

Исполнитель:

Некоммерческий фонд общественного
экологического развития
«Без рек как без рук»

Заказчик:

Общероссийская общественная организация
по охране и защите природных ресурсов
«Российское экологическое общество»

Основание подготовки отчета:

Договор № 147 от 24 марта 2021г. Этап №1

Отчет

Основные тенденции развития берегов Белого моря за последние 1000 лет и влияние на них изменений температуры воздуха, ледового и ветрового режимов

Исполнитель:

Ф.А. Романенко,

Кандидат географических наук

*Ведущий научный сотрудник кафедры геоморфологии и палеогеографии
Географического Факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.*

Москва, июль, 2021

Оглавление

Введение.....	3
Геолого-геоморфологический фактор формирования берегов.....	4
Мерзлотный фактор формирования берегов	15
Ледовый фактор формирования берегов	19
Климатический фактор формирования берегов	30
Выводы	35
Литература.....	36

Введение

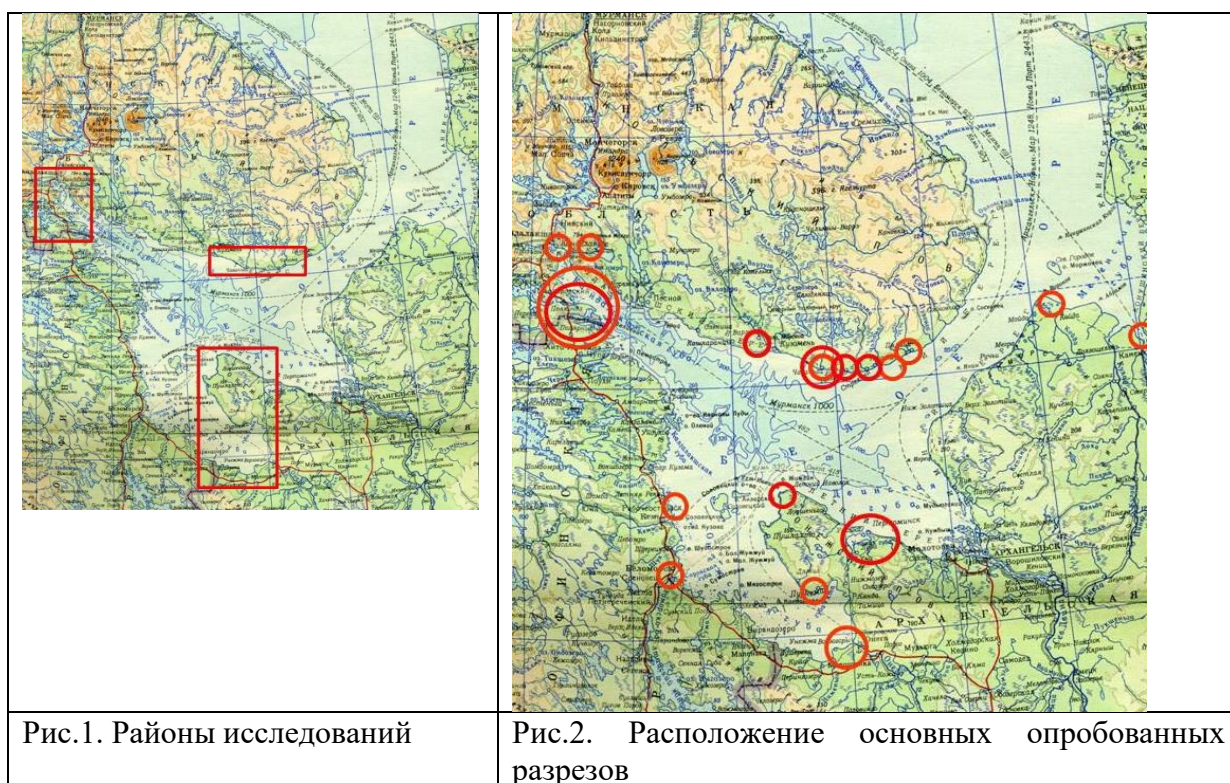
Белое море – самое южное море Северного Ледовитого океана (СЛО). В силу своего внутриматерикового положения и связи с полярным бассейном через сравнительно узкое (около 70 км) Горло оно особенно чутко реагирует на изменения природной среды, так как отсутствует влияние соседних акваторий. Кроме того, Белое море близко располагается к центру последнего материкового оледенения, что существенно отличает его от других морей. В силу своей доступности и отсутствия мерзлоты на большей части берегов собрано заметно больше данных о возрасте, составе и происхождении чехла рыхлых послеледниковых отложений. Всё это обусловило замысел и стратегию нашего исследования.

В его основе лежат многолетние полевые работы на разных побережьях Белого моря. Главным источником сведений о берегах и влиянии на них ветровых и ледовых условий служили материалы геоморфологических съёмок, в ходе которых фиксировались древние береговые линии и деформации ледовыми образованиями. Гранулометрический состав береговых отложений говорит об интенсивности ветро-волнового воздействия, а наличие крупных обломков – о наличии ледового разноса крупнообломочного материала припайными льдами. Современные ледовые воздействия анализировались в ходе зимних полевых работ. Данные для палеогеографических реконструкций давало изучение торфяников – едва ли не самых полных палеоархивов. Торфяники - показатель условий увлажнения, в том числе стока, т.е. косвенный показатель стабильности тектонического режима и/или наличия отрицательных движений берега; диатомовый анализ образцов торфа позволяет определить качественные климатические характеристики (тепло/холодно, влажно/сухо), а также уточнить условия осадконакопления (морские/сухопутные). Торфяники также индикаторы климатического режима, говоря об избыточном увлажнении, превышении осадков над испарением, что приводит к болотообразованию. Наконец, само наличие торфа свидетельствует о наличии неких понижений, в которых скапливается вода, т.е. неровностей рельефа, происхождение которых также можно анализировать и реконструировать.

В настоящей работе использовались данные по трем основным ключевым участкам: кутовая часть Кандалакшского залива (участок между губой Чупа и с. Умба), участок Терского берега от устья Варзуги до Пялицы, а также восточное побережье Онежского залива на северо-западе Архангельской области (рис.1). Методологическое основание для постановки исследований на указанных ключевых участках – давно сформировавшееся в литературе представление об уменьшении интенсивности восходящих тектонических движений к востоку и югу от замыкания Кандалакшского залива. Как известно (Арманд, Самсонова, 1969; Колька и др., 2005, 2012, 2013а, б; Романенко, Шилова, 2012; Субетто и др., 2012; и др.), перечисленные районы в послеледниковое время, т.е. последние 9-12 тыс. лет, поднимались с разной интенсивностью. Особенно высокие скорости воздымания (до 100 мм/год) в раннем голоцене реконструированы в западном Беломорье и, в том числе, в вершине Кандалакшского залива. Там амплитуды постледникового поднятия были максимальны – до 150 и более метров. В среднем и позднем голоцене они уменьшались и к настоящему времени, то есть в последнюю тысячу лет, колеблются от 5 мм/год на Кандалакшском до 2-3 мм/год на Летнем берегу. Несмотря на заметное уменьшение

интенсивности воздымания, оно продолжает играть существенную роль в формировании берегов.

Всего нами было пробурено на Терском, Кандалакшском (Мурманская область), Карельском, Поморском (Республика Карелия-Архангельская область), Лямецком, Онежском, Зимнем и Летнем (Архангельская область) берегах около 30 скважин с помощью торфяного бура Гиллера-1 глубиной от 1 до 5 м, а также охарактеризовано несколько десятков разрезов рыхлых отложений, в разной степени обогащённых торфом или органическим детритом (рис.2). Торф отбирался на диатомовый анализ и радиоуглеродное датирование, которое позволяет дать хронологическую привязку выявленным палеоклиматическим изменениям. Работа построена на основании примерно 50 радиоуглеродных датировок.



Поскольку главную роль в динамике берегов играют геологическое строение и рельеф, на которые накладываются климатические, мерзлотные и ледовые факторы, то необходимо дать их краткую характеристику.

1. Геолого-геоморфологический фактор формирования берегов

Беломорская акватория очень молода, располагаясь в области недавно (9-12 тыс.л.н.) исчезнувшего покровного ледника. Кутовая часть Кандалакшского залива— один из наиболее интенсивно воздымающихся районов (Кошечкин, 1979), поэтому именно здесь эволюция рельефа островов происходит буквально на глазах исследователей. Так, в XX веке окончательно исчез, причленившись к берегу, остров Самый Малый Берёзовый в губе Малая Питкуля в 5 км восточнее Кандалакши, на котором расположен археологический памятник — каменный лабиринт (рис.3а). Археологи датируют время его постройки периодом около 2 тыс. до н.э. В настоящее время остров причленён к матерiku низкой (до 1 м) и узкой (3-5 м) перермой — фрагментом низкой морской террасы (рис.3б).



Рис.3а. Каменный лабиринт на о. Самый Малый Берёзовый в губе Малая Питкуля.
Фото Ф.А. Романенко



Рис.3б. Перейма высотой до 1 м (на заднем плане), соединившая с берегом о.Самый Малый Берёзовый. Фото Ф.А. Романенко

С другой стороны залива, на южном берегу пролива Великая Салма в 2 км к востоку от Беломорской биологической станции МГУ, к полуострову Киндо причленился (рис.4) низменной перемычкой ещё один остров, занятый морской террасой высотой до 4 м. На месте отделявшего его пролива осталась лагуна с солёной водой и значительным сероводородным заражением. Причинами исчезновения этих островов стал интенсивный тектонический подъём многих участков побережья Кандалакшского залива. Для определения его скорости нами было проведено бурение (рис.5) всех болотных массивов на полуострове Киндо (19 скважин общей глубиной около 40 погонных метров). Отобранные колонки торфов и сапропелей датированы радиоуглеродным методом (всего получено 35 дат). Предполагая проследить высотное распространение морских отложений и реконструировать ход изменения уровня моря в голоцене, в 6 скважинах, устья которых расположены на высоте от 3 до 87 м над уровнем моря, методом диатомового анализа были исследованы нижние слои озерно-болотных и подстилающих их отложений (Романенко, Шилова, 2012). Наибольшей мощности они достигают в замкнутых котловинах озёр Верхнего (абсолютная высота 87 м), Водопроводного (72 м) и Круглого (27.5 м). В строении осадков торфяной чехол мощностью 1.5-3.5 м перекрывает толщу сапропелей максимальной вскрытой мощностью 2.5 м, подстилаемых песками с гравием и галькой или плотными илами. Болотный чехол на низких (3-6 м) морских террасах представлен слабо разложившимся торфом, который в понижениях фациально замещается опесчаненными илами. Наибольшей мощности (0.8 м) он достигает вблизи Ершовских озёр, образовавшихся на месте пролива, отделявшего массив горы Ругозёрской от материкового берега. Здесь торф подстилают валунники с заполнением песчано-гравийно-галечными и алевроито-илистыми осадками.



Рис.4. Причленённый к берегу фрагмент морской террасы (на заднем плане, залесён) на п-ве Киндо. Слева – осушка, перейма, справа – остаточное озеро.

Фото Ф.А. Романенко

В нижней части всех изученных разрезов в подстилающих озерно-болотные отложения песках и опесчаненных илах диатомовые ассоциации содержат солонатоводные и морские виды, широко распространенные на опресненной литорали современных морей. Подошва торфов и торфянистых сапропелей, как правило, содержит диатомовые ассоциации, характеризующиеся высокой численностью галофильных видов. Выше переходного горизонта доминируют характерные озерно-болотные диатомовые ассоциации, состоящие из галофобных и индифферентных видов. Таким образом, диатомовые ассоциации показывают постепенную смену морских условий осадконакопления на озерно-болотные.

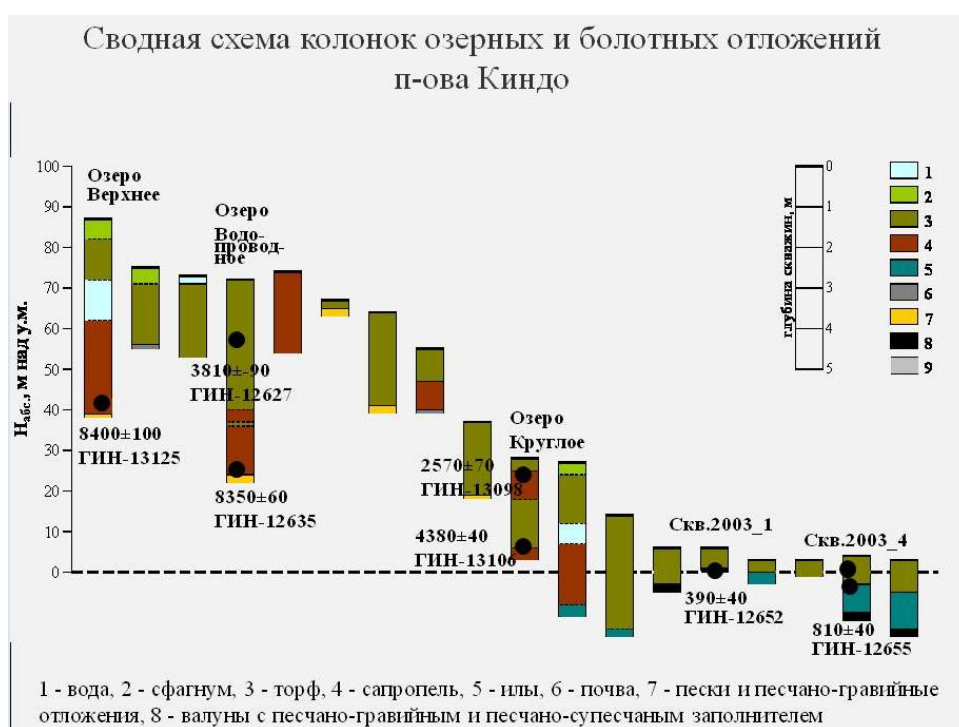


Рис.5 Основные опробованные разрезы и возраст озёрно-болотных отложений на п-ве Киндо (Карельский берег)(Романенко,Шилова,2012)

Серия радиоуглеродных датировок и отсутствие признаков значительного перерыва в осадконакоплении при переходе от песков и илов, содержащих солонатоводно-морские виды диатомей, к вышележащим сапропелям и торфу позволяют рассчитать относительные (без учета эвстатического подъема уровня Мирового океана в голоцене) скорости поднятия п-ова Киндо за последние 9.5 тыс. календарных лет (рис. 5). За время существования морского бассейна в котловине Белого моря оно превышает 90 м, а распространённые до этой высоты на полуострове Киндо валунные отмытки - древние береговые линии. В начале голоцена в интервале 9.5-5 тыс. л.н. скорость поднятия оценивается в 9-13 мм/год. На его ранних стадиях в позднеледниково-е и самом начале голоцена она, возможно, была больше. С середины голоцена поднятие становится менее интенсивным, около 5-5.5 мм/год. Но оно было неравномерным – замедлилось в атлантическое время (трансгрессия тапес), снова активизировалось в суббореальное и опять замедлилось в субатлантическое, сохраняясь в течение последней тысячи лет на уровне 3-4 мм/год.

Сходная картина реконструируется (Колька и др., 2005) на основании комплексного изучения кернов озерных отложений в соседних районах (пос. Лесозаводский, около 20-25 км к северу от п-ова Киндо и пос. Чула, 30 км к югу) (табл.1).

То есть, за сто последних лет суша могла подняться на 500 мм (0,5 м), за тысячу лет – на 3-4 м, что обусловило весьма существенные изменения береговой линии, а в историческое время – и навигационных условий. В геологическом смысле мгновенно меняются литодинамические факторы, направления и скорости течений, интенсивность ледовых воздействий на берега, появляются и исчезают, причленившись к матерiku, многочисленные острова, луды и корги, смещаются участки размыва и аккумуляции наносов, – всё перечисленное приводит к высокой мозаичности надводных и подводных ландшафтов.

Оценки скорости тектонического подъёма позволяют нам рассчитать возраст прибрежных островов южного побережья Кандалакшского залива. Так, можно достоверно утверждать, что совсем недавно, в XII-XIII вв., когда по Белому морю уже ходили лоды новгородских ушкуйников, полуостров Киндо (максимальная высота 103,1 м) был ещё островом, отделённым от материка мелководным проливом, на месте которого сейчас находятся Ершовские озёра. Остров (рис.4) на берегу Великой Салмы исчез не более 200-250 лет назад, т.к. высота перемычки между островом и полуостровом Киндо не превышает 1 м. С учётом полученных скоростей существенно изменяется и возраст лабиринта в губе Малая Питкуля на противоположном берегу Кандалакшского залива. Так как он не мог быть выложен на дне моря, а его современная высота не превышает 6 м, то максимальный возраст лабиринта менее 2000 лет, т.е., как минимум вдвое меньше, чем по археологическим данным.

Таблица 1
Скорость относительного перемещения уровня моря в Западном Беломорье

Участок исследований (с севера на юг)	Скорость относительного перемещения уровня моря в разные хронологические периоды, тысячи лет/мм/год				Источник
	10000–8500	9000 – 6 000	5 000-2000	До н.вр.	
Умба* (Кандалакшский берег)	Неравномерная, с периодами стояния уровня моря			5–7	Колька и др., 2013а
Лесозаводский* (Карельский берег)	40-50	10		5	Колька и др., 2005
Киндо п-ов (Карельский берег)		9-13		5,5-4	Романенко, Шилова, 2012
Энгозеро (Карельский берег)	35–100	3		3	Колька и др., 2013б
Кузема (Карельский берег)	35-100	7	30	3	Колька и др., 2012
Соловецкие острова*		2-3		4-5	Субетто и др., 2012

*Величина современных вертикальных движений земной коры, рассчитанная по данным об изменениях уровня моря на уровнемерных постах (Гидрометеорология..., 1991,

Инжбейкин, 2003) составляет для Умбы +3,14 - +3,96 (1934-1985 гг.), района п. Лесозаводский (Ковда) +4,98 - +5,42 (1947-1985 гг.), о. Бол. Соловецкий - +1,05 - +2,9 (1924-1985 гг.) мм/год.

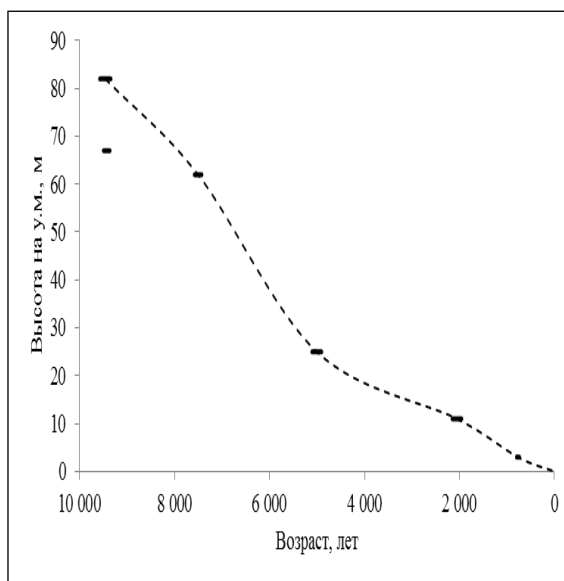


Рис.5. Схема расположения датированных уровней террас п-ова Киндо и кривая изменения уровня моря в голоцене (Романенко, Шилова, 2012). По оси абсцисс показано примерное время выхода поверхности из-под уровня моря, по оси ординат - современная высота поверхности над у.м.

В Онежском заливе кривая изменения относительного уровня моря имеет несколько иной вид (рис. 6), т.к. поднятие суши за счет гляциоизостазии имело меньшую интенсивность, иногда сменяясь погружением.

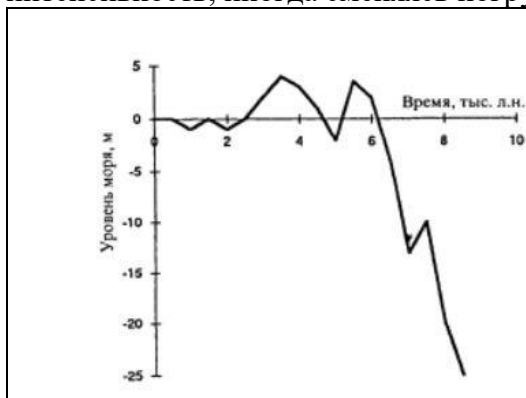


Рис. 6. Изменение относительного уровня моря в Онежской губе в голоцене (Selivanov, 1996).

Столь высокие скорости подъёма в голоцене не могли не вызвать заметных тектонических напряжений в земной коре, снятие которых происходило в результате землетрясений, разломов разной ориентировки, активизации гравитационных процессов. На полуострове/острове Киндо эти события прослеживаются в виде многочисленных скальных уступов высотой 15-40 м (например, в бухте Биофильтов), террасовидных ступеней (блоков отседания) на склонах, глубоких (до 2-3 м) трещин и рвов, а также каменных хаосов в краевых частях скального массива, образованных нагромождениями упавших скальных блоков. Окатанные валуны древних береговых линий и взброшенные остроугольные блоки лежат вместе (рис.7а), края скальных массивов разбиты сложной системой рвов (рис.7б), образующих структуру «ласточкин хвост». Аналогичная картина обнаружена и на некоторых островах Кузокоцкого архипелага, лежащего в проливе Великая Салма примерно в 20 км от материкового берега между мысом Кузокоцким и

полуостровом Киндо . В его состав входят острова Кастьян (22,1 м), Кокоиха (26,9 м), Лушов (27,1 м), Покормежный (24 м), Березовый (19,8 м), Кожамейкин (20,3 м), Еловый, Медвежий и др. Они вытянуты параллельными грядами с запада на восток, представляя собой поднятые блоки внутри обширной депрессии, занятой морем. Все острова сложены гранатовыми гнейсами и амфиболитами с многочисленными кварцевыми жилами и дайками основных пород. Внутренние возвышенности окружены молодыми террасами с озёрами и болотами в тыловых швах. Оглаженные скальные поверхности высотой до 40 м разбиты трещинами и рвами. В трещинах, отделяющих сдвинутые блоки, часто находятся взброшенные, повёрнутые или перевёрнутые глыбы, на склонах отмечены деформации встряхивания (рис.7в). Днища тектонических рвов засыпаны крупнообломочным остроугольным материалом, иногда перекрывающим почвенные горизонты (рис.7г).

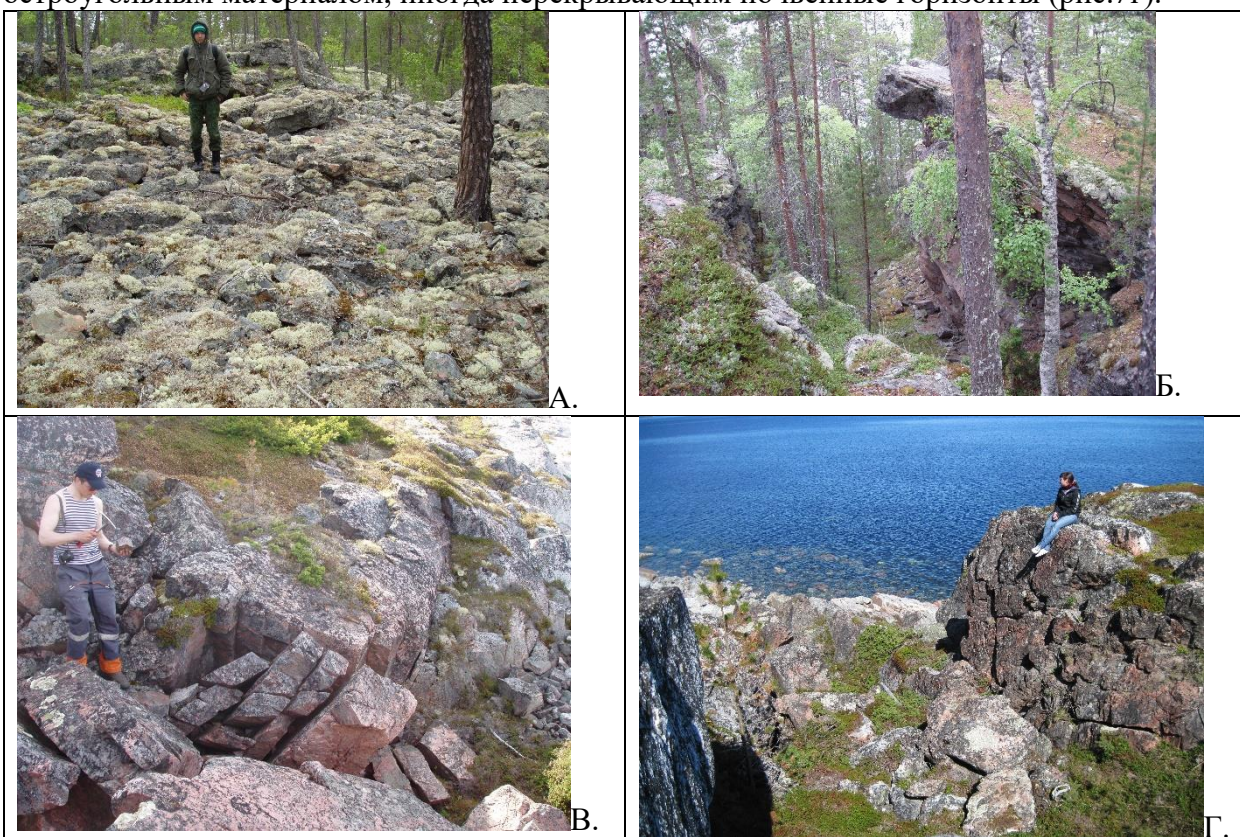


Рис.7. Признаки сейсмических событий на побережьях Канда拉克шского залива. А – сейсмоколлювий на п-ве/о-ве Киндо, перекрывающий морские валунные отморстки; Б – сейсмотектонический ров на п-ве/о-ве Киндо; В – деформация встряхивания на о.Кокоиха; Г - сейсмотектонический ров на о.Кокоиха, заполненный глыбовым сейсмоколлювием.

Фото Ф.А. Романенко

На небольшой луде высотой 4-7 м у северо-западной оконечности о.Медвежьего описана (Авенариус и др., 2005) сеть рвов и трещин, заполненных остроугольными обломками, проинтерпретированная как сейсмодетформации (рис.8а). Расчётный возраст луды, по данным о скоростях воздымания территории, не превышает 1400 лет, и на её разбитой скальной поверхности полностью отсутствуют следы обработки морем. Следовательно, сейсмическое событие произошло позже этого времени.

В восточной части о.Кокоиха нами обнаружен глубокий (10-12 м) ров с отвесными стенками (рис.8б), заваленный остроугольными обломками со свежими сколами и полого

спускающийся в море. Стенки рва так сильно раздроблены, как будто по ним наносили удары гигантским молотком (рис.7в). Сам о.Кокоиха – субширотная скальная гряда длиной около 1,5 м и шириной до 300 м, сложенная амфиболсодержащими биотитовыми гнейсами с телами амфиболитов. Гряда занимает всю центральную часть острова, уступами или относительно пологими (до 15°) склонами спускаясь к берегу. Вдоль береговой линии тянется полоса валунного пляжа, которая иногда прерывается оглаженными скалами. Полосы окатанных валунов (валунные отмостки), указывающие на положение древних береговых линий, распространены по всей площади острова до его максимальных высот, занимая все понижения скальной кровли. Восточная часть острова отделена от его основного массива серией уступов и рвов. Следы воздействия приобя прослеживаются только в зоне современной береговой линии, где уходящий под воду отрезок рва прикрыт пляжевыми валунными накоплениями.

По данным бурения на о.Кастьян, уровень 5-7 м вышел из под уровня моря примерно в XV веке (460±60 р.у.л. н., ГИН-12641), в период 1400-1490 гг. Разрядка напряжений в земной коре привела, судя по вышеописанным геоморфологическим следам, к землетрясению. Так как очевидно, что образование трещин и рвов на Кокоихе и на луде у о. Медвежьего могло произойти лишь после выхода этих участков суши из-под уровня моря (следы обработки морем в них отсутствуют), то мы можем уверенно датировать сейсмическое событие временем после 2500 л.н. Вопрос о возрасте островов и времени их выхода на поверхность оказался очень важен, в частности, и для датирования сейсмических событий.



Рис.8а. Луда севернее о.Медвежьего, разбитая сеймотектоническими рвами, засыпанными остроугольными обломками
Фото Ф.А. Романенко



Рис.8б. Сеймотектонический ров на о.Кокоиха (Кузокоцкий архипелаг).
Фото Ф.А. Романенко

В ходе полевых работ удалось отобрать и датировать радиоуглеродным методом серию образцов палеопочв, перекрытых сейсмоколлювием, с одной стороны, и образовавшихся на нём, с другой. Радиоуглеродное датирование, проведенное в Институте географии РАН и в Геологическом институте РАН, позволяет нам уверенно говорить не об одном сейсмическом событии, а о серии землетрясений, которые сотрясали не только Киндо, но и некоторые острова Кузокоцкого архипелага – Кокоиху и Медвежий в конце голоцена (Мараханов, Романенко, 2014). Самое древнее из них, создавшее столь причудливый рельеф на п-ве Киндо в районе бухты Биофильтров (рис.7б), когда он был ещё островом, произошло примерно в 400-360 гг. до н.э., что подтверждается двумя датами. Также сильное землетрясение, оставившее следы на о.Киндо и мысе Зелёном, произошло примерно в VI в. н.э (также две даты). Наконец, самые свежие следы, найденные И.Г. Авенариус на луде у о.Медвежьего и нами на о.Кокоиха (рис.8), относятся к землетрясению,

произошедшему в период от 1410 до 1670 гг. Но землетрясение 1542 г., произошедшее как раз в этих местах. И можно соотнести свежие обнаруженные нами следы именно с этим землетрясением. Таким образом, нам впервые удалось подтвердить принадлежность геоморфологических следов к историческому землетрясению.

Глубоким и широким проливом Великая Салма от полуострова Киндо отделен остров Великий. Прямолинейность и параметры пролива указывают на его тектоническое происхождение. По сути, это грабен – опущенный блок земной коры, разделяющий поднятые блоки о. Великого и п-ва Киндо (Авенариус, 2008). Судя по геоморфологическим признакам – распределению абсолютных и относительных высот, уклонов, чехла рыхлых отложений, интенсивность движений разных бортов грабена не совпадает, и их история развития не одинакова. С запада о. Великий отделён от материка Бабьим морем – обширным заливом сложной прямоугольной формы, который соединяется с морем двумя узкими проливами с морскими порогами – Городецким на юге и Купчинным на севере. Принимая во внимание общую тенденцию к поднятию побережья, можно предположить, что в ближайшем будущем оба они исчезнут и Бабье море превратится в изолированную лагуну. Есть сведения, что в 1930-е годы в Бабье море проходил даже эсминец. Но уже наверное можно предположить, что туда заходили с промерами боты военной гидрографии водоизмещением 36 тонн.

Террасовый комплекс побережья Бабьего моря и о. Великого несколько отличается от террасового комплекса п-ова Киндо (Репкина, Романенко, 2016). Севернее Великой Салмы несколько больше площадь низких (менее 30 м) террас, существенно раздробленные водораздельные гряды. Здесь на всех высотных уровнях присутствуют слабо окатанные крупные (до глыб) обломки, немного меньшая, по первым данным бурения, мощность озерно-болотных отложений, но заметно большая - аккумулятивного чехла на низких (до 6-7 м) террасах в районах Купчинного и Городецкого порогов. Все это свидетельствует о различиях в новейшей истории этих участков и позволяет предположить меньшую интенсивность поднятия северного борта пролива-грабена Великая Салма.

На полуострове Киндо нами выделяются морская терраса высотой 18–26 м, сложенная хорошо сортированными песками и опесчаненными глинами с обильной фауной двустворчатых моллюсков, гастропод, брахиопод, фораминифер и усонгоих раков. Выше ступенчатость склонов горы Ругозёрской образована серией блоков отседания, часто перекрытых фрагментарными валунными отложениями. Возраст террасы 18-26 м, по данным радиоуглеродного датирования (Романенко, Шилова, 2012), 6-8 тыс. радиоуглеродных лет (р.л.), что соответствует трансгрессии тапес. На высотах 14–18 и 8–12 м прослеживаются фрагменты еще двух уровней морских террас, сложенных галечно-гравийно-песчаными отложениями. I-я морская терраса высотой 3–6 м и современная морская терраса высотой до 2 м отделены друг от друга и от приливных осушек заметными уступами, сложены галечно-песчано-глинистыми отложениями с валунами и осложнены серповидными грядами (палеокоргами) высотой до 3–4 м.

На о. Великом распространены террасы несколько иной высоты. В центральной части острова выделяются субгоризонтальные уровни высотой 30-40 и 20-25 м, имеющие цокольный характер – скальное основание. Уступами они спускаются к занимающей обширную площадь террасе высотой 9-11 м. Именно на ней располагаются обширные болота, озёра, иногда вскрываются песчаные отложения.

В кутовой части Белой губы на плоской поверхности высотой до 7 м, сложенной песками с окатанными валунами, поселились люди, в течение многих лет выкопавшие здесь

несколько землянок и построившие избушки старообрядческого скита. Его упоминает С.В. Максимов в начале 1860-х гг. От землянок остались заросшие глубокие ямы до 7 м в поперечнике и до 1,7 м глубиной в явно насыпных грядах. На их склонах – сложенные руками валунные выкладки. В лесу на берегу ручья Кумяжьего – открытая площадка, густо заросшая молодыми берёзками одного возраста высотой до 0,8 м. Такое впечатление, что они срезаны на одном уровне, и мы предполагаем, что звери (лоси, зайцы) съедают части деревьев, торчащие из снега. А сами площадки – следы бывших огородов (возможно, картофельных), расчищенных когда-то обитателями скита.

I-я морская терраса на Великом имеет более сложное строение, чем на Киндо, разделяясь на несколько уровней. Наибольшую площадь занимает уровень 5-7 м, уступом спускающийся к ступени 3-5 м. Нижний уровень, высотой 2-2,5 м, отличается сложным строением – сочетанием ложбин, гряд, плоских участков, отражающим постоянную перестройку гидродинамического режима вблизи морских порогов при подъёме суши. Современная ("луговая") терраса окаймляет берег почти непрерывной полосой, выклиниваясь лишь у скалистых уступов. В районе Купчинного пролива выделяется (Авенариус и др., 2008) три подуровня этой террасы, развитые и в других районах Беломорья и различающиеся по высоте, морфологии, степени сукцессионных изменений. Верхний подуровень (1,2-2 м) занят злаково-разнотравной растительностью, частично освоен деревьями. Средний (1-1,5 м) зарастает колосняком, нижний (до 1 м) – лебедой.

На плоских участках острова встречаются озёра и болота. Постепенно водоёмы зарастают, вдоль их берегов тянутся моховые сплавины. Мощность рыхлых отложений в котловинах достигает 3-4 м. Несколько удивительно отсутствие торфа, преобладают сапропели, видимо, лагунные. Лагуна существовала долго, а затем начал формироваться бурый сапрпель, уже не лагунный, а озёрный. О высокой скорости накопления лагунных сапрпелей свидетельствует современная датировка - 1895-1949 гг. (ГИН-15054) образца 1-21/13 из подошвы горизонта. Но озеро достаточно быстро стало зарастать. Вообще торфяники о.Великого гораздо моложе, чем расположенные на тех же высотах торфяники лежащего через пролив п-ва Киндо (рис.9), что говорит о несколько иной истории развития этого острова, пока нами не расшифрованной. То ли поднятие шло медленнее, то ли условия для торфонакопления в течение долгого времени были неблагоприятными.

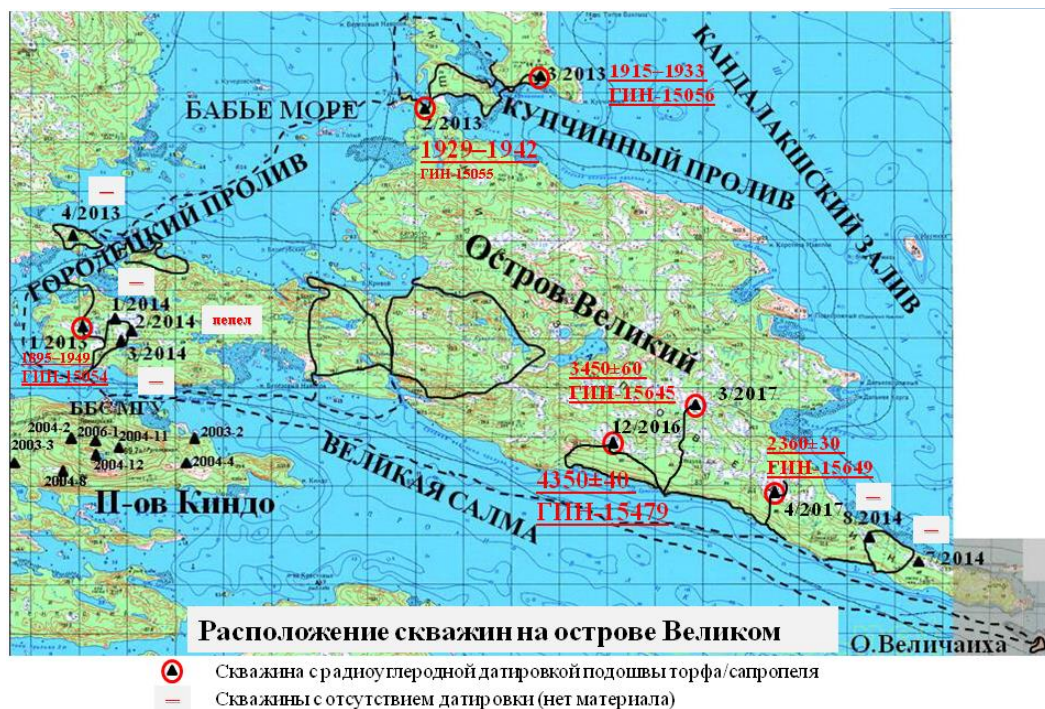


Рис.9. Молодые озёрно-болотные отложения о-ва Великого

Благодаря поднятию дна живое сечение Городецкого порога сократилось за последние 100 лет примерно на 600 кв. м, а Купчинного – на 300 кв. м (Репкина, Романенко, 2016). Осушение Количьего пролива также привело к утрате около 300 кв. м. живого сечения (створ со стороны Количьей губы).

Дальнейшее отчленение акватории Бабьего моря также будет происходить, в основном, за счет относительного понижения уровня моря. Полного замыкания Купчинного пролива можно ожидать при снижении уровня примерно на 1 м (при неизменных скоростях поднятия – примерно через 50 лет). Тампонирующее наиболее вероятно в западной части пролива. Более глубокий Городецкий пролив начнет отмирать при уровне моря примерно на 2 м ниже современного, в первую очередь в устьях в районе губы Долгой.

Таким образом, реконструируя историю развития западной части о. Великого (северо-западное окончание грабена Великой Салмы) и сравнивая её с историей рельефа полуострова Киндо (юго-западное окончание грабена), мы можем заключить, что (Репкина, Романенко, 2016):

- интенсивность тектонического подъёма обоих бортов грабена на протяжении позднего голоцена отличалась незначительно и колебалась в пределах 5-8 мм/год;
- локальные различия в скорости поднятия на обоих бортах грабена обусловлены в большей степени дифференцированными движениями небольших блоков и локальных разломов/линеamentов, существенно осложняющих общий подъём;
- более высокие скорости подъёма, отмеченные для некоторых участков самых низких (молодых) морских уровней (до 15 мм/год), нуждаются в проверке;
- в настоящее время не приходится говорить о замедлении и/или исчезновении отмеченных тенденций, что позволяет прогнозировать их сохранение и в ближайшие столетия.

На Поморском берегу к широкой (до 2 и более км) литорали примыкают участки I-й (1-4 м) и II-й (5-8 м) морских террас, сложенных песками, с несколькими генерациями береговых валов, облик которых несколько затушён эоловыми процессами (пояс дюн). Практически всё побережье Онежского залива между г.Онегой и с.Ворзогорами представляет собой низкие заболоченные террасы, сложенные преимущественно песчано-глинистыми осадками, лежащими на коренном (гнейсы, амфиболиты, кварциты) цоколе. На многих участках валуны практически отсутствуют, на других образуют отмостку. В обширных болотах мощность торфа достигает 2-2,5 м.

О современном поднятии побережья и островов кутовой части Онежского залива свидетельствует отчленение береговыми валами озёрков с пресной водой, формирование пересыпей между островами. Характерно большое количество тектонических нарушений свежего облика. Так, о.Кий в Онежском заливе разбит грабенами на пять отдельных фрагментов, но в отлив он превращается в один большой остров и отделён от соседних островов архипелага (Фаресов, Крестовый) узкими проливами, переходимыми вброд.

После выхода из-под уровня затопления поверхности террас перевевал ветер, создавая на песчаных террасах дюны, котловины выдувания и «эоловые бенчи» - участки, где в результате выноса песка на поверхности концентрируются крупные обломки (например, «дорога гипербореев» (рис.10) на правом берегу р. Золотицы) (Репкина и др., 2015). Комплексы созданных ветром (эоловых) форм на древних террасах также могут быть признаком относительно длительного приморского положения участка. Однако, как и в настоящее время, такие комплексы могли быть расположены как непосредственно на берегу, так и на открытых ветру более высоких уровнях.



Рис.10. «Дороги гипербореев» – валунная отмостка в основании береговой террасы, образованная из принесённых ледником валунов, вымытых из морены и перенесённых/сдвинутых морским льдом: в районе Летней Золотицы (А-В), на северо-восточном берегу полуострова Среднего (Мурманский берег) (Г)

Аналогичные валунные скопления, но меньшего размера, образовались у мысов Толстые Корги и Чёрный Наволок, у мыса Большой Пертнаволок – абразионного уступа, бронированного окатанными валунами.

Состав валунов и их окатанность говорят о ледниковом происхождении. Они были перенесены на Онежский берег ледником, двигавшимся с Кольского полуострова, и после его таяния вошли в состав моренных (ледниковых) отложений. Размытые затем морем, валуны попали в береговую зону, где припайные льды вытолкнули их на берег. Т.к. берега Онежского полуострова поднимаются, то постепенно валуны остались на суше. Аналогичный сюжет известен на берегу полуострова Среднего на Мурманском берегу Кольского полуострова, где сдвинутые льдом валуны находятся за счёт тектонического подъёма территории (рис.9, Г) существенно выше современной береговой линии.

На Лямецком берегу в строении литорали шириной до 2 км (против устья р.Пурнемы) преобладают песчано-илистые осадки, валунов меньше, корги единичны. Встречаются фрагменты песчаных морских террас высотой до 4-5 м. Вдоль берега тянутся уступы холмистой поверхности высотой 35-45 м, сложенные валунными суглинками. Примыкающие участки морского дна – пологонаклонная к юго-западу равнина с максимальными глубинами до 35 м.

Таким образом, тектонический подъём побережья западной части Белого моря – главный фактор динамики рельефа на протяжении последней тысячи лет, обуславливая непрерывные и весьма интенсивные изменения всей жизни рельефа, в том числе существенные изменения очертаний берегов.

2. Мерзлотный фактор формирования берегов

Острова вечной мерзлоты на Терском берегу – одна из загадок жизни криолитозоны. Нам удалось установить существование на участке от с.Чаваньга до с.Пялица многолетнемёрзлых пород, отсутствующих на других западных и южных побережьях Белого моря (Романенко и др., 2018). При этом мы исходили из предположения, что в позднем плейстоцене во время последнего ледникового максимума Терский берег находился в перигляциальной зоне и там мерзлые породы были распространены широко.

Практически все исследователи мерзлоты Беломорья в 1930-х гг. отмечали там деградацию мерзлоты:

- «Мерзлота на месте перемычки, отделяющей р. Варзугу от о. Стрельны, возникла в конце современного периода и не представляет геологического интереса» (Введенский, 1934, экспедиция 1921 г.);

- «...вечная мерзлота в буграх ... деградируется и ... имеется некоторая географическая закономерность в этой деградации, а именно: на границе с Карелией и в самой южной части Кольского полуострова вечная мерзлота в торфяных буграх уже исчезла, севернее – мы наблюдаем процесс её исчезновения» (Сумгин, 1938, экспедиция 1932 г.);

- «Моховые бугры... в болоте на морской террасе к северу от становища Чаваньга... находятся ... в стадии интенсивного разрушения. На месте крупнобугристого микрорельефа здесь наблюдается сложная сеть – лабиринт из остатков бугров, торфяных валов и почти замкнутых торфяных колец. Расстояния между ними выполнены черной жидкой торфяной массой с оконцами, зеркала воды, настолько глубокими и вязкими, что,

по словам местных жителей, они губительны для домашних животных. ...Здесь можно наблюдать все стадии разрушения бугров» (Лаврова, 1935, стр.254);

- «почти полное отсутствие дренажа и сильное прогревание жидкой темной торфяной массы в летнее время способствует интенсивному развитию процессов таяния мерзлоты и разрушению бугров, которое, несомненно, приведет к полному исчезновению их» (*ibid*, стр.255);

- «интенсивное разрушение торфяных бугров с мёрзлым ядром на южном берегу Кольского полуострова, по-видимому, свидетельствует об изменении климатических условий за последний период времени в сторону его улучшения...» (*ibid*, стр.255);

- «..мёрзлые торфяники опускаются на юг вплоть до устья р. Стрельны» (Геокриология СССР, 1988).

М.И. Сумгин и И.Я. Баранов отмечали, что вечная мерзлота в этих районах находится в стадии длительной деградации из-за потепления климата и некоторого увеличения количества зимних осадков. И можно было предположить, что редкоостровная неустойчивая мерзлота преимущественно в мерзлых торфяниках пойм и широких речных долин вблизи южной границы криолитозоны может начать деградировать. Следовательно, современное потепление должно, как минимум, ускорить протаивание мерзлоты, и следы этого процесса должны быть явственно видны. Но оказалось, что отмеченные М.А. Лавровой в 1934 г. острова мерзлоты остаются в прежнем состоянии и на прежнем месте. Она в ходе геологической съемки впервые описала мерзлые бугры в окрестностях сёл Чаваньга, Тетрино и Стрельна. В окрестностях с. Чаваньга в указанном ею месте в обширной заболоченной котловине на высоте 20-22 м мы обнаружили мёрзлые бугры высотой до 2 м. Торф начал накапливаться около 8 тыс. радиоуглеродных лет назад. Болото занимает понижение кровли архейских гнейсов основания, выступ которых образует своеобразный порог (рис.11). Вероятно, именно он обусловил накопление болотных отложений в замкнутом понижении. В результате болото существовало здесь длительное время, и мощность торфа достигла почти трёх метров, существенно превышая среднюю мощность торфа в районе. И именно поэтому здесь, несмотря на субатлантическое потепление, сохранилась многолетняя мерзлота. Мощность деятельного слоя на вершинах бугров 0,4-0,7 м и резко увеличивается к болотистым западинам, выполненным полужидким торфом, где мёрзлота не обнаружена. Т.е., острова мёрзлого торфа в виде торфяных бугров, крутыми уступами обрывающиеся к обширным западинам причудливых очертаний, «плавают» среди талых грунтов.

На плоских междуречьях Терского берега, на высотах 22 - 55 м широко распространены полигональные болота (рис.12). Валики высотой до 1,5 м, иногда состоящие из цепочек отдельных бугров, разделяют увлажнённые западины, часто с озёрками, занятые жидкой грунтово-торфяной массой. Такой полуразрушенный бугристо-полигональный рельеф свидетельствует о сравнительно недавней деградации мерзлоты. Но мощность торфа редко превышает 1,5 м, и поэтому мерзлота полностью протаяла, оставив следы в виде хаотического сочетания бугров высотой до 1 м и обширных округлых понижений или озёрков со сложными очертаниями. Также термокарстовое происхождение могут иметь и озёра (например, Столбицкое), существенно более крупные, чем полигональные.

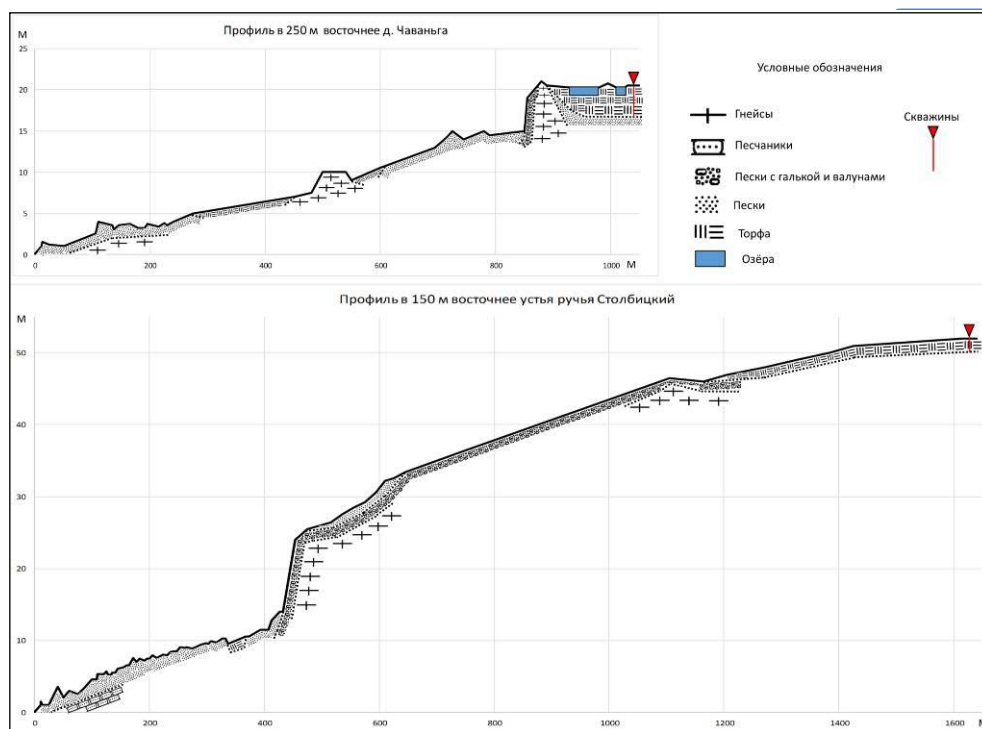
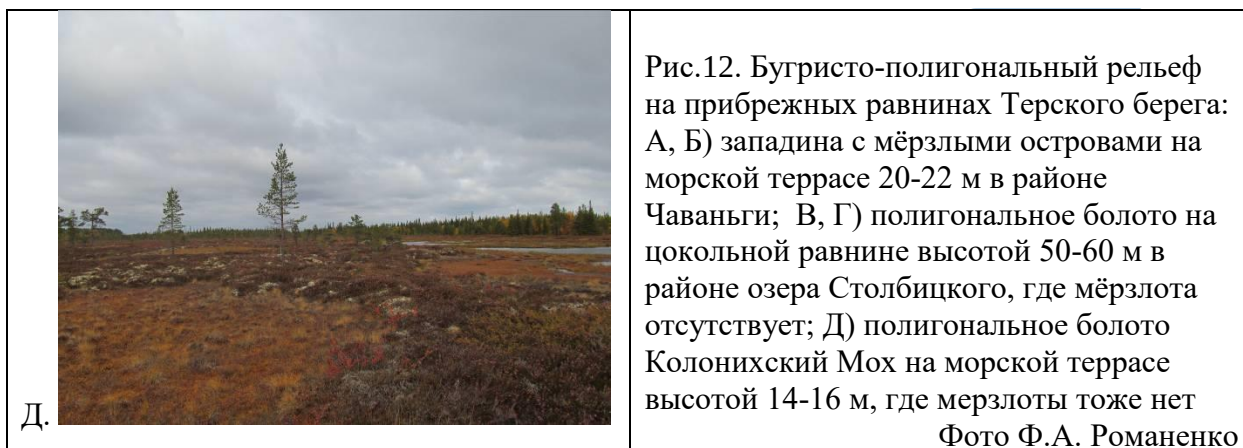


Рис.11. Поперечные профили Терского берега





Близповерхностное расположение скальных пород (архейских гнейсов или рифейских песчаников) обусловило и строение долин водотоков. Характерны каньонообразные врезы (рис.13), пороги и водопады в руслах. И очертания долин, и их морфология обусловлены, в первую очередь, рельефом скального фундамента, и термокарст играл незначительную роль лишь в самых верхних звеньях.



В окрестностях сёл Тетрино, Стрельна и бассейне р. Чапомы, несмотря на широко распространённые полигональные болота с мощностью торфа 1,5 м, мерзлота нами не обнаружена. Но восточнее, у Никодимского маяка и в районе Пялицы, мерзлота есть. Она находится в ядрах бугров высотой до 2,5 м, расположенных на участках распространения хорошо выраженного полигонального рельефа. Это поверхности морских террас высотой 9-10 м (Пялица) и 20-25 м (Никодимский маяк). Заболоченные полигоны шириной 20-30 м сохраняют правильные четырёхугольные очертания и разделены валиками. Но мощность торфа иная – в Пялице достигает 4,07 м, а рядом с Никодимским маяком – более 1,5 м. Глубина протаивания на мёрзлых буграх в среднем 0,4-0,6 м, достигая иногда 0,85 м. Склоны бугров практически отвесные, на расстоянии 0,5 м мощность деятельного слоя увеличивается от 0,56 до более чем 1,5 м. Торф начал накапливаться примерно 8 600 радиоуглеродных лет назад.

То есть, сохранившиеся острова мёрзлого торфа в виде торфяных бугров, крутыми уступами обрывающиеся к обширным западинам причудливых очертаний, «плавают» среди талых грунтов. Их сохранность, казалось бы, определяется мощностью торфа – чем его больше, тем выше вероятность наличия мерзлоты. Но есть и исключения.

Так, в районе Стрельны на плоском полигональном болоте на высоте около 30 м мощность торфа тоже достигает 4 м, но мерзлота там не обнаружена. Болото покрыто разрушенным бугристо-полигональным рельефом. Торф начал накапливаться около 9 000 радиоуглеродных лет назад, то есть примерно одновременно с болотом у Пялицы.

Таким образом, небольшие острова мерзлых пород встречаются на Терском берегу только на перекрытых мощным торфом поверхностях. Их образование связано с холодными этапами позднеледниковья - раннего голоцена или «малым ледниковым периодом», т.е., возможно, сформировалась в последнюю тысячу лет. Мерзлота обнаружена на тех же участках, что и в 1935 г., но не на всех из них. Практически повсеместны следы её деградации в виде бугристо-полигонального рельефа.

3. Ледовый фактор формирования берегов

В Белом море зимой продолжает действовать фактор, которого в других арктических морях (кроме Баренцева) практически нет - приливные колебания, размах которых увеличивается с юго-запада на северо-восток Белого моря, от Онежского залива до Мезенской губы от 1,5-3 до 10-12 м (летом). Столь заметные изменения уровня моря, происходящие два раза в сутки, естественно, должны иметь последствия, которые усиливаются интенсивными течениями сменного направления. При очень сложном рельефе дна, наличии многочисленных каменистых отмелей и островов (шхер), узких и глубоких заливов ледовый покров Белого моря должен быть гораздо подвижнее, чем в других арктических морях. Отлив сопровождается осушением полосы дна различной ширины (от нескольких метров на круто обрывающихся к воде берегах до нескольких километров – на пологих и низменных), которая у поморов получила название куйпога, у геоморфологов - приливная осушка, а у биологов – литораль. Ползая по ней вверх-вниз и в различных направлениях, лёд приобретает новые качества, включая в себя всё большее и большее количество донного грунта (Романенко и др., 2012 а,б).

В тёплые зимы стабильный припай формируется в основном в кутовых частях бухт, заливов и губ, в холодные занимает практически всю их акваторию, кроме участков с морскими порогами, например, в Великой Салме. Стационарные полыньи над морскими порогами также сокращаются при понижении температуры и существенно вырастают при оттепелях. В холодные годы припай устанавливается раньше и, как правило, в более спокойных гидродинамических условиях, его мощность больше, а количество и разнообразие ледовых образований (торосы, ледяные гребни, ледяные шатры) на берегах значительно меньше, чем в тёплые. Напротив, в зимы с частыми оттепелями тонкий лёд чаще взламывается приливами, штормами и нагонами, его обломки выбрасываются на подошву припая, скальные выступы и берега, формируя ледяные навалы, гряды торосов и существенно усложняя облик ледового покрова.

Большая сплоченность и увеличенная мощность льда в холодные зимы делает его прочным и менее пластичным, что способствует появлению большего количества обломков и образованию из них торосов. В мягкие же зимы, которые становятся всё чаще, с поздним ледоставом и частыми оттепелями молодой тонкий более подвижный лёд чаще подвергается подсовам (его заталкивает под более старые льдины) или выжимается

(наслаивается) на них. Это приводит к неоднородному (наслоенному) строению припая и, следовательно, резкой смене его толщины - от 20-25 см до 70-75 см в нескольких метрах друг от друга.

Холодные бесснежные или малоснежные зимы, когда лёд практически не перекрыт снегом, способствуют интенсификации промерзания и подтягивания воды к его фронту (снизу), что на мелководье способствует насыщению льда донными илами и взвешенными наносами.

Нагонные ветры, совпадающие с высокими (сизигийными) приливами часто взламывают уже сформировавшийся припай. Ветер наваливает на подошву припая кучи ледяных обломков толщиной иногда до 0,5 м и более. На участках берега, открытых ветрам с моря, образуются гряды торосов и береговые гребни льда, свидетельствующие о периодическом сжатии и напоре льдин на берег. Именно эти формы наиболее эффектны, образуются практически мгновенно (иногда за несколько десятков минут) и иногда бывает, начисто срезают береговые постройки, расположенные слишком близко к береговой линии. Скопления выдавленных на берег обломков льдин достигают высоты до 5-6 м и могут таять несколько лет.

Торосы могут возникать и под воздействием течений – приливно-отливных, постоянных, стоковых. Так, сильное вдольбереговое течение у Онежского (Лямецкого) берега обуславливает здесь существование широкой полосы торосов высотой до 2 м с многочисленными полыньями, не замерзающими даже в самые сильные морозы. Это происходит из-за сильного сулоя (смещения сильных разнонаправленных течений) на этом участке. У местных рыбаков постоянно пропадают здесь собаки, уходящие по льду и отрезаемые полосами открытой воды. Такие же течения характерны для проливов Восточная Соловецкая Салма, между мысом Глубоким и о. Пурлуда. Они практически исключают пешее передвижение по льду между материком и Соловецкими островами, что было дополнительным фактором, ограждающим этот архипелаг.

Неподвижный припай во время высоких приливов или нагонов регулярно заливается морской водой, которая постепенно замерзает, формируя так называемый наслоенный лёд. При высоких температурах её замерзание замедляется, и залитая полоса наслоенного льда покрывается снежно-водно-ледяной «няшей» глубиной иногда до 0,2-0,6 м. К аналогичным последствиям приводит опускание льда под тяжестью свежевывавшего снега. Через трещины на лёд поступает морская вода, которая пропитывает снег и примерзает затем ко льду.

В Кандалакшском и Онежском заливах зимой облик прибрежной зоны определяют «ледяные шатры» - нагромождения битого льда над валунами и вокруг них, имеющие округлую форму (Romanenko et al., 2004; Романенко и др., 2012). Это самые динамичные ледяные образования на приливных осушках Белого моря.

По внешнему облику и механизму образования ледовые шатры можно разделить на два типа. **Шатры I типа**, образующиеся надламыванием льдин над валунами в отлив и напользанием их друг на друга в прилив, распространены значительно шире. Для шатров **II-го типа** характерны более округлая в плане форма, столообразное повышение в центре и меньшее количество ломаного льда вокруг. Ледяные натёки на центральном повышении и окружающих его льдинах свидетельствуют о поступлении морской воды снизу, т.к. приливная волна создает избыточное давление воды под припаем. Поступая через

приливные трещины, она затапливает близлежащие понижения на льду, а часть избыточного давления снимается нагнетанием воды в трещины ледяных шатров. Она поднимается по ним и замерзает, способствуя в течение зимы росту шатров в высоту до 2,5-3 м (по опросным данным, до 4-6 м) и 6-7 м в поперечнике. Вместе с водой через трещины на поверхность припая поступают обрывки водорослей, моллюски, донный грунт, иногда – мелкие валуны.

Льды подвижной части припая, «сядаясь» в отлив на поверхность литорали, часто захватывают частицы грунта, водоросли, обрывки фукусов, раковины баянусов, песок и валуны. Осреднённая оценка вмёрзшего в лёд материала на берегу Ругозёрской губы показала, что его количество колеблется от 300 до 1000 кг на 1 км побережья.

Песчаный материал выдавливается по трещинам с поверхности литорали вверх. Под напором припайных льдов на границе литорали и сублиторали и в прибрежной зоне формируются валунные гряды выдавливания высотой 0,5-1,5 м.

Главным фактором локализации ледяных шатров является расположение валунов на осушке. Во время прилива подвижный припай всплывает, а валуны частично или полностью затапливаются водой. В отлив уровень моря падает, подвижный припай «садится» на валуны и на его поверхности непосредственно над ними возникает система звездообразных трещин, через которые в прилив морская вода поступает на поверхность припая. Дальнейшая осадка льда приводит к отгибанию или отколу ледяных фрагментов. Если во время отливного цикла температура понижается или стабильно низкая, на обнажающемся в центре шатра валуне формируется ледяная «шляпа». Через трещины вода парит, на холодных льдинах пар замерзает, образуя сублимационный лёд, и цементирует их, также способствуя росту шатра.

На процесс формирования шатров влияют рельеф и уклон осушки, размер и положение на ней валуна, уровень воды, мощность льда, характеристики погоды (температура, скорость и направление ветра, количество и характер осадков) и волнения. Наиболее интенсивно шатры меняют облик в средней части осушки, а у её мористого края они относительно стабильны. Самая активная фаза перестройки шатра - 2,5-3 ч до малой воды. Образование собственно шатра на краю припая происходит лишь тогда, когда мощность льда достигает определенного значения, и он начинает ломаться. При температурах выше -5° образование шатров замедлено, т.к. попадающие на поверхность припая новые льды не успевают примерзнуть и при повышении уровня их смывает в полынью. Тонкий мягкий лёд обтекает валуны, деформируясь пластично.

Обычно высота шатров увеличивается за счёт выброшенных волнением или нагоном льдинами. Если валуны, над которыми происходит раскол льдин припая, располагаются близко друг к другу, то образующиеся шатры срастаются. Формируются гряды протяженностью до 60-100 м и высотой до 3 м, сочетающие в себе элементы ледяного шатра и ледяного навала. Они широко распространены в Онежском заливе, протягиваясь на 1-2 км и более (Колежемская губа) вдоль мористой бровки осушки параллельно берегу и друг другу, разделены пологой ложбиной, которая в прилив покрывается водой, выходящей через приливные трещины. Сами гряды шириной до 50-70 м высотой до 4-6 м образованы хаотическими скоплениями битых льдин на подошве припая высотой до 0,5-1,0 м. У основания подошвы в прилив плещется открытая вода, а в отлив обнажается грунт.

Иногда такие гряды имеют имена собственные, например, «Якоря» у д. Пурнема, что свидетельствует об их ежегодном возникновении на одном и том же месте. К маю, по словам местных жителей, высота их достигает 5-этажного дома, т.е. превышает 10 м. Они растут всю зиму, т.к. приливы – самый регулярный фактор рельефообразования в береговой зоне, и тоже сочетают в себе элементы ледяного шатра и ледяного навала. Они достигают длины до 200-300 м и шириной до 50-70 м и образованы скоплениями битых льдин, скрепленных выжатой и замёрзшей водой, у их подножья сохраняется приливная трещина. После вскрытия акватории их срывает с камней и долго носит по морю, т.е. они превращаются в небольшие айсберги. Зацепляясь в своих плаваниях за отмели или скалистые гряды – корги, выбрасываемые на них волнами и ветром, такие айсберги становятся стамухами.

На профиле у мыса Глубокого (юго-западный входной мыс Пурнемской губы) интенсивно раздуваются песчаные морские террасы. Лёд восточной части Онежского залива содержит материал песчано-алеврито-пелитовой размерности (3,12 тонн/км), источником которого в основном является дно. Поступление материала с суши за счёт эолового переноса сравнительно невелико, т.к. большая его часть остаётся в непосредственной близости от источника.

Плавучий припай, состоящий из однолетних ледяных полей, мелко- и крупно-битого льда, занимал в январе 2014 г. (Репкина, Шиловцева и др., 2015) практически всю охватываемую взглядом с берега акваторию Восточной Соловецкой Салмы, Онежского залива и Жижгинской Салмы. В губе Летняя Золотица он отделен от берега полосой смёрзшихся снежно-ледяных образований, находящихся в приурезовой зоне. С мористой стороны полоса ровного припая шириной 200-500 м ограничена восторощённым льдом, который деформирован сжатиями уже над большими глубинами вне зоны приливных колебаний. Обычно полосы слабовосторощённых (высота торосов до 0,3-0,4 м) льдов тянутся параллельно друг другу и очертаниям бухты, фиксируя таким образом последовательные стадии нарастания припая при неспокойном море.

Непосредственно вдоль береговой линии губы к песчаным террасам примыкает полоса окатанных волнами ледяных глыб до 1,5 м в поперечнике – свидетельство штормовых ветров на начальном этапе образования льда. Они есть и у подножья валунных гряд, выдающихся в море, т.к. там волны сильнее (например, корги между мысами Сатанский и Чёрный Наволок, у мыса Толстые Корги). На участках с более активным гидродинамическим режимом такие округлые глыбы бывают навалены друг на друга.

Иногда на берегах образуются полосы навалов шириной 10-30 м, состоящих из смёрзшихся крупных льдин до 3-4 м в поперечнике и толщиной от 10 до 40 см (например, у мыса Большой Пертнаволок). О динамичной обстановке здесь свидетельствует и регулярный прорыв воды на лёд во время прилива, что отражается в образовании наслоенного льда (рис.14), хорошо видного по своему жёлтому цвету.

Прибрежная часть припая над отмелью песчаным берегом состояла из битой склянки – смёрзшихся тонких ледяных пластин молодого льда. При низких температурах в неспокойном море волны разбивают новообразованную тонкую ледяную плёнку – склянку и прибывают её обломки к берегу. Затем это крошево смерзается. Обычно зимне-осенние штормы сопровождаются интенсивными снегопадами, и в холодную воду падает и смерзается снег, образуя снежуру. Волны её также прибывают к берегу, и вдоль береговой линии тянется один или несколько штормовых валов (ширина до 1-1,5 м; длина сотни

метров, высота до 1,5 м), образованных смёрзшимися ледяным крошевом и снежурой (рис.15). К северу от устья р. Золотицы и западнее мыса Чёрный Наволок валы снежуры тянутся практически непрерывно. Они имеют сложную форму, иногда деформированы волнами в виде арок, содержат много растительного детрита, что говорит об их формировании свирепым зимним штормом.



Рис.14. Наваленная на берег крупная льдина и наслоенный лёд рядом с ней (жёлтый цвет) у мыса Большой Пертнаволок
Фото Ф.А. Романенко, 31 января

Севернее мыса Лапахта заметно возрастает загрязнённость штормовых валов, которые содержат значительное количество песка, взмученного волной во время установления льда. На ровном припае над аккумулятивным песчаным берегом заметны пологие ледяные валы высотой 10-15 см, образующиеся над песчаными грядками - барами.



Рис.15. Штормовые снежно-ледяные валы на участках ЭО-мыс Сатанский (слева) и устье р. Золотицы-мыс Большой Пертнаволок (справа)

К мысам обычно приурочены скопления ледяных шатров. Они определяют облик прибрежной зоны Западного Беломорья зимой. Даже специалисты постоянно путают их с торосами и ропаками – отдельными льдинами, стоящими вертикально или наклонно и окруженными относительно ровным льдом (Номенклатура..., 1974), т.е. формами, возникающими при горизонтальных перемещениях льда. А между тем это самые динамичные ледяные образования на приливных осушках Белого моря, обязанные своим возникновением приливам и отливам (рис.16).

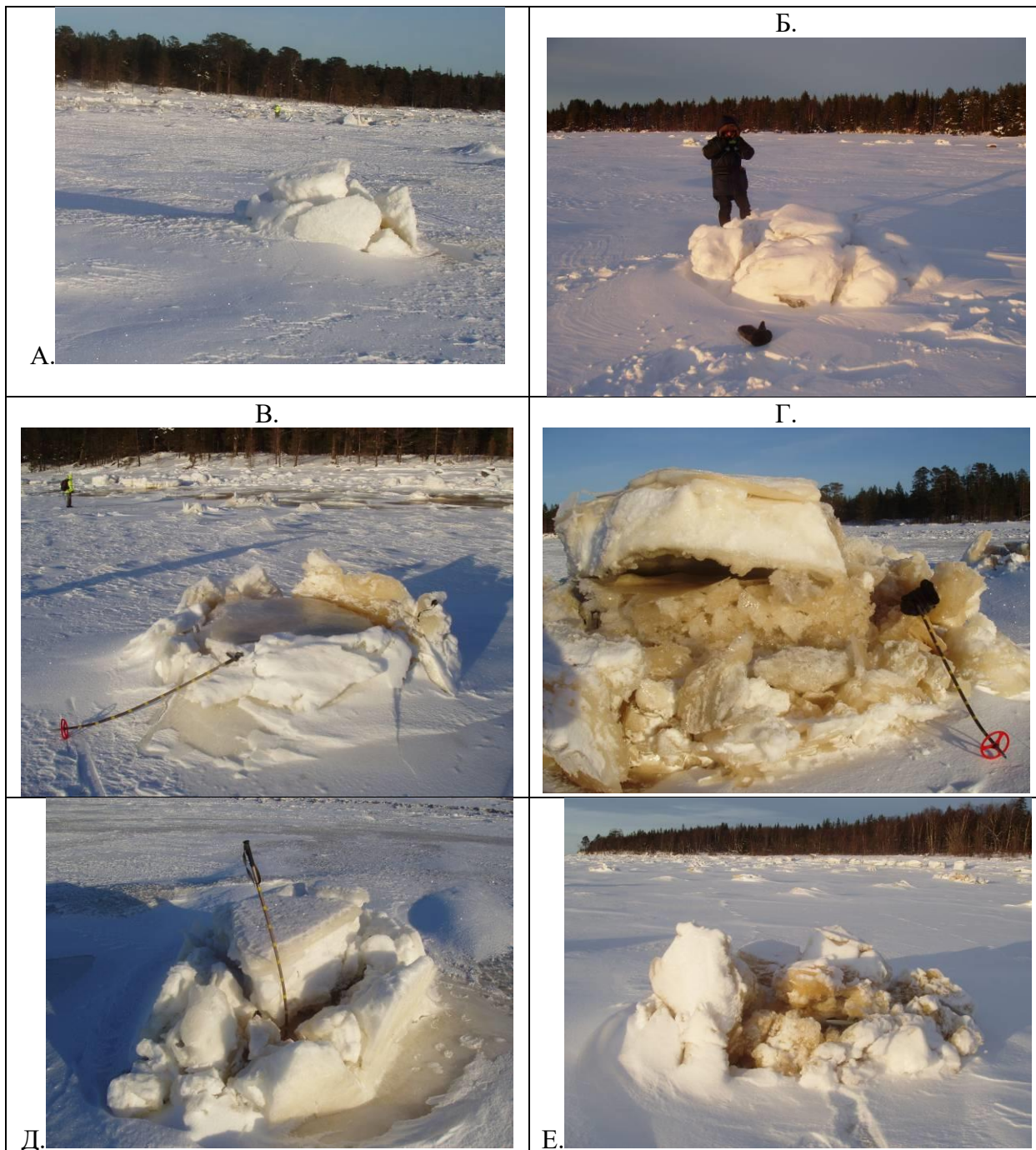


Рис.16. Ледяные шатры – самые распространённые и динамичные ледяные образования на приливных берегах Белого моря. А. Ледяной шатёр I-го рода в районе мыса Большой Пертнаволок; Б. Ледяной шатёр II-го рода в кутовой части губы

Пушлахты. Ненарушенность снежного покрова говорит о том, что в период экспедиции приливная вода не достигала поверхности льда, т.е. шатёр растёт только при сизигийных приливах; В, Г, Д. Разные виды ледяных шатров II-го рода в северной части губы Летняя Золотица; Е. Ледяной шатёр II-го рода в районе избы Каменка (участок между Пушлахтой и мысом Чесменским). На заднем плане видны многочисленные шатры в основном I-го рода.

Фото Ф.А. Романенко

Шатры отмечают уходящие в море валунные гряды (корги). Но, т.к. такие гряды служат препятствием для льда при сжатиях, то они отмечены и ледяными навалами – хаосами беспорядочно наваленных друг на друга ломаных льдин. Чем сильнее сжатия, тем выше навалы. И, если в кутовой части губы Летняя Золотица их высота не превышает 1 м, то на участках, где вдоль берега идёт мощное течение и/или он выступает далеко в море (Ухтнаволок, севернее мыса Чесменского, район Унского маяка), высота навалов на отmelых берегах (иногда их называют береговые гребни льда) достигает 3-4 м.

На процесс формирования шатров влияют рельеф и уклон осушки, размер и положение на ней валуна, уровень воды, мощность льда, характеристики погоды (температура, скорость и направление ветра, количество и характер осадков) и волнения. Чем шире осушка, тем шире полоса с ледяными шатрами. Наиболее интенсивно шатры меняют облик в средней части осушки, а у её мористого края они относительно стабильны. Обычно высота шатров увеличивается за счёт выброшенных волнением или нагоном льдин.

В строении припая отражаются и более крупные формы рельефа приливной осушки – береговые валы с валунами на них, покрытые ледяными шатрами и лежащие дальше от берега, отделённые от него ложбинами с гладким ровным льдом, разбитым приливной трещиной. Через неё на лёд во время приливов поступает вода, замерзающая во время отлива и способствующая формированию наслоенного льда совсем рядом с береговой линией. Например, у мыса Лапахта полоса шатров отделена от берега сравнительно ровным участком.

Ледяные шатры приурочены к участкам максимальной концентрации валунов, и не только к мысам. Так, они широко распространены в районе устья Золотицы, в том числе и в нижнем течении (в эстуарии реки), увеличиваясь в числе к мысу Большой Пертнаволок, западнее встречаются и среди ровного льда, отмечая отдельные валуны, многочисленны севернее Чесменского мыса, широкой полосой протягиваются над осушкой к северу и югу от мыса Лапахта.

Среди шатров преобладают формы, образовавшиеся за счёт напознания друг на друга и столкновения льдин, расколовшихся над камнем (шатры I-го рода) и застывших в таком положении. Формы II-го рода отличаются, как правило, большими размерами (до 5-7 м в поперечнике), правильными округлыми очертаниями и несут признаки роста как за счёт вертикального подтока воды, когда во время прилива вода нагнетается в трещины рядом с валуном, так и за счёт замерзания испаряющейся воды.

Широко распространены ледяные шатры на участке побережья южнее Пушлахты между мысами Измалков Наволок и Чесменским, занимая полосу шириной до 200-300 м (например, против избы Каменка), где даже на топографической карте показаны камни у берега. Над ними и растут шатры (рис.16, Е). Внешняя часть подвижного припая осложнена многочисленными шатрами I-го рода, высота которых не превышает 1 м. Между шатрами

и/или ропаками находятся участки гладкого ровного льда. Но чаще прибрежная часть припая, где глубины меньше, а валунов больше, лучше подходят для формирования шатров II-го рода, высотой до 1,5 м растущих большую часть зимы (рис.16, Г).

Кутовая часть губы Пушлахты покрыта сравнительно гладким ровным льдом с немногочисленными шатрами I-го рода диаметром до 2 м и высотой до 0,6 м. Единичные шатры II-го рода, растущие только при самых высоких приливах, находятся только у северного берега губы (рис.16, Б).

Самый активный гидродинамический режим отмечается на мысах, что вполне естественно. Здесь часто остаются полыньи, более высокие куэстообразные (крутой мористый, пологий – бережной склоны) штормовые валы из снежур и битого льда – до 2 м высотой (мыс Чёрный Наволок). Но, при этом, против указанного мыса в пределах видимости простирается припай из смёрзшегося блинчатого льда, а внешнюю часть бухты южнее мыса – полоса гладкого льда. Приливной трещиной полоса отделена от кутовой части бухты, занятой ледяными шатрами. В бухте между мысами Чёрный Наволок и Толстые Корги ледяные шатры практически исчезают, у берегов лежит гладкий, а в море – смёрзшийся блинчатый лёд.

Более сложный характер ледового покрова имеет припай против Чесменского мыса. Мористая часть подвижного припая дислоцирована, видны замёрзшие в виде блинчатого льда полыньи, гряды торосов, поля смёрзшегося мелкобитого льда, уходящие до горизонта и рассечённые трещинами, каналами с молодым льдом и чернеющими разводьями. У самого мыса лёд сильно изломан в виде гряд торосов высотой до 3-4 м (рис.17). По рассказам местных жителей, в предыдущие зимы здесь так не торосилось, и зимой к маяку подъезжали по припаю с моря. Сжатия у приглубых скальных берегов вызвали формирование гряд торосов и хаотических нагромождений льда в море.



Рис.17. Гряды торосов у мыса Чесменского.

Фото Ф.А. Романенко, 29 января

У подошвы припая вблизи береговой линии также, как и в районе устья Золотицы, лежат навалы окатанных волнами ледяных глыб. Расположенные у береговой линии крупные валуны настолько обледенели во время шторма, то очень похожи на целиком ледяные образования (рис.18).



Рис.18. Строеие припая у мыса Чесменского. На среднем плане – обледеневшие валуны и примороженные к берегу ледяные окатыши, на заднем – восторошённый плавучий припай. Здесь практически отсутствует подвижный припай Фото Ф.А. Романенко

Граница полосы сильно восторошённого льда проходит по изобате, примерно параллельно берегу, и очень чёткая (рис.19).



Рис.19. Чёткая граница между подвижным и более гладким, осложнённым ледяными шатрами и ропаками припаем (вдоль берега) и сильно восторошённым плавучим припаем в открытой бухте к северу от Чесменского мыса. Фото Ф.А. Романенко, 29 января

Сложной структуре ледового покрова способствует и асимметричная (размыта волнами с одной стороны) валунная гряда высотой до 5 м (рис.20). Она отделяет торосистый плавучий припай, лежащий западнее мыса Чесменского, от подвижного припая открытых бухт севернее и южнее/юго-восточнее мыса. С северо-запада на неё нажимают торосы, а с юго-востока располагается ровный лёд с редкими невысокими (до 0,5 м) ропаками – фрагментами зачаточных ледяных шатров.



Рис.20. Валунная гряда вблизи южной оконечности Чесменского мыса. С мористой стороны на неё выжимает лёд, и торосы переходят в береговые навалы

Фото Ф.А. Романенко

Ещё более дислоцирован припай в районе мыса Ухтанаволок, фактически разделяющего Онежский, Двинский заливы и Бассейн. Интенсивные вдольбереговые потоки наносов и волнение практически открытого моря с двух направлений сформировали далеко выступающую в море отмель, примыкающую к мысу с запада. Поэтому между припаем с разных сторон мыса принципиальная разница. С запада к нему примыкает последовательно полоса восторощённого льда пролива Жижгинской Салмы, полоса подвижного припая с многочисленными ледяными шатрами и полоса ледяного навала с штормовым снежно-ледяным валом. Ширина каждой из полос меняется в пределах 10-50 м. Высота берегового навала, состоящего из выброшенных льдин толщиной до 30-40 см, не превышает 0,8 м (обычно до 0,5 м). Льдины отличаются заметной загрязнённостью не только за счёт замерзания взбаламученной штормом воды, но и за счёт ветрового переноса песка. Самый высокий штормовой вал из сморози (до 2 м) – у северной оконечности мыса. В его формировании, кроме волнения, участвуют брызги и водяная пыль, замерзающая на валу. Восточный склон вала высокий и обрывистый, западный пологий (рис.21).

С востока к мысу примыкает подошва припая, серией отвесных уступов высотой до 2-3 м обрывающаяся к участку плавучего припая, регулярно вскрывающегося/отрывающегося и поэтому сравнительно ровного и гладкого молодого льда, занимающего большую часть ближайшей к мысу бухты. Верхняя часть подошвы припая осложнена субпараллельными дугообразными штормовыми валами снежуры/склянки. Похожие валы торосов/битого льда сходной конфигурации обрамляют и всю прибрежную часть бухты. Т.е. здесь нет шатров, к подошве припая примыкает непосредственно молодой плавучий припай, разбитый разводьями и трещинами. К востоку высота ледяного уступа (по сути, похожего на ледяной барьер вокруг Антарктиды) уменьшается, и он сменяется широкой (до 50-70 м) пологонаклонной полосой субпараллельных снежно-ледяных штормовых валов, часто из обломков льдин.



Рис.21. Строение снежно-ледяного штормового вала (слева) и ледяной обрыв подошвы припая (справа) на мысе Ухтнаволоок
Фото Ф.А. Романенко

Таким образом, припайный лёд на участке Онежского берега между мысами Ухтнаволоок и Чесменским имеет следующие особенности:

- формировался в условиях беспокойного моря при сильном снегопаде, что обусловило его пористую структуру, образование субпараллельных берегу серий снежно-ледяных валов высотой до 2 м, иногда осложнённых полосами окатанных ледяных валунов, неровную сильно восторощённую поверхность;
- на участках приливных осушек с валунами (в пределах валунного пояса и/или расположенных на осушках валунных отмоеток) находятся поля распространения многочисленных ледяных шатров I-го и II-го родов, причём шатры I-го рода, находящиеся в пределах сизигийных приливов, могут переходить в шатры II-го рода, когда их достигает приливная волна, вызывающая интенсивный рост, а при уменьшении высоты приливов они могут возвращаться к состоянию I-го рода;
- гидродинамический режим вблизи мысов, обычно сложенных валунником, отличается особой сложностью, что вызывает более интенсивное торошение в пределах плавучего припая и ледяные навалы – в пределах подвижного припая и даже подошвы припая;
- строение ледового покрова приливных берегов в основном определяется рельефом приливных осушек и распределением на ней валунов.
- наличие хорошо выраженной бровки приливных осушек приводит к формированию высоких (до 3-4 м) ледяных уступов, опирающихся на сравнительно ровный подвижный или плавучий припай (мыс Ухтнаволоок), причём подобные уступы очень характерны и для других берегов Онежского залива (район Колежмы).

Наблюдения за беломорским припаем показывают, что он живёт, несмотря на морозы, чрезвычайно активно, непрерывно меняя свой облик и внутреннее строение. Появляются, растут, разрушаются и снова возникают ледяные шатры и гряды, волнение и течения постоянно сталкивают льдины и ледяные поля друг с другом, наваливают их друг на друга с образованием торосов и ледяных гряд, вдоль берегов растут ледяные платформы, подмываемые и одновременно наращиваемые волнами, льдины постоянно трутся и сминают края друг друга, превращая, казалось бы, стабильный ледяной покров в крошево ледяных обломков. Толстый припай, неизбежно лежащий несколько месяцев, в результате смены ветра и уровня воды отрывается от берега за считанные минуты, кардинально меняя ледовую обстановку.

Отражая непрерывную смену природных условий, беломорский припай находится в постоянном движении, непрерывно взаимодействуя с рельефом берегов и приливных осушек, что имеет заметные экологические последствия для многочисленных обитающих на литорали морских организмов.

4. Климатический фактор формирования берегов

Для установления климатических изменений в Беломорье нами проведён анализ современных тенденций изменения климата по данным инструментальных наблюдений. За последние 100 лет изменение температуры воздуха характеризуется квазициклическостью (табл.2) (Shilovtseva, Romanenko, 2009).

До конца XIX века среднегодовая температура понижалась, хотя линейный тренд незначим ($\Delta t_f = -1,4^\circ\text{C}/100$ лет, $P=0,3$). С 1900 до середины 1940-х гг. тенденция изменения температуры положительна и статистически значима (величина тренда за 1900-1945 гг. $\Delta t_f = +3,2^\circ\text{C}/100$ лет, $P=0,999$). С середины 1940-х примерно до начала 1980-х гг. относительно холодает – t_f понижается со средней скоростью $\Delta t_f = -2,7^\circ\text{C}/100$ лет с $P=0,84$. Наконец, после 1980 г. температура заметно растёт: величина тренда за 1980-2009 гг. составила $5,5^\circ\text{C}/100$ лет и имеет высокую степень значимости – $P=0,99$. На фоне цикличности прослеживается четко выраженный линейный тренд к повышению средней за год температуры воздуха со скоростью около $1,0^\circ\text{C}$ за 100 лет, что хорошо соответствует аналогичной оценке (для Европейской территории России – около $1^\circ\text{C}/100$ лет) Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC) и авторов Оценочного доклада (табл. 2) (Оценочный..., 2008). Есть и региональные отличия. Так, в Кандалакше, Ловозере и Пялище потепление выражено слабее, чем в Сосновце, расположенном в Горле Белого моря, и статистически не значимо.

Наибольшие отрицательные аномалии среднегодовой приземной температуры воздуха ($A_t > -2\sigma$) отмечались за последние 130 лет четыре раза: два раза в XIX в. (1888 и 1893 гг.), и два раза в XX в. (1902 г., $A_t^{\text{мин}} = -2,9^\circ\text{C}$, и 1966 г. $A_t = -2,3^\circ\text{C}$). Похолодание рубежа XIX-XX веков было заметнее (средняя за 1890-1919 гг. $A_t = -0,8^\circ\text{C}$), чем похолодание второй половины XX в. (средняя за 1955-1984 гг. $A_t = -0,1^\circ\text{C}$).

Таблица 2

Средняя за год температура воздуха на беломорских станциях Кольского полуострова в 1878-2013 гг. и её изменения

Станция	Период наблюдений	Средняя за год температура воздуха ($^\circ\text{C}$)		Экстремумы средней за год температура воздуха		Линейный тренд средней за год температуры	
		за весь период наблюдений	за период 1961-1990	Максимум (год)	Минимум (год)	величина $^\circ\text{C}/100$ лет	значимость P
Кандалакша	1913-2013	+0,4	-0,2	3.3(1938)	-2.6(1966)	0,0	0,00
Краснощелье	1933-2013	-1,1	-1,6	1.5(1938)	-4.1(1941)	+0,7	0,40
Умба	1933-2013	+0,7	+0,2	3.2(1938)	-2.2(1966)	+0,8	0,59
Пялица	1916-2009	-0,5	-0,8	1.7(1938)	-3.4(1941)	+0,6	0,83
Среднее для Кольского полуострова	1890-2009			2,7* (1938)	-2,9*(1902)	+1,2	0,9996
	1937-2009				-2,3*(1966)	+0,7	0,72

*аномалии температуры воздуха

Аналогичная ситуация наблюдается на о. Жижгин, где ряд наблюдений начинается с 1899 г. (Репкина, Шиловцева и др., 2015). Пропуски среднемесячных значений температуры воздуха за период 1979-2013 гг. были восстановлены с использованием данных реанализа ERA-Interim (<http://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/era-interim>).

Средняя за год температура воздуха здесь около $+1^{\circ}\text{C}$. Самый холодный год за период с 1896 г. по 2013 г. – 1902 г., когда среднегодовая температура опустилась до отметки $-2,4^{\circ}\text{C}$, а самый теплый – 1989 г. (средняя температура за год $+3,3^{\circ}\text{C}$). В годовом ходе средние за месяц температуры изменяются от -10°C в феврале до $+12^{\circ}\text{C}$ в июле. Максимальная средняя за месяц температура воздуха в зимний период (ноябрь-март) достигла положительных значений только в ноябре ($+2,6^{\circ}\text{C}$ в 1967 году), минимальна – в январе $-2,3^{\circ}\text{C}$ (1930 г.). Самыми теплыми оказались июль 1947 г. ($15,7^{\circ}\text{C}$) и 2010 г. ($15,4^{\circ}\text{C}$).

Очевиден рост температуры за рассматриваемые 115 лет: её линейный тренд статистически значим и составляет 1°C за 100 лет (табл.3, рис. 23). Величина Р в таблице 5 показывает, что вероятность принять решение, что тренд есть, когда его на самом деле нет, составляет всего 0,02%. Кривая 5-летних скользящих средних температуры воздуха и кривая полиномиального тренда свидетельствуют о квазицикличности её изменения, причем можно увидеть несколько периодов колебаний: от 11-14 лет до 65-75 лет (рис. 33).

Таблица 3
Характеристики линейного тренда температуры воздуха на о. Жижгин за 1899-2013 гг.:
 $t^{\circ}\text{C} = a \cdot x + b$

	год	январь	апрель	июль	октябрь
$\Delta t^{\circ}\text{C}/10 \text{ лет}$	0,11	0,08	0,06	0,10	0,12
P	0,9998	0,67	0,73	0,986	0,996

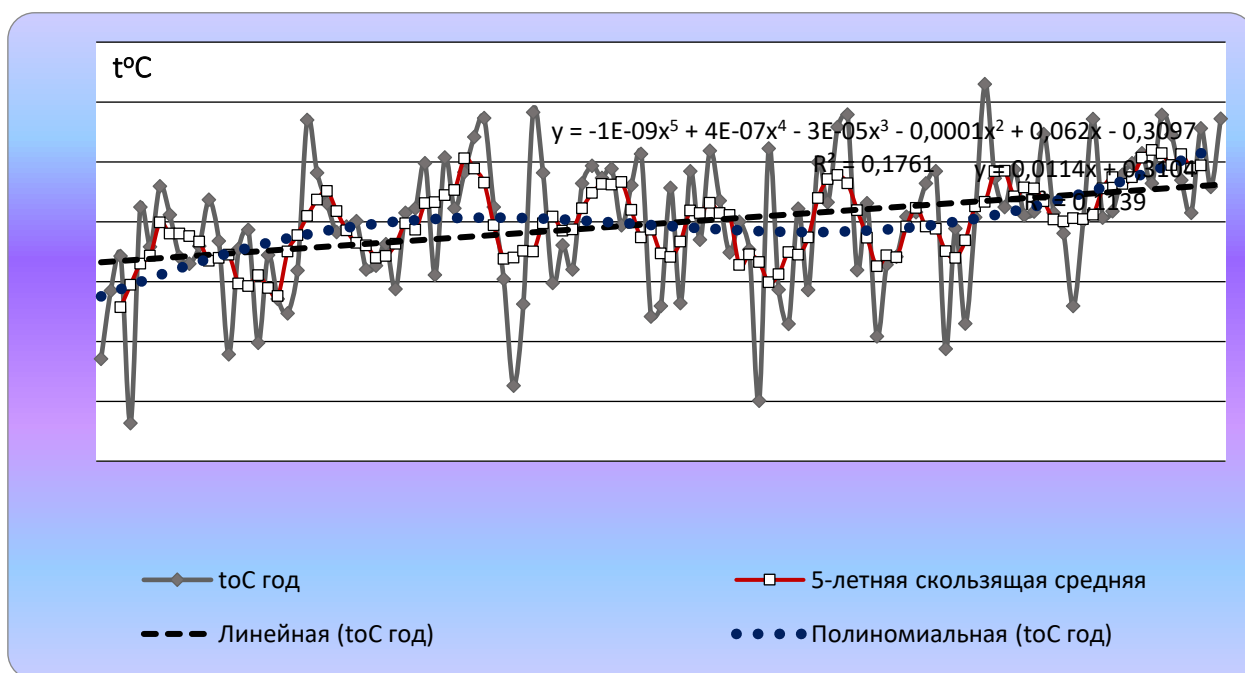


Рис. 23. Многолетнее изменение средней за год температуры воздуха на о. Жижгин

Тенденция к повышению $t^{\circ}\text{C}$ характерна для всего года, но статистически значима ($P>0.95$) она только в тёплое время. Зимой значимость линейного тренда ниже и колеблется в пределах 0,67-0,92. Это идет несколько вразрез с тенденцией изменения температуры в целом по территории России, Казахстана и некоторых других стран, где в основном годовая тенденция к потеплению климата обусловлена потеплением зимнего периода.

Осадки

В отличие от температуры, многолетние тенденции колебания количества осадков, весьма важные для активизации геоморфологических процессов, во второй половине XX века – начале XXI вв. статистически незначимы (табл.4). Но можно отметить положительную линейную тенденцию, т.е. небольшой рост увлажненности. Её сохранение и усиление может способствовать увеличению интенсивности водоснежных потоков в горах, солифлюкционных, курумовых и эрозионных процессов.

Таблица 4

Тенденции изменения годовых сумм осадков на беломорских станциях Кольского полуострова

Станция	Период наблюдений	Средняя сумма за год, Мм	Экстремумы годовой суммы осадков, мм		Линейный тренд средней за год температуры	
			Максимум (год)	Минимум (год)	величина мм/100 лет	Коэффициент детерминации R
Кандалакша	1966-2013	534	697(1966)	362(1976)	+135	0,061
Краснощелье	1966-2013	520	692(1981)	371(1986)	+87	0,025
Умба	1966-2013	511	690(1938)	346(1966)	+181	0,107

На Онежском полуострове выпадает около 360 мм осадков. Самым засушливым был 2011 год, когда выпало всего 186 мм. Самым дождливым оказался 1981 год, когда годовая сумма осадков превысила норму почти в 2 раза (635 мм). Снежный покров в среднем лежит с ноября по март, возможно появление снега в октябре и сход его в апреле.

В годовом ходе самый влажный месяц – август (51 мм), несколько отстают от него сентябрь и октябрь (45 мм), а наименьшее количество осадков в среднем выпадает в феврале (14-15 мм). Однако в каждый конкретный год количество осадков может значительно варьировать: в среднем СКО в зимние месяцы составляет $\pm 40-50\%$ от среднего значения, а летом увеличивается до $\pm 60-70\%$. За период с 1966-2013 годы самым влажным месяцем был август 1981 г., когда выпало 120 мм осадков – почти в 2,5 раза больше месячной нормы. В этом же году был также рекордно «мокрый» июнь.

Наоборот, очень мало снега выпало в феврале 1978 г. (1,7 мм), примерно столько же выпало в октябре 1987 г., и всего около 2 мм осадков выпадало в мае 1978 г., июне 2005 г. и июле 1994 г. Таким образом, хорошо видно, что количество осадков за месяц – величина очень изменчивая, и от года к году она может изменяться на один-два порядка.

Большое количество пропусков в данных позволяет получить только некоторое представление об изменении годовой суммы осадков за период с 1966 по 2012 гг. (рис. 24).

В целом за год наблюдается тенденция к уменьшению выпадения осадков, которая также характерна и для большей части месячных сумм (в семи месяцах из 12-ти). В декабре-январе и июне тенденция отсутствует, а в марте и мае она положительна. Самое заметное уменьшение количества осадков за месяц отмечено в октябре: за последние 47 лет сумма осадков уменьшилась на 40% по сравнению с величиной середины 1960-х годов.

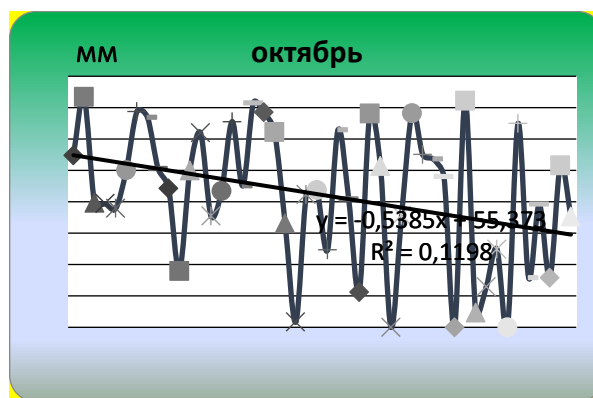
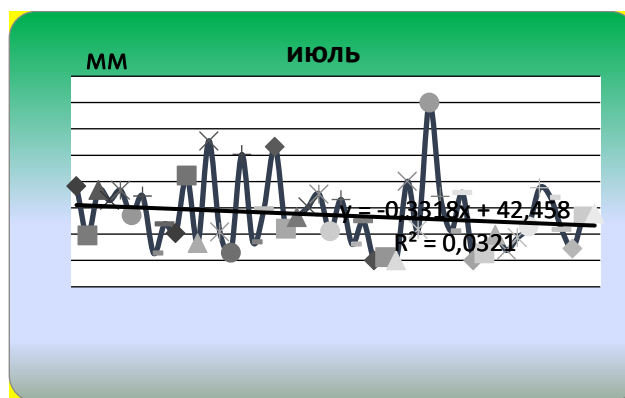
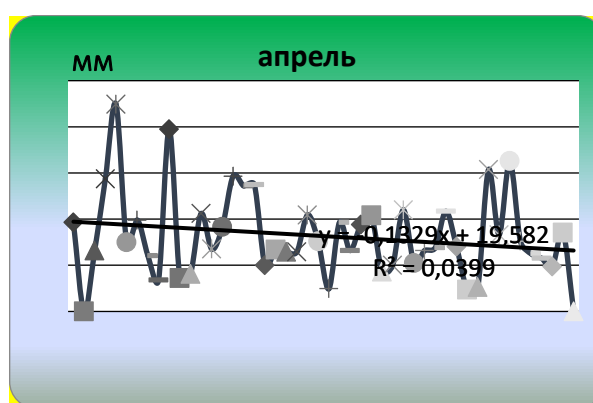
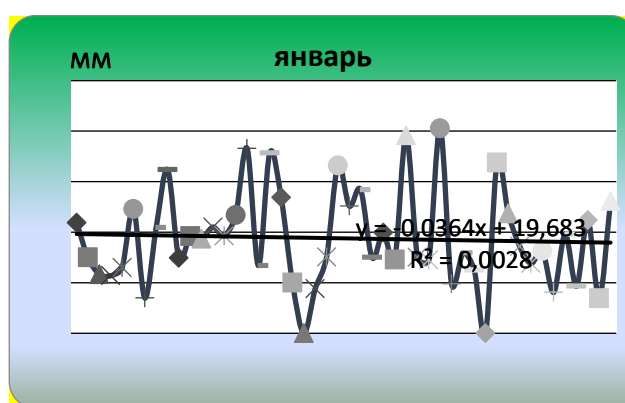
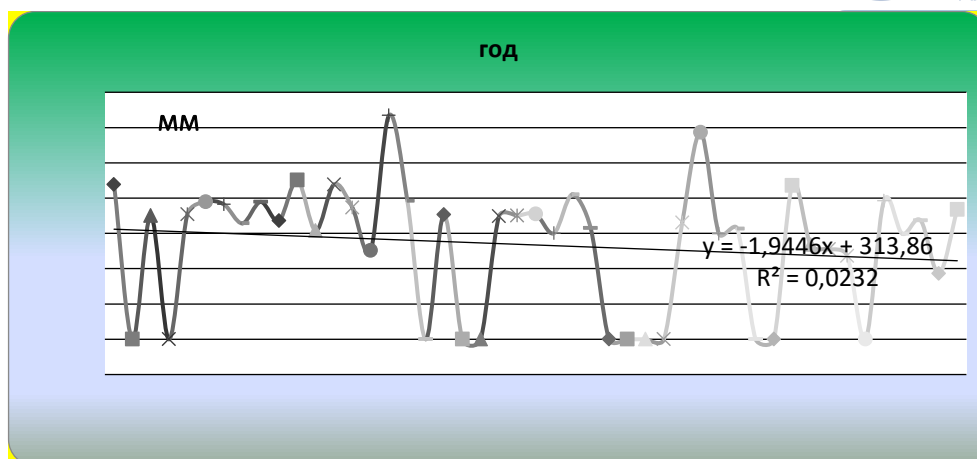


Рис. 24. Многолетние изменения сумм осадков на о. Жижгин за месяц

Поскольку изменчивость разных метеорологических параметров в том или ином регионе определяет циркуляция атмосферы, которая является наиболее колеблющейся составляющей климатической системы, рассмотрим её динамику с 1899 г. в акватории Белого моря. Для этого использована типизация элементарных циркуляционных механизмов (сокращенно ЭЦМ) Северного полушария, разработанная Б.Л. Дзердзеевским с учениками (Кононова, 2009).

Важная особенность этой типизации – характеризует состояние циркуляции атмосферы над внетропическими широтами Северного полушария, она позволяет отслеживать перемещение барических образований в конкретном регионе. Именно поэтому она наиболее приемлема для решения поставленной задачи. По Календарю последовательной смены ЭЦМ сделаны расчеты продолжительности ЭЦМ и групп ЭЦМ

для акватории Белого моря по месяцам, циркуляционным сезонам и по годам за весь период, начиная с 1899 г. Затем была просчитана продолжительность зональных, долготных северных и долготных южных типов циркуляции и их аномалии (рис. 25).

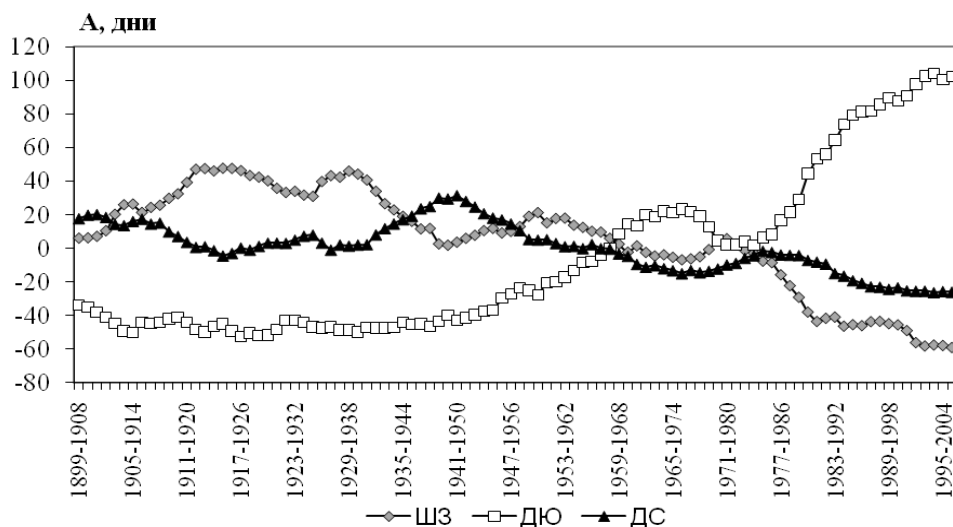


Рис.25. Отклонения от средней продолжительности (А, дни) обобщённых групп циркуляции в целом за год (ШЗ – широтной западной, ДЮ – долготной южной, ДС – долготной северной, 11-летние скользящие средние) в Европейском секторе Северного полушария за 1899-2009 гг. (Кононова, 2009).

Похолодание в начале XX века объясняется преобладанием меридиональных северных процессов, т.е. блокирующих, при которых арктический воздух поступает в средние и низкие широты (Кононова, 2009). Акватория Белого моря оказывается в сфере действия антициклонов. Потепление 1920-1940-х гг. совпадает с периодом роста продолжительности зональной циркуляции, – усилением циклонической деятельности на арктическом фронте и, в частности, увеличением повторяемости атлантических циклонов. С начала 1940-х годов уменьшается продолжительность зональных процессов при росте меридиональных северных, что привело к новому похолоданию. Поскольку в 1960-е годы арктические вторжения перемежались с выходами южных циклонов, похолодание оказалось менее значительным, чем в начале века. Начавшееся в 1980-х годах потепление климата объясняется ростом продолжительности южных меридиональных процессов, при которых, в частности, средиземноморские циклоны выходят на Русскую равнину, доходят до северных широт, принося южное тепло, и вливаются в серию атлантических циклонов. Таким образом, потепление климата в Арктике в первой половине XX века и современное отличаются по генезису. Увеличение повторяемости выноса более теплого воздуха из южных районов, которое наблюдается во все сезоны года, хорошо согласуется с тенденцией роста температуры воздуха, с ростом повторяемости пасмурной погоды и уменьшения продолжительности ПСС, ростом влагосодержания воздуха.

Выводы:

- главным фактором динамики берегов в западном Беломорье на протяжении последней тысячи лет оказывается тектонический подъём суши, а значение ледового и

гидрометеорологического факторов практически полностью определяется локальными факторами, в первую очередь очертаниями и ориентировкой побережья, глубинами акваториями, параметрами приливной осушки, наличием скальных уступов или насыщенностью валунами;

- в пределах южного и юго-восточного Беломорья роль гидрометеорологических и ледовых факторов возрастает, но роль рельефа прибрежной суши сохраняется;

- на Терском берегу и восточных берегах Белого моря в пределах Архангельской области с юга на север возрастает роль мерзлотного фактора, наличия мёрзлых уступов на Терском, Зимнем, Абрамовском и Конушинском берегах;

- лед играет важную роль в перераспределении твердого материала практически во всей акватории, но величины перемещаемого материала существенно больше на мелководных участках Онежского залива и на обширных приливных осушках Мезенской губы, где припай практически отсутствует;

- гидродинамический режим вблизи мысов, обычно сложенных валунником, отличается особой сложностью, что вызывает более интенсивное торошение в пределах плавучего припая и ледяные навалы – в пределах подвижного припая и даже подошвы припая;

- строение ледового покрова приливных берегов в основном определяется рельефом приливных осушек и распределением на ней валунов.

- наличие хорошо выраженной бровки приливных осушек приводит к формированию высоких (до 3-4 м) ледяных уступов, опирающихся на сравнительно ровный подвижный или плавучий припай (мыс Ухтнаволок), подобные уступы очень характерны для многих берегов Онежского залива;

- потепление климата Беломорья обуславливается ростом повторяемости южных циклонов, способствующих уменьшению количества и мощности, но повышению динамики ледового покрова. Данное обстоятельство будет способствовать более интенсивным процессам взаимодействия припайных льдов с берегами и усложнению характера припайного льда;

- многие беломорские острова «морского» типа, созданных экзогенными процессами в море (валунные корги, песчаные гряды и др.), которые во время сильных штормовых нагонов практически скрываются под волнами, в результате изменения ледового режима и подъёма уровня моря могут исчезнуть с лица Земли;

- для динамики очень мозаичных берегов Белого моря очень важны локальные факторы: расположение конкретного участка берега, погодные условия не только конкретного года, но и сезона, шторма, нагона. И результаты таких кратковременных изменений для локальных участков могут быть соизмеримы с вековыми тенденциями.

ЛИТЕРАТУРА

Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России. М., Paulsen. 2008a. 187 с.

Авенариус И.Г., Виталь А.Д., Сиднева Е.Н. Палеогеография и морфоструктурные особенности линейных прогибов района о. Великий (Кандалакшский залив) в голоцене//Летопись природы Кандалакшского заповедника за 2008 г. Кн.53. Т.1. С. 24-37.

Арманд А.Д., Самсонова Л.Я. Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандалакши//Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л.: Наука, 1969. С. 96–111.

Введенский Л. 1934. Рельеф южной части Кольского полуострова // Известия государственного географического общества, т.66, вып.6, с.844-863.

Геокриология СССР. Европейская территория СССР. М.: Недра, 1988. 358 с.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 240 с.

Инжебейкин Ю.И. Однонаправленные движения в колебаниях уровня Белого моря // колебания уровня моря. СПб, РГГУ. 2003. С. 31-39.

Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С., Лаврова Н. Б., Арсланов Х. А. Перемещение береговой линии Белого моря и гляциоизостатическое поднятие суши в голоцене//ДАН, 2012, том 442, № 2, с. 263–267

Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С., Лаврова Н. Б., Арсланов Х. А. Реконструкция относительного положения уровня Белого моря в голоцене на Карельском берегу (район поселка Энгозеро, Северная Карелия)// ДАН, 2013б, том 449, № 5, с. 587–592

Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я., Корнер Д. Послеледниковые гляциоизостатические движения на Северо-Востоке Балтийского щита//Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. Стр.15-25.

Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.И., Корнер Г.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба//Известия РАН. Серия географическая. 2013а. № 1, с. 73–88.

Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л.Дзердзеевскому. Отв. ред. А.Б.Шмакин. М.: ОАО «Воентехиниздат», 2009. 370 с.

Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 160 с.

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. Материалы докладов Всероссийской конференции с международным участием. Институт экологических проблем Севера Архангельск, 2014, с. 137-140.

Лаврова М.А. Заметка о нахождении вечной мерзлоты на южном берегу Кольского полуострова // Тр. Комис. По изучению вечной мерзлоты, 1935, т. IV, с. 253–255.

Номенклатура морских льдов, условные обозначения для ледовых карт. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 76 с.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. 2008. Ред. Т.В. Лешкевич. М.: ВНИИГМИ-МЦД, 29 с.

Репкина Т.Ю., Шиловцева О.А., Романенко Ф.А. Отчет геоморфологической экспедиции географического факультета МГУ «Реконструкция истории развития побережья Онежского полуострова в голоцене»// Летопись природы национального парка «Онежское Поморье». Вып. 1. Том: 1. 2015. С.53-104.

Репкина Т.Ю., Романенко Ф.А. Рельеф побережий Бабьего моря и о. Великого: история развития и современные изменения// Комплексные исследования Бабьего моря, полуизолированной беломорской лагуны: геология, гидрология, биота — изменения на

фоне трансгрессии берегов//Труды Беломорской биостанции МГУ, т. 12. М.: Т-во научных изданий КМК, 2016. С. 177-210.

Романенко Ф. А., Шилова О.С. Последледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо// ДАН, 2012, том 442, № 4, с. 544–548.

Романенко Ф.А., Репкина Т.Ю., Ефимова Л.Е., Булочникова А.С. Линамика ледового покрова и особенности ледового переноса осадочного материала на приливных осушках Кандалакшского залива Белого моря// Океанология. 2012а. Том 52, № 5. С. 768–779

Романенко Ф.А., Репкина Т.Ю., Булочникова А.С., Ефимова Л.Е. Динамика ледового покрова на приливных берегах Белого моря//Вестник Московского ун-та. Сер. 5. География. 2012б. № 4. С. 61-66.

Романенко Ф.А., Шиловцева О.А., Репкина Т.Ю., Луговой Н.Н. Современный климат северо-западного Беломорья и острова вечной мерзлоты// Изучение, рациональное использование и охрана природных ресурсов Белого моря. СПб.: ЗИН РАН, 2017. С.169-173.

Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Сапелко Т.В., Лисицын А.П., Евзеров В.Я., Беек П.ван, Суо М., Субетто Г.Д.. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления//ДАН. 2012. Т.446. № 2, с.183-190.

Сумгин М.И. К вопросу о вечной мерзлоте в торфяных буграх на Кольском полуострове //Труды Комиссии по изучению вечной мерзлоты. Т. III. 1934. С. 107-115.

Romanenko F.A., Yermolov A.A., Yefimova L.E., Archipov V.V., Ogorodov S.A. The peculiarity of fast dynamics in the White sea tidal-flats // Berichte zur Polar- und Meeresforschung. 2004. №482. P.214—215

Selivanov A.O., 1996. Morphological changes on Russian coasts under rapid sea-level changes: Examples from the Holocene history and implications for ther future // J. Coast. Res., 12 (4), 823-830

Shilovtseva O.A., Romanenko F.A. Air temperature changes at White Sea shores and islands in the 19th and 20th centuries/Global climatology and ecodynamics. Anthropogenic Changes to planet Earth. Chichester: Praxis Publishing Ltd, 2009. Pp.301-333.

<http://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/era-interim>