

Ф.А. Романенко, А.В. Баранская, А.А. Ермолов, О.В. Кокин

## НИЗКИЕ БЕРЕГА ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ, ВОЗРАСТ И СОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА

Высокие береговые обрывы, размываемые морем – традиционный образ рельефа Арктики. Действительно, именно приарктическая суша, скованная мерзлотой и сложенная рыхлыми толщами с залежами подземных льдов, под воздействием волнения разрушается особенно эффективно. Но материал, поступающий в береговую зону, не исчезает бесследно. Значительная его часть переносится вдольбереговыми потоками наносов и идёт на строительство новых береговых форм – кос, островов, пересыпей, в том числе таких обширных, как косы Русский и Медынский Завороты, о-ва Варандей и Песяков (Печорское море), о-ва Торасавэй, Левдиев, Шараповы и Марресальские Кошки, о. Вилькицкого (Карское море), о. Песчаный, мыс Косистый, полуостров Широкостан (море Лаптевых), полуостров Лопатка, коса Медвежка и многочисленные косы Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Их высота – не более 3–5 м, площадь увеличивается с каждым годом, чему способствуют и другие природные факторы, например, тектонические поднятия, скорость которых может достигать 3–5 мм/год (Кольский полуостров). На кристаллических щитах и в складчатых областях воздымающиеся блоки разделены опускающимися, стабильными или поднимающимися не так быстро, что усложняет очертания берегов, рельеф подводного берегового склона и вызывает мгновенные, в геологическом масштабе времени, изменения литодинамических обстановок.

Характерная особенность низких аккумулятивных и цокольных берегов – гривисто-ложбинный рельеф, образованный современными и древними береговыми формами (барами, валами, ложбинами и др.), повторяющими очертания береговой линии. Как правило, низкие поверхности трактуются как молодые (современные и/или первые) морские или лагунные террасы (до 8–12 м) и лайды (до 5 м); и на этом вопрос об их происхождении и возрасте считается выясненным. Под лайдой понимается песчано-илистая прибрежная низменность, затапливаемая морем при самых высоких нагонах и приливах и постепенно переходящая в тундровые болота. Но опыт показывает, что каждый подобный фрагмент побережья живёт своей жизнью, детали которой часто



**Рис. 1.** Расположение обследованных участков

1 – п-ва Рыбачий и Средний; 2 – Мурманский берег, Терiberка-Дальние Зеленцы; 3 – Кандалакшский залив – о. Великий, п-ов Киндо, губа Чупа, Терский берег; 4 – Печорское море, о. Варандей; 5 – Карское море, Байдарацкая губа, Югорский п-ов, Западный Ямал; 6 – Обская губа, Восточный Ямал; 7 – Обская губа, Тазовский п-ов; 8 – о. Белый; 9 – Земля Франца-Иосифа

остаются темны. Нередко неясен даже тип берега: является ли низкий участок аккумулятивным или это фрагмент размытого, сниженного термоденудацией более высокого и вовсе не морского уровня.

Настоящая работа посвящена реконструкции голоценовой истории формирования и современной динамике именно низких, т.е. высотой не более 10–15 м, берегов западно-арктических морей. В её основу положены материалы полевых работ, собранных авторами в Арктике в последние годы в ходе разнообразных экспедиций (рис. 1). Основные методы – геоморфологическая съёмка, выполняемая путём

«иссаживания» (реже использовались моторные лодки), геолого-геоморфологическое профилирование, зачистка и описание обнажений с отбором образцов на ключевых разрезах и непрерывном прослеживании стратиграфических горизонтов на большом (до 80 км) протяжении. Для хроностратиграфического расчленения рыхлых толщ использовались радиоуглеродное датирование, литологический, изотопно-кислородный анализы.

### **Распространение и строение низких берегов на разных участках арктического побережья**

На морфологию, строение и динамику низких арктических берегов влияет сложное сочетание факторов. Один из важнейших – тектонические движения и колебания относительного уровня моря, в результате которых перемещается береговая зона и формируется рельеф побережья. Поскольку в голоцене, в среднем, эвстатический уровень Мирового океана рос, то берега относительного поднятия сегодня расположены только в самых тектонически активных районах, где воздымание суши превышало общий рост абсолютного уровня моря. Геологическое строение прилегающего побережья контролирует состав береговых отложений и криолитологические характеристики, предопределяющие быстрое отступление мёрзлых берегов, сложенных льдистыми породами. Климатические и гидрологические особенности обуславливают интенсивность развития волновых и неволновых процессов, наличие вдольбереговых течений, продолжительность безлёдного периода и периодичность катастрофических событий.

Геоморфологические позиции низких берегов заметно меняются с запада на восток, контролируясь, в первую очередь, геологическим строением, во вторую вступают уже собственно региональные литодинамические факторы. На Кольском полуострове низкие участки имеют «островное» положение на Мурманском и в северной части Терского берегов, занимая кутовые части фьордов и широких бухт, в южной части Терского и на Канинском берегах они существенно преобладают. Западное Беломорье, Онежский и Летний берега обладают сложно построенной береговой линией, где низкие участки постоянно чередуются с высокими. На побережьях Баренцева и Карского морей аккумулятивные низменные берега протягиваются на много километров.

**Кольский полуостров и Западное Беломорье.** В результате длительного (десятки миллионов лет и более) тектонического поднятия, превышающего рост эвстатического уровня моря, берега Кольского полуострова в голоцене развивались в условиях воздымания. Трансгрессии могли лишь, накладываясь, снижать его скорости. Поэтому почти всегда низкие берега постепенно переходят в высокие. Так, аккумулятивный берег к северу от залива Маталаниеми на северо-западе п-ова Среднего (Мурманский берег) насчитывает 66 валунных береговых валов в аккумулятивной части (до высоты 73 м) и не менее двух абразионных уровней на высотах 82–92 и 102–105 м (рис. 2, б). В бухте Скорбеевской, которая находится всего в 24 км к северо-востоку на побережье п-ва Рыбачьего, до высоты 23–26 м отмечается 38 береговых валов, сложенных, напротив, не валунами, а песками (рис. 2, а). Восточнее низкие берега часто становятся цокольными, скальные выступы спускаются непосредственно в море, и кровля фундамента практически не перекрывается аккумулятивными телами морского происхождения.

Кроме тектонического поднятия и наличия уступа вдоль «линии Карпинского», на литодинамические особенности Мурманского берега влияет и ледовый режим: Баренцево море в этом районе практически не замерзает, и волнение «работает» в течение всего года, и, что особенно важно, лёд не защищает побережье во время самых сильных осенних штормов. Оно обращено прямо к Северному Ледовитому океану, где на тысячи километров нет суши, и открыто ветрам и волнам северных румбов, имеющим огромную длину разгона. Поэтому абразионные скальные берега распространены больше аккумулятивных, а пляжи и береговые валы сложены валунами, часто идеально окатанными, до 2 м в поперечнике. Волновая переработка морских отложений здесь была очень интенсивна в течение всего голоцена.

На западных побережьях Белого моря темпы голоценового поднятия превышали скорость воздымания Терского и Мурманского берегов. Тем не менее, подобных валунных отмосток, сложенных идеально окатанными гигантскими валунами, здесь найти невозможно. Причина в том, что Карельский и Кандалакшский берега закрыты от волн с длинным разгоном и не подвергаются столь интенсивной абразии. Значительную роль играет изрезанность береговой линии и фиардово-шхерный тип побережья, где волнение редко бывает столь высоким. Кроме того, Белое море на полгода покрывается дрейфую-

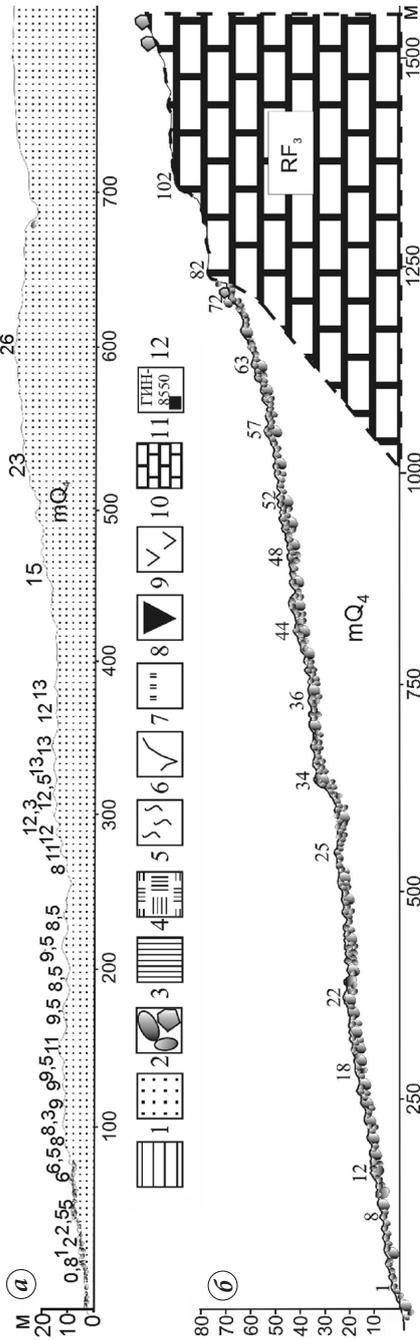


Рис. 2. Поперечные профили северного берега п-ова Рыбачий в районе бухты Скорбеевской (а) и северо-западного берега п-ова Среднего в районе мыса Маталаниеми (б).  
 1 – глины; 2 – пески; 3 – валуны, галька, глыбы; 4 – дернина; 5 – торф; 6 – растительный детрит; 7 – заросли ивы; 8 – мхово-лишайниковая растительность; 9 – ледяные жилы; 10 – базальты мелового возраста; 11 – сланцы, песчаники рифея; 12 – точки отбора образцов на радиоуглеродное датирование, дата и лабораторный номер образца

щим льдом и припаем, что препятствует размыву берегов. Поэтому морские отложения пляжей и низких террас отличаются меньшей крупностью; они представлены мелкими валунами, щебнем, галькой, гравием и песком. Глины, главным образом, – отложения современных или поднятых приливных осушек.

Из-за преобладающего тектонического воздымания береговая линия Карельского побережья непрерывно изменяется, что отражается и в смене режима осадконакопления. Поскольку восходящие движения происходят неравномерно, даже в пределах совсем небольших блоков длиной в первые километры (Авенариус, 2008; Баранская и др., 2014), то главная особенность низких берегов западной части Белого моря, отличающая их от других районов – разный возраст, геологическое строение и морфология низких террас с одной и той же абсолютной высотой.

Интенсивность тектонического подъёма западной части о. Великого (северо-западный борт грабена Великой Салмы) и п-ова Киндо (юго-западный борт грабена) на протяжении позднего голоцена колебалась в пределах 4–8 мм/год (Романенко, Шилова, 2012; Репкина, Романенко, 2014). Более высокие (до 15 и даже до 21 мм/год) скорости подъёма рассчитаны для некоторых участков самых низких (молодых) морских уровней, но эти данные нуждаются в проверке.

В результате позднеголоценовых тектонических движений повсеместно сформировалась молодая луговая терраса высотой 1,5–2,5 м; бывшие заливы, постепенно теряя связь с морем, превращаются в озёра. Например, в оз. Кисло-Сладком на п-ове Киндо под пресной водой верхних горизонтов сохраняется реликтовая солёная вода, свидетельствующая о недавней изоляции (Краснова, Пантюлин, 2013).

На о. Великом строение осадков на поверхности высотой до 11 м заметно отличается от такового на п-ове Киндо, лежащем всего в 100–200 м южнее с другой стороны Великой Салмы. На Киндо практически во всех разрезах донных отложений озёр низких террас под болотными торфами часто находятся пресноводные (озёрные) сапропели. В основании колонок – пески, валунники и опесчаненные илы с морскими диатомеями. На Великом торф вскрывается редко, сверху преобладают разнообразие сапропели, нижние горизонты которых не содержат органического материала. Они подстилаются морскими песками с галькой и гравием, иногда с валунами.

Кроме того, все радиоуглеродные датировки подошвы озёрно-болотных отложений с о. Великого – современные (Репкина, Романенко,

2014). А на Киндо все датировки с аналогичных высот существенно более древние – от 160 до 2100 радиоуглеродных лет. Это говорит о существенной разнице в условиях болотообразования либо в скоростях подъёма: можно предположить либо очень высокие скорости воздымания Великого, что пока сомнительно, либо Киндо поднимался более однородным блоком, чем Великий, и его береговая линия была проще. Тогда на Великом сложная гидродинамическая обстановка не способствовала болотообразованию, и лагуны находились в более длительной, чем на Киндо, связи с морем.

В районе между Киндо и губой Чупой в основании всех разрезов лежат морские пески, перекрытые торфом мощностью до 2 м. Условия болотообразования были сравнимы с таковыми на п-ове Киндо, т.е. благоприятными. И здесь скважины существенно отличаются от пройденных на Великом, подтверждая разные тенденции движения блоков, определяющих неоднородность строения берегов.

Блоковая структура Карельского берега чётко прослеживается благодаря наличию признаков тектонических движений разного знака: для опущенных и/или медленно воздымающихся блоков характерны заболоченность и преобладание аккумулятивных поверхностей (лестницы, состоящие из 15 уровней береговых валов), для быстровоздымающихся – скальные массивы с крутыми уступами, разбитые рвами и трещинами. Следы интенсивных тектонических движений как на островах (отвесные скальные стенки, каменные хаосы остроугольных обломков, ущелья с ортогональными пересечениями, участки повышенной трещиноватости – зоны дробления и т.д.), так и на прилегающих участках морского дна (ущелья с крутыми бортами – грабены, уступы и т.д.) имеют разный, часто очень молодой (несколько сотен лет) возраст (Мараханов, Романенко, 2014). Свежие трещины, в том числе сейсмического происхождения, особенно хорошо заметны на низких абразионных берегах – скальных бенчах. Они секут хорошо оглаженные выступы гнейсов, которые обрабатывались морем так недавно, что ещё не успели покрыться лишайниками, что свидетельствует о практически современном в геологических масштабах возрасте трещин. Тектонические нарушения разного ранга часто имеют сходную ориентировку и на суше и на море.

В целом тектонический подъём Карельского берега – главный фактор динамики рельефа на протяжении всей послеледниковой истории региона, так как обуславливал непрерывные и весьма интенсивные изменения рельефа побережий, в том числе эволюцию их очертаний.

На Терском берегу типичны серии примкнувших террас, возраст которых увеличивается с высотой над морем. Насчитывается (Введенский, 1934; Лаврова, 1960) до 7–12 террасовых уровней, формирующих пологонаклонную к морю аккумулятивную равнину. Так, в нижнем течении р. Варзуги участок берега протяжённостью более 22 км совпадает с обширной тектонической депрессией. Это вогнутая в сторону суши плавная дуга, состоящая из песчаных осушки шириной до 0,1 км и пляжа, обрамлённого штормовым валом. За ним лежит поверхность с большим количеством древних береговых валов, сложенных слоистыми песками. Быстрое понижение относительного уровня моря позволяет подводным валам сохраняться при дефиците наносов и перейти в надводные береговые формы (Леонтьев, Никифоров, 1965).

В зависимости от исходных уклонов подводного склона, скорости поднятия и запасов рыхлых наносов на Терском берегу формировались также серии абразионных и цокольных террас. На выровненном берегу к востоку от сел. Кашкаранцы, в районе мысов Корабль и Толстик фундамент (песчаники терской свиты среднего рифея) значительно приподнят по сравнению с соседними участками, а его границы совпадают с крупными разломами. В песчаниках выработан бенч и серия абразионных террас с резко выраженными, зачастую отвесными уступами. Высоты их 5–10, 16–20, 35–40 м, а в связи с относительной прочностью пород расстояние между современным береговым уступом и древним уступом третьей террасы зачастую не превышает 200–300 м.

Абразионные бенчи, выработанные в скальных породах, – верный признак поднятия территории, а их разновысотное положение подчёркивает блоковое строения фундамента. На отдельных участках полностью лишённые наносов скалистые бенчи примыкают к аккумулятивным террасам с большим количеством древних береговых валов, сложенных песком (например, район мыса Никодимского в Горле Белого моря, где отчётливо прослеживается смена аккумуляции абразией. Резкие изменения литодинамического режима выражены чередованием абразионных и аккумулятивных террас (районы р. Каменки, д. Тетрино и др.). При этом в береговой зоне преобладают обстановки денудации и транзита, аккумулятивные участки приурочены к устьевым областям крупных рек (Ермолов, 2010).

**Земля Франца-Иосифа.** Очень своеобразен облик низких морских террас на лежащей на внешней окраине Баренцева моря Земле Франца-

Иосифа. Как и Кольский полуостров, эта самая северная евразийская суша развивалась в условиях тектонического подъёма (Дибнер, 1970; Forman et al., 2004). Поэтому морские террасы, осложнённые сериями валунно-галечных береговых валов, окаймляют находящиеся в центральной части островов скальные массивы мезозойских вулканогенно-осадочных пород. Поскольку здесь, как и на Балтийском щите, воздымание превышало общий голоценовый рост уровня моря, низкие морские террасы без перерыва продолжают высокими: их абсолютные отметки постепенно увеличиваются от уреза воды до 20–30 и более метров. На многих островах (Мейбел, Белл, Огора, Гукера и др.) валунно-галечные валы относительной высотой 7–15 м образуют настоящие «кружева». Прихотливо изгибаясь, срезая друг друга, они окаймляют овальные или изометричные понижения, занятые приморскими болотами или лагунами. Самые прихотливые очертания с наибольшим количеством палеолагун имеют валы на высотах до 10–12 м.

Иногда (о. Галля) аккумулятивные с виду поверхности с валунно-галечными валами оказываются на самом деле цокольными. Валы лишь подчёркивают скальные гривы, разделяющие глубокие (до 2 м) межваловые понижения, выполненные лагунными осадками – сизыми и буровато-сизыми глинами, часто с многочисленными морскими моллюсками *Mya truncata* и *Hiatella arctica*.

Тыловые части подобных поверхностей иногда заняты полигональными торфяниками, в основном состоящими из водорослей (Суходровский, 1967) и разбитыми ледяными жилами (Koettlitz, 1898). Торф формировался в интервале 6–3 тыс. л.н., как мы предполагаем, в лагунах, куда водоросли выбрасывались штормами, и сейчас находятся на высотах 13–18 м (рис. 3, а). Само их образование говорит, прежде всего, о существовании в этом временном интервале открытой воды, что и позволяло волнам во время штормов срывать водоросли со дна и выбрасывать их далеко в лагуны. Речь идёт именно о лагунах, потому что в настоящее время условия для накопления штормовых выбросов существуют только в закрытых (например, бухта Нильсена на о. Белл, где мощность водорослевого мата превышает 0,5–0,7 м) или полуоткрытых акваториях.

Восстанавливая историю развития рельефа, например, о. Мейбел, мы можем наметить несколько этапов эволюции его береговой зоны:

- 10–6 тыс. радиоуглеродных лет назад (р.л.н.) – остров омывается открытым морем;

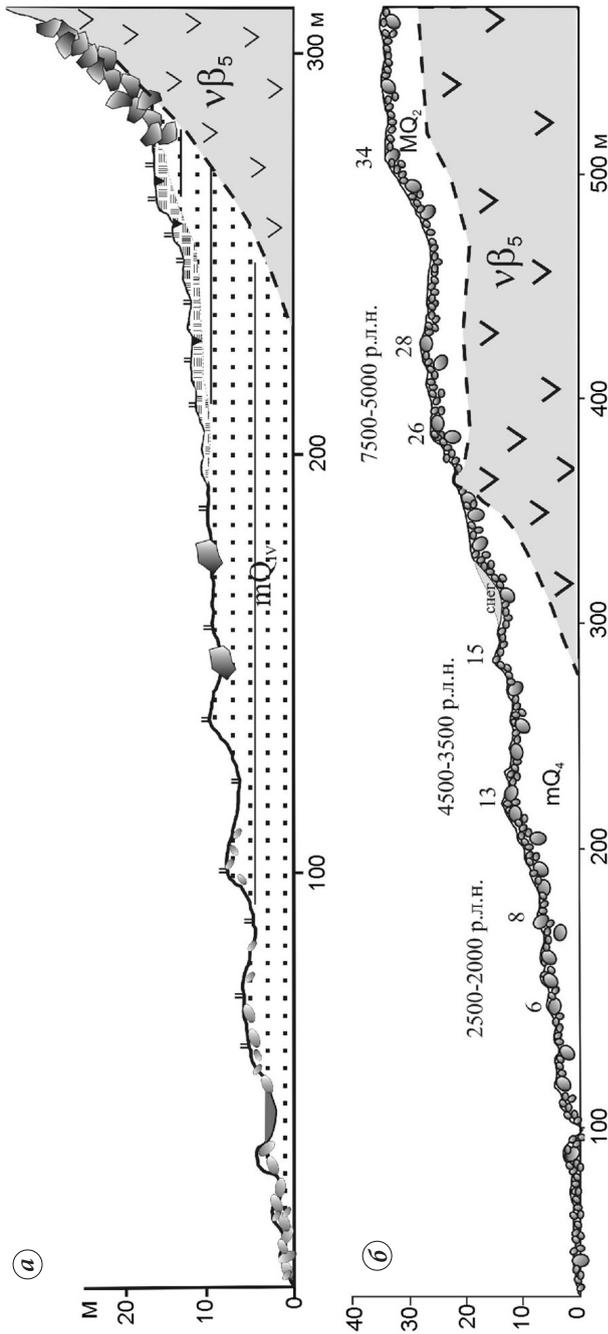
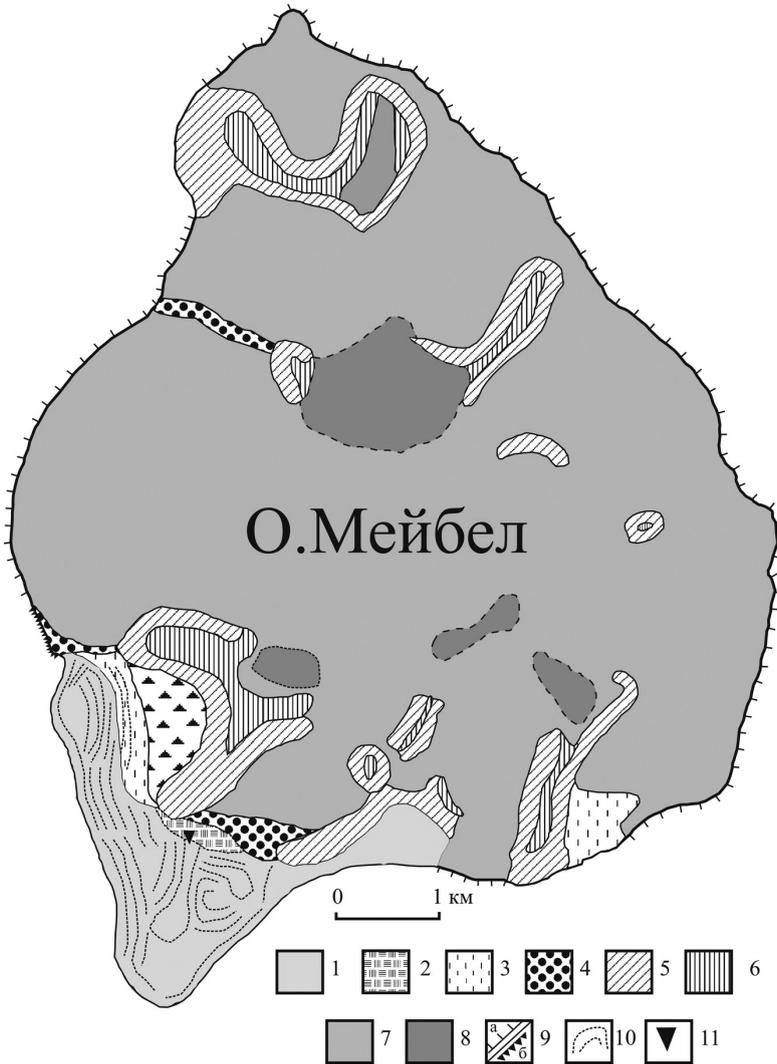


Рис. 3. Поперечные профили берега Земли Франца-Иосифа: а) о-ва Галля; б) о-ва Гукера (п-ов Данди). Возраст береговых валов показан по данным радиоуглеродного датирования брёвен плавника и костей китов (Fogman et al., 2004) Условные обозначения см. на рис. 2

- 6–4 тыс. р.л.н. – при высоком уровне моря и штормовой активности на южном берегу возникают валунно-галечные косы, за которыми – небольшая лагуна. Причина образования кос – схождение вдоль береговых потоков наносов, направленных с юга на север вдоль западного и восточного побережий острова (рис. 4);
- 4–3 тыс. р.л.н. – водорослевые маты в кутовой части лагуны постепенно превращаются в торфяники, относительный уровень моря немного опускается. Растут аккумулятивные участки берега, увеличивается площадь валунно-галечных кос, смена литодинамических условий быстро меняет вдольбереговые потоки наносов, что отражается в появлении вышеописанных «кружевных» береговых валов и разделяемых ими лагун;
- 3–1 тыс. р.л.н. – продолжающийся подъём суши обуславливает прекращение накопления наносов во внутренних лагунах, которые обсыхают и соединяются с морем лишь во время особо сильных штормов, промывающих перемычки;
- середина 2-го тысячелетия н.э. – похолодание малого ледникового периода приводит к интенсивному полигональному растрескиванию новообразованных морских террас и береговых валов, в торфяниках возникает сеть ледяных жил;
- последние 200 лет – протаивание ледяных жил и образование больших (до 1,5 м высотой) округловершинных байджерахов, в склонах которых вскрывается торф. Береговая линия приобретает современные очертания, в условиях сокращения ледяного покрова и большого разгона волн продолжают формироваться галечные косы и пляжи с южной стороны острова, прочие берега остаются ледниковыми и/или скальными уступами.

Но не все берега испытывали столь значительные изменения рельефа. Например, на о. Гукера (п-ов Данди) большую часть голоцена (7500–500 р.л., по Forman et al., 2004) накапливались морские осадки, формируя серию аккумулятивных и цокольных террас с береговыми валами, высота которых постепенно увеличивается до 40 м (рис. 3, б).

На других островах (северная часть Земли Георга, о. Скотт-Келти и др.) литодинамические условия осложнялись неоднородной топографией скальной кровли. Многочисленные выступы, наличие волновой тени и вертикальных уступов обуславливали на некоторых этапах развития (предполагаем, что во второй половине голоцена)



**Рис. 4.** Геоморфологическая схема о. Мейбел (южная часть Земли Франца-Иосифа)  
 1 – голоценовая морская терраса высотой до 15 м над урезом Баренцева моря; 2 – участок цокольной морской террасы высотой 15–20 м с торфяным чехлом; 3 – задернованные склоны нижнего яруса рельефа (крутизной до 20°); 4 – моренные гряды малого ледникового периода; 5 – крутые (до 45° и более) склоны с щебнисто-глыбовым чехлом; 6 – базальтовые плато верхнего яруса рельефа высотой 200–350 м; 7 – ледниковый щит; 8 – ледниковые купола – наиболее высокие (до 380 м) участки ледника; 9 – отвесные уступы: а – ледникового купола и выводных ледников, б – моренных гряд, содержащих массивы мёртвого льда; 10 – гребни валунно-галечных береговых валов; 11 – точка отбора образцов торфа на радиоуглеродное датирование

возникновение фиардово-шхерного берега – хаотического сочетания скальных останцов/блоков, «карманных» пляжей, небольших лагун. Мозаичность расчленённой поверхности говорит о существовании, кроме экзогенных агентов – моря, припайных и ледниковых льдов, ещё и эндогенного – блоковых тектонических движений. Блоковое расчленение побережья усиливается на некоторых островах признаками сильных сейсмических событий (землетрясений) совершенно свежего облика. Об учёте молодой разрывной тектоники архипелага и пересмотре сейсмического районирования Земли Франца-Иосифа впервые говорит Г.А. Ковалёва с соавторами (1974).

На островах Циглера, Вильчека, Мак-Клинтока и Скотт-Келти мы обнаружили деформации встряхивания в виде каменных хаосов на субгоризонтальных поверхностях, гладкие отвесные скальные уступы, подножье которых засыпано остроугольными обломками с совершенно свежими гранями, часто перекрывающими береговые валы, смещение и отседание фрагментов поверхности, глубокие трещины, – несомненные признаки сейсмических событий последних несколько тысяч или даже сотен лет.

На неоднородность вертикальных движений земной коры и их значительную дифференцированность также указывает и разный возраст низких террас одного и того же гипсометрического уровня, что доказывается обширными (более 180 дат) массивами радиоуглеродных датировок (Forman et al., 2004; Большиянов и др., 2009; Гусев и др., 2013). Как и на Карельском берегу Белого моря, террасы часто имеют и разные скорости поднятия. В целом, они выше в южной и юго-восточной частях архипелага.

Ещё одна особенность береговой зоны Земли Франца-Иосифа – обширные низменные (до 1–1,5 м) пространства в кутовых частях заливов. Часть из них – дельтовые песчаные равнины шириной до 1,5 км (устье р. Романтиков на о. Хейса) и возрастом 300–1000 лет (Говоруха, 1970; Forman et al., 2004). Аналогичный облик имеют песчаная равнина западного берега бухты Суровой на о. Галля, западный берег бухты Елены Гульд на Земле Вильчека. Рядом лежат выводные ледники мощных ледниковых куполов. Отсутствие волновой переработки и наличие всего одного (современного) уровня морской террасы говорит о непродолжительном сроке действия морских процессов. Совсем недавно (малый ледниковый период) бухты были заняты ледниками. Их таяние и отступление в ходе потепления, начавшегося во второй

половине XIX в., постепенно освобождали арену волновым процессам и припайным льдам.

Таким образом, главная особенность низких берегов Земли Франца-Иосифа – высокая мозаичность, связанная с активной гидродинамикой, дифференцированными восходящими тектоническими движениями, климатическими изменениями и колебаниями границ ледников.

**Восточное Беломорье и побережья Печорского моря.** В восточной части Белого и Баренцева, в Печорском и Карского морях ситуация иная – здесь нет лестниц морских голоценовых террас, однако широко распространены современные аккумулятивные низменные берега, протягивающиеся на много километров. Они характеризуются более низкими темпами поднятия по сравнению с Кольским полуостровом и Землёй Франца-Иосифа. Поэтому здесь в начале голоцена эвстатический рост уровня моря превышал тектонические восходящие движения, и лишь после его относительной стабилизации в середине голоцена, около 6 тыс. л.н., поднятие берега смогло «составить конкуренцию». Это привело к формированию морских террас высотой до 10–12 м со слабоволнистой поверхностью, образованной чередованием песчаных береговых валов и разделяющих их заболоченных ложбин, на Онежском полуострове в районе Пертоминска. На слабое тектоническое поднятие указывает и постепенное выдвигание части дельты Северной Двины в течение голоцена (Zaretskaya et al., 2011).

На берегах Печорского моря главную роль играли сами колебания эвстатического уровня моря, а также гидрометеорологические факторы. Основная тенденция развития побережий здесь – формирование песчано-галечных кос, островов, систем песчаных береговых валов. Значительную роль играют эоловые процессы, образуя гряды дюн, защищающие берег от размыва. Тем не менее, при сильных штормах и нагонах морская вода может проникать на значительное расстояние (до 3–5 км) в глубь суши. Так, сильный шторм 24 июля 2010 г. привёл к затоплению большей части о. Варандей и существенным разрушениям расположенной там производственной инфраструктуры.

Берега острова отнесены либо к зрелым выровненным таласогенным аккумулятивным берегам (лагунным, с примкнувшей аккумулятивной террасой) (Новиков, Федорова, 1989), либо к таласогенным абразионно-аккумулятивным выровненным сложным осушным (ваттовым) (Авенариус и др., 2001). Они состоят из древних остров-

ных и береговых баров, узкой полосой отгораживающих понижения древних лагун.

Древние островные и береговые бары высотой 3–5 м сложены малоальдистым мелкозернистым песком. Их фронтальная часть осложнена мощным (до 4–10 м) дюнным поясом (авандюной). Узкий пляж (20–100 м), примыкающий к морскому склону авандюны, постепенно переходит в приливную осушку. С тыловой стороны бары представляют собой низкую (0–3 м) лайду, сильно расчленённую ручьями, с многочисленными остаточными озёрами. Она покрыта специфической галофитной растительностью, при отмирании которой формируется травяно-торфяная подушка. Такая подушка, вскрывающаяся в береговом уступе баров ниже 1–2 м, – отложения лайды, погребённые под авандюной (Огородов и др., 2003), причём возраст древесины из нижней части подушки не превышает 350–400 лет (МГУ-1585). По нашим данным, радиоуглеродный возраст подошвы подушки в береговом уступе о. Песяков составил  $2110 \pm 70$  л.н. (ГИН-14931).

Отложения дюнного пояса и древних баров лишены гальки и гравия. Напротив, отложения пляжей, активных береговых валов и террасы высоких нагонов состоят из менее сортированного песка с многочисленными галькой, гравием, щебнем и единичными раковинами двустворчатых моллюсков. Источник крупнозернистого материала – выходы валунных глин и суглинков на подводном береговом склоне.

Абразионные участки с высотой уступа от 2–3 до 10 м – фрагменты морской или озерно-аллювиальной (?) верхнеплейстоценовой террасы высотой 5–15 м находятся между устьем р. Песчанки на западе и мысом Полярным на востоке. Поверхность её исключительно плоская, со слабым уклоном в сторону моря, заозёрность достигает 40%. Цоколь террасы сложен среднеплейстоценовыми плотными ледово- (или ледниково-) морскими глинами и суглинками с сильно выветрелыми валунами, щебнем и гравием (3–5%) перекрытыми горизонтами песка и торфа, с жильными и пластовыми льдами (Огородов и др., 2003). Иногда цоколь террасы опускается ниже современного уреза моря, и весь видимый разрез сложен косослоистыми озерно-аллювиальными (?) песками с криотурбациями.

Вопрос о возрасте и происхождении низких (до 14 м) поверхностей острова неоднократно обсуждался. Предполагается, что морская аккумулятивная терраса сформировалась в ходе средне-

позднеголоценовой стабилизации уровня моря (Новиков, Федорова, 1989). Существует мнение, что поверхности высотой около 5 м имеют возраст 5600 лет, а поверхности высотой 2,5 м – 2500 лет (Авенариус и др., 2001). Это хорошо согласуется с возрастом Гуляевских Кошек, которые моложе 5 тыс. лет (Левитан и др., 2007), и с наличием береговых линий высотой 3 м и возрастом 2000 лет на о. Колгуев (Барановская, Матвеева, 1976). Таким образом, здесь присутствуют следы небольших позднеголоценовых трансгрессий, отмеченных во многих областях Арктики: более высокой (до 5 м) фландрской, около 4–6 тыс. календарных лет назад, и относительно низкой (2–3 м) около 2–2,5 тыс. календарных лет назад.

Судя по пространственному положению древних баров по отношению к абразионному участку побережья, они формировались разнонаправленными вдольбереговыми потоками наносов: о. Песяков и о. Варандей – потоком, направленным на ЗЮЗ, а Медынский Заворот – на ВСВ.

**Юго-западная часть Карского моря.** История молодых низких побережий Карского моря в целом сходна с Печорским. Часто считается, что после позднеплейстоценовой регрессии уровень Карского моря в голоцене непрерывно повышался до настоящего момента. Тем не менее, существует мнение (Мещеряков, 1972), что уровень моря понижался после позднего плейстоцена и понижается до сих пор. Есть данные о присутствии торфов лайдового происхождения возрастом 16–19 тыс. календарных лет на высоте 3,5–5 м в районе пос. Гыда (Григорьева, 1987), а также на высоте примерно 20 м возрастом около 12,3 тыс. календарных лет назад в южной части Обской губы (Макеев и др., 1988), однако большинство исследователей отмечает формирование, напротив, континентальных (озёрных, аллювиальных, эоловых и др.) отложений на большей части Ямала и Гыдана в конце позднего плейстоцена – начале голоцена (Forman et al., 2002; Svendsen et al., 2004). Наши наблюдения на Западном Ямале подтверждают, что в строении фрагментов поверхности высотой 8–12 м вскрываются континентальные песчано-глинистые отложения, следовательно, в голоцене уровень моря до этих высот не поднимался и данный уровень относить к первой морской террасе не следует.

Действительно, трудно предположить, что общий ход относительного уровня моря в голоцене в пределах Западно-Сибирской плиты мог значительно (на десятки и даже сотни метров) отличаться

от общемирового. Его низкое положение в начале голоцена и постепенное повышение доказывают и датировки колонок донных отложений Карского моря (Polyakova, Stein, 2004; Левитан и др., 2007). Пресноводные сообщества фораминифер сменились на солоноводные около 9 тыс. календарных лет на глубине –40 м и около 11,5 тыс. календарных лет назад на глубине –153 м. Нам представляется, что уровень моря повышался в течение всего голоцена с наложенными на этот подъём колебаниями. После относительной стабилизации 5–6 тыс. лет назад на уровне, близком к современному, подобные колебания могли превышать сегодняшнее положение на 1–3 м и играть существенную роль в формировании низких берегов.

Об этом говорят невысокие (до 3–4 м) лайды на побережьях Ямала и Гыдана, которые четко читаются на топографических картах и космических снимках. Как и в Печорском море, многочисленны косы, намывные острова и низкие песчаные поверхности.

Большая часть береговой линии Ямала (52%) – аккумулятивные берега с молодыми формами, выдвигающимися в море. Еще 19% – берега, находящиеся в относительно стабильном состоянии, без заметных следов недавней значительной абразии или аккумуляции, в том числе низкие лайды закрытых заливов. 13% – берега так называемого эстуарного типа, заливы в устьях рек. Термоабразионные и абразионно-термоденудационные берега составляют лишь 15% общей длины береговой линии.

**Низкие аккумулятивные берега.** Распределение и строение низких аккумулятивных берегов определяется, главным образом, потоками ветроволновой энергии и наносов, выносом материала реками, геологическими и мерзлотными факторами. В свою очередь, они неоднородны по своей морфологии и литодинамике. Некоторые постоянно увеличивают свою площадь, другие стабильны, третьи размываются штормами. Поэтому низкие берега можно разделить на: 1) аккумулятивные с береговыми барами, отчленяющими низкие лайды, затапливаемые при нагонах; 2) с барами, отчленяющими низкие лайды, затапливаемые при нагонах, но относительно стабильные (Байдарацкая губа севернее устья Яраяхи, восточный берег Ямала южнее мыса Сетного); 3) аккумулятивные с аллювиально-дельтовыми террасами, относительно стабильные, выдвигающиеся в море за счёт выноса материала реками (устья рек Тазовского полуострова); 4) аккумулятивные стабильные террасовые (к примеру, в районе

устья Вайтаяхи на Тазовском п-ове); 5) аккумулятивные с широкими осушками и системой подводных береговых баров, интенсивно размываемые во время штормов и нагонов (берег Ямала южнее мыса Каменного); 6) абразионные (к примеру, южнее пос. Дровяного, восточное побережье о. Белого)

К берегам с *высокими темпами современной аккумуляции* можно отнести активно растущие песчано-галечные косы, острова и полуострова (Марресальские и Шараповы Кошки, коса Каменная). Их форма очень нестабильна и постоянно изменяется, в зависимости от динамики потоков наносов. Абсолютная высота поверхности всего 2–3 м; рельеф образован чередованием гряд, часто перевейных ветром.

К *низким берегам с береговыми барями, отчленяющими низкие лайды, затопливаемые при нагонах* можно отнести участки побережья с абсолютной высотой до 4–5 м, которые покрываются водой лишь при особенно высоких нагонах. Так, на плоских сильно увлажнённых участках лайды высотой до 4 м со множеством небольших озёрков сейчас идёт строительство подводного перехода трубопровода через Байдарацкую губу.

Здесь низкие поверхности формировались 6–4 тыс. л.н., на максимуме фландрской трансгрессии. Затем они некоторое время, достаточное для образования специфического комплекса осадков, оставались лайдой, т.е. находились в условиях высокого увлажнения и периодического затопления (Романенко, 2012). С поверхности лайды опесчаненная дернина, которая на более высоких участках состоит из очень плотных сросшихся корневищ осок и злаков, а на низких, только что вышедших из-под уровня затопления, практически отсутствует. Дернина формировалась по мере выхода всё новых и новых участков накапливающихся пляжей из-под уровня затопления, примерно до 900 р.л.н. (980±100, ГИН-8550).

Ниже лежат собственно лайдовые образования – сизые оглеенные плотные оторфованные суглинки с сильным болотным запахом, подошва которых находится ниже уровня моря. Внутри толщи наблюдается сложное переслаивание торфяных или суглинистых горизонтов мощностью до 10–15 см или она неравномерно насыщена растительным детритом (рис. 5, а, б). Возраст таких отложений колеблется от 4 до 1,4 тыс. р.л.н. (3850±40, ГИН-8551; 2400±40, ГИН-13799; 1390±100, ГИН-8552).

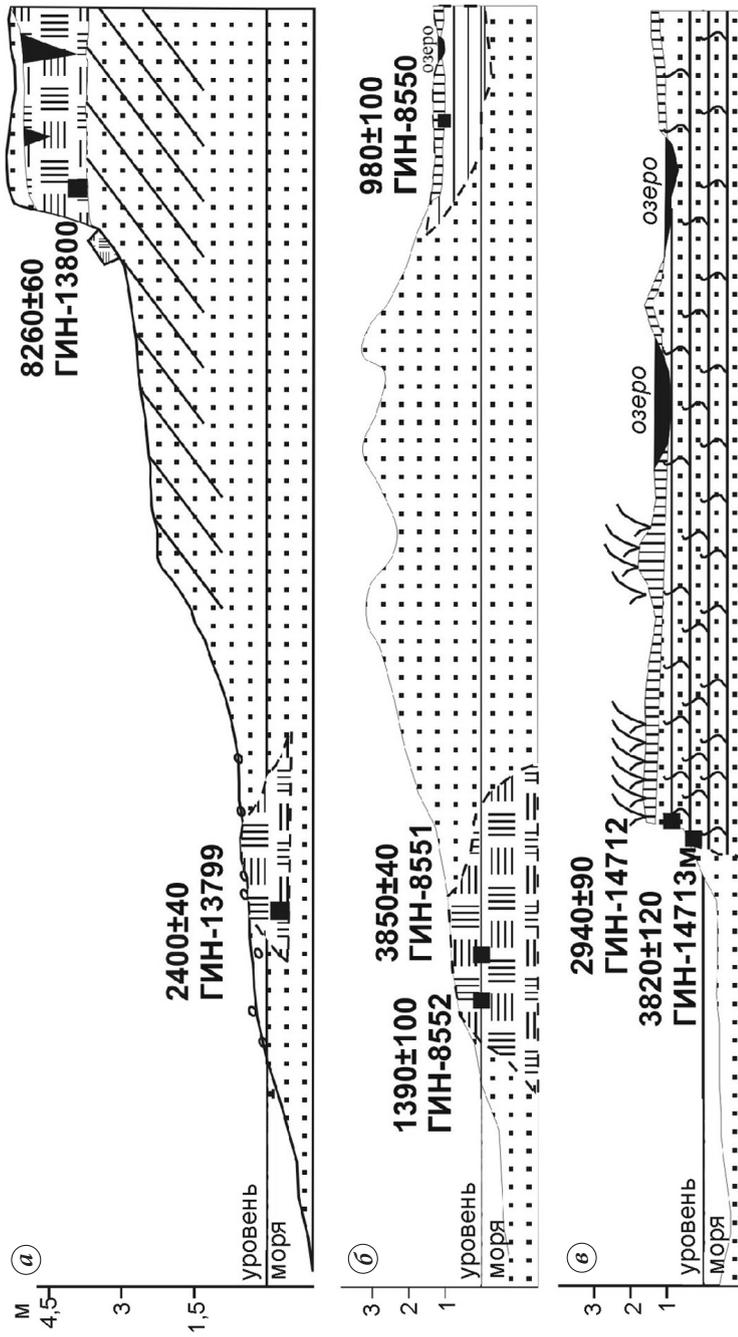


Рис. 5. Принципиальные обобщённые поперечные профили: а) Югорского берега Байдарцкой губы; б) Ямальского берега Байдарцкой губы; в) Ямальского берега Обской губы  
 Основные обозначения см. на рис. 2

Позже накопление осадков прекратилось, и в настоящее время именно бывшая лайда, по данным регулярных наблюдений (Огородов и др., 2011), интенсивно (до 3 м/год) разрушается и отступает. Размыв усилился в начале XXI в. на фоне сокращения площади морских льдов и увеличения продолжительности безлёдного периода.

На Восточном Ямале на участке от мыса Каменного до Нового Порта берег аккумулятивный, интенсивно размываемый во время штормов и нагонов. Лайды высотой до 2 м и шириной до 5–8 км малозаметным (до 0,8–1,5 м) береговым уступом, замаскированным растительностью, спускаются к узким (до 10 м) пляжам и широкой абсолютно плоской (до 500 м) осушке, ограниченной со стороны моря береговым баром. Лайда на Восточном Ямале отличается от западно-ямальской наличием не менее двух береговых валов высотой до 0,6–0,8 м, выделяющихся густыми зарослями ивы.

В строении лайды песчано-глинистые осадки переслаиваются с торфом и растительным детритом (рис. 5, в). Иногда преобладает торф, иногда – хорошо сортированный, окатанный, отмытый песок кварц-полевошпатового состава. В основании разреза залегают сизые плотные суглинки или пылеватые пески. Накопление осадков продолжалось несколько тысяч лет, примерно в то же время, что и с другой стороны полуострова (1790±40, ГИН-14714; 2940±90, ГИН-14712; 3820±120, ГИН-14713м). Т.е. лайдовые отложения накапливались одновременно, при близком уровне моря.

Высота приливов здесь не превышает 0,5 м (до 0,7 м в районе мыса Каменного). Поэтому осушка Обской губы во время сильных штормов покрывается водой вместе с пляжем и лайдами. При сгонных падениях уровня осушается не только она, но и часть подводного склона, осложнённая подводными валами и барами. В бухте Новый Порт к крутому подмываемому берегу причленяется широкая (до 200 м) плоская приливно-нагонная осушка.

При среднем уровне моря берег развивается в условиях динамического равновесия: формируется пляж, осушка зарастает, на поверхности лайды идёт торфо- и сапропеленакопление. Ситуация коренным образом меняется при штормовых нагонах, связанных с усилением ветров северных румбов (Романенко, 2012). Поступающие в море песок, ил и органические остатки откладываются при спаде уровня воды в прибрежной части осушек, перекрывая их слоем до 0,4 м толщиной и превращая в вязкие топи.

Таким образом, значительную часть берегов Восточного Ямала можно отнести к типу аккумулятивных размываемых берегов. Главный фактор их динамики – влияние сильных штормов и нагонов.

С Тазовской стороны Обской губы преобладают высокие уступы, а низкие берега встречаются лишь узкими фрагментами. Отличие *аллювиально-дельтовых* берегов – ориентировка береговых валов высотой до 1 м, выделяемых в основном по густым зарослям ивы. Они располагаются под углом как к реке, так и к береговой линии, образуя расходящийся от русла рисунок. Дельтовые берега Тазовского полуострова выдвигаются в южном направлении в соответствии с ориентировкой вдольберегового потока наносов вследствие преобладания летом, в период открытой воды, ветров северных румбов. Дельты рек Нюдя-Адлюдрѐпоко (ширина около 800 м), Лайяха (1,5 км), Хэмпаята (1 км) выдвинуты в море относительно основной линии берега на 300–1500 м. О наличии потока наносов с севера на юг свидетельствуют крупные косы Каменная, Марресалья на Ямале, и заполнение входящего угла, например, у пирса в порту Ямбург.

На *террасовых берегах* серии прирусловых валов и межваловых ложбин ориентированы параллельно берегу. На тазовском берегу Обской губы широкие (до 150 м) пляжи полного профиля продолжают примыкающими древними береговыми аккумулятивными валами, число которых достигает 5–7 (например, в районе устья Вайтаяхи севернее мыса Парусного). Песчаная поверхность с многочисленными раздувами и бугристым рельефом поднимается от береговой линии со слабым наклоном в сторону моря до высоты 26 м. Нечёткий береговой уступ высотой около 4,5 м сложен преимущественно песками мелко-тонкозернистыми с прослоями серых плотных оглинённых песков с галькой. Источником песка выступают средне-верхнеплейстоценовые отложения, слагающие высокие обрывы.

Иногда и на низких уровнях высотой около 2 м успели сформироваться маломощные (до 0,3 м) торфянистые прослои, возраст которых не превышает 600 лет (540±70, ГИН-14716). В настоящее время они интенсивно раздуваются ветром и деградируют, что позволяет предположить несколько более высокий уровень Обской губы в середине 2-го тысячелетия н.э.

**Низкие абразионные берега** Ямала характеризуются уступом высотой до 5–8 м, узким пляжем и широкой осушкой. Подобные берега в большей степени уязвимы при изменении направления ветроволно-

вой энергии и увеличении безлёдного периода. Для того, чтобы низкий абразионный берег высотой 5 м отступил на то же расстояние, что и высокий 30-метровый клиф, волнам необходимо разрушить и вынести в 6 раз меньше материала, поэтому, при прочих равных условиях, низкие абразионные берега будут отступать заметно быстрее высоких.

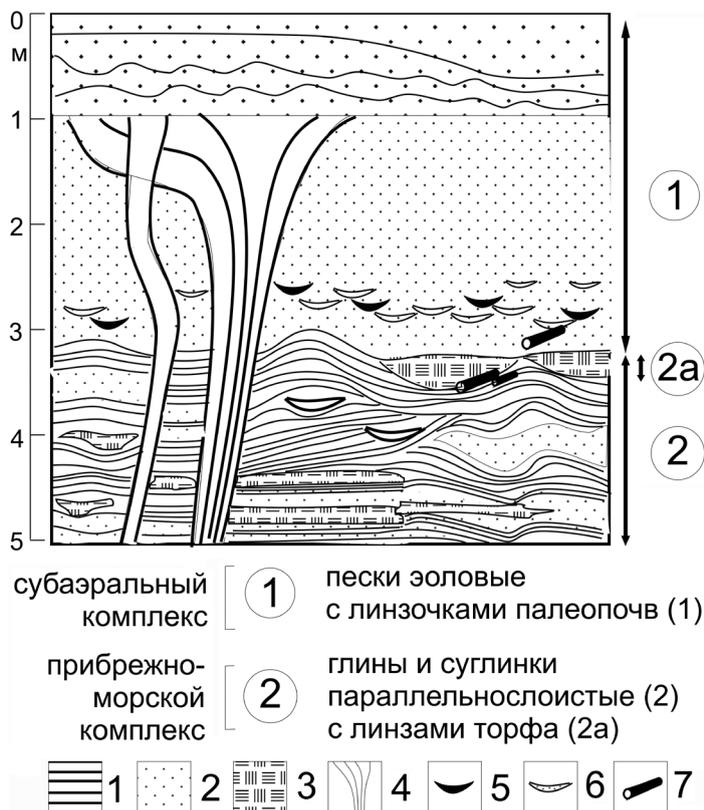
В восточной части Ямала многочисленны участки именно низких абразионных берегов: к югу от пос. Дровяного, к югу от устья Нервяхи, близ мысов Поруй и Белого, к югу от пос. Яптиксале. Несмотря на уязвимость для абразии, они, на сегодняшний день, размываются не слишком интенсивно благодаря расположению в ветровой тени, поскольку в регионе преобладают ветры западных и северо-западных румбов. Абразионные низкие берега встречаются и на севере Ямала, в проливе Малыгина.

На о. Белом обширные площади занимает сильно заозёрная поверхность высотой 5–8 м, которая к западу понижается до 2–3 м. Южнее полярной станции абразионный низкий берег имеет уступ высотой 1,5 м, а также довольно широкие (около 10–15 м) пляж и осушку (до 50 м). На востоке острова высота отвесного уступа около 5 м, ширина осушки до 20 м, пляж практически отсутствует: в прилив волны размывают подножие уступа. Талый материал не успевает накопиться; он сразу же уносится волнами. На скорость отступления такого берега заметно влияет температура воздуха и морской воды, так как высокая льдистость приводит к быстрому таянию мёрзлой толщи.

**Свидетельства тектонических движений.** Многие детали строения низких арктических берегов свидетельствуют о том, что равнины, перекрытые многометровыми новейшими отложениями, тоже несут следы молодых дифференцированных тектонических движений, как и районы распространения скальных пород, не перекрытых рыхлым чехлом (Дунаев и др., 2011).

Картина различий многолетних колебаниях уровня моря на арктическом побережье весьма неоднородна. В настоящий момент достоверные наблюдения за уровнем моря на Ямале отсутствуют. По данным до 1990 г. можно оценить, что, в среднем, относительный уровень моря с 1960 по 1990 г. немного вырос, однако на меньшую величину, чем в Мировом океане и соседних арктических морях (Pavlov, 2001).

В Байдарацкой и Обской губах относительный уровень моря понижается, а на Западном Ямале растёт примерно со средней скоро-



**Рис. 6.** Сводный разрез террасы высотой 5–8 м в восточной части о. Белого 1 – глина; 2 – песок; 3 – торф; 4 – ледяная жила; 5 – линзочки гумусированного материала; 6 – линзочки песка; 7 – плавник (древесина)

стью поднятия уровня Мирового океана. На берегах Енисейского залива уровень моря поднимается примерно на 2,6–2,8 мм/год (Ашик и др., 2010). Вместе с геоморфологическими и геологическими данными всё перечисленное свидетельствует о характерных не только для Балтийского щита, но и для севера Западной Сибири голоценовых и современных поднятиях, осложнённых блоковыми движениями земной коры.

В вышеупомянутом береговом уступе в восточной части острова Белого (73°18' с.ш., 71°29' в.д.) высотой до 5–6 м вскрыто двучленное строение рыхлой толщи (рис. 6). Вверху лежат светло-жёлтые и светло-серые тонко-среднезернистые пески с волнистой, параллельной горизонтальной и линзовидной слоистостью. Повсеместные лин-

зочки палеопочв и песка, обогащённого органическим материалом, как и характер слоистости, говорят об эоловом генезисе. Эоловое осадконакопление продолжается и сейчас, на поверхности современной высокой террасы многочисленны надувы песков. Поскольку в суровых климатических условиях конца плейстоцена интенсивное почвообразование в пределах острова происходить не могло, а почвы по своим свойствам напоминают современные, можно предположить голоценовый возраст отложений. В разрезе хорошо видны ледяные жилы нескольких генераций шириной до 2–3 м, секущие друг друга. Изотопный состав  $\delta^{18}\text{O}$  самых широких из них меняется в пределах от  $-16,7$  до  $-19\text{‰}$  (Baranskaya et al., 2013), что соответствует голоценовым зимним температурам.

Эоловые пески подстилаются слоистыми сизо-серыми глинами и мелко-тонкозернистыми песками с частыми оторфованными прослоями. Слоистость параллельная, изменённая криотурбациями; многочисленны шилры льда. По текстуре отложения похожи на лайдовые, накапливавшиеся на невысокой (до 1 м) поверхности, часто заливаемой морем.

Граница между верхней эоловой и нижней прибрежно-морской толщей выдержана по простиранию, её высота над современным уровнем моря – 1,4–1,7 м. Линзы плохо разложившегося торфа мощностью до 30–40 см на контакте отмечают переход от морской обстановки к континентальной.

Таким образом, прибрежно-морские отложения в восточной части о. Белого в настоящий момент приподняты над уровнем моря, что свидетельствует о восходящих тектонических движениях данного участка.

В западной части острова ( $73^{\circ}19'$  с.ш.,  $70^{\circ}2'$  в.д.) описанная поверхность понижается до высоты 2 м и в её уступе вскрыта та же толща светло-жёлтых и светло-серых эоловых песков, что и в восточной части, однако их подошва уходит под урез моря. Единичные ледяные жилы шириной до 0,5 м состоят из сильно загрязнённого глинистыми частицами льда, иногда даже ледогрунта. Его изотопный состав ( $-17,3\text{‰}$ ) также входит в указанный выше интервал.

Поскольку следов эрозионной деятельности на границе двух толщ обнаружено не было, можно предположить, что восточная часть о. Белый в голоцене испытывала более интенсивное поднятие, чем западная. Таким образом, даже в пределах относительно небольшого (около 50 км

в диаметре) острова считающейся стабильной Западно-Сибирской плиты заметны проявления новейших дифференцированных вертикальных движений земной коры. Именно с ними связаны морфологические различия низких абразионных берегов: более высокий поднимающийся восточный берег с размываемым клифом и стабильный либо опускающийся западный берег с меньшими темпами отступания.

**Влияние катастрофических явлений.** Если тектонические движения и эвстатические колебания уровня моря относятся к долговременным факторам, действующим в течение столетий и тысячелетий, то катастрофические гидрометеорологические явления, напротив, значительно изменяют рельеф низких побережий за считанные дни и часы (Романенко, 2008, 2012).

На западе о. Белого обширная лайда высотой до 2,5–3 м, сложенная преимущественно песками, очень полого уходит под урез Карского моря и целиком заливаается во время штормов и нагонов. При этом море уходит вглубь суши на несколько километров. Видимо, поэтому не сохранился памятник на месте захоронения погибших пассажиров транспорта «Марина Раскова», торпедированного немецко-фашистской подводной лодкой к северо-западу от о. Кунгас, на котором спасалось около 75 человек, носило по морю почти две недели с 12 по 23 августа 1944 г., и люди на нём умирали от голода, холода и жажды. После того, как полярный лётчик М.И. Козлов вывез оставшихся в живых 13 человек, кунгас прибило к о. Белому в районе мыса Рагозина. Здесь погибших осенью 1944 г. похоронили в братской могиле неподалеку от «...черты прилива в нагонную воду. А штормовая волна гуляет через могилы, далее на берег ещё метров на тридцать» (Снегирёв, 1947, л. 38).

Уже к лету 1947 г. могилу разрушили волны, разбросав останки в радиусе более 100 м. Коллективом полярной станции о. Белого Главсевморпути (сейчас п/ст им. М.В. Попова Северного УГМС) под руководством Ф.П. Снегирёва останки «отнесены за черту наибольшего прибоя, самых сильных штормов, сделана могила и обложена по стенам плавником. Туда завернутые в брезент положены останки погибших. Сверху наложен накат из плавника скреплённый скобами и всё это засыпано песком. Поставлен столбик с надписью о количестве жертв» (*ibid*).

Видимо, позже рядом установили деревянный крест, видный на архивной фотографии 1950 г. и стоявший, по словам местных жителей, ещё и после 1977 г.

20–21 августа 1994 г., ровно через полвека после трагедии, группа биологов и географов российско-шведской экспедиции «Экология тундры-94», охотник П. Окоэтто и офицер соседней части в течение нескольких часов искали захоронение на северо-западной оконечности острова, у мыса Рагозина, где оно было показано на топографической карте. Осмотрели большой участок плоского песчаного пространства, лишённого растительности, ничего не нашли, хотя все приметные объекты хорошо выделялись на ровной поверхности. Поскольку с момента перезахоронения к 1994 г. прошло 47 лет, то можно думать, что могила, так тщательно устроенная группой Ф.П. Снегирёва, имела ту же участь, что и описанная более ранняя – размыта и полностью уничтожена штормовыми волнами.

### Некоторые выводы

Анализ обширного регионального материала показывает, что низкие берега арктических морей не являются ингрессионными в традиционном понимании этого термина, и начало их активного развития определялось не столько эвстатическими причинами, сколько особенностями (скоростями?) тектонического режима отдельных участков побережья в позднем плейстоцене и голоцене. Благодаря дифференцированному блоковому поднятию, возраст низких берегов различен – на отдельных участках Кольского полуострова он не превышает 2–3 тыс. лет, в Восточном Беломорье колеблется от 3–4 до 6–7 тыс. лет, на побережье Печорского и Карского морей варьирует в интервале 4–6 тыс. лет.

Тектоническое поднятие побережья, превышающее эвстатический рост уровня моря, играет важнейшую роль и в современном развитии низких арктических берегов, существенно осложняя литодинамическую обстановку и увеличивая морфологическое разнообразие типов как в интенсивно воздымающихся, так и в считавшихся тектонически спокойными (областях опускания) районах. Несмотря на то, что вертикальные движения земной коры не определяют облик низких берегов Западной Сибири и не образуют лестницу поднятых террас, как на берегах Белого и Баренцева морей, они влияют на динамику низких берегов и меняют их строение и высоту.

Структурно-тектоническая и геолого-геоморфологическая неоднородность арктического побережья предопределила формирование

не только аккумулятивных, но и цокольных и абразионных низких берегов. Особенность строения таких берегов – наличие в толще рыхлых отложений фрагментов геологических тел иного состава, происхождения и возраста, указывающих на различия в возрасте близких по морфологии участков берега.

На Мурманском побережье Баренцева моря, открытом волнению в течение всего года, значительную протяжённость имеют низкие абразионные цокольные берега, а в составе прибрежных наносов аккумулятивных участков преобладает хорошо окатанный крупнообломочный материал (валуны и глыбы). На Терском берегу Белого моря тектоническая предопределённость развития отдельных сегментов берега подчёркнута чередованием современных абразионных, абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных террас с разным положением кровли скальных пород, а области аккумуляции приурочены к относительно стабильным участкам побережья с наименьшими значениями послеледникового поднятия, обладающими достаточными запасами рыхлого материала. На Земле Франца-Иосифа голоценовые блоковые движения приводили к частым изменениям гидродинамических условий развития побережья, что отразилось в высокой мозаичности современных берегов.

На побережьях Байдарацкой и Обской губ уровень моря приблизился к современному около 4000 р.л.н. и колебался незначительно, не повышаясь выше 1 м. Около 1300–1000 р.л.н. он немного (не более 0,5 м) упал, что привело к окончательному оформлению современной лайды и наращиванию бара, постепенно осваиваемого растительностью. Следовательно, формирование низких лайдовых поверхностей подобного типа произошло в результате позднеголоценовых трансгрессий, проявившихся во всей Российской Арктике, а современная динамика обусловлена, главным образом, активностью гидродинамических факторов в безлёдный период, литологией талых и высокой льдистостью сингенетически промерзавших отложений.

На побережьях Карского и Печорского морей отсутствуют аккумулятивные поверхности высотой более 5–6 м, сложенные морскими голоценовыми отложениями, что говорит о том, что уровень моря не поднимался выше за последние 12 тыс. лет. Здесь появление низких террас обусловлено, главным образом, небольшими трансгрессиями в конце голоцена, 4–6 и 2–2,5 тыс. л.н., а современная динамика побережий определяется гидрометеорологическими, криолитологическими и иными факторами.

Резкие изменения морфологии и очертаний береговой линии происходят в результате штормовых явлений. Во время нагонов низкие поверхности затапливаются целиком, т.е. нагоны вносят, несомненно, самый весомый вклад в формирование рельефа именно низких, легко затапливаемых берегов Арктики, кардинально перестраивая профиль подводного склона и надводной части береговых систем. Аккумулятивные отмелье берега превращаются в аккумулятивные размываемые – уменьшается площадь низких надводных террас, увеличивается площадь приливных и нагонных осушек.

В последние десятилетия происходит смена общей тенденции развития низких берегов: аккумуляцию, преобладавшую 4–1 тыс. л.н. назад, сменила абразия, что находит отражение в размыве отложений возрастом 4–1,5 тыс. л.н. Усиление размыва обусловлено штормами и нагонами, увеличением продолжительности безлёдного периода и (на участках освоения) деятельностью человека.

Современная динамика берега и общая направленность береговых процессов на конкретном участке побережья определяются всей совокупностью структурно-тектонических, геолого-геоморфологических, гидрометеорологических факторов и особенностями его развития в голоцене, учёт которых необходим при проектных и изыскательских работах.

Работы поддерживались РФФИ (проект № 14-05-549), Региональным инновационно-инвестиционным фондом (РИФ) «Ямал» и входили в программу экспедиций ФГБУ "ГОИН" на Байдарацкую и Обскую губы, Национального парка «Русская Арктика» (КЭйРА-2012) и Национального географического общества США («Чистые моря»-2013) на Земле Франца-Иосифа, «Ямал-Арктика»-2012 и 2013 на севере Западной Сибири.

## Литература

- Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России. М.: Paulsen, 2008. 187 с.
- Авенариус И.Г., Ермолов А.А., Мысливец В.И., Репкина Т.Ю. Рельеф и некоторые аспекты палеогеографии позднего валдая – голоцена в районе о. Варандей (Баренцево море) // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. С. 135–147.

- Ашик И.М., Макаров А.С., Большианов Д.Ю. Развитие берегов российской Арктики в связи с колебаниями уровня моря // Метеоспектр. 2010. № 2. С. 23–27.
- Барановская О.Ф., Матвеева Т.А. Антропогенные отложения о. Колгуева // Стратиграфия и корреляция плиоцена и плейстоцена Предуралья. Уфа, 1976. С. 35–67.
- Баранская А., Романенко Ф., Репкина Т. Морфоструктурные особенности Карельского побережья Белого моря // Материалы III Междунар. молодежной науч.-практич. конф. «Морские исследования и образование». Москва, 22–24 октября 2014 г. М.: МГУ, 2014. С. 14–17.
- Большианов Д.Ю., Погодина И.А., Гусев Е.А., Шарин В.В., Алексеев В.В., Дымов В.А., Анохин В.М., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г. Новые данные по береговым линиям архипелагов Земля Франца Иосифа, Новая Земля и Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2 (82). С. 68–77.
- Введенский Л.В. Рельеф южной части Кольского полуострова // Изв. Гос. геогр. общ-ва. 1934. Т. 66. Вып. 6. С. 844–863.
- Виноградов А.Н., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г. Данные радиоуглеродной лаборатории Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского // Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М.: Наука, 1966. С. 240–258.
- Говоруха Л.С. Молодые тектонические движения на Земле Франца-Иосифа и их геологические последствия // Проблемы Арктики и Антарктики. 1964. Вып. 17. С. 77–80.
- Григорьева А.К. Палинологическая характеристика отложений позднего плейстоцена заполярных районов Западной Сибири. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1987. С. 195–209.
- Гусев Е.А., Большианов Д.Ю., Дымов В.А., Шарин В.В., Арсланов Х.А. Голоценовые морские террасы южных островов Земли Франца-Иосифа // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 3 (97). С. 103–108.
- Дунаев Н.Н., Репкина Т.Ю., Авенариус И.Г., Леонтьев И.О. Роль новейшей тектоники в современной динамике морской береговой зоны платформенных областей Российской Арктики // ДАН. 2011. Т. 437. № 2. С. 258–260.
- Ермолов А.А. Геоморфология беломорских берегов Кольского полуострова // Геоморфология. 2010. № 1. С. 36–42.
- Ковалёва Г.А., Голубков В.С., Гусев Б.В. Современные движения острова Земля Александры (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л.: НИИГА, 1974. С. 87–92.
- Краснова Е.Д., Пантюлин А.Н. Кисло-сладкие озёра, полные чудес // Природа. 2013. № 2. С. 39–48.
- Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 234 с.
- Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.

- Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г. О причинах планетарного распространения береговых баров в связи с вопросом об их происхождении // *Океанология*. 1965. № 4. С. 456–467.
- Макеев В.М., Большиханов Д.Ю., Медкова О.Н., Савин В.Б., Фёдоров Б.Г. Особенности морфологии долины устьевого участка реки Оби и история формирования современной дельты // *Геогр. и гляциол. исследования в полярных странах*. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 125–137.
- Мараханов А.В., Романенко Ф.А. Новые данные о послеледниковых сейсмодислокациях Северной Карелии (Карельский берег Белого моря) // *Юдахинские чтения. Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI в.* Архангельск: Ин-т экологических проблем Севера, 2014. С. 137–140.
- Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР (Морфоструктура и морфоскульптура). М.: Мысль, 1972. 520 с.
- Новиков В.Н., Федорова Е.В. Разрушение берегов в юго-восточной части Баренцева моря // *Вест. МГУ. Сер. 5. География*. 1989. № 1. С. 64–68.
- Огородов С.А., Белова Н.А., Кузнецов Д.Е., Носков А.И. Использование материалов разновременных аэрокосмических съемок в целях исследования динамики берегов Карского моря // *Земля из космоса – наиболее эффективные решения*. 2011. № 10. С. 66–70.
- Огородов С.А., Полякова Е.И., Каплин П.А. Эволюция береговых баров Печорского моря // *ДАН*. 2003. Т. 388. № 3. С. 392–394.
- Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. 352 с.
- Репкина Т.Ю., Романенко Ф.А. Рельеф побережий Бабьего моря и о. Великого: история развития и современные изменения // *Летопись природы Кандалакшского заповедника за 2013 г.* Кн. 59. Т. 1. Кандалакша, 2014. С. 47–85.
- Романенко Ф.А. Интенсивность геоморфологических процессов на островах и побережьях морей Карского и Лаптевых (по материалам наблюдений полярных станций) // *Геоморфология*. 2008. № 1. С. 56–64.
- Романенко Ф.А. Региональные особенности развития берегов арктических морей в голоцене // *Геоморфология*. 2012. № 4. С. 81–92.
- Романенко Ф.А., Шилова О.С. Послеледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озёрно-болотных отложений полуострова Киндо // *ДАН*. 2012. Т. 442. № 4. С. 544–548.
- Снегирёв Ф.П. Объяснительная записка к паспорту и научно-техническому отчёту за 1946/47 гг. начальника полярной станции «Остров Белый» // *Российский государственный архив экономики (РГАЭ)*. Ф. 9570, оп. 2. Дело 3253. Л. 38.
- Суходровский В.Л. Рельефообразование в перигляциальных условиях. М.: Наука, 1967. 120 с.
- Baranskaya A., Bolshiyarov D., Onoshko V., Kuchanov Ju. Permafrost and ground ice composition in connection with coastal morphology for key areas of the Yamal and Gydan Peninsula // *The Arctic Science Summit Week 2013 – abstracts*. Krakow, 2013. С. 2585.

- Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., Manley W.F., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia // *Quaternary Research*. 2002. V. 57. P. 355–370.
- Forman S.L., Lubinski D.J., Ingolfsson O., Zeeberg J.J., Snyder J.A., Siegert M.J., Matishov G.G. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. P. 1391–1434.
- Koettlitz R. Observations on the Geology of Franz-Josef Land // *Quarterly Journ. of the Geological Society*. 1898. V. 54. P. 620–645.
- Pavlov V.K. Seasonal and long-term variability of the sea level in the marginal seas of the Arctic Ocean // *Polar Research*. 2001. № 20 (2). P. 153–160.
- Polyakova Y., Stein R. Holocene paleoenvironmental implications of diatom and organic carbon records from the southeastern Kara Sea (Siberian Margin) // *Quaternary Research*. 2004. V. 62. P. 256–266.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingolfsson O., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia. *Quaternary Science reviews*. 2004. V. 23. P. 1229–1271.
- Zaretskaya N.E., Shevchenko N.V., Simakova A.N., Sulerzhitsky L.D. The North Dvina river delta development over the Holocene: Geochronology and Palaeoenvironment // *Geochronometria*. 2011. V. 38. № 2. P. 116–127.

**F.A. Romanenko, A.V. Baranskaya, A.A. Ermolov, O.V. Kokin**

### **LOW COASTS OF THE WESTERN ARCTIC SEAS: GENESIS, AGE AND MODERN DYNAMICS**

In the article, results of the authors' fieldwork in different districts on the coasts of Barents, White and Kara sea are observed. Geomorphological mapping, radiocarbon dating and other investigations have allowed to establish the main factors, features and stages of the Kola Peninsula, Franz-Josef Land, Cape Yugorskiy, Yamal and Tazovski low coasts' formation during the Holocene. The main feature of these low coasts is the presence of different geological bodies within similar coastal landforms, indicating different ages for closely situated low terraces. It has been established that they are not only ingressio terraces in the traditional understanding, and the beginning of their development is connected not only

with eustatic sea level fluctuations, but also with tectonic specifications and rates of the vertical movements of the Earth crust within a certain coastal segment in the Late Pleistocene and Holocene. Due to differential movements of different regions, the age of the low coasts is different: it doesn't exceed 2–3 kA BP for the most quickly uplifting areas of the Kola Peninsula, reaches from 3–4 to 6–7 kA BP on the eastern coasts of the White Sea and varies between 4 and 6 kA BP on the coasts of Pechora and Kara seas. Tectonic uplift of the coasts exceeding the absolute sea-level rise, plays an important role in the modern development of the low Arctic coasts as well, complicating the lithodynamic features and increasing the diversity of morphological types of coasts in quickly uplifting, but also tectonically calm areas. Structural and tectonic, as well as geologic and geomorphologic unconformity of the Arctic coasts has determined the formation of not only accumulative, but also socular and abrasional low coasts. Abrupt changes in the morphology and shape of the coastline today can occur as a result of storm events.

УДК 551.4  
ББК 26.8  
В 74

Рекомендовано Ученым советом Русского географического общества

Рецензенты:

доктор географических наук А.А. Величко  
доктор географических наук А.А. Лукашов

**Вопросы географии** / Моск. филиал ГО СССР / Русское геогр. об-во. – М. Издаётся с 1946 г.

**В 74 Сб. 140:** Современная геоморфология / Отв. ред. В.М. Котляков, ред.: В.Вад. Бронгулеев, А.Н. Маккавеев, Э.А. Лихачёва. – М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. – 496 с.

140 выпуск «Вопросов географии» посвящен вопросам современной геоморфологии. В 25 статьях, входящих в сборник, нашли отражение новые результаты, полученные геоморфологами, как в последние годы, так и в итоге многолетних наблюдений, проводившихся в различных регионах России, Украины, Белоруссии, Азербайджана, Мексики, Японии, в акватории моря Скотия; они касаются эрозионного, эолового, биогенного, карстового, антропогенного рельефообразования, а также роли тектоники в формировании рельефа. Большое внимание уделено теоретическим проблемам геоморфологии (в том числе дискуссионным), современным методам и подходам, используемым для анализа геоморфологических систем и их функционирования, вопросам оценки геоморфологической безопасности. Ряд статей посвящен практическому применению геоморфологических знаний: поискам россыпных месторождений, оценке угрозы овражной эрозии, переносу радиоактивного заражения реками, регулированию глубин дельты Волги, освоению территории Новой Москвы, картографированию и оценке экстремальных рельефообразующих процессов.

Сборник представляет интерес для географов и, прежде всего, специалистов-геоморфологов, экологов, может быть полезен для преподавателей и студентов вузов.

ISBN ...

**Problems of Geography** / Moscow Branch of the Russian Geographical Society – Moscow.

**Vol. 140:** Modern Geomorphology / Executive editors V.M. Kotlyakov, eds.: V.Vad. Bronguleev, A.N. Makkaveev, E.A. Likhacheva. – Moscow: «Kodeks» Publishing House, 2014. – 496 p.

The 140<sup>th</sup> issue of the "Problems of geography" is dedicated to the problems of modern geomorphology. 25 articles included in the collection, reflects the new results obtained by geomorphologists in recent years and during long-term observations in different regions of Russia, Ukraine, Belarus, Azerbaijan, Mexico, Japan, and in the water area of the Scotia Sea; erosion, aeolian, biogenic, karstic, anthropogenic relief, and the role of tectonics in relief formation are discussed. Great attention is paid to the theoretical problems of geomorphology (including discussion), to the modern methods and approaches used for analysis of geomorphological systems and their functioning, to the evaluation of geomorphological security. A number of articles deals with the practical applications of geomorphological knowledge: the search for alluvial deposits, assessment of the threat of gully erosion, migration of radioactive contamination, regulation of the depths of the Volga Delta, the development of the New Moscow territory, mapping and assessment of hazardous relief processes.

The volume is of interest for geographers and primarily for specialists-geomorphologists, ecologists; it can also be useful for teachers and students.

ISBN ...

© Авторы статей, 2015  
© Authors of papers, 2015  
© Русское географическое общество, 2015  
© Russian Geographical Society, 2015

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие..... 11

### ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И МЕТОДОЛОГИИ

*С.А. Буланов.* Геоморфология: на пути от прошлого к будущему науки..... 13

*С.И. Большов, А.В. Бредихин, Е.А. Еременко.* Подходы к оценке геоморфологической безопасности территории..... 29

*А.В. Кошкарев.* Современные методы и технологии цифрового моделирования рельефа..... 56

*Э.А. Лихачёва, С.В. Шварев, Л.А. Некрасова, И.В. Чеснокова, Н.А. Богданов, Г.П. Локшин.* Современные тенденции развития конструктивной (экологической) геоморфологии..... 72

*В.И. Мысливец.* Планетарная морфосистема Земли и развитие биосферы..... 87

### ПРОБЛЕМЫ ЭКЗОГЕННОГО МОРФОГЕНЕЗА

*В.П. Чичагов.* Аридный пенеппен: морфология, генезис, эволюция..... 102

*С.И. Большов.* Континентальный биогенный рельеф..... 129

*В.Н. Коротаев, В.В. Иванов, Д.Б. Бабич, Е.Б. Власов.* Морфология и динамика русел дельтовых рукавов Волги..... 147

*О.И. Кадебская, А.М. Скрипальщикова, Н.Г. Максимович, М.Б. Катков.* Новые данные о пещерах и карстовых ландшафтах степной зоны Урала..... 165

*Е.В. Лебедева, Л.А. Некрасова, Д.В. Михалёв.* Карстовые системы Юкатана..... 181

*Б.Р. Мавлюдов.* Ледниковый и классический карст – сходство и различие..... 201

*Р.С. Чалов.* Геоморфологические следствия русловых процессов на разных структурных уровнях, их пространственно-временные соотношения и проявления..... 217

*А.Н. Маккавеев, В.Вад. Бронгулеев.* Сходство и различия в строении и происхождении озёр Бездон и Глубокое (Калужская и Московская области)..... 242

А.Н. Махинов. Рельеф нижнего Приамурья и особенности его формирования на последних этапах аккумуляции в долине Амура .....	254
Ф.А. Романенко, А.В. Баранская, А.А. Ермолов, О.В. Кокин. Низкие берега западно-арктических морей: происхождение, возраст и современная динамика .....	275
В.П. Палиенко. Геоморфологические и геодинамические природные и природно-антропогенные опасности и риски: проблемы выявления и изучения. ....	307
А.Ю. Сидорчук. Главные формы речных русел: меандры и разветвления .....	319

### СООТНОШЕНИЕ ЭНДОГЕННЫХ И ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Д.С. Асоян. Структурно-геоморфологическое картографирование Северной Осетии-Алании с применением аэрокосмических изображений .....	341
Е.П. Дубинин, А.В. Кохан, Е.С. Курбатова. Рельеф дна и тектоническое строение моря Скотия .....	356
А.В. Матвеев. Особенности современного морфогенеза на территории Беларуси .....	380

### АНТРОПОГЕННАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В.Вад. Бронгулеев, С.В. Шварев. Геолого-геоморфологические и ландшафтные характеристики территории Новой Москвы: корреляции, факторы, типология .....	396
В.Н. Голосов, Юти Онда. Перераспределение наносов в речных бассейнах зон радиоактивного загрязнения России и Японии ...	417
С.Н. Ковалев, И.И. Никольская, С.Д. Прохорова. Овражная эрозия на Европейской территории России. ....	437
Г.А. Постоленко. Террасо- и россыпеобразование в четвертичное время .....	461
Х.К. Танрывердиев, А.С. Сафаров, Д.Я. Касимов. Экзодинамические процессы, обуславливающие природные риски на Кура-Араксинской низменности .....	483
Сведения об авторах .....	492