КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 4, с. 34–42 **http://www.izdatgeo.ru**

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ШЕЛЬФЕ И ПОБЕРЕЖЬЕ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

УДК 551.345 DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2017-4(34-42)

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ВЕРХНЕГО ГОРИЗОНТА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД В ПЕРЕХОДНОЙ ОБЛАСТИ ОТ СУШИ К МОРЮ НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО ЯМАЛА

А.А. Васильев[1,2], Г.Е. Облогов[1,2], И.Д. Стрелецкая[3], В.А. Федин[3], Р.С. Широков[1], Н.А. Задорожная[3]

[1]*Институт криосферы Земли СО РАН, 625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86, Россия; al.a.vasiliev@gmail.com*
[2]*Тюменский государственный университет, 625003, Тюмень, ул. Володарского, 6, Россия*
[3]*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия*

Рассмотрены особенности формирования температурного режима верхнего горизонта многолетнемерзлых пород в переходной области от суши к морю на Западном Ямале. На основе прямых наблюдений установлено, что в области деградации многолетнемерзлых пород среднегодовая температура засоленных пород близка к температуре замерзания. Глубина слоя нулевых годовых амплитуд температур пород составляет 2.5–3.5 м. На низких морских лайдах происходит новообразование многолетнемерзлых пород, их среднегодовая температура составляет –3.9 °С. Глубина слоя нулевых годовых амплитуд температур пород не превышает 3–4 м.

Температурный режим многолетнемерзлых пород, климат, береговая зона, Западная Сибирь, Ямал

THERMAL REGIME OF THE UPPER PART OF PERMAFROST IN THE TRANSITION ZONE FROM LAND TO SEA, WESTERN YAMAL

A.A. Vasiliev[1,2], G.E. Oblogov[1,2], I.D. Streletskaya[3], V.A. Fedin[3], R.S. Shirokov[1], N.A. Zadorozhnaia[3]

[1]*Earth Cryosphere Institute, SB RAS, 86, Malygina str., Tyumen, 625026, Russia; al.a.vasiliev@gmail.com*
[2]*Tyumen State University, 6, Volodarskogo str. , Tyumen, 625003, Russia*
[3]*Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, 1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia*

This paper analyzes specific features of the thermal regime evolved in the upper portion of permafrost in the transition area between land and sea on western Yamal Peninsula. Based on direct observations, the mean annual temperature of saline sediments is found to be about freezing point in areas where permafrost is subject to degradation, with the depth of zero annual amplitude occurring at 2.5–3.5 m. Permafrost continues to form at low marine laidas, where mean annual temperature of sediments averages –3.9 °C. The depth of layer with zero annual amplitude in this area is less than 3–4 m.

Thermal regime of permafrost, climate, coastal zone, Western Siberia, Yamal

ВВЕДЕНИЕ

Проблема изучения реакции криолитозоны на изменения климата в последние десятилетия стала одной из приоритетных. Выполнены обширные исследования температурного режима многолетнемерзлых пород (ММП) [*Анисимов, Белолуцкая, 2002; Павлов, 2003; Романовский, 2006*; *Romanovsky et al., 2011*]. Создана международная сеть и система мониторинга температуры ММП (GTN-P) и глубины сезонного протаивания (CALM). Разработаны подходы и методы оценки отклика криолитозоны на климатические изменения [*Streletskiy et al., 2014*]. Установлено, что в ответ на потепление климата наблюдается повышение температуры ММП, а в некоторых случаях происходит протаивание верхних горизонтов ММП, вплоть до полной деградации [*Павлов, Малкова, 2005; Оберман, 2006*]. Все эти работы и выводы относятся преимущественно к континентальной криолитозоне.

Температурный режим субаквальных многолетнемерзлых пород (СММП) остается практически не изученным. Имеются лишь отдельные из-

© А.А. Васильев, Г.Е. Облогов, И.Д. Стрелецкая, В.А. Федин, Р.С. Широков, Н.А. Задорожная, 2017

мерения температуры в скважинах, вскрывших СММП [*Мельников, Спесивцев, 1995; Рокос и др., 2009*]. Здесь температурный режим формируется под влиянием изменения придонной температуры морской воды, которая, в свою очередь, может меняться под воздействием климатических и гидрологических условий. Установлено, что СММП представлены двумя типами: 1) реликтовые СММП, сформировавшиеся в период последнего похолодания и обширной регрессии моря 21–12 тыс. лет назад; 2) субаквальные штокообразные мерзлые тела, образующиеся за счет струйной дегазации и переохлаждения охлажденных пород [*Мельников, Спесивцев, 1995*]. При глубинах моря более 20 м температура СММП близка к температуре фазовых переходов [*Васильев и др., 2015*] и составляет, как правило, –1.0...–1.5 °С. На малых глубинах моря СММП имеют более низкую температуру и прогреваются сверху; образуется специфический температурный профиль с постоянно понижающейся с глубиной температурой. В таких условиях температура СММП может достигать –4...–5 °С [*Васильев и др., 2015; Nixon, 1986*]. Следовательно, можно считать, что для СММП характерны два типа температурного режима: квазиравновесный безградиентный с температурой, близкой к температуре фазовых переходов, и неравновесный низкотемпературный с обратным градиентом.

В прибрежно-морской зоне континентальные и морские ММП разделены переходной областью. Вслед за Т. Остеркампом [*Osterkamp, 2001*] авторы относят к переходной области ту часть морского побережья (как суши, так и моря), в пределах которой ММП одновременно испытывают влияние климатических и гидрологических условий.

Уникальный годичный цикл наблюдений за термическим режимом ММП в переходной области в мелководной части дельты р. Маккензи (Канада) в 2005–2006 гг. был выполнен С. Соломоном [*Solomon et al., 2008*]. Отложения мелководья пресные, температура фазовых переходов близка к 0 °С. Установлено, что среднегодовые температуры верхних горизонтов ММП здесь составили –2.4...–3.7 °С.

Одногодичные измерения температуры в 20-метровой скважине при глубине моря около 4.5 м в районе метеостанции (м/с) Марре-Сале на Западном Ямале в 2014–2015 гг. проведены В.А. Дубровиным [*Дубровин и др., 2015*]. Скважина пробурена на удалении около 800 м от берега в талике, отделяющем континентальные ММП от массива СММП. Температура на глубине 20 м составила –1.34 °С при температуре фазовых переходов в пределах –1.4...–1.8 °С. Мощность слоя годовых теплооборотов достигала 5.5 м.

Для условий Западного Ямала характерны два типа переходных областей. Первый развит на участках распространения термоабразионных берегов и включает пляжи и примыкающий подводный склон до глубины моря примерно 6–8 м. Главной особенностью этого типа переходной области является деградация многолетнемерзлых пород, вплоть до перехода их в охлажденное состояние по мере отступания берегов.

Второй тип переходной области присущ низким морским лайдам на участках современной морской аккумуляции. Он включает территории собственно лайды и примыкающего подводного склона до глубины моря, ограниченной зоной смерзания морского льда с дном. По многолетним наблюдениям на м/с Марре-Сале, максимальная мощность покрова морского льда достигает 1.6 м. Эта глубина и определяет внешнюю границу переходной области второго типа. Этот тип переходной области характеризуется новообразованием многолетнемерзлых пород.

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И МОРСКИХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Динамика температуры ММП в переходных областях обоих типов определяется изменениями климата и морских гидрологических условий. Наибольший интерес представляет анализ изменения температуры воздуха во времени, поскольку именно с этим связаны перемены в состоянии и направлении эволюции ММП. Оценка тенденций изменения температуры воздуха в Российской Арктике проведена А.В. Павловым [*2003*]. По его данным, начиная с 1970-х гг. в районе севера Западной Сибири наблюдается выраженное потепление климата. При этом наибольшее потепление характерно для континентальных районов, на морских побережьях потепление выражено гораздо слабее [*Павлов, Малкова, 2005*].

Для оценки трендов эволюции криолитозоны важно знать, происходит ли потепление климата только за счет повышения среднезимних температур воздуха или же среднелетняя температура воздуха тоже повышается. Для анализа тенденций временных изменений температуры воздуха после 1970 г. рассмотрим данные по м/с Марре-Сале. Изменения среднегодовых, среднезимних и среднелетних температур воздуха по данным метеостанции приведены на рис. 1. Начиная с 1970-х гг. наблюдается повышение и среднегодовых, и среднелетних температур. Для района Марре-Сале повышение среднегодовой температуры воздуха за 1970–2015 гг. составляет около 2 °С, или 0.04 °С/год. Повышение температуры воздуха со-

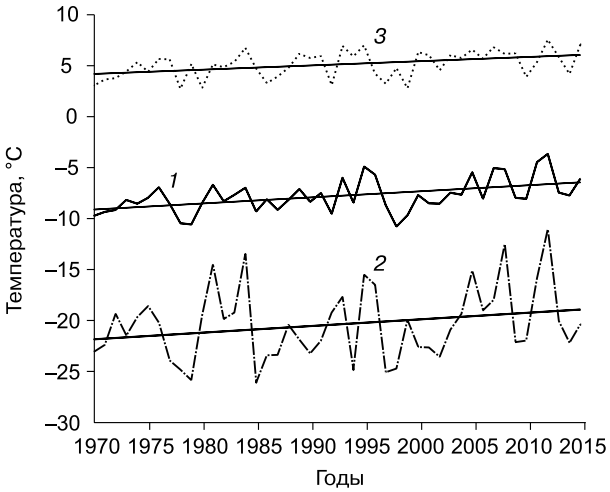

Рис. 1. Изменение среднегодовых (*1*), среднезимних (*2*) и среднелетних (*3*) температур воздуха по данным метеостанции Марре-Сале.

провождается смещением дат устойчивого перехода через 0 °С (рис. 2). Как видно, дата устойчивого перехода температуры воздуха весной не имеет выраженного тренда (см. рис. 2, *а*). В среднем переход температуры от отрицательных значений к положительным происходит примерно 10 июня. Осенний переход от положительных значений температуры к отрицательным смещается ко все более поздним датам – с 5 октября к 16 октября (см. рис. 2, *б*). Другими словами, период с отрицательными температурами воздуха наступает все позднее. Соответственно, на 10–12 дней сдвигаются даты установления снежного покрова.

На формирование температурного поля ММП в переходной области существенно влияют толщина морского льда и температура морской воды в мелководной зоне.

По данным наблюдений на м/с Марре-Сале установлено, что формирование ледового покрова на море начинается во второй–третьей декаде октября. Максимальных значений толщина льда достигает в конце апреля–начале мая. Разрушение берегового припая обычно начинается во второй–третьей декаде июля. Наблюдаемое потепление климата и прогрев морских вод приводят к уменьшению максимальной толщины ледового покрова [*Willis et al., 2004*]. Для условий Западного Ямала (по данным м/с Марре-Сале) максимальная толщина сезонного морского льда снизилась со 150 см в 1998 г. до 125 см в 2015 г. (рис. 3). Кроме того, наблюдается хорошо выраженное смещение дат начала льдообразования на море к более поздним срокам и, наоборот, смещение даты разрушения ледового покрова ко все более ранним срокам. За последние 20 лет дата начала льдообразования сместилась примерно на 14 дней к более поздним срокам, а разрушаться ледовый покров начал примерно на 10 дней раньше. Таким образом, продолжительность безледного периода за последние 20 лет увеличилась на 20–25 дней.

Исходя из морфологии примыкающего подводного берегового склона с учетом толщины припайного льда, ширина полосы смерзания у термоабразионных берегов составляет 80–100 м, а у аккумулятивных берегов – 150–200 м, с тенденцией к сокращению от года к году. У термоабразионных берегов смерзание морского льда с дном тормозит деградацию континентальных многолетнемерзлых пород в мелководной прибрежной зоне, а у аккумулятивных берегов новообразование ММП начинается уже в полосе смерзания на подводном береговом склоне. Из-за потепления климата, по крайней мере в последние 30 лет, происходит ускорение деградации ММП в области распространения термоабразионных берегов и ухудшение условий новообразования ММП в области аккумулятивных берегов.

Другим важным фактором развития ММП в переходной области является температура морской воды. Наблюдения за температурой придон-

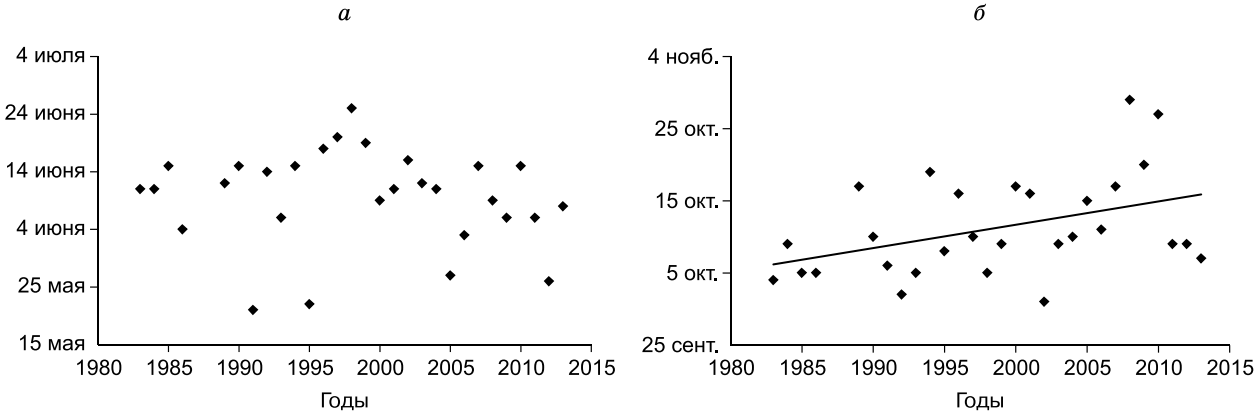

Рис. 2. Смещение дат устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С (*а* – весна, *б* – осень).

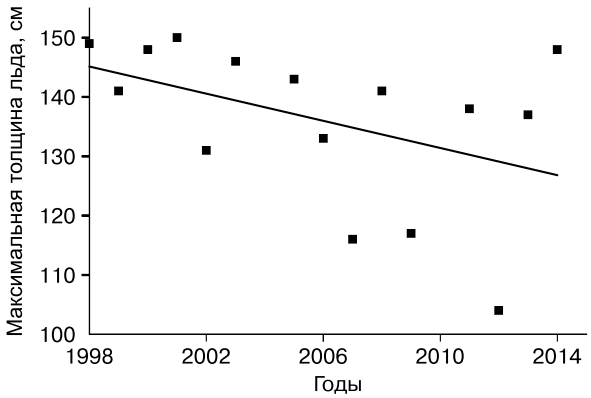

Рис. 3. Изменение максимальной толщины сезонного морского льда по данным метеостанции Марре-Сале.

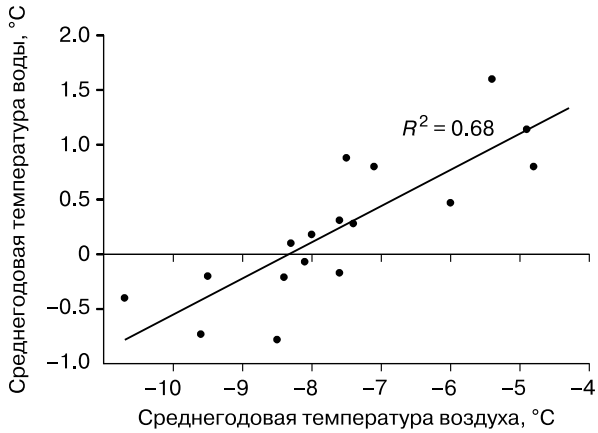

Рис. 4. Зависимость среднегодовой температуры морской воды от среднегодовой температуры воздуха по данным метеостанции Марре-Сале (1988–2015 гг.).

ного слоя воды проводятся на м/с Марре-Сале на мелководье в летний период и подо льдом в зимний период. На основе срочных данных рассчитаны значения среднегодовой температуры воды в придонном слое. Установлена хорошая корреляция между среднегодовыми значениями температур воды и воздуха (рис. 4). Коэффициент корреляции R^2 составляет 0.68. Поскольку, как говорилось ранее, начиная с 1970-х гг. температура воздуха возрастает, мы вправе ожидать повышения среднегодовой температуры воды в придонном слое. На основе имеющихся данных наблюдений на м/с Марре-Сале в первом приближении повышение температуры воды с 1988 по 2015 г. оценивается в 0.03 °C/год.

Данные спутниковых наблюдений показывают, что в последние десятилетия в северной Атлантике наблюдается повышение температуры океанических вод в приповерхностном слое со скоростью примерно 0.05 °C/год [*Willis et al., 2004*]. Таким образом, повышение температуры придонного слоя воды в Карском море вблизи побережья Западного Ямала происходит как за счет прогрева водной толщи на мелководье при потеплении климата, так и за счет поступления все более теплых атлантических вод в Карское море.

МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ТЕМПЕРАТУРОЙ ПОРОД В ПЕРЕХОДНОЙ ОБЛАСТИ

Мониторинг температурного режима в переходной области от суши к морю представляет собой сложную техническую задачу, поскольку береговая зона находится под воздействием приливов, нагонов и штормов. Оборудовать здесь сухие скважины практически невозможно, поэтому необходимо использовать автономные логгеры для измерения температуры пород. Наблюдения на оборудованном в районе м/с Марре-Сале стационаре осуществляются в двух скважинах.

Скважина SB 01 (69°42′ с.ш., 66°48′ в.д.) пробурена в 2006 г. на пляже у термоабразионного обрыва близ уреза воды до глубины 2.5 м, чтобы обеспечить измерение температуры ММП ниже слоя сезонного протаивания. Скважина обсажена металлической трубой диаметром 76 мм. Высота устья скважины над средним уровнем моря составляет 0.1 м. В скв. SB 01 установлены автономные логгеры HOBO Water Temp Pro v2 на глубинах 0.03, 0.5, 1.0, 1.5 и 2.1 м. Измерения проводятся 4 раза в сутки. Один раз в конце теплого сезона датчики извлекаются из скважины, считываются накопленные данные и датчики вновь устанавливаются на заданные глубины.

Геологический разрез пляжа на участке термоабразионного берега в районе Марре-Сале с поверхности до глубины 0.6 м представлен отложениями современной фации пляжа, сложенной желтовато-серыми мелкозернистыми песками. На глубине 0.6–0.8 м выделяется слой гальки и гравия, маркирующий нижнюю границу фации. С глубины 0.8 м разрез представлен верхненеоплейстоценовыми серыми слоистыми глинами морского генезиса. Примерно с глубины 1.5–1.8 м глины – мерзлые. Суммарная льдистость глин достигает 30–35 % [*Каневский и др., 2005*]. Все отложения засолены, содержание водорастворимых солей в песках составляет 0.1–0.4 %, в глинах в среднем 0.8 %. Температура замерзания песков с данной засоленностью равна –0.2...–0.6 °C, глин – около –1.5 °C.

Скважина SB 03 (69°36′ с.ш., 66°49′ в.д.) пробурена в 2007 г. примерно в 12 км к югу от м/с Марре-Сале на поверхности морской лайды, в области морской аккумуляции. Скважина глубиной 2.5 м, с обсадкой металлической трубой диаметром 76 мм. Высота устья скважины над уровнем моря составляет 0.2 м. Во время высоких приливов, штормов и при нагонах поверхность лайды покрывается водой. До 2014 г. наблюдения с помощью автономных логгеров выполнялись на глубинах 0.03, 0.6, 1.1 и 1.6 м. В августе 2014 г. были добавлены датчики на глубину 2.0 и 2.5 м. Так же как в скважине у термоабразионного берега, измерения проводятся 4 раза в сутки.

Геологический разрез голоценовых морских отложений лайды с поверхности до глубины 0.2 м представлен среднемелкозернистым песком. Далее следует прослой аллохтонного плохо разложившегося торфа мощностью 0.2 м, сформировавшегося в результате накопления растительного детрита в лагунных условиях. Торф подстилается бурыми 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. Отложения полностью водонасыщенны. Влажность (льдистость) пород изменяется в пределах 30–45 %. Отложения засолены, содержание водорастворимых солей в поверхностных песках составляет 0.1–0.4 %, в глинах – 0.4–2.0 %. Температура начала замерзания глин с таким содержанием солей изменяется от –1.1 до –3.8 °С.

В мерзлотном отношении разрез представлен чередованием твердомерзлых горизонтов мощностью 0.02–0.2 м и отрицательно-температурных пластично-мерзлых слоев мощностью 0.2–0.5 м. Такие же особенности физического состояния пород при новообразовании мерзлоты в районе Марре-Сале ранее установил Н.Ф. Григорьев [*1987*].

Помимо наблюдений в переходной области в районе Марре-Сале проводятся мониторинговые наблюдения за температурным режимом ММП в шести наблюдательных скважинах глубиной 10 м на поверхности III морской террасы.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты измерений в скв. SB 01, расположенной у термоабразионного берега, приведены на рис. 5. Обращает на себя внимание необычная (асимметричная) форма температурных кривых. С начала декабря до начала июня температура на поверхности (0.03 м) резко повышается. Очевидно, что причиной этого является накопление мощной снежной толщи на пляже, снижающей суточные амплитуды колебаний температуры на поверхности пляжа. Это подтверждается и динамикой накопления снежного покрова зимой по данным м/с Марре-Сале. Именно с начала декабря отмечается быстрое нарастание снежного покрова и формирование снежного надува толщиной до 2 м. Сход снега происходит в первой–второй декаде июня. Во второй же декаде июня среднесуточная температура воздуха резко возрастает, что и находит отражение в ходе температуры поверхности. Как результат резкого повышения температуры на поверхности, в годовом ходе температуры грунтов на всех глубинах отмечаются субгоризонтальные участки. На рис. 6 приведены распределения температуры на начало каждого месяца в период с сентября 2014 г. по август 2015 г. Как следует из рис. 6, на глубине 2.0 м среднегодовая температура многолетнемерзлых пород составляет (–1.15 ± 0.25) °С. Глубина слоя годовых нулевых амплитуд оценивается в 2.5–3.5 м. Для сравнения глубина слоя нулевых годовых амплитуд на поверхности III морской террасы несколько превышает 10 м, а температура на этой глубине в то же время составила –4.5 °С. Столь малая глубина слоя нулевых годовых амплитуд деградирующих мерзлых пород в переходной области первого типа объясняется отсутствием зимнего выхолаживания мерзлой толщи из-за исключительно высокого снежного покрова.

Таким образом, при переходе от континентального типа криолитозоны к субаквальному в переходной области первого типа среднегодовая температура пород скачком изменяется от –4.0...–5.0 до –1.0...–1.5 °С.

Многолетний ход температуры в скв. SB 03, расположенной на поверхности морской лайды в зоне современной морской аккумуляции и новообразования многолетнемерзлых пород, приведен на рис. 7. Здесь условия снегонакопления не являются аномальными, поэтому кривые распределения температуры во времени имеют симметричный характер. Распределение температуры по глубине на начало каждого месяца в период с сентября 2014 по август 2015 г. приведено на рис. 8. Среднегодовая температура мерзлых пород на глубине 2.5 м составляет –3.9 °С, что на 1.5 °С выше, чем на поверхности III морской террасы. Предполагаемая глубина нулевых годовых амплитуд температуры составляет 3–4 м. Однако, в отличие от температур в переходной области первого типа, здесь малая глубина слоя нулевых годовых амплитуд объясняется затратами тепла на фазовые переходы промерзающих пород. По данным Н.Ф. Григорьева [*1987*], на лайде о. Болотный, расположенного недалеко от скв. SB 03, среднегодовая температура также около –4 °С, а глубина нулевых годовых амплитуд достигает 4–5 м. При этом мощность ММП составляет 2–10 м.

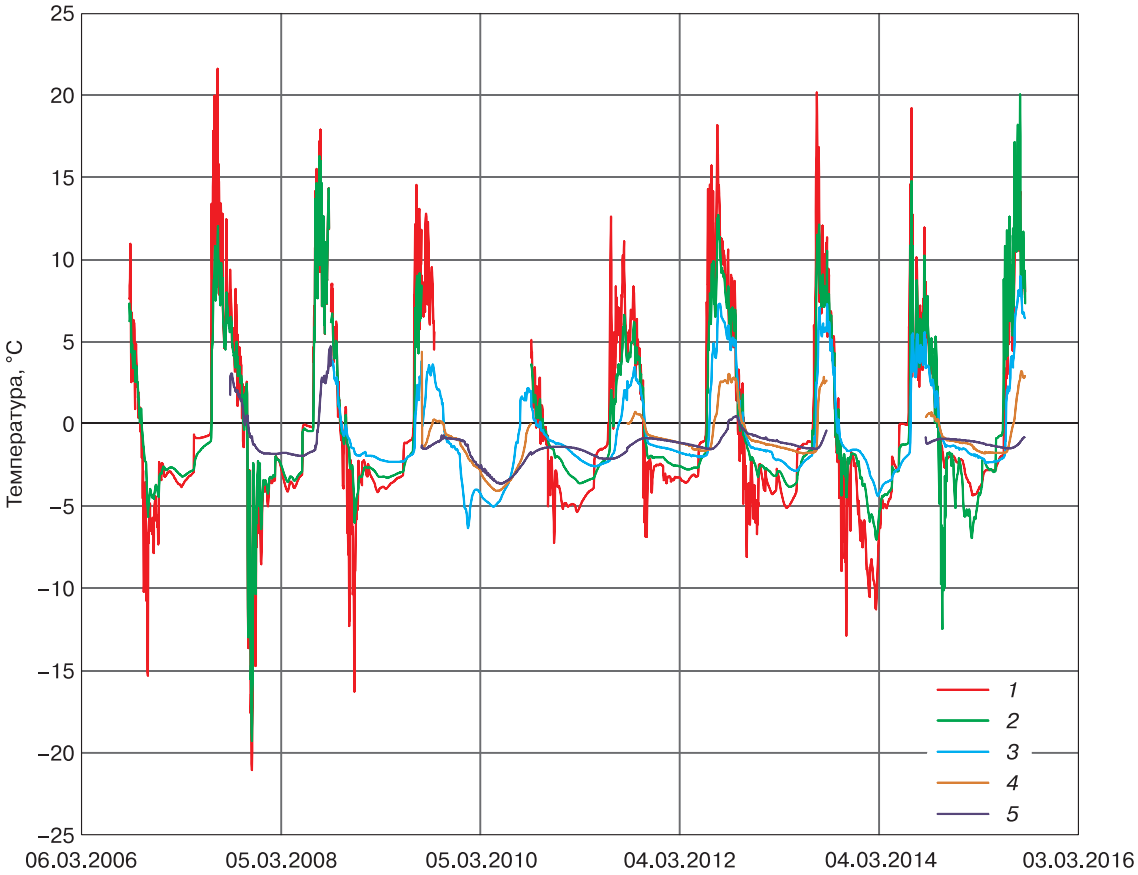

Рис. 5. Динамика температуры в скважине SB 01 на пляже у термоабразионного берега на разных глубинах:

1 – 0.03 м; *2* – 0.5 м; *3* – 1 м; *4* – 1.5 м; *5* – 2 м.

Таким образом, в переходной области второго типа происходит новообразование сравнительно низкотемпературной мерзлоты со среднегодовой температурой около –4 °С.

Несмотря на специфические условия теплообмена, в обоих типах переходных областей наблюдается хорошо выраженный отклик среднегодовой температуры пород на климатические изменения. В таблице приведены значения среднегодовой температуры воздуха и многолетнемерзлых пород в обоих выделенных типах переходных областей от суши к морю на разных глубинах. Как следует из таблицы, наблюдается соответствие в изменении температур воздуха и верхних горизонтов мерзлых пород: при повышении среднегодовой температуры воздуха заметно возрастает среднегодовая температура пород на всех глубинах. Это позволяет заключить, что на формирование температурного режима ММП суши в переходной области как у термоабразионных берегов, так и у аккумулятивных берегов решающее влияние оказывает климат. В подводной части, напротив, определяющее значение, очевидно, имеет из-

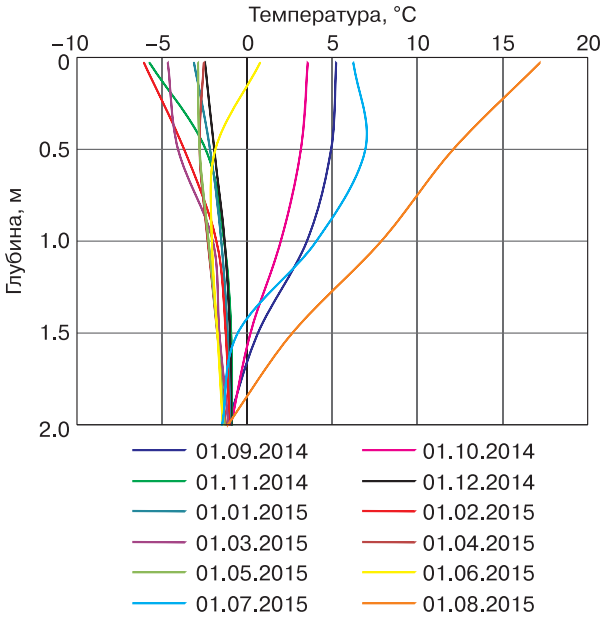

Рис. 6. Распределение температур многолетнемерзлых пород по глубине на начало каждого месяца (сентябрь 2014–август 2015 г.) в скважине SB 01 на пляже у термоабразионного берега.

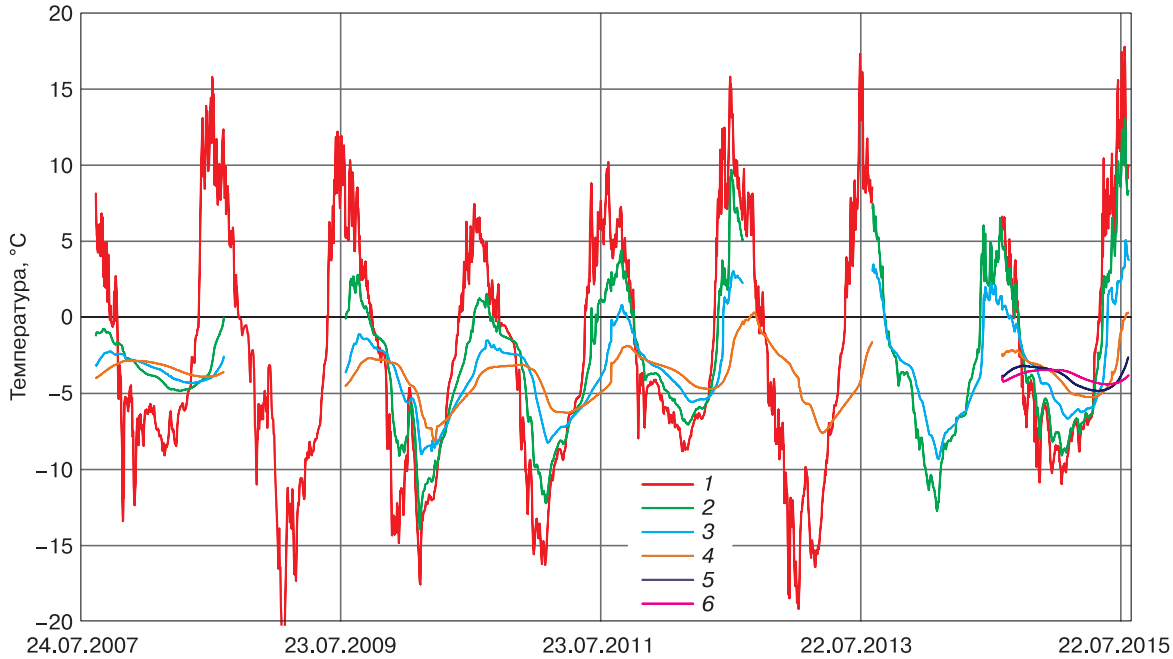

Рис. 7. Динамика температуры в скважине SB 03 на поверхности морской лайды в зоне современной морской аккумуляции на разных глубинах:

1 – 0.03 м; *2* – 0.6 м; *3* – 1.1 м; *4* – 1.6 м; *5* – 2 м; *6* – 2.5 м.

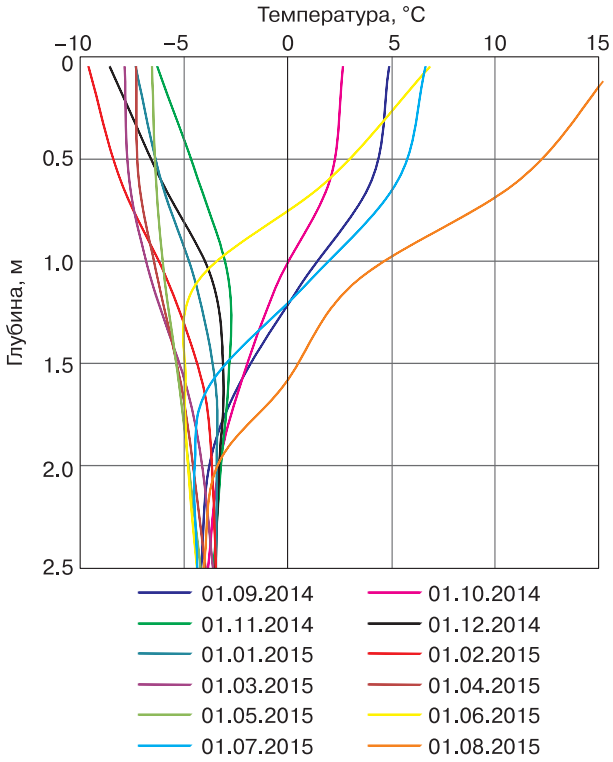

Рис. 8. Распределение температур многолетнемерзлых пород по глубине на начало каждого месяца (сентябрь 2014–август 2015 г.) в скважине SB 03 на поверхности морской лайды в зоне современной морской аккумуляции.

менение гидрологических характеристик, в первую очередь температуры придонного слоя воды.

Другой важной особенностью температурного режима ММП является понижение среднегодовой температуры с глубиной, что указывает на длительный прогрев толщи вследствие потепления климата. Такая же закономерность наблюдается и в континентальных условиях [*Васильев и др., 2011*].

ВЫВОДЫ

Проведены мониторинговые наблюдения за температурным режимом верхних горизонтов многолетнемерзлых пород в переходной области от суши к морю. У подножия термоабразионного берега отмечается деградация ММП и погружение их кровли в сторону моря. На лайде аккумулятивного берега, наоборот, происходит новообразование мерзлоты.

Среднегодовая температура пород у термоабразионного берега составляет –0.9...–2.2 °С, что на 2–3 °С выше, чем в типичных континентальных условиях. Мощность слоя нулевых годовых амплитуд составляет 2.5–3.5 м. Это объясняется в первую очередь теплоизолирующим влиянием мощного снежного надува, ежегодно формирующегося у основания термоабразионного обрыва. Среднегодовая температура пород в этой области выше температуры фазовых переходов, что позволяет отнести верхний слой деградирующих мерз-

Среднегодовые температуры (°С) многолетнемерзлых пород в переходной области от суши к морю первого типа (скв. SB 01) и второго типа (скв. SB 03) за 2007–2015 гг.

Год	Глубина установки датчиков, м										Среднегод. температура воздуха, °С
	Скв. SB 01				Скв. SB 03						
	0.03	0.5	1.0	2.1	0.03	0.6	1.1	1.6	2.0	2.5	
2007	0.13	–0.1	–0.1	–0.9	–	–	–	–	–	–	–5.0
2008	–0.4	–0.2	–0.2	–1.0	–1.4	–3.2	–3.4	–3.4	–	–	–5.1
2009	–0.7	–1.3	–0.9	–1.1	–3.6	–	–	–	–	–	–7.9
2010	–	–	–2.2	–2.0	–4.2	–4.7	–4.7	–4.7	–	–	–8.0
2011	–0.9	–1.0	–1.2	–1.6	–3.7	–4.1	–4.4	–4.5	–	–	–4.4
2012	1.2	1.0	0.4	–1.1	–0.9	–1.8	–2.5	–3.2	–	–	–3.6
2013	–0.4	–0.2	–0.3	–0.9	–4.0	–	–	–4.0	–	–	–7.4
2014	–1.8	–1.0	–0.8	–	–	–3.6	–3.6	–	–	–	–7.7
2015	0.2	0.2	0.1	–1.1	–1.9	–2.1	–2.9	–3.6	–3.9	–3.9	–5.3

лых пород к сезонномерзлым. И только нижние горизонты могут считаться многолетнемерзлыми.

На морских лайдах происходит современное образование многолетнемерзлых пород. Среднегодовая температура здесь составляет около –4 °С. Глубина нулевых годовых амплитуд не превышает 4–5 м, что связано с затратами тепла на фазовые переходы в зоне промерзания.

Потепление климата отражается в понижении среднегодовых температур пород с глубиной. Это наблюдается и у термоабразионных берегов в области деградации ММП, и в зоне современной морской аккумуляции, где наблюдается новообразование ММП. Таким образом, потепление климата способствует деградации ММП в первом случае и замедляет новообразование мерзлоты во втором.

Работа выполнена в рамках РНФ (грант 16-17-00102), исследования засоленности и температуры начала замерзания пород поддержаны РФФИ (проект № 16-05-00612\16).

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.

Anisimov, O.A., Belolutskaya, M.A., 2002. Estimation of effects of climate change and permafrost degradation to infrastructure in northern regions of Russia. Meteorologia i gidrologia, No. 6, 15–22. (in Russian)

Васильев А.А., Облогов Г.Е., Рекант П.В., Стрелецкая И.Д. Температурный режим субаквальной мерзлоты в Карском море // Тр. Междунар. конф. “Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы” (Тюмень, 2–5 июля 2015 г.). Тюмень, Эпоха, 2015, с. 44–45.

Vasiliev, A.A., Oblogov, G.E., Rekant, P.V., Srtreletskaya, I.D., 2015. Thermal regime of subsea permafrost in the Kara Sea, in: Proc. of the Third International Conference “Arctic, Subarctic: Mosaic, Contrast, Variability of the Cryosphere” (Tyumen, 2–5 July 2015). Epokha, Tyumen, pp. 44–45. (in Russian)

Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Широков Р.С., Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны прибрежно-морской области Западного Ямала при изменении климата // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 2, с. 56–64.

Vasiliev, A.A., Srtreletskaya, I.D., Shirokov, R.S., Oblogov, G.E., 2011. Evolution of the permafrost of the coastal zone of Western Yamal under changing climate conditions. Earth’s Cryosphere, XV (2), 56–64. (in Russian)

Григорьев Н.Ф. Криолитозона прибрежной части западного Ямала / Н.Ф. Григорьев. Якутск, Изд-во ИМЗ СО АН СССР, 1987, 112 с.

Grigoriev, N.F., 1987. Coastal Permafrost of the Western Yamal. Izd-vo IMZ SO AN SSSR, Yakutsk, 112 pp. (in Russain)

Дубровин В.А., Крицук Л.Н., Полякова Е.И. Температура, состав и возраст отложений шельфа Карского моря в районе геокриологического стационара Марре-Сале // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 4, с. 3–16.

Dubrovin, V.A., Kritsuk, L.N., Polyakova, E.I., 2015. Temperature, composition and age of the Kara Sea shelf sediments in the area of the Marre-Sale geocryological station. Earth’s Cryosphere, XIX (4), 3–16. (in Russian)

Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 3, с. 16–27.

Kanevskii, M.Z., Srtreletskaya, I.D., Vasil’ev, A.A., 2005. Formation patterns for cryogenic structures of Quaternary deposits of the Western Yamal (Evidence from the Marre-Sale area). Earth’s Cryosphere, IX (3), 16–27. (in Russian)

Мельников В.П. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей / В.П. Мельников, В.И. Спесивцев. Новосибирск, Наука, 1995, 198 с.

Melnikov, V.P., Spesivtsev, V.I., 1995. Engineering-geological and Geocryological Conditions of the Barents and Kara Shelves. Nauka, Novosibirsk, 198 pp. (in Russian)

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, ТюмГНГУ, 2006, т. 1, с. 93–96.

Oberman, N.G., 2006. Multi-year trends in natural evolution of permafrost in the northeast of European Russia, in: Proceedings of the International Conference “Theory and practice of an estimation of the Earth’s Cryosphere state”. TyumGNGU, Tyumen, Vol. 1, p. 93–96. (in Russian)

Павлов А.В. Мерзлотно-климатические изменения на севере России: наблюдения, прогноз // Изв. РАН. Сер. геогр., 2003, № 6, с. 22–29.

Pavlov, A.V., 2003. Permafrost-climatic changes in northern Russia: observations, forecast. Izv. RAN, Ser. geogr., No. 6, 22–29. (in Russian)

Павлов А.В. Современные изменения климата на севере России / А.В. Павлов, Г.В. Малкова. Новосибирск, Академ. изд-во "Гео", 2005, 54 с.

Pavlov, A.V., Malkova, G.V., 2005. Contemporary Climate Changes in Northern Russia. Akademic Publishing House Geo, 54 pp. (in Russian)

Рокос С.И., Длугач А.Г., Локтев А.С., Костин Д.А., Куликов С.Н. Многолетнемерзлые породы шельфа Печорского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инж. геология, 2009, № 10, с. 38–41.

Rokos, S.I., Dlugach, A.G., Loktev, A.S., Kostin, D.A., Kulikov, S.N., 2009. Permafrost of the Pechora and Kara shelves: genesis, composition, distribution and occurrence character. Inzh. Geologia, No. 10, 38–41. (in Russian)

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, ТюмНГУ, 2006, т. 1, с. 96–101.

Romanovsky, V.E., 2006. Thermal regime of the permafrost in Alaska in the last two decades, in: Proc. of the International Conference "Theory and practice of an estimation of the Earth's Cryosphere state". TyumNGU, Tyumen, Vol. 1, pp. 96–101. (in Russian)

Nixon, J.F. Thermal simulation of subsea saline permafrost // Can. J. Earth Sci. 1986, vol. 23, p. 2039–2046.

Osterkamp, T.E. Subsea permafrost // Encyclopedia of Ocean Sciences / Ed. by J.H. Steele, S.A. Thorpe, K.K. Turekian. Cambridge, Massachusetts, Acad. Press (Elsevier), 2001, p. 2902–2912.

Romanovsky, V., Drozdov, D., Oberman, N., Malkova, G., Kholodov, A., Marchenko, S., Moskalenko, N., Sergeev, D., Ukraintseva, N., Abramov, A., Gilichinsky, D, Vasiliev, A. Thermal state of permafrost in Russia // Permafrost and Periglacial Processes. Spec. Iss.: The International Polar Year, 2011, vol. 21 (2), p. 136–155.

Solomon, S.M., Taylor, A.E., Stevens, Ch.W. Nearshore ground temperatures, seasonal ice bonding, and permafrost formation within the Bottom-Fast Ice Zone, Mackenzie Delta, NWT // Proc. of the Ninth Intern. Conf. on Permafrost (Fairbanks, June 29–July 3, 2008). Fairbanks etc., Institute of Northern Eng., Univ. of Alaska, 2008, vol. 2, p. 1675–1680.

Streletskiy, D., Anisimov, O., Vasiliev, A. Permafrost degradation // Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters. N.Y., Elsevier, 2014, p. 303–343.

Willis, J.K., Roemmich, D., Cornuelle, B. Interannual variability in upper ocean heat content, temperature, and thermosteric expansion on global scales // J. Geophis. Res., 2004, vol. 109, p. 13–26, DOI: 10.1029/2003JC002260.

Поступила в редакцию
20 сентября 2016 г.