

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ШЕЛЬФЕ И ПОБЕРЕЖЬЕ  
АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

УДК 551.345

ЭВОЛЮЦИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ ПРИБРЕЖНО-МОРСКОЙ ОБЛАСТИ  
ЗАПАДНОГО ЯМАЛА ПРИ ИЗМЕНЕНИИ КЛИМАТА

А.А. Васильев, И.Д. Стрелецкая\*, Р.С. Широков, Г.Е. Облогов

Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия, [al.a.vasiliev@gmail.com](mailto:al.a.vasiliev@gmail.com)

\*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т,  
119992, Москва, Ленинские горы, Россия

Рассмотрены особенности эволюции криолитозоны в прибрежно-морской области Западного Ямала. Усовершенствована схема разделения прибрежно-морской области по условиям теплообмена. Показано, что потепление климата сопровождается повышением температуры морской воды и уменьшением толщины сезонного морского льда. Установлено, что в континентальной области за последние 30 лет температура криолитозоны повысилась на 1,0–1,4 °С. В области деградации криолитозоны среднегодовая температура засоленных пород близка к температуре замерзания и соответствует глубине 3,0–4,0 м. На низких морских лайдах происходит новообразование многолетнемерзлых пород, их среднегодовая температура около –3,5 °С.

*Криолитозона, климат, температура придонного слоя воды, температурный режим многолетнемерзлых пород*

COASTAL PERMAFROST EVOLUTION OF WESTERN YAMAL IN CONTEXT  
OF CLIMATE CHANGE

A.A. Vasiliev, I.D. Streletskaia\*, R.S. Shirokov, G.E. Oblogov

Earth Cryosphere Institute, SB RAS, 625000, Tyumen, P/O box 1230, Russia, [al.a.vasiliev@gmail.com](mailto:al.a.vasiliev@gmail.com)

\*Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, 119992, Moscow, Leninskie Gory, Russia

This paper presents the results of the evolution features of permafrost studies in the coastal area of Western Yamal. The coastal area scheme is developed in context of heat transfer. Climate warming is accompanied by increased sea temperatures and a decrease in the thickness of the seasonal sea ice. Temperature of permafrost in continental area over the past 30 years has risen by 1.0–1.4 °C. The annual temperature of saline sediments in the permafrost degradation area is about the freezing point. The depth of layer zero annual amplitude is 3.0–4.0 m. Recent formation of the permafrost occurs at low marine laydas. The average annual temperature of sediments here is about –3.5 °C.

*Coastal permafrost, climate, temperature of the sea bottom water, thermal regime of the permafrost*

ВВЕДЕНИЕ

Тенденции и закономерности развития криолитозоны побережья арктических морей изучены недостаточно. Принято считать, что прибрежно-морская область представляет собой зону деградации и перехода многолетнемерзлых пород (ММП) от континентального типа к субаквальному [Жигарев, 1997; Хименков, Брушков, 2003]. Эти представления верны применительно к участкам разрушающихся берегов термоабразионного типа и к низменным территориям, затопленным в результате морских трансгрессий. Но в области морской аккумуляции, наоборот, происходит новообразо-

вание мерзлых пород, и по мере формирования аккумулятивных форм рельефа ММП переходят от субаквального типа к континентальному [Григорьев, 1981, 1987]. На участках со стабильными берегами многолетние породы находятся в стационарном (или квазистационарном) состоянии, и процессы перехода мерзлоты от одного типа к другому не развиваются. Таким образом, в зависимости от динамических условий переформирования морских берегов на разных участках побережья одновременно происходят процессы как деградации, так и аккумуляции ММП. Поэтому, вероятно,

следует говорить не о деградации, а об эволюции ММП в прибрежно-морской области.

В континентальной части прибрежно-морской области температура ММП и ее изменения во времени определяются климатическими, гео-криологическими и ландшафтными особенностями территории. На основе данных многолетнего геокриологического мониторинга установлено, что в связи с потеплением климата повсеместно происходят изменения в верхней толще континентальных ММП. По сравнению с началом 1970-х гг. возрастает среднегодовая температура мерзлых пород [Оберман, 2001, 2006; Павлов, 2001, 2003; Васильев и др., 2008], происходят изменения в толщине сезонноталого слоя [Васильев и др., 1998; Дубровин, 2003; Павлов, 2003; Brown et al., 2000]. В литературе обсуждаются темпы и направленность изменений температурного режима ММП [Romanovsky et al., 2008].

В то же время условия формирования и тенденции изменения криолитозоны прибрежной области и мелководной части моря исследованы совершенно недостаточно. Это связано главным образом с техническими проблемами проведения измерений в динамически активной прибрежной зоне. Мелководная часть моря практически не изучается в океанологии из-за невозможности проведения здесь океанологических измерений по разработанным методикам, геокриологические исследования здесь крайне ограничены. Направленное изучение криолитозоны аккумулятивных образований Карского моря и мелководного шельфа в конце 1970-х – начале 1980-х гг. в районе мыса Харасавей выполнены Н.Ф. Григорьевым [1981, 1987].

Основной целью работы является получение и анализ данных о термическом режиме ММП переходной области и об определяющих его факторах природной среды. Под переходной областью мы понимаем полосу суши и части мелководного моря вдоль берега, в пределах которой происходит смена континентального режима условий теплообмена на морской режим.

#### ОБЪЕКТ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Рассматривая деградацию ММП в береговой области, Т.Е. Остеркамп [Osterkamp, 2001] предложил разделить прибрежно-морскую область на четыре зоны, различающиеся по влияющим факторам и условиям формирования температурного режима: 1) пляжи и области берега, подверженные действиям приливов–отливов; 2) мелководная часть моря, в которой однолетний лед смерзается с дном; 3) мелководная часть моря с “ограниченной” циркуляцией водных масс; 4) глубоководная часть моря с “нормальной” циркуляцией. Предло-

женное разделение прибрежно-морской области вполне логично, однако не может быть применено к областям с морской аккумуляцией. Для учета особенностей эволюции ММП в прибрежно-морской области и на шельфе западного сектора Российской Арктики предлагается выделить специфическую переходную область, включающую не только пляжи и области берега, подверженные действиям приливов–отливов, но и зоны морской аккумуляции, а также зоны смерзания морского льда с дном. В переходной области условия теплообмена коренным образом отличаются как от континентальных областей, так и от областей мелководного и глубоководного шельфа. Наши исследования эволюции криолитозоны прибрежно-морской области проводились на Западном Ямале в районе полярной станции (п/с) Марре-Сале и были сконцентрированы преимущественно в переходной области. Кроме того, были продолжены наблюдения за термическим режимом ММП, сезонным оттаиванием грунтов и криогенными физико-геологическими процессами в континентальной части территории.

Комплекс исследований включал следующее:

- сбор и обработку климатических данных (среднесуточная температура воздуха, сила и направление ветра, осадки, снежный покров) и данных по морской гидрологии (среднесуточная температура и соленость морской воды, сроки становления и разрушения морского льда, толщина морского льда, суточные данные о высоте, периоде и направлении морских волн);
- наблюдения за термическим режимом, сезонным оттаиванием и криогенными процессами в различных ландшафтах континентальной области;
- изучение геологического и геокриологического строения переходной области;
- наблюдения за термическим режимом ММП и сезонным оттаиванием в переходной области.

Гидрометеорологические и морские гидрологические наблюдения проводятся на п/с Марре-Сале в соответствии с принятой в гидрометеорологии стандартной методикой [Наставление..., 1984].

Для анализа температуры придонного слоя воды в Баренцевом и Карском морях использованы океанологические базы данных Мурманского морского биологического института (ММБИ) КНЦ РАН и Арктического и Антарктического института (АНИИ) о гидрологии Баренцева и Карского морей, база данных Института океанологии (ИО) РАН о батиметрии и донном рельефе юго-восточной части Баренцева моря, базы данных ВНИИОкеангеология и результаты собственных наблюдений. Из всего массива данных были выбраны значения придонной температуры, выпол-

нена отбраковка данных, устранены повторы и ошибки. Все значения сведены в новую базу данных температуры придонного слоя воды, которая была использована для анализа.

Термический режим и сезонное оттаивание ММП континентальной области в районе п/с Марре-Сале начиная с 1979 г. изучалось на наблюдательных площадках, организованных в пяти доминантных ландшафтах. На каждой из площадок пробурена и обсажена скважина глубиной 10 м, в которой установлены кабели с датчиками и 4-канальные логгеры НОВО U12. В соответствии с протоколом наблюдений стандартными обязательными глубинами установки датчиков приняты 2 (1), 3, 5 и 10 м. На кабеле через 0,5 м установлены пластиковые перемишки, препятствующие конвективному перемешиванию воздуха в стволе скважин. Измерения температуры выполнялись каждые 6 часов. Сезонное оттаивание ММП измерялось ежегодно в конце теплого сезона (начало сентября).

Геологическое и геокриологическое строение переходной области изучено в скважинах до глубины 2,5 м и в шурфах до 0,8 м. Бурение скважин и проходка шурфов сопровождалось детальным описанием состава, сложения и свойств пород, а в мерзлой толще также описанием криогенного строения. Отбирались образцы пород для изучения влажности (льдистости), вещественного и гранулометрического состава, засоленности и состава солей, содержания органического углерода.

Термический режим в зоне деградации ММП изучен в скважине глубиной 2,5 м, пробуренной в августе 2006 г. в центральной части пляжа вблизи полярной станции на участке развития термоабразионного берега высотой около 7 м. Скважина обсажена металлической трубой диаметром 76 мм. В скважину установлены автономные логгеры НОВО U22 Water Temp Pro v2, предназначенные для работы в воздушной и водной средах. Диаметр логгеров с креплением составляет около 40 мм, что практически исключает конвективное перемешивание воды и (или) воздуха в скважине. Измерения проводятся каждые 6 часов.

Такая же скважина была пробурена и оборудована на низкой затапливаемой в приливы морской лаиде примерно в 12 км к югу от п/с Марре-Сале в 200 м от берега залива Мутный. Здесь изучается температурный режим промерзающих пород в зоне новообразования ММП.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Климат.** В последние десятилетия активно обсуждается проблема изменения климата в Арктике. Разработаны глобальные и локальные прогнозные модели климатических изменений на 100-летнюю перспективу. На их основе сделаны пер-

вые прогнозные оценки отклика криолитозоны, главным образом изменений среднегодовой температуры и глубины сезонного оттаивания [Анисимов, Белолуцкая, 2002; Малевский-Малевич и др., 2006; Романовский, 2006; Romanovsky et al., 2008]. Применительно к проблеме эволюции ММП в прибрежно-морской области Западного Ямала важно оценить изменение температуры воздуха. Побережье западного сектора Российской Арктики в силу особенностей формирования климата характеризуется существенно неоднородным распределением среднегодовой температуры воздуха. Наблюдается закономерное понижение среднегодовой температуры воздуха с запада на восток. Наиболее низкие среднегодовые температуры воздуха характерны для островов Северной Земли и северного побережья Таймыра и составляют  $-14^{\circ}\text{C}$ . Наиболее высокие значения среднегодовых температур присущи западному сектору побережья и возрастают до  $-2^{\circ}\text{C}$  на п-ове Канин нос [Справочник..., 1966]. Среднегодовая температура воздуха на побережье Западного Ямала в районе Марре-Сале от года к году изменяется в пределах  $-4,5...-10,5^{\circ}\text{C}$  при средней многолетней температуре  $-8^{\circ}\text{C}$ . Для всех метеостанций региона характерны колебательные изменения среднегодовой температуры воздуха во времени, однако при этом можно выделить временные интервалы, имеющие общие тенденции климатических изменений. Начиная с 1920-х гг. в западном секторе Российской Арктики повсеместно наблюдалось потепление, которое достигло максимума в 1940-х гг. и завершилось к началу 1970-х гг. С 1970-х гг. начинается новый современный этап потепления климата. Следует отметить, что амплитуда потепления неодинакова в разных районах западной Арктики. По оценкам А.В. Павлова и Г.В. Малковой [2005], за последние 30 лет максимальное потепление отмечается в субарктических районах побережья – Тазовском п-ове и юго-западной части Гыданского п-ова. Здесь повышение температуры составило более  $1^{\circ}\text{C}$ . Минимальное потепление характерно для побережья Баренцева моря, арктических островов, Югорского п-ова, северной части п-ова Ямал и северного Таймыра. Повышение температуры воздуха в этих районах не превышает  $0,7^{\circ}\text{C}$ .

Таким образом, оценивая тенденции климатических изменений в прибрежно-морской области западного сектора Российской Арктики за последние 30–40 лет, можно говорить об общем потеплении, которое в разных частях региона происходит с различной амплитудой. Для района Карского моря, примыкающего к Западному Ямалу, повышение среднегодовой температуры воздуха с 1972 по 2009 г. составило около  $1,7^{\circ}\text{C}$ .

По данным п/с Марре-Сале, одновременно с повышением среднегодовой температуры воздуха наблюдается увеличение годовых сумм осадков и

высоты снежного покрова при общем снижении его плотности.

**Морская гидрология.** Для оценки тенденций эволюции криолитозоны в прибрежно-морской области необходимо располагать данными как о годовом ходе температуры морского дна и донных отложений, так и о межгодовых изменениях. Эти наблюдения представляют собой технически сложную задачу. Известны лишь единичные попытки выполнить такие измерения [Solomon et al., 2006]. Как правило, считается, что вне полосы смерзания однолетнего морского льда и дна температура морского дна в первом приближении равна температуре придонного слоя воды. Наблюдения за температурой придонного слоя воды проводятся на п/с Марре-Сале на мелководье в летний период и подо льдом в зимний период. Результаты ежесуточных наблюдений за температурой придонного слоя воды приведены на рис. 1. На основе суточных данных рассчитаны значения среднегодовой температуры воды в придонном слое. Установлена тесная корреляция между среднегодовыми величинами температуры воды и воздуха (рис. 2). Коэффициент корреляции составляет 0,74. Поскольку, как сказано выше, начиная с 1970-х гг. температура воздуха возрастает, мы вправе ожидать повышения среднегодовой температуры воды в придонном слое. На основе имеющихся данных в первом приближении рост температуры воды при глубинах моря до 5 м оценивается в 0,1–0,2 °С на каждый градус повышения температуры воздуха. Таким образом, имеющиеся данные подтверждают ускоренную деградацию

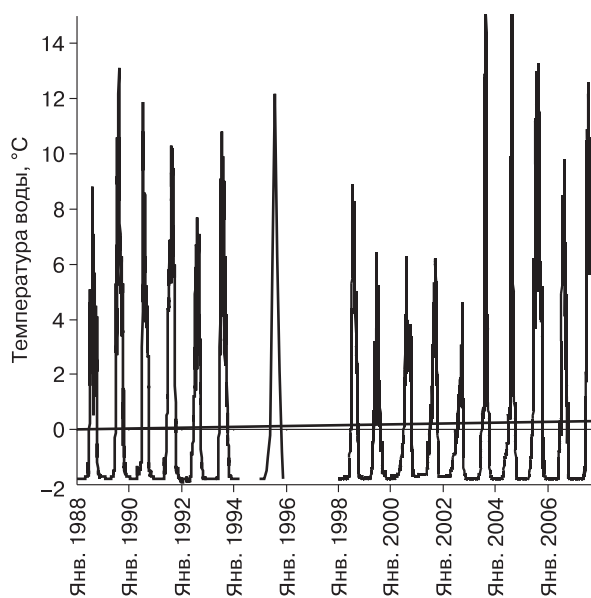


Рис. 1. Многолетние изменения температуры придонного слоя морской воды на глубине до 5 м в районе Марре-Сале и линейный тренд.

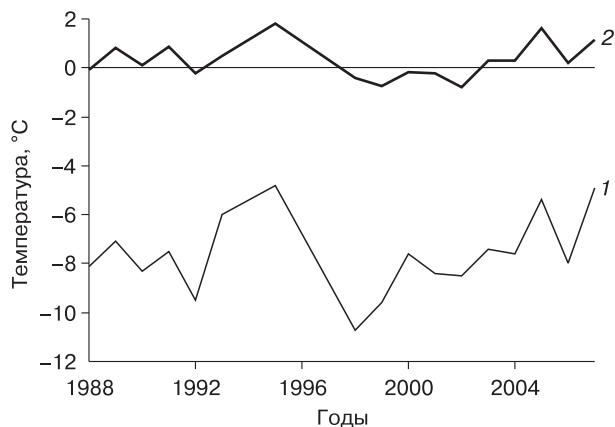


Рис. 2. Среднегодовая температура воздуха (кривая 1) и придонного слоя морской воды (2) на глубине до 5 м в районе Марре-Сале.

ММП в мелководной области при переходе от континентального к субаквальному типу криолитозоны за счет повышения температуры морской воды после 1970 г.

Вековые изменения температуры воды в придонном слое оценены на основе сформированной базы данных, в которой содержатся результаты измерений температуры и солености морской воды, а также батиметрические данные для Баренцева и Карского морей за последние 100 лет. Анализировались зоны прибрежно-морской области, для которых имелось наибольшее количество разновременных измерений. Полученные результаты показывают, что и в области сравнительно небольших глубин (до 100 м), т. е. области возможного распространения субаквальной мерзлоты, температура придонного слоя воды повысилась. В качестве примера на рис. 3 приведены данные изменения температуры придонного слоя воды с 1925 по 1995 г. для участка морского мелководья площа-

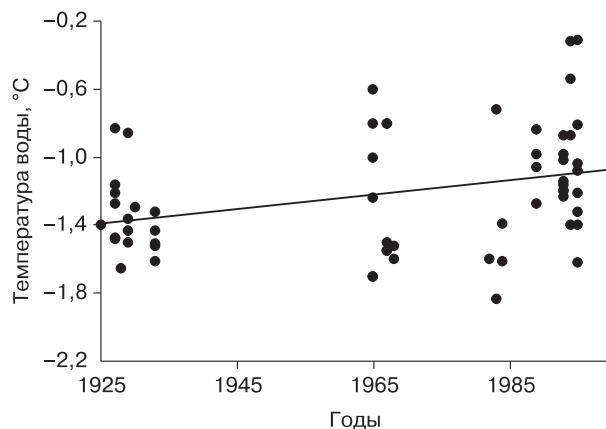


Рис. 3. Температура придонного слоя воды в проливе Малыгина и линейный тренд.

дью около 2500 км<sup>2</sup> к западу от пролива Малыгина. Глубина моря в выбранном участке не превышает 65 м при средней глубине около 30 м. Здесь можно говорить о тенденции повышения температуры придонного слоя воды в указанном временном интервале примерно на 0,2–0,3 °С.

По фактическим наблюдениям в последние 10–15 лет в северной Атлантике выявлен рост температуры океанических вод до глубины 200 м со скоростью примерно 0,05 °С/год [Willis et al., 2004]. Таким образом, повышение температуры придонного слоя воды в Карском море вблизи побережья Западного Ямала может происходить как за счет прогрева водной толщи на мелководье при потеплении климата, так и за счет выноса теплых атлантических вод в Карское море.

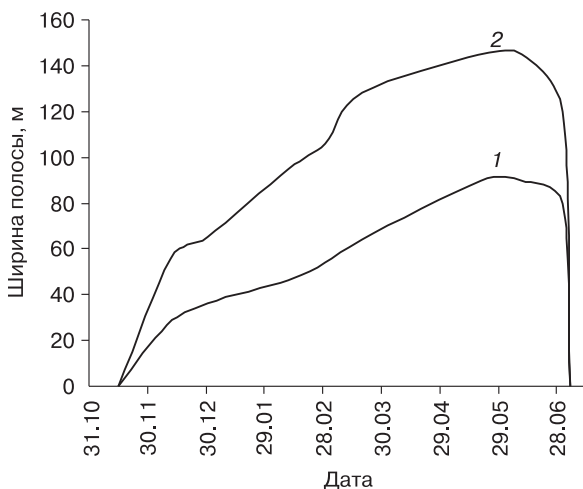
Исследования ледового покрова в Арктике, выполненные на основе спутниковых наблюдений, показывают, что в Баренцевом и Карском морях наблюдается ярко выраженная тенденция снижения площади ледового покрова летом [Шалина, 2002] и увеличения безледного периода. Из анализа сроков становления и разрушения однолетнего морского льда следует, что разрушение ледового покрова летом статистически происходит примерно в одни и те же сроки – 19 июля, а вот даты начала его образования в холодный период смещаются к более поздним срокам – от 18 октября (1988 г.) к 1 ноября (2009 г.). Очевидно, это связано с удлинением теплого периода за счет потепления осени, но, возможно, также и за счет повышения температуры морской воды.

Потепление климата вызывает не только сокращение площади ледового покрова арктических морей летом, но и уменьшение толщины сезонного льда в прибрежно-морской области. Данные о

динамике нарастания и разрушения сезонного льда на п/с Марре-Сале показывают, что в последние 13 лет максимальная толщина льда устойчиво снижается с 145–155 до 125–135 см. В первую очередь это объясняется повышением зимней температуры воздуха и все более поздними сроками начала льдообразования. Это приводит к сокращению полосы смерзания однолетнего льда с морским дном и резкому изменению условий теплообмена на дне.

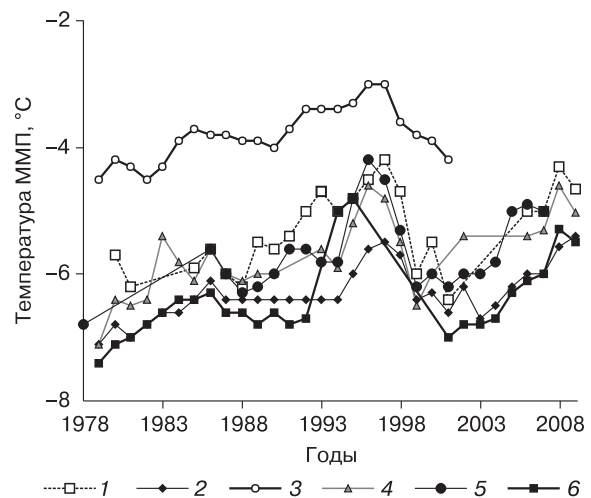
Данные по динамике морского льда в сочетании с результатами исследования рельефа морского дна позволяют оценить динамику полосы смерзания однолетнего льда с морским дном на участках распространения как термоабразионных, так и аккумулятивных берегов. Эта сравнительно узкая полоса морского дна характеризуется специфическими условиями теплообмена многолетнемерзлых пород. В качестве примера на рис. 4 приведены данные о динамике полосы смерзания близ термоабразионного и аккумулятивного типов берегов в районе п/с Марре-Сале зимой 2007/08 г. Как следует из рис. 4, максимальная ширина полосы смерзания составляет около 90 м у термоабразионного берега и 150 м у аккумулятивного берега.

**Температурный режим ММП в континентальной области.** Температурный режим континентальных ММП в условиях изменений климата достаточно хорошо изучен. Геологический разрез в районе Марре-Сале представлен континентальными песчаными и супесчано-суглинистыми отложениями третьей морской террасы, подстилаемыми морскими глинами. Возраст морских глин на Западном Ямале определен как верхнеплейстоценовый (казанцевский).



**Рис. 4.** Изменение ширины полосы смерзания сезонного морского льда с дном в 2007–2008 гг.

1 – у термоабразионного берега, 2 – у аккумулятивного берега.



**Рис. 5.** Температура ММП в скважинах на глубине 10 м.

1 – скв. 1; 2 – скв. 3; 3 – скв. 36; 4 – скв. 17; 5 – скв. 43; 6 – скв. 6.

В районе Марре-Сале установлено повышение температуры ММП на глубине 10 м на 1,0–1,4 °С [Васильев и др., 2008]. На рис. 5 приведены данные по изменению температуры ММП на глубине 10 м в основных типах ландшафтов Западного Ямала. Все измерения выполнены в конце августа – начале сентября, что повышает точность оценок изменения температуры пород.

Автоматические измерения температуры грунтов на нескольких глубинах с равными промежутками времени между измерениями позволяют точно оценить изменение среднегодовой температуры ММП по глубине. На рис. 6 приведены распределения максимальных, минимальных и среднегодовых значений температуры пород в скважине 1, расположенной в ландшафте типичной средневлажной тундры. Измерения проводились с сентября 2006 по сентябрь 2007 г. Как следует из рис. 6, среднегодовая температура ММП имеет отчетливо выраженную тенденцию к повышению по мере уменьшения глубины. Градиент среднегодовой температуры в пределах яруса годовых теплооборотов составляет около 0,5 °С на 10 м. Похожее распределение среднегодовых температур по глубине наблюдаются и в других ландшафтах. Таким образом, можно говорить об устойчивом прогреве верхних горизонтов ММП и формировании положительной волны на кривой распределения температуры пород по глубине в условиях потепления климата.

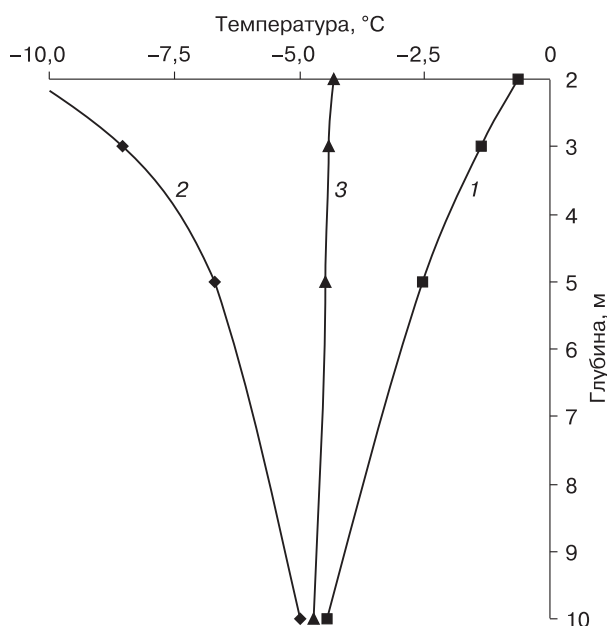


Рис. 6. Максимальная (кривая 1), минимальная (2) и среднегодовая (3) температуры ММП в скважине 1 в период с сентября 2006 г. по сентябрь 2007 г.

**Температурный режим в области деградации ММП.** Деградация ММП на западном побережье Ямала происходит на всех участках развития отступающих термоабразионных берегов. Переход ММП от континентального типа к субквальному начинается уже на морских пляжах. Геологический разрез пляжа на участке термоабразионного берега в районе Марре-Сале с поверхности до глубины 0,6 м представлен желтовато-серыми мелкозернистыми песками с маркирующим прослоем гальки на глубине 0,6–0,8 м. С глубины 0,8 м разрез представлен серыми слоистыми дислоцированными глинами морского генезиса, примерно с 1,8–2,0 м глины мерзлые. Суммарная льдистость глин достигает 30–35 % [Каневский и др., 2005]. Все отложения засолены, степень засоления составляет в песках 0,1–0,4 %, в глинах 0,35–0,70 %. Температура замерзания песков с данной засоленностью равна –0,2...–0,6 °С, глин – –0,8...–1,2 °С.

Термический режим многолетнемерзлых пород на пляже определяется несколькими факторами, наиболее важными из которых являются температура воздуха, толщина снежного покрова и скорость его накопления в снежном надуве под береговым обрывом. Наблюдения показывают, что чаще всего толщина снежного надува составляет 2 м и более, поэтому он представляет собой мощный теплоизолятор. В качестве примера на рис. 7 приведен годовой ход температуры пород с августа 2006 по август 2007 г. Обращает на себя внимание необычная (несимметричная) форма температурных кривых. С начала декабря до начала

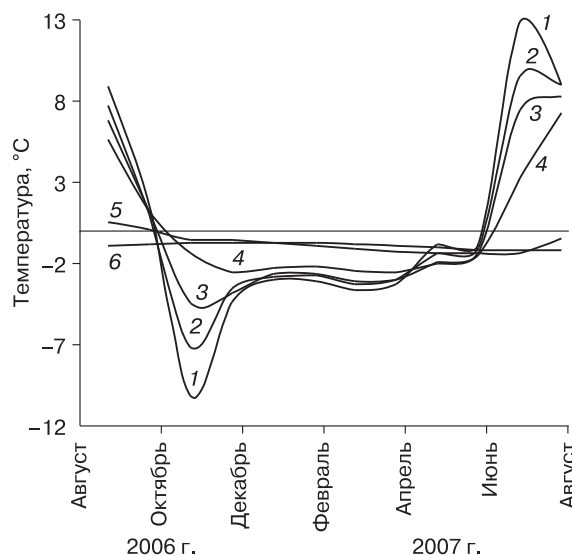
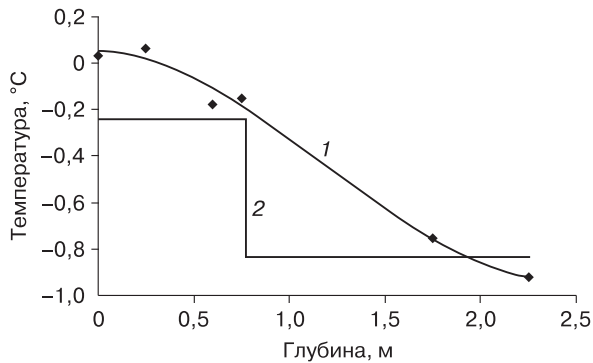


Рис. 7. Температура пород в области деградации ММП.

Глубины: 1 – поверхность; 2 – 0,25 м; 3 – 0,50 м; 4 – 0,75 м; 5 – 1,75 м; 6 – 2,25 м.

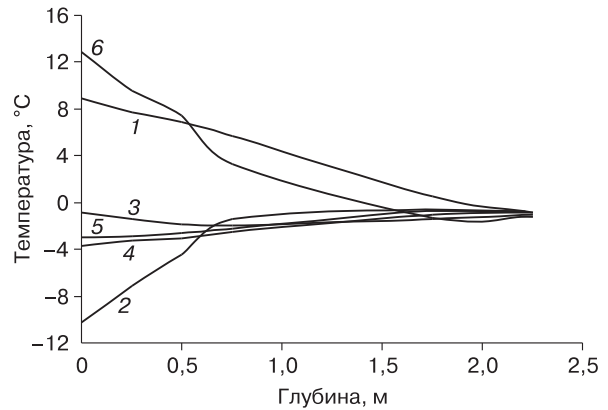


**Рис. 8.** Среднегодовая температура пород в области деградации ММП (кривая 1) и температура начала замерзания (2).

июня амплитуда температуры на поверхности резко уменьшается. Очевидно, причиной этого является накопление мощной снежной толщи на пляже, снижающей амплитуды температуры на поверхности пляжа. Это подтверждается и динамикой накопления снежного покрова зимой по данным п/с Марре-Сале. Именно с начала декабря отмечается быстрое нарастание снежного покрова и формирование снежного надува. Сход снега происходит во второй декаде июня, в это же время среднесуточная температура воздуха резко возрастает, что и находит отражение в ходе температуры поверхности. Как результат резкого снижения амплитуды на поверхности в годовом ходе температуры грунтов на всех глубинах на графиках отмечаются субгоризонтальные участки, продолжительность которых увеличивается с глубиной.

Сравнение расчетных значений среднегодовой температуры пород и температуры начала их замерзания при данном составе и засоленности (рис. 8) показывает, что вплоть до глубины примерно 2 м породы находятся в охлажденном состоянии. Это означает, что верхний горизонт в области деградации ММП формально относится к сезонномерзлым, и только с глубины 2 м породы еще находятся в многолетнемерзлом состоянии.

Анализ кривых распределения температуры ММП по глубине (рис. 9) позволил установить исключительно малую мощность (глубину) слоя нулевых годовых амплитуд. Независимо от даты измерений на глубине 2,25 м температура пород составляет  $(-1,0 \pm 0,2)$  °С. Таким образом, мощность слоя годовых нулевых амплитуд оценивается приблизительно в 3,0–3,5 м. Однократные измерения в скважине глубиной 4,5 м в сентябре 2009 г. подтвердили, что при глубинах более 3,5 м темпе-



**Рис. 9.** Распределение температуры пород по глубине в области деградации ММП.

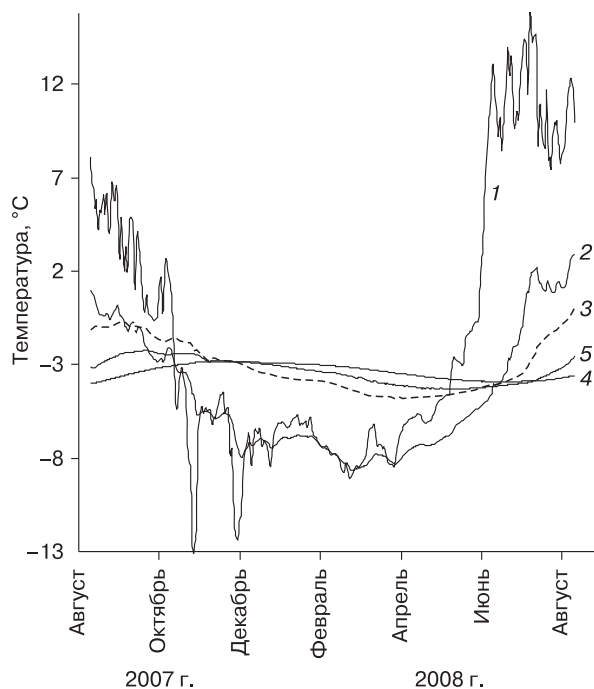
1 – сентябрь 2006 г.; 2 – ноябрь 2006 г.; 3 – январь 2007 г.; 4 – март 2007 г.; 5 – май 2007 г.; 6 – июль 2007 г.

ратура пород в годовом цикле не изменяется. В период с сентября 2008 по сентябрь 2009 г. среднегодовая температура пород составила около  $-1,4$  °С. Столь малая мощность слоя нулевых годовых амплитуд, скорее всего, связана с формированием мощного снежного надува под береговыми обрывами, играющего роль теплоизолятора и защищающего породы пляжа от зимнего выхолаживания.

**Температурный режим в области новообразования ММП.** Новообразование ММП на Западном Ямале происходит на низких современных аккумулятивных образованиях – косах, аккумулятивных островах и морских лайдах. Здесь с учетом среднегодовой температуры морской воды около 0 °С формирование многолетнемерзлых засоленных пород может начинаться еще в субаквальном состоянии в припайной зоне при глубине моря менее 1,5 м.

Геологический разрез с поверхности до глубины 0,2–0,3 м представлен аллохтонным плохо разложившимся торфом, образованным в результате накопления растительного детрита в лагунных условиях. Торф подстилается бурными илистыми не полностью консолидированными отложениями супесчано-суглинистого состава с включением органического детрита. С глубиной консолидация пород повышается. Начиная с глубины 1,5 м разрез сложен серыми тяжелыми суглинками и глинами. Влажность (льדיстость) пород изменяется в пределах 30–45 %.

В мерзлотном отношении разрез, по крайней мере до глубины 2,4 м, представлен чередованием твердомерзлых горизонтов мощностью 0,1–0,3 м и отрицательно-температурных охлажденных слоев мощностью 0,2–0,5 м.



**Рис. 10. Температура пород на лайде в области новообразования ММП.**

Глубины: 1 – поверхность; 2 – 0,2 м; 3 – 0,6 м; 4 – 1,1 м; 5 – 1,6 м.

Годовой ход температуры пород на разных глубинах приведен на рис. 10. Следует отметить, что в отличие от области деградации ММП для данной области характерны сравнительно низкие текущие и среднегодовые температуры. Среднегодовая температура пород около  $-3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . В устьевых частях рек на поймах в этом регионе среднегодовая температура ММП несколько ниже и достигает  $-4,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . В области новообразования ММП не зафиксировано прогрева промерзающей толщи. Наоборот, в верхнем горизонте мощностью 0,5–0,8 м отмечаются даже несколько более низкие среднегодовые температуры пород. Таким образом, несмотря на потепление климата и повышение температуры морской воды, не наблюдается каких-либо затруднений в новообразовании ММП в области морской аккумуляции. В летний период мощность слоя с температурой выше температуры замерзания пород (аналога слоя сезонного оттаивания) составляет 0,5–0,7 м.

### ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы, характеризующие условия и особенности эволюции криолитозоны в прибрежно-морской области на примере Западного Ямала.

- Выявлено, что изменение среднегодовой температуры воздуха во времени носит колебательный характер при общей тенденции к росту. При этом в разных районах амплитуда повышения может быть различной. С 1972 по 2009 г. среднегодовая температура воздуха на побережье Западного Ямала повысилась примерно на  $1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

- Установлена тесная корреляция между среднегодовыми величинами температуры придонного слоя воды на мелководье и воздуха. На примере участка моря к западу от пролива Малыгина показано, что при глубине моря до 65 м температура придонной воды с 1920-х до конца 1990-х гг. повысилась примерно на  $0,2\text{--}0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Это затрудняет новообразование мерзлоты на аккумулятивных образованиях (мыс Скуратова, о-ва Шараповы Кошки и Марресальские Кошки и др.) и способствует ускоренной деградации ММП на участках распространения термоабразионных берегов.

- Вследствие повышения температуры воздуха и морской воды и уменьшения толщины припайного льда и времени его существования наблюдается сужение полосы смерзания припайного льда и морского дна.

- На фоне потепления климата установлено повышение среднегодовой температуры ММП за последние 30 лет в континентальных условиях в зависимости от типов тундровых ландшафтов на  $1,0\text{--}1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Оценен эффект устойчивого прогрева верхних горизонтов ММП и формирования положительной волны на кривой распределения температуры пород по глубине в условиях потепления климата, градиент среднегодовых температур в 10-метровом слое в 2006–2007 гг. составил около  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  на 10 м.

- Наблюдения за формированием температурного режима засоленных пород на пляже в области деградации ММП показали, что среднегодовая температура пород на пляже составляет  $-1,0\text{--}-1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , т. е. близка к температуре их замерзания. По соотношению величин среднегодовой температуры и температуры начала замерзания засоленных пород верхний горизонт отложений до глубины 2 м может быть отнесен к сезонно-мерзлым. Глубина слоя годовых нулевых амплитуд оценивается в 3,0–3,5 м. Это связано с влиянием мощной толщи снега под морскими обрывами в зимний период.

- По данным термометрических наблюдений на низкой аккумулятивной морской лайде, в области новообразования ММП среднегодовая температура пород составила около  $-3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Разрез характеризуется чередованием твердомерзлых и охлажденных горизонтов. Несмотря на повышенные температуры воздуха и морской воды, не выявлено затруднений для новообразования ММП в области морской аккумуляции.

Исследования выполнены в рамках программы РАН № 20 “Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология” (подпрограмма “Комплексные исследования Арктического шельфа”, проект 6 “Криолитозона Арктических морей и континентального обрамления западного сектора Евразии: оценка современного состояния, закономерности динамики, геокриологическая история, трансформация мерзлых и охлажденных пород, эманации углеводородов”), при поддержке гранта Ведущие научные школы (НШ-3271.2010.5) и Национального научного фонда (NSF) США (проекты ARC-0632400, ARC-0520578).

### Литература

- Анисимов О.А., Белолуцкая М.А.** Оценка влияния изменения климата и деградации вечной мерзлоты на инфраструктуру в северных регионах России // Метеорология и гидрология, 2002, № 6, с. 15–22.
- Васильев А.А., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г.** Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 2, с. 10–18.
- Васильев А.А., Коростелев Ю.В., Москаленко Н.Г., Дубровин В.А.** Измерения сезонноталого слоя в Западной Сибири по программе CALM (база данных) // Криосфера Земли, 1998, т. II, № 3, с. 87–90.
- Григорьев Н.Ф.** Современные многолетнемерзлые породы на шельфе Карского моря // Криолитозона Арктического шельфа. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1981, с. 38–44.
- Григорьев Н.Ф.** Криолитозона прибрежной части западного Ямала. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1987, 112 с.
- Дубровин В.А.** Оценка современного состояния криолитозоны Ямала // Материалы Междунар. конф. “Криосфера Земли как среда жизнеобеспечения”. Пушино, ЗАО “Олита”, 2003, с. 166.
- Жигарев Л.А.** Океаническая криолитозона. М., Изд-во Моск. ун-та, 1997, 320 с.
- Каневский М.З., Васильев А.А., Стрелецкая И.Д.** Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 3, с. 16–27.
- Малевский-Малевич С.П., Молькентин Е.К., Надёжина Е.Д. и др.** Проблемы валидации модельных оценок эволюции термического состояния многолетнемерзлых грунтов // Материалы Междунар. конф. “Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений”. Тюмень, ТюмГНУ, 2006, т. 1, с. 78–82.
- Наставление** гидрометеостанциям и постам. Вып. 9, ч. 1. Л., Гидрометеиздат, 1984, 382 с.
- Оберман Н.Г.** Внутривековая динамика мерзлой зоны европейского северо-востока России // Материалы Второй конф. геокриологов России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, т. 2, с. 212–217.
- Оберман Н.Г.** Многолетние тенденции естественной эволюции криолитозоны европейского северо-востока // Материалы Междунар. конф. “Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений”. Тюмень, ТюмГНУ, 2006, т. 1, с. 93–96.
- Павлов А.В.** Реакция криолитозоны на современные и ожидаемые в XXI веке климатические изменения // Разведка и охрана недр, 2001, № 5, с. 8–14.
- Павлов А.В.** Мерзлотно-климатические изменения на севере России: наблюдения, прогноз // Изв. РАН. Серия геогр., 2003, № 6, с. 22–29.
- Павлов А.В., Малкова Г.В.** Современные изменения климата на севере России. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2005, 54 с.
- Романовский В.Е.** Температурный режим вечной мерзлоты Аляски последних 20 лет // Материалы Междунар. конф. “Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений”. Тюмень, ТюмГНУ, 2006, т. 1, с. 96–101.
- Справочник** по климату СССР. Вып. 24, ч. II. Температура воздуха и почвы. Л., Гидрометеиздат, 1966, 404 с.
- Хименков А.Н., Брушков А.В.** Океанический криолитогенез. М., Наука, 2003, 336 с.
- Шалина Е.В.** Изменение ледового покрытия Баренцева, Карского, Восточно-Сибирского морей и моря Лаптевых за период с 1978 по 1999 год согласно наблюдениям со спутников // Экология северных территорий России. Прогноз ситуации, пути развития, решения: Материалы Междунар. конф. Архангельск, Ин-т эколог. проблем Севера УрО РАН, 2002, т. 1, с. 890.
- Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E. et al.** The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Program: Research designs and initial results // Polar Geography, 2000, vol. 24, No. 3, p. 165–258.
- Osterkamp T.E.** Sub-sea Permafrost // Encyclopedia of Ocean Sciences. N.Y., Acad. Press, 2001, p. 2902–2912.
- Romanovsky V.E., Kholodov A.L., Marchenko S.S. et al.** Thermal state and fate of permafrost in Russia: First results of IPY // Proc. of the Ninth Intern. Conf. on Permafrost. Fairbanks, Univ. of Alaska Fairbanks, USA, 2008, vol. 2, p. 1511–1518.
- Solomon S., Whalen D., Stevens C.** One year of ground temperature measurements from Beneath Bottomfast Ice, Beaufort Sea, Canada // Proc. of the Intern. Conf. “Arctic Coastal Research International Science Plan (ACRISP)”. Groningen, Arctic Center, Univ. of Groningen, Netherlands, 2006, p. 32.
- Willis J.K., Roemmich D., Cornuelle B.** Interannual variability in upper ocean heat content, temperature, and thermocline expansion on global scales // J. Geophys. Res., 2004, vol. 109, C12036, doi: 10.1029/2003JC002260, 13 p.

Поступила в редакцию  
11 ноября 2011 г.