1960. 233 p.
 16. Leont'ev P.A., Grekov I.M., Subetto D.A. et al. Stratigraphy of lacustrine sediments of the Onega Peninsula, White Sea. *Obshchestvo. Sreda. Razvitie*, 2016, vol. 40, no. 3, pp. 125–129. (In Russ.).
 17. Ludikova A.V. Use of Chrysophyceae cysts in paleoreconstructions. In *Sovremennaya mikropaleontologiya. Sb. tr. XVI Vseross. mikropaleontologicheskogo soveshchaniya* [Modern Micropaleontology. Proc. XVI All-Russia Micropaleontological Conf.]. Kaliningrad: Atlanticheskoe Otd. Inst. Okean. RAN, 2015, pp. 420–424. (In Russ.).
 18. Nevesskii E.N., Medvedev V.S., Kalinenko V.V. *Beloe more. Sedimentogenez i istoriya razvitiya v golotsene* [White Sea. Sedimentogenesis and History of Development in the Holocene]. Moscow: Nauka Publ., 1977. 236 p.
 19. Nikishin N.A. Features of the development of the Solovetsky Islands in the Holocene. *Vestn. Mosk. Univ., Ser. 5.: Geogr.*, 1984, no. 5, pp. 55–57. (In Russ.).
 20. Nikonov A.A., Subetto A.A. Historical Tsunami on the Solovetsky Islands. *Izv. Russ. Geogr. O-va*, 2007, vol. 139, no. 6, pp. 24–31. (In Russ.).
 21. Nikonov A.A., Shvarev S.V. Strong earthquakes in the Russian part of the Fennoscandian shield over the past 13 thousand years. *GeoInfo*, 2019, no. 1. Available at: <https://www.geoinfo.ru/product/nikonov-andrej-alekseevich/silnye-zemletryaseniya-v-rossijskoj-chasti-fennoskandinavskogo-shchita-za-poslednie-13-tysyach-let-39615.shtml> (accessed: 15.09.2020). (In Russ.).
 22. Novichkova E.A. Postglacial history of the development of the White Sea based on the study of aquatic and terrestrial palynomorphs. *Extended Abstract of Cand. Sci. (Geogr.) Dissertation*. Moscow: Shirshov Institute of Oceanology Russ. Acad. Sci., 2008. 26 p.
 23. Novichkova E.A., Polyakova E.I. Associations of microalgae in bottom sediments of marginal filter areas (White Sea bays). *Dokl. Russ. Acad. Sci.*, 2013, vol. 449, pp. 413–417.
 24. Polyakova E.I., Novichkova E.A., Lisitzin A.P., Bauch H.A., Rybalko A.Ye. Modern data on biostratigraphy and geochronology of bottom sediments of the White Sea. *Dokl. Russ. Acad. Sci.*, 2014, vol. 454, pp. 169–174.
 25. Repkina T.Yu., Zaretskaya N.E., Subetto D.A. et al. Morphodynamics of the shores of the northwest of the Onega Peninsula of the White Sea in the Holocene. *Lip Konyukhov. Tr. Karelskogo Nauchn. Tsentra Akad. Nauk*, 2017, no. 8, pp. 1–19. (In Russ.).
 26. Repkina T.Yu., Zaretskaya N.E., Shilova O.S. Dvina Bay of the White Sea in the Late Glacial–Early Holocene. *Geomorfologiya*, 2018, no. 2, pp. 71–88. (In Russ.).
 27. Repkina T. Yu., Zaretskaya N.E., Shilova O.S., Lugovoi N.N., Sadkov S.A. Southeastern coast of the White Sea Throat in the Holocene: Relief, sediments, dynamics]. In *Rel'ef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarkтики i Severo-Zapada Rossii*. [Relief and Quaternary Formations of the Arctic, Subarctic and North-West of Russia]. St. Petersburg: AANII, 2019, vol. 6, pp. 146–153. (In Russ.).
 28. Repkina T. Yu., Romanenko F.A., Zaretskaya N.E., et al. Dynamics of the western coast of the Unskaya Bay (Summer Coast of the White Sea) in the Holocene and its settlement. In *Materialy XXIII Mezhdunarodn. nauchn. konf. (Shkoly) po morskoi geologii "Geologiya morei i okeanov"*. Proc. XXIII Int. Sci. Conf. (School) on Marine Geology "Geology of Seas and Oceans". Moscow: Inst. Okean. RAN, 2019, pp. 212–216. (In Russ.).
 29. Romanenko F.A., Shilova O.S. Postglacial uplift of the Karelian coast of the White Sea according to radiocarbon and diatom analyzes of lacustrine-bog deposits of the Kindo Peninsula. *Dokl. Earth Sci.*, 2012, vol. 442, part 2, pp. 242–246.
 30. Saf'yanov G. A., Solov'eva G. D. Geomorphology of the bottom and shores of the White Sea. *Vestn. Mosk. Univ., Ser. 5: Geogr.*, 2005, no. 3, pp. 54–62. (In Russ.).
 31. Subetto D.A., Shevchenko V.P., Ludikova A.V. et al. Chronology of isolation of the Solovetsky archipelago lakes and the rate of modern lacustrine sedimentation. *Dokl. Earth Sci.*, 2012, vol. 446, part 1, pp. 1042–1048.
 32. *Tectonic Map of the White Sea and Adjacent Territories. Scale 1 : 1500000. Explanatory Letter*. Baluev A.S., Ed. Moscow: IPP "Kuna" Publ., 2012. 57 p. (In Russ.).
 33. Shilova O.S., Zaretskaya N.E., Repkina T.Yu. Holocene deposits of the South-Eastern coast of the White Sea Throat: new data from diatom and radiocarbon analyzes. *Dokl. Akad. Nauk*, 2019, vol. 488, no. 6, pp. 661–666. (In Russ.).
 34. Baranskaya A.V., Khan N., Romanenko F.A., Roy K., Peltier W.R., Horton B.P. A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast. *Quart. Sci. Rev.*, 2018, vol. 199, pp. 188–205.
 35. Ekman I., Iljin V. Deglaciation, the Young Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas. In *Glacial deposits in North-east Europe*. Rotterdam: Balkema, 1995, pp. 195–209.
 36. Kemp A.C., Horton B.P., Nikitina D.L., et al. The distribution and utility of sea-level indicators in Eurasian sub-Arctic salt marshes (White Sea, Russia). *Boreas*, 2017, vol. 46, no. 3, pp. 562–584. doi 10.1111/bor.12233
 37. Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., et al. Holocene climate variability. *Quat. Res.*, 2004, no. 62, pp. 243–255. doi 10.1016/j.yqres.2004.07.001
 38. Peltier W.R. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 2004, no. 32, pp. 111–149.
 39. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., et al. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 2013, vol. 55, no. 4, pp. 1869–1887. doi 10.2458/azu_js_rc.55.16947
 40. Smol J.P. The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: A useful paleolimnological index. *Hydrobiologia*, 1985, vol. 123, pp. 199–208.
 41. Stabell B. The development and succession of taxa within the diatom genus *Fragilaria* Lyngbye as a response to basin isolation from the sea. *Boreas*, 1985, vol. 14, pp. 273–286.