

УДК 551.345.3; 551.435

Роль подземных льдов в динамике юго-западного побережья Карского моря

Белова Н.Г.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Географический факультет, НИЛ геоэкологии Севера, 119991, Ленинские
горы, д.1, Москва, Россия, nataliya-belova@ya.ru*

На трёх ключевых участках побережья Карского моря (береговые примыкания перехода магистрального трубопровода через Байдарацкую губу, район м. Харасавэй) прослежена пространственная изменчивость распространения подземных льдов (изменения общей льдистости, наличие залежеобразующих льдов). На локальном уровне подземные льды приводят к большим скоростям отступления по сравнению со смежными участками. Однако часто затруднительно разделить вклад подземных льдов и иных параметров строения берега, способствующих ускоренному размыву (в частности, тонкодисперсного состава отложений), в результирующую скорость отступления. Максимальные скорости отступления сильнольdistых берегов наблюдаются в годы с повышенными величинами сумм положительных температур воздуха.

Динамика арктических берегов, термоабразия, термоденудация, подземные льды, Ямал, Западная Сибирь

The role of ground ice in dynamics of south-western coasts of Kara Sea

N.G. Belova

*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, laboratory of
geoecology of the North, 119991, Leninskiye Gory 1, Moscow, Russia, nataliya-
belova@ya.ru*

For three key sections of the Kara Sea coast (offshore pipeline across Baydaratskaya Bay landfall sites, Kharasavey Cape) the spatial variability of the of ground ice distribution (changes in ice content, massive ice occurrence) is traced. At the local level ground ice leads to high retreat rates compared to adjacent coastal segments. However, it is often difficult to distinguish between the contribution of ground ice and other parameters of coastal structure, which promote accelerated erosion (such as fine-grained ice rich bluffs), to the resulting retreat rate. The maximum retreat rates of ice-rich coasts were observed in years with higher sum of positive air temperatures.

Arctic coastal dynamics, thermal abrasion, thermal denudation, ground ice, Yamal, West Siberia

Введение

Материковые берега юго-западной части Карского моря представлены отступающими термоабразионными, аккумулятивными и стабильными скальными берегами. Берега термоабразионного типа сложены многолетнемёрзлыми породами (ММП) и отступают со среднемноголетними скоростями 0.5 – 2 м в год [Васильев и др., 2006, 2011; Lantuit et al., 2012; Крицук и др., 2014; Ogorodov et al., 2016]. Как и в других регионах Арктики, скорости отступления берегов характеризуются значительной пространственной и временной изменчивостью. Цель статьи – определить вклад подземных льдов береговых уступов в пространственную и временную изменчивость скоростей отступления берегов.

Факторы, определяющие изменчивость темпов отступления берегов

Как среди российских, так и среди зарубежных исследователей до сих пор не достигнуто согласия о факторах, определяющих высокие скорости отступления термоабразионных берегов. Установлено, что динамика

многолетнемёрзлых берегов определяется сочетанием комплекса гидрометеорологических (термических, волно-энергетических, ледяного покрова) факторов и параметрами строения береговой зоны (конфигурация береговой линии, рельеф морского дна на мелководье, высота береговых уступов и характеристики слагающих их отложений) [Арэ, 1980, 2012; Васильев и др., 2006, 2011; Григорьев и др., 2006; Камалов и др., 2006; Кизяков и др., 2006; Крицук и др., 2014; Пижанкова, 2016; Forbes, 2011; Günther et al., 2013; Lantuit et al., 2012, 2013; Ogorodov et al., 2016; Shabanova et al., 2017]. Однако исследователи приписывают разным факторам (или даже разным механизмам действия одного и того же фактора) определяющую роль в динамике берегов [Konopczak et al., 2014]. Так, А.А. Васильев приходит к выводу, что для мелководного Карского моря главную роль в разрушении морских берегов играют волны высотой до 1 м, а разрушение берегов за счет штормов, как правило, не превышает 20 % [Васильев и др., 2006]. В то же время С.А. Огородов с соавторами [Ogorodov et al., 2016] указывают на ведущую роль штормов в разрушении берегов данного региона. Высказываются предположения, что значение каждого фактора не может быть определено однозначно, а лишь с учетом конкретных природных условий района исследований [Konopczak et al., 2014].

По Ф.Э. Арэ, отступление надводной части береговой зоны является следствием процессов развития подводного берегового склона [Арэ, 2012]. Таким образом, динамика берегов определяется строением подводного берегового склона и волнением, фактор же строения берега вторичен. Однако при благоприятных условиях именно строение берега определяет максимальные скорости отступления берегов.

Подземные льды распространены в криолитозоне крайне неравномерно; пространственное распределение различных типов подземных льдов определяется историей развития природной среды региона, в том числе

условиями формирования ММП [Соломатин, 2013]. Вклад подземных льдов в величину отступления берега также неравномерен и определяется не только величиной общей льдистости отложений и формой залегания льдов в береговом уступе [Dallimore et al., 1996], но прежде всего сочетанием с другими факторами динамики берегов, прежде всего с термическим фактором и с особенностями строения береговой зоны.

Подземные льды как фактор динамики берегов в региональном масштабе

Предпринималось несколько попыток установить прямую связь темпов отступления берегов с льдистостью слагающих их отложений.

Предполагалось, что наличие подземного льда в береговых уступах приводит к росту скоростей отступления. Однако для канадского побережья моря Бофорта скорости, рассчитанные по результатам наземного мониторинга и анализа АФС, слабо коррелировали с льдистостью отложений [Héquette, Barnes, 1990].

На основании данных, собранных в рамках международного проекта Arctic Coastal Dynamics (Динамика арктических берегов, ACD), исследователи попытались найти зависимость между льдистостью и скоростями отступления для всего арктического побережья [Lantuit et al., 2008]. Из 1331 сегментов базы ACD для анализа было выбрано 545 сегментов, для которых имелись данные по скоростям отступления, льдистости отложений и высоте берегового уступа; сегменты, берега которых закрыты от волнового воздействия паковым льдом, были также исключены из расчетов. Связь между показателями оказалась слабой ($r = 0.48$, $R^2 = 0.23$).

В вышеперечисленных работах анализировались скорости отступления берегов, крайне разнородных по строению и гидрометеорологическим

условиям. Зависимость между криогенным строением берега и скоростями отступления можно проследить в более крупном масштабе – при прочих равных гидрометеорологических условиях.

Исследования затрудняют и трудности в точном определении объемной льдистости берегов – эта задача практически невыполнима без многолетних полевых исследований в сочетании с геофизическими исследованиями и бурением [Dallimore et al., 1996]. Современные модели для оценки льдистости берегов в региональном масштабе основываются прежде всего на данных о генетических типах подземных льдов [Couture, Pollard, 2017].

Роль подземных льдов в локальной изменчивости темпов отступления берегов юго-западного побережья Карского моря

Под локальной изменчивостью скоростей отступления в статье подразумевается неравномерность темпов разрушения берега на участках побережья в пределах одного литодинамического района со сходной волновой нагрузкой на берег; рассмотрены участки протяжённостью до 45 км. Термоабразионные берега составляют менее 20% всей протяженности берегов Карского моря [Васильев и др., 2006], также распространены аккумулятивные (наступающие, отступающие и стабильные, >40%), скальные (30%) и ледовые берега (2%). На материковой суше изменения именно термоабразионных берегов проявляются ярче всего. Характерная скорость отступления термоабразионных берегов на открытых участках побережья Карского моря изменяется от 0.8 до 2.0 м/год. Берега узких заливов (Обская губа, Енисейский залив и др.) разрушаются с существенно более низкой скоростью – от 0.2 до 0.7 м/год [Васильев и др., 2006].

На большинстве рассмотренных ключевых ведутся многолетние наблюдения за динамикой берегов и накоплен значительный объем данных о

строении и льдистости береговых уступов, позволяющий считать оценки распространения типов подземных льдов и объемной льдистости достоверными.

Урочище Шпиндлер

А.И. Кизяковым с соавторами установлено, что межгодовая изменчивость скоростей роста термоцирков по пластовым льдам в районе урочища Шпиндлер (см. рис. 1) на побережье Югорского п-ова определяется различием годовых сумм положительных температур воздуха [Кизяков, 2005; Кизяков и др., 2006]. Среднегодовые скорости роста термоцирков составили лишь 0.6-1.0 м/год за период 1947-2001 гг., что в три и более раз меньше по сравнению со средними скоростями от 1.6 до 4.2 м/год для 2001-2004 гг. Вероятно, в развитии термоцирков с 1947 по 2001 гг. наблюдались периоды стабилизации, связанные с временным захоронением залежей льда [Кизяков и др., 2006].

Мыс Харасавэй

На побережье Западного Ямала между мысами Харасавэй и Бурунным (см. рис. 1) исследования динамики берегов ведутся сотрудниками научно-исследовательской лаборатории геоэкологии Севера (НИЛГЭС) географического факультета МГУ начиная с 1981 года. На основании результатов полевых наблюдений и анализа разновременных космоснимков [Белова и др., 2017] установлено, что на 7-километровом участке побережья с термоабразионными берегами скорость отступления за 1964-2016 гг. составила 1.1 м/год. При этом максимальные среднегодовые скорости (>2 м/год) наблюдались на участке, где уступы сложены сильнольдистыми тонкодисперсными отложениями (морскими суглинками). Средневзвешенная многолетняя скорость отступления этого 600-метрового сегмента составила

1.8 м/год в 1964-2006 гг. и 2.7 м/год в 2006-2016 гг., что, вероятно, связано с ростом суммы положительных суточных температур воздуха в 2006-2016 гг. по сравнению с периодом 1964-2006 гг. Как и в районе урочища Шпиндлер, термический фактор влияет на межгодовую изменчивость скоростей отступления сильнольdistых сегментов берега.

Марре-Сале

Начиная с 1978 г. проводятся комплексные исследования динамики морских берегов в районе гидрометеостанции (ГМС) Марре-Сале [Васильев и др., 2006, 2011; Крицук и др., 2014]. Именно здесь наблюдается максимальная для Западного Ямала средневзвешенная для участка в 4.5 км среднемноголетняя скорость отступления берегов высотой 10-30 м, составляющая 1,7 м/год [Васильев и др., 2006; 2011]. Макрольdistость пород, в частности, наличие пластовых и полигонально-жильных льдов (ПЖЛ), влияет на темпы термоденудации и скорость отступления берега в целом: при увеличении объемной льdistости отложений с 25 до 45 % суммарное отступление верхней кромки берега за 1978–2002 гг. возросло примерно в 2 раза [Васильев и др., 2006].

Западное побережье Байдарацкой губы, устье р. Оюяха, КС-2 Ярынская

Мониторинг скоростей отступления берегов между о. Торасовэй и о. Левдиев (30 км) начат сотрудниками НИЛГЭС в 1988 году; в разные годы исследованием динамики берегов занимались сотрудники НИЛГЭС, Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова (ГОИН), геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова [Камалов и др., 2006; Белова, 2014; Алексютина, 2016; Кона-Овдиенко, Огородов, 2016].

В строении рельефа выделяется несколько геоморфологических уровней

- поверхность высотой 10-29 м, сложенная песчаной толщей с пластовыми льдами и ПЖЛ, значительно переработанная термокарстом нескольких генераций (рис. 3а и 3б);

- поверхность высотой 6-10 м, сложенная песками с ПЖЛ и суглинистой толщей в основании;

- лайды высотой 1.5-3 м, сложенные сильнольдистыми суглинками с ПЖЛ, перекрытыми с поверхности плотной дерниной;

- низкие лайды (высотой до 1.5 м), сложенные суглинисто-песчаными отложениями с растительным детритом.

На основе анализа аэрофото- и космоснимков разных лет (рис. 3в) выделен период активизации разрушения берега – с 2005 по 2012 гг. Рост максимальных скоростей произошел прежде всего за счёт разрушения лайды и уступов высотой до 10 м. На обоих указанных сегментах макрольдистость отложений достаточно высока за счёт сети ПЖЛ (>50% объемной льдистости для лайды и 30-40% для уступов высотой до 10 м). На лайде тонкодисперсный состав отложений и высокая льдистость облегчает размыв низких уступов. На поверхности высотой 6-10 м по ПЖЛ формируются термокары и термоэрозионные промоины (рис. 2), способствующие росту скоростей отступления берега.

Вскрытие пластовых льдов на разных участках поверхности высотой 10-29 м приводит к образованию термоцирков и термотеррас и резкому росту (в 2 и более раз) скоростей отступления по сравнению с соседними сегментами.

*Восточное побережье Байдарацкой губы, устье р. Яраяха, КС-1
Байдарацкая*

Побережье на протяжении 14 км к югу от мыса Мутный включает как термоабразионные, так и аккумулятивные берега [Камалов и др., 2006; Кона-Овдиенко, Огородов, 2016]. Определены скорости отступления на основании анализа разновременных космоснимков, а также результатов совместных полевых работ сотрудников НИЛГЭС и ГОИН. В отличие от Уральского побережья Байдарацкой губы, песчаные уступы с высотами 10-25 м здесь имеют меньшую объёмную льдистость, в среднем 20-40% [Природные условия..., 1997]. Термоабразионные берега развиты в северной и южной частях исследованного побережья, они разделены береговым баром и лайдой у устья р. Яраяхи. В северной части термоабразионные уступы высотой 7-11 м с ПЖЛ на протяжении 2.9 км к югу от м. Мутный разрушались неравномерно со средневзвешенной скоростью 0.2 м/год в 1968-2005 гг. и 0.9 м/год в 2005-2016 гг. [Белова и др., 2018]. В южной части берега высотой 8-12 м на протяжении 1.4 км к югу от устья р. Яраяхи в те же периоды отступали со средней скоростью 0.4 и 0.5 м/год соответственно. Южнее более высокие (17-25 м) песчаные уступы с ПЖЛ в указанные периоды разрушались со скоростями 0.3 и 0.6 м/год (длина берегового сегмента 3.3 км). Таким образом, на обоих участках термоабразионного берега в 2005-2016 гг. произошел рост скоростей отступления (в ~2 раза в южной части и в 4.5 раза в северной). Можно лишь предположить, что значительный рост скоростей отступления северного сегмента в более тёплый период обусловлен тем, что ПЖЛ в его низких уступах дают больший процент объёмной льдистости, чем реже встречающиеся ПЖЛ в южной части, или же положением северного сегмента на мысу. Однако при общих низких скоростях отступления (средневзвешенная скорость вдоль побережья 0.4 м в год за 48 лет) сложно выделить влияние отдельных факторов динамики берегов.

Залив Крузенштерна

Берега мелководного залива Крузенштерна на западном Ямале (см. рис. 1) частично защищены от волнового воздействия со стороны открытого моря цепочкой островов Шараповы Кошки. Для участка побережья протяженностью 45 км на основе анализа космоснимков были определены скорости отступления берега [Baranskaya et al, 2018]. Уступы высотой 20-35 м отступают со среднемноголетней скоростью 0.6 м/год (1967-2010), однако наблюдались скорости до 1.6 м/год на участках выходов пластовых льдов.

Выводы

Роль подземных льдов в динамике арктических берегов целесообразно оценивать лишь в локальном масштабе. В Арктике в целом и в отдельных регионах вклад льдистости отложений береговых уступов нивелируется совместным действием других факторов динамики арктических берегов (как гидрометеорологических, так и параметров строения береговой зоны).

Для нескольких участков юго-западного побережья Карского моря был выявлен рост скоростей отступления сильнольдистых уступов в периоды повышенной гидрометеорологической нагрузки на берега, прежде всего при росте сумм годовых положительных температур воздуха (район м. Харасавэй, урочища Шпиндлер, ГМС Марре-Сале, Западное побережье Байдарацкой губы). Наблюдаемое потепление климата Арктики [Алексеев, 2015; Романенко и др., 2015; Второй... доклад..., 2014; Доклад..., 2017], вероятно, отразится прежде всего в росте темпов отступления сильнольдистых берегов.

Статья подготовлена и опубликована в рамках выполнения проекта РФФИ №16-35-60099 мол_а_дк.

Список литературы

Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // Фундаментальная и прикладная климатология. № 1, 2015, с. 11–26.

Алексютина Д.М. Закономерности разрушения берегов, сложенных мёрзлыми дисперсными породами, в зависимости от их состава, строения и свойств (на примере западного побережья Байдарацкой губы). – Дисс. на соискание степени к.г.-м.н., М.: Геологический ф-т МГУ, 2016, 127 с.

Арз Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М.: Наука, 1980, 159 с.

Арз Ф.Э. Разрушение берегов арктических приморских низменностей. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012, 291 с.

Белова Н.Г. Пластовые льды юго-западного побережья Карского моря. М.: МАКС Пресс, 2014, 180 с.

Белова Н.Г., Шабанова Н.Н., Огородов С.А., Камалов А.М., Кузнецов Д.Е., Баранская А.В., Новикова А.В. Динамика термоабразионных берегов Карского моря в районе мыса Харасавэй (Западный Ямал) // Криосфера Земли, 2017, Т. 21, № 6, с. 85-96.

Белова Н.Г., Алексютина Д.М., Новикова А.В., Огородов С.А., Шилова О.С. Мониторинг скоростей отступления берега в районе примыкания перехода трубопроводов через Байдарацкую губу Карского моря, Западный Ямал // Проблемы региональной экологии, 2018, №1 (в печати).

Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Черкашев Г.А., Ванштейн Б.Г.

Динамика берегов Карского моря // Криосфера Земли, 2006, т. X, №2, с. 56–67.

Васильев А.А., Широков Р.С., Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д. Динамика морских берегов Западного Ямала // Криосфера Земли, 2011, т. XV, №4, с. 72–75.

Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. М.: ФГБУ НИЦ «Планета», 2014, 58 с.

Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б. Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли, 2006, № 4, С. 74–95.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2016 год. М.: Росгидромет, 2017, 70 стр.

Камалов А.М., Огородов С.А., Бирюков В.Ю. и др. Морфолитодинамика берегов и дна Байдарацкой губы на трассе перехода магистральными газопроводами // Криосфера Земли, 2006, Т. X, № 3, с. 3-14.

Кизяков А.И. Динамика термоденудационных процессов на побережье Югорского полуострова // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 1, с. 63–67.

Кизяков А.И., Лейбман М.О., Передня Д.Д. Деструктивные рельефообразующие процессы побережий Арктических равнин с пластовыми подземными льдами // Криосфера Земли, 2006, Т. X, № 2, с. 79-89.

Копя-Овдиенко Н.В., Огородов С.А. Особенности динамики термоабразионных берегов Байдарацкой губы Карского моря на современном этапе // Геоморфология, 2016, № 3, с. 12–21.

Крицук Л.Н., Дубровин В.А., Ястреба Н.В. Результаты комплексного изучения динамики береговой зоны Карского моря в районе метеостанции Марре-Сале с использованием ГИС-технологий // Криосфера Земли, 2014, Т. XVIII, № 4, с. 59-69.

Пижанкова Е.И. Современные изменения климата высоких широт и их влияние на динамику берегов района пролива Дмитрия Лаптева // Криосфера Земли, 2016, Том 20, № 1, с. 51–64.

Природные условия Байдарацкой губы: Основные результаты исследований для строительства подводного перехода системы

магистральных газопроводов Ямал-Центр / Под ред. Г.И.Дубикова, и др. М.: ГЕОС, 1997, 432 с.

Романенко Ф.А., Шиловцева О.А., Шабанова Н.Н., Кононова Н.К.

Изменения климата в Арктике, катастрофические природные процессы и динамика рельефа на Земле Франца-Иосифа // В сб. «Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики» под ред. С.А. Сократова. Том 1. Москва, Лига-Вент, 2015, стр. 58-73.

Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения: учебное пособие для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению 021000 "География". Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2013, 346 с.

Baranskaya A.V., Novikova A.V., Belova N.G. Influence of massive ice beds on coastal dynamics of the Gulf of Kruzenshtern, Kara Sea / Proceedings of the 5th European Conference On Permafrost, Chamonix, 23 June-1 July 2018 (in print)

Couture N.J., Pollard W.H. A Model for Quantifying Ground-Ice Volume, Yukon Coast, Western Arctic Canada // Permafrost and Periglac. Process., 2017, 28: 534–542. doi: 10.1002/ppp.1952.

Dallimore S. R., Wolfe S. A., Solomon S. M. Influence of ground ice and permafrost on coastal evolution, Richards Island, Beaufort Sea coast, NWT // Canadian Journal of Earth Sciences, 1996, Vol. 33, 5, pp. 664-675.

Forbes, D.L. (editor). State of the Arctic Coast 2010 – Scientific Review and Outlook // International Arctic Science Committee, Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone, Arctic Monitoring and Assessment Programme, International Permafrost Association, 2011. Helmholtz-Zentrum, Geesthacht, Germany, 178 p.

Günther F., Overduin P.P., Sandakov A.V., Grosse G., Grigoriev M.N. Short- and long-term thermo-erosion of ice-rich permafrost coasts in the Laptev Sea region // Biogeosciences, 2013, vol. 10, p. 4297–4318, DOI: 10.5194/bg-10-4297-2013.

Héquette A., Barnes P.W. Coastal retreat and shoreface profile variations in the Canadian Beaufort Sea // *Marine Geology*, 1990, 91: 113–132.

Konopczak A.M., Manson G.K., Couture N.J. Variability of coastal change along the western Yukon coast // Geological Survey of Canada, 2014, Open File 7516, 81 p. doi:10.4095/293788

Lantuit H., Overduin P.P., Couture N., Ødegård R.S. Sensitivity of Coastal Erosion to Ground Ice Contents: An Arctic-Wide Study Based on the ACD Classification of Arctic Coasts // *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, 29 June, 3 July 2008, Fairbanks, Alaska, USA, Vol.2, pp. 1025-1029.

Lantuit H., Overduin P.P., Wetterich S. Recent Progress Regarding Permafrost Coasts // *Permafrost and Periglac. Process.*, 2013, 24: 120–130.
doi:10.1002/ppp.1777

Lantuit H., Overduin P.P., Couture N. et al. The Arctic Coastal Dynamics database: a new classification scheme and statistics on Arctic permafrost coastlines // *Estuaries and Coasts*, 2012, 35, pp. 383–400. doi:10.1007/s12237-010-9362-6

Ogorodov S.A., Baranskaya A.V., Belova N.G. et al. Coastal dynamics of the Pechora and Kara Seas under changing climatic conditions and human disturbances // *Geography, Environment, Sustainability*, 2016, Vol. 9, no. 3, P. 53–73. doi:10.15356/2071-9388_03v09_2016_04.

Shabanova N.N., Ogorodov S.A., Romanenko F.A. Russian arctic coastal dynamics hydrometeorological forcing: half-century history and current state // *Coastal Dynamics 2017 conference proceedings*, 12-16 June, 2017, Helsingor, Denmark, pp.108-116.

Рисунки к статье Н.Г. Беловой «Роль подземных льдов в динамике юго-западного побережья Карского моря»



Рис. 1. Район исследований.

ЗК – Залив Крузенштерна, МС – полярная станция Марре-Сале, Ш – урочище Шпиндлер.

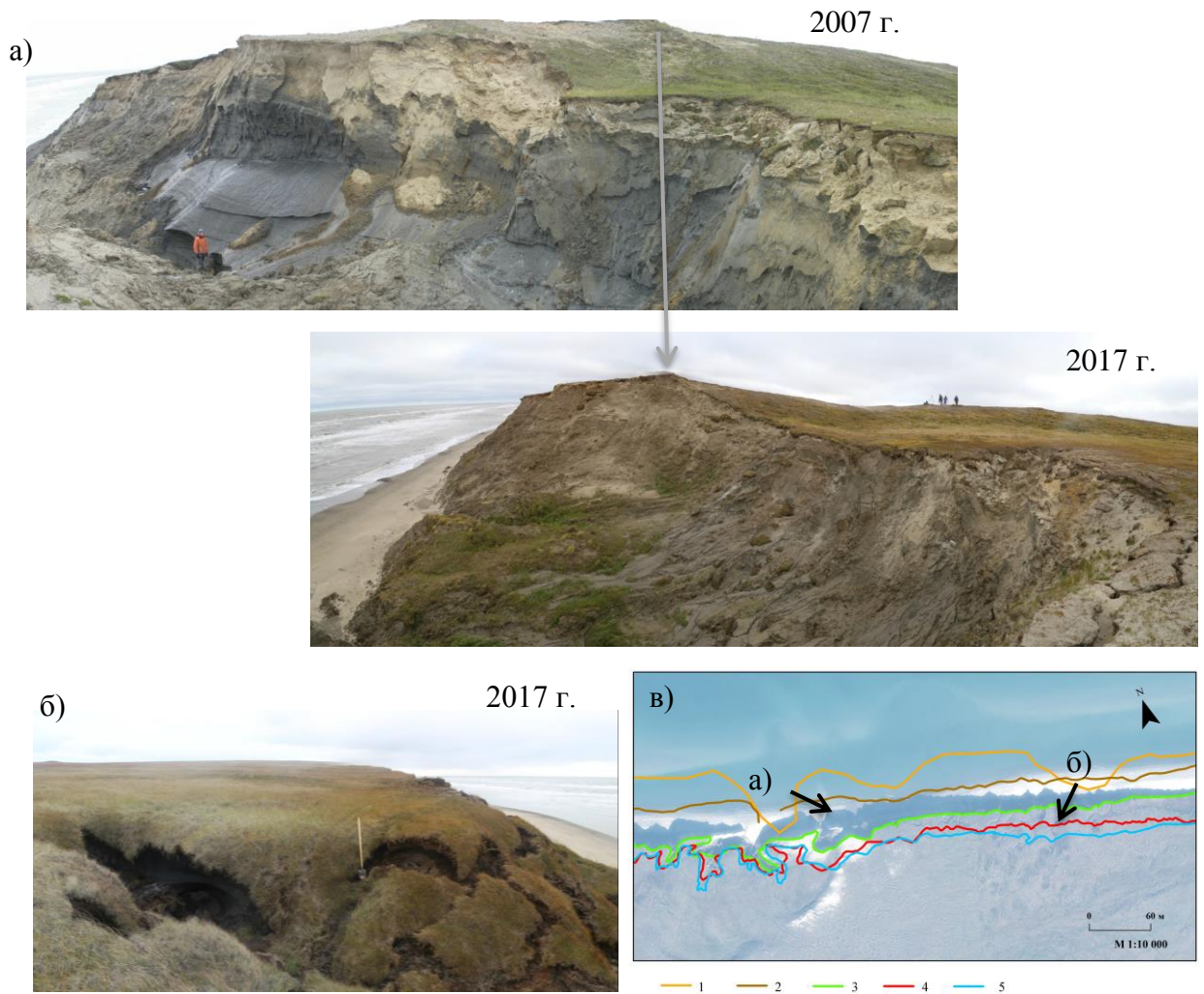
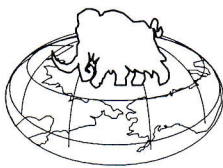


Рис. 2. Разрушение берегов на Западном побережье Байдарацкой губы. а) Термоцирк в песчаном уступе высотой 16 м. Вскрывавшаяся в 2005-2016 гг. пластовая ледяная залежь к 2017 году полностью вытаяла. Люди для масштаба; б) Термоэрозионная промоина в уступе высотой 12 м; в) Положение бровки берегового уступа по годам: 1 – 1961; 2 – 1988; 3 – 2005; 4 – 2012; 5 – 2016. Стрелками указаны места рисунка 3а и 3б.



РЕДАКЦИЯ ЖУРНАЛА
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ
117312, Москва, ул. Вавилова, 37, к.22
Тел.(499) 124-54-22.
E-mail: kriozem@gmail.com

В редакцию журнала «Криосфера Земли» поступила статья:

**Белова Н.Г. «РОЛЬ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ В ДИНАМИКЕ
БЕРЕГОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАРСКОГО
МОРЯ»**

Статья принята к печати в 2017 г. и будет опубликована в одном из номеров журнала «Криосфера Земли» за 2018 г.

—
Отв. секретарь журнала
Редактор журнала



проф. С.М.Фотиев
Н.В.Арутюнян

13 декабря 2017 г.