КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Криосфера Земли, 2023, т. XXVII, № 4, с. 3–13 **https://www.sibran.ru**

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ И ПРОГНОЗ

УДК 551.345.3 DOI: 10.15372/KZ20230401

ДОЛГОВРЕМЕННЫЙ МОНИТОРИНГ ГЛУБИНЫ СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ ПОРОД В ТИПИЧНЫХ ТУНДРАХ ЗАПАДНОГО ЯМАЛА

А.А. Васильев*, Г.Е. Облогов, Р.С. Широков

Институт криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН,
625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86, Россия

**Автор для контакта, al.a.vasiliev@gmail.com*

Приведены результаты наблюдений за межгодовой динамикой глубины сезонного протаивания в доминантных ландшафтах типичной тундры на территории геокриологического стационара Марре-Сале (западное побережье п-ова Ямал). Показано, что максимальной реакцией на изменения климатических условий обладают дренированные ландшафты, а увлажненные и заболоченные ландшафты характеризуются сниженными темпами прироста глубины сезонного протаивания. Медленный рост глубины сезонного протаивания при наблюдаемом потеплении климата объясняется наличием высокольдистого горизонта в верхней части многолетнемерзлых пород, осадкой дневной поверхности, а также увеличением высоты мохового покрова. Неравномерный прирост растительности, в первую очередь мхов, формирует большую контрастность в пространственном распределении глубины сезонного протаивания. Для региональной оценки глубины протаивания предложено использовать средневзвешенную величину, учитывающую долю каждого ландшафта в общей ландшафтной структуре региона.

Ключевые слова: *изменение климата, глубина сезонного протаивания, мониторинг, доминантные ландшафты, осадка поверхности, моховой покров, Марре-Сале.*

Ссылка для цитирования: Васильев А.А., Облогов Г.Е., Широков Р.С. Долговременный мониторинг глубины сезонного протаивания пород в типичных тундрах Западного Ямала // Криосфера Земли, 2023, т. XXVII, № 4, с. 3–13. DOI: 10.15372/KZ20230401.

LONG-TERM MONITORING OF THE ACTIVE LAYER THICKNESS IN TYPICAL TUNDRAS OF THE WESTERN YAMAL

A.A. Vasiliev*, G.E. Oblogov, R.S. Shirokov

Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre,
Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Malygina St. 86, Tyumen, 625026 Russia

**Corresponding author, al.a.vasiliev@gmail.com*

Data on the interannual dynamics of the seasonal thawing depth in the dominant landscapes of typical tundra at the Marre-Sale geocryological station (western coast of the Yamal Peninsula) are presented. It is shown that drained landscapes have the maximum response to changes in climatic conditions, while wet and boggy landscapes are characterized by the reduced rates of increase in the active layer depth. The slow increase in the depth of seasonal thaw during the current climate warming is explained by the presence of an ice-rich horizon in the upper part of permafrost, thaw subsidence, and an increase in the height of the moss cover. The uneven growth of vegetation, primarily mosses, creates considerable contrasts in the spatial distribution of the active layer depth. For a regional assessment of the thawing depth, the use of its mean weighted value with due account for the share of each landscape in the entire landscape structure of the region is recommended.

Keywords*: climate change, seasonal thawing depth, monitoring, dominant landscapes, surface subsidence, moss cover, Marre-Sale.*

ВВЕДЕНИЕ

Проблема оценки реакции мерзлоты на текущие и прогнозируемые климатические изменения и возможных последствий для окружающей среды, промышленной и гражданской инфраструктуры и населения в последние десятилетия стала одной из приоритетных [*IPCC, 2018*]. Многочисленные модельные оценки на основе возможных климатических сценариев показывают, что должно наблюдаться повышение среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород (ММП),

© А.А. Васильев, Г.Е. Облогов, Р.С. Широков, 2023

увеличение глубины сезонного протаивания, сокращение площади распространения мерзлоты [*Анисимов, Кокорев, 2017*]. Наблюдения показывают, что в значительной степени ожидаемые изменения оправдываются. Однако в некоторых случаях прогнозируемого возрастания глубины сезонного протаивания не отмечается. Напротив, иногда наблюдается более или менее постоянная глубина протаивания или даже ее сокращение на фоне потепления [*Shiklomanov et al., 2013*]. Как правило, такие парадоксальные данные не комментируются, отмечается только, что глубина протаивания не увеличивается. Таким образом, сам факт отсутствия приращения глубины сезонного протаивания при климатическом потеплении известен, но его причины остаются неизученными. А.В. Павлов даже пришел к заключению, что глубина сезонного протаивания не может служить индикатором реакции мерзлоты на климатическое потепление [*Павлов, 2008*].

Мониторинг изменений и прогноз глубин протаивания в разных типах ландшафтов тундр Арктики являются важными факторами при оценках и расчетах глобальных выбросов парниковых газов, в частности метана и углекислого газа. Установлено, что около 10 % глобальных выбросов метана на естественных водно-болотных угодьях происходит в арктических экосистемах, главным образом в заболоченных ландшафтах [*McGuire et al., 2012*]. В криолитозоне сезонноталый слой (СТС) является средой, в которой продуцируется биогенный метан и далее эмитируется в атмосферу. Ранее было установлено [*Задорожная и др., 2022; Oblogov et al., 2020*] значительное содержание метана в верхнем (переходном) слое ММП, который при оттаивании будет вовлечен в оборот парниковых газов в атмосфере.

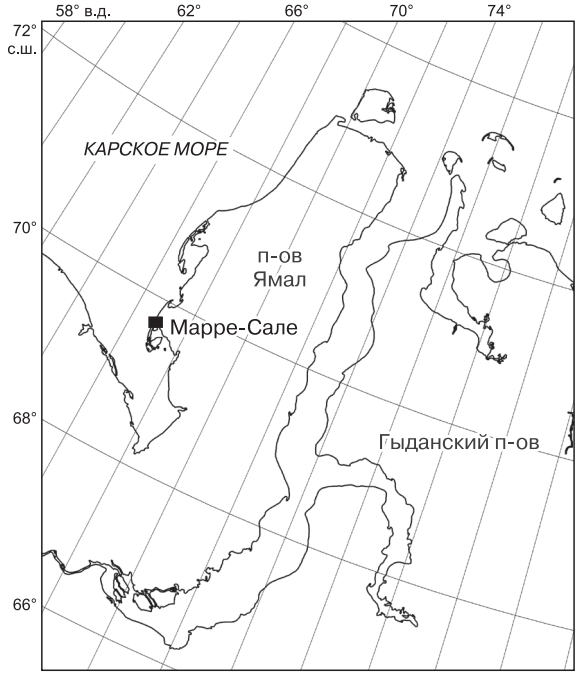

Рис. 1. Расположение ключевого участка.

Целью настоящей работы является анализ данных долговременных наблюдений за межгодовой динамикой глубины сезонного протаивания в доминантных ландшафтах типичных тундр и анализ факторов, обусловливающих наблюдаемые изменения глубины протаивания в районе Западного Ямала.

РАЙОН РАБОТ

Изучение многолетней динамики глубины сезонного протаивания проводится на стационаре Марре-Сале, расположенном на западном побережье п-ова Ямал (рис. 1). Стационарные геокриологические исследования были организованы здесь ВСЕГИНГЕО в 1978 г., с 1995 г. наблюдения проводятся ИКЗ ТюмНЦ СО РАН и ФГБУ “Гидроспецгеология”, которые поддерживают и развивают наблюдательную сеть.

Геокриологический стационар расположен рядом с одноименной метеостанцией в зоне типичной тундры (subzone D [*Walker et al., 2005*]). Растительный покров представлен в основном кустарничково-мохово-лишайниковыми ассоциациями, характерными для типичных тундр.

Нижняя часть геологического разреза сложена суглинисто-глинистыми отложениями казанцевского (МИС 5) и каргинского (МИС 3) возраста. На расчлененной поверхности казанцевских и каргинских отложений залегают сартанские (МИС 2) супесчано-песчаные отложения. Отложения голоценового возраста (МИС 1) представлены главным образом маломощными тонкозернистыми песками.

Район работ расположен в области сплошного распространения ММП с мощностью твердомерзлой толщи около 90 м [*Дубровин, 2003*], подстилаемой отрицательно-температурными пластичными породами. Наблюдения за температурным режимом мерзлоты проводятся с 1978 г. в скважинах глубиной 10 м, расположенных в доминантных ландшафтах типичной тундры на поверхности третьей морской террасы. Среднегодовая температура ММП в зависимости от типа ландшафтов изменяется от –4.8 до –3.5 °С [*Vasiliev et al., 2020*].

Изучение сезонного протаивания осуществляется на 16 площадках во всех доминантных ландшафтах ранга урочищ. В 1995 г. была организована площадка CALM R3, на которой ежегодно измеряется мощность СТС и изучается температурный режим верхнего горизонта ММП до глубины 2 м.

Во всех ландшафтах типичной тундры, за исключением песчаных раздувов, с поверхности присутствует торфяной слой, растительный слой

представлен мхами, лишайниками и осокой, присутствуют кустарнички и кустарники ивы высотой до 0.4 м. Другие виды растений имеют подчиненное значение.

Ландшафтная структура стационара Марре-Сале репрезентативна для всего п-ова Ямал. Изучаемый район расположен преимущественно в пределах третьей морской террасы с абсолютными высотами 20–24 м. Поверхность террасы в значительной мере изрезана овражной сетью и озерными котловинами с глубинами вреза до 10–15 м, сильно заболочена и заозерена. Общая заозеренность территории стационара составляет около 11 %. В северной части стационара расположена обширная область поймы р. Марре-Яха с абсолютными высотами 0.1–1.5 м. Выделяются следующие доминантные ландшафты стационара в ранге урочищ (в скобках указан процент от общей площади стационара без учета площади озер): дренированные полигональные травяно-кустарничково-лишайниковые тундры (20), травяно-моховые заболоченные озерные понижения (18), дренированные ровные тундры с травяно-кустарничково-лишайниковой растительностью (5), увлажненные плоские травяно-кустарничково-лишайниково-моховые тундры (5), увлажненные полигональные тундры с травяно-кустарничково-лишайниково-моховым покровом, местами с небольшими неглубокими запрудами (5), сильно увлажненные области оврагов и логов стока поверхностных вод с травяно-лишайниково-моховым покровом (4), песчаные раздувы с фрагментами тундровой растительности (5), плоские приподнятые торфяники (4), заболоченные валиково-полигональные травяно-моховые и кустарничково-травяно-моховые области поймы р. Марре-Яха (34).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Наблюдения за глубиной сезонного протаивания грунтов проводятся в Марре-Сале с 1978 г. по настоящее время. Измерения производятся всегда в конце теплого сезона, обычно в конце августа, когда глубина сезонного протаивания составляет более 95 % от максимальной. Наблюдениями охвачены все доминантные ландшафты типичной тундры. Помимо ландшафтных площадок 10 × 10 м, наблюдения ведутся на площадке CALM R3 [*Brown et al., 2000*] размером 1000 × 1000 м с разбивкой через 100 м. Измерения производятся металлическим щупом длиной 180 см с ценой деления 1 см. На ландшафтных площадках кратность измерений до 2020 г. составляла 10, а с 2020 г. – 21 измерение по двум крестообразным профилям через 1 м. На площадке CALM измерения осуществляются в узлах сетки с 6-кратной повторностью. В 2002 г. в узлах сетки площадки CALM были выполнены определения объемной влажности почвогрунтов, плотности и раздельно мощности торфяного горизонта в приповерхностном слое (до глубины 1.8 м) и высоты мохового покрова. Измерения мощности торфяного слоя и высоты мохового покрова были повторены в 2021 г. Кроме того, Н.Г. Москаленко с 1978 по 1989 г. по общепринятой методике определяла высоту, проективное покрытие и встречаемость сфагнума на поверхности увлажненной тундры [*Антропогенные измерения..., 2005*]. Влажность (льдистость) пород СТС и ММП определялась в 1978 г. при бурении скважин под температурные наблюдения. С 2016 г. ежегодно на восьми площадках определяется влажность грунтов СТС.

Данные по суточной температуре воздуха, осадкам, высоте снежного покрова и другим метеоданным получены непосредственно на метеостанции Марре-Сале.

Таким образом, сформирована обширная база данных, включающая данные по изменениям температур пород, глубине сезонного протаивания, физическим характеристикам грунтов, характеристикам торфяного и мохового покрова по всем доминантным ландшафтам территории, а также непрерывные суточные значения климатических параметров за весь срок наблюдений.

ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

Потепление в Западной Арктике фиксируется с 1970-х гг. На рис. 2 приведено изменение среднегодовой, летней и зимней температуры воздуха и суммы положительных температур воздуха по данным метеостанции Марре-Сале. Среднегодовая температура с 1970 по 2022 г., определенная по линии тренда, возросла с –9.5 до –5.5 °С, что приближается к “жесткому” сценарию изменения климата [*IPCC, 2018*]. Наблюдается повышение как зимних (декабрь–февраль), так и летних (июнь–август) температур воздуха приблизительно в равной степени. На рис. 2 также приведены данные по изменению суммы положительных температур воздуха (DDT – Degree Days Temperature в англоязычной литературе), поскольку этот показатель часто используется при оценке межгодовой динамики глубины сезонного протаивания [*Nelson, Outcalt, 1987*]. Сумма положительных температур возросла с 377 °С·сут в 1970 г. до 1016 °С·сут в 2021 г., а в особенно теплые 2016 и 2020 годы составляла 1342 и 1201 °С·сут соответственно.

Значительный рост суммы положительных температур объясняется, помимо возрастания средней летней температуры, увеличением продолжительности теплого периода. Дата устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С в начале теплого периода наступает в более ранние сроки, примерно 3 и 10 июня в 2020, 2021 гг. (25 и 20 июня в 1970 и 1971 гг.). Окончание теплого периода смещается ко все более поздним срокам:

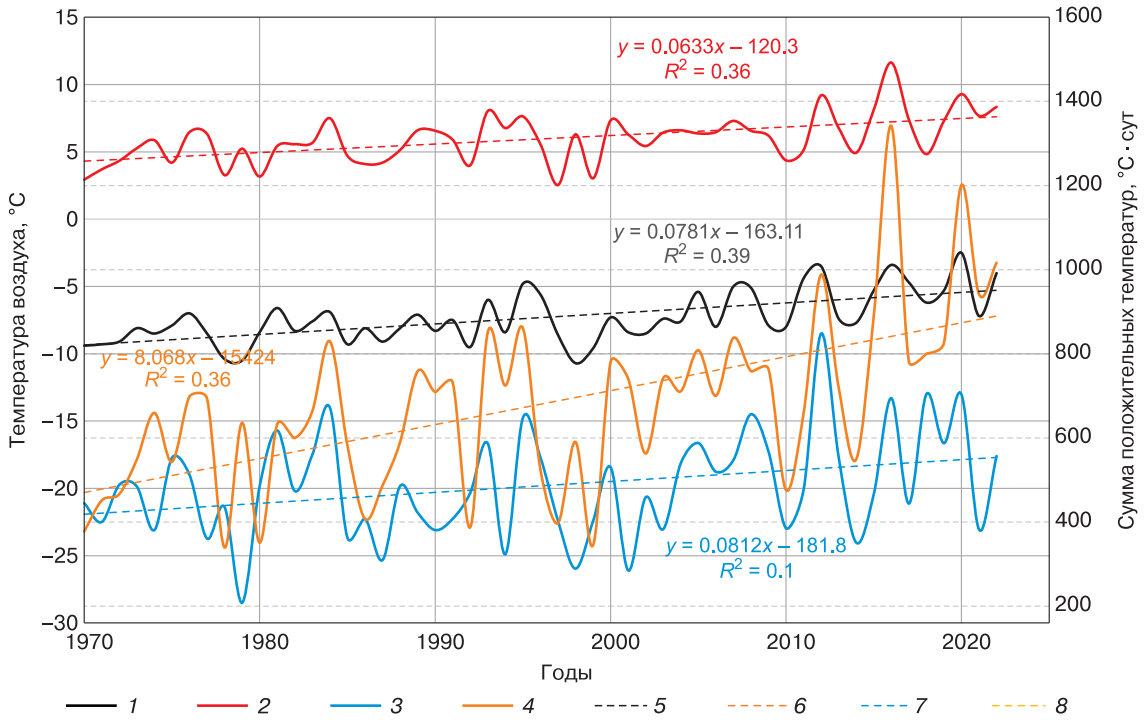

Рис. 2. Изменение среднегодовой (*1*), летней (*2*) и зимней (*3*) температуры и суммы положительных температур (*4*) воздуха по данным метеостанции Марре-Сале.

Линейные тренды: *5* – среднегодовой температуры воздуха, *6* – летней (июнь–август) температуры воздуха, *7* – зимней (декабрь–февраль) температуры воздуха, *8* – суммы положительных температур воздуха.

примерно 1 ноября в 2020 г., 22 октября в 2021 г. (28 сентября 1970 г.). В среднем за 50 лет наблюдается увеличение теплого периода примерно на 25–30 дней.

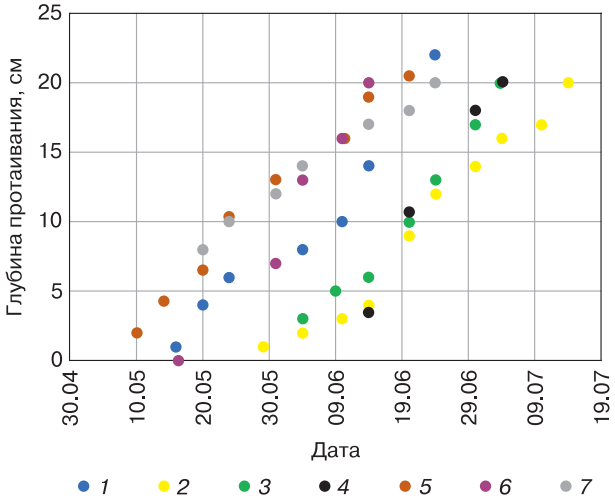

Рис. 3. Данные на начало сезонного протаивания в увлажненной полигональной тундре в 2016–2022 гг.

1 – 2016 г., *2* – 2017 г., *3* – 2018 г., *4* – 2019 г., *5* – 2020 г., *6* – 2021 г., *7* – 2022 г.

С 1970 г. наблюдается также увеличение годовой суммы осадков на 1–3 мм/год и высоты снежного покрова со скоростью около 0.5 см/год.

ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Начало сезонного протаивания приблизительно совпадает с переходом температуры воздуха к положительным значениям. В рамках агроклиматических наблюдений на метеостанции Марре-Сале проводятся наблюдения за глубиной протаивания на участке увлажненной полигональной тундры. В зависимости от климатических особенностей конкретного года начало сезонного протаивания может смещаться на 20 дней (рис. 3). Сезонное протаивание завершается при переходе температуры воздуха от положительных к отрицательным значениям.

Результаты длительных наблюдений за изменением глубины сезонного протаивания в доминантных ландшафтах типичной тундры приведены на рис. 4. Это данные по межгодовой динамике сезонного протаивания по ландшафтам, контрастно отличающимся по условиям увлажненности: от сухих песчаных раздувов до болот (заболоченных территорий) и торфяников (территорий с мощностью торфяного слоя более 30 см). Наклон ли-

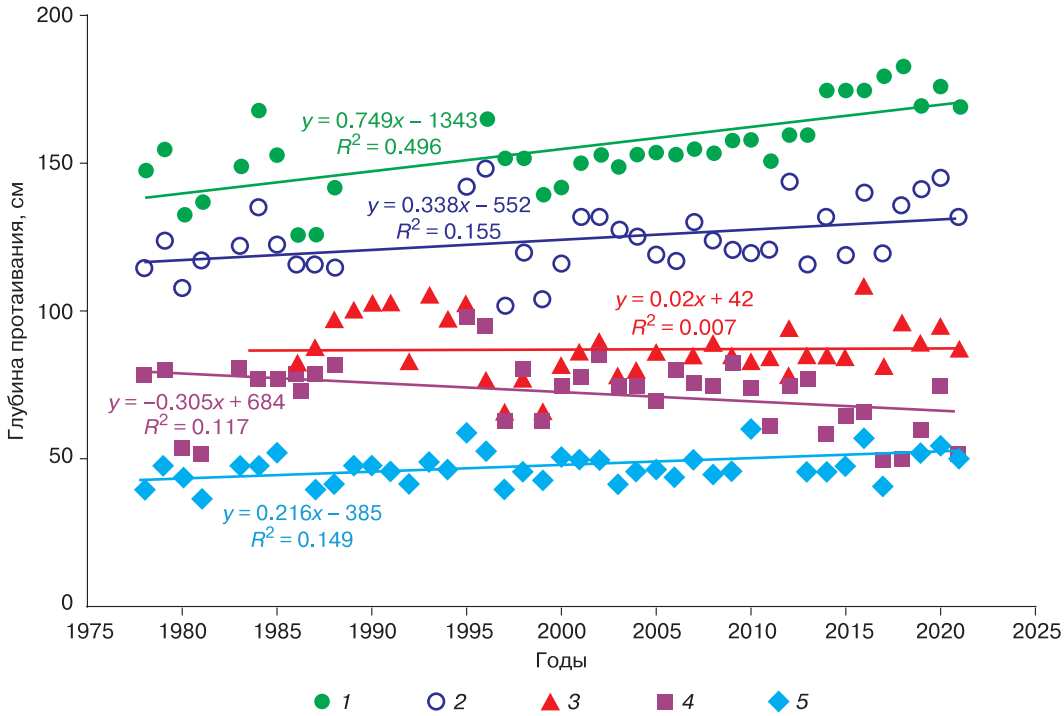

Рис. 4. Изменение глубины сезонного протаивания во времени в доминантных ландшафтах типичной тундры.

1–5 – данные измерений в разных типах ландшафтов и их линейные тренды: *1* – песчаный раздув, *2* – дренированная полигональная тундра, *3* – заболоченная пойма реки, *4* – увлажненная полигональная тундра, *5* – торфяник.

ний тренда к горизонтальной оси отражает чувствительность ландшафта к климатическому потеплению, выраженную через глубину протаивания. Как видно на рис. 4, значительное приращение глубины сезонного протаивания на фоне возрастания суммы положительных температур наблюдается в дренированных ландшафтах. В болотах (например, заболоченной пойме реки и др.) не отмечается реального увеличения глубины СТС, а в увлажненной полигональной тундре многолетний тренд имеет отрицательное значение. Таким образом, в некоторых случаях потепление климата не вызывает видимого увеличения мощности СТС, а иногда даже наблюдается ее сокращение. Неизменность глубины сезонного протаивания на фоне потепления климата отмечалась и в других регионах [*Romanovsky et al., 2018*]. Наблюдения на северо-западе Канады с 1991 по 2018 г. не выявили заметного приращения глубины протаивания, при том что потепление было ярко выражено. Предполагается, что это связано с просадкой дневной поверхности из-за протаивания высокольдистого горизонта в основании сезонноталого слоя [*Smith et al., 2022*].

Известно, что глубина протаивания пропорциональна количеству поступившего тепла, мерой которого выступает сумма положительных температур воздуха, и обратно пропорциональна затратам тепла на фазовые переходы (влажности грунтов СТС и льдистости подстилающего слоя) и теплоизолирующим свойствам растительного покрова. В последние годы установлено, что важную роль играет осадка дневной поверхности.

По данным Н.И. Шикломанова с соавт. [*Shiklomanov et al., 2013*], осадка дневной поверхности на Аляске с 2001 по 2011 г. составила 10–18 см, т. е. скорость понижения дневной поверхности была 1.0–1.8 см/год. Схожие результаты получены Д.А. Кавериным с соавт. [*Каверин и др., 2017*] для района Воркуты на основании результатов ежегодного измерения высоты пикетов в узлах сетки площадки CALM (100 × 100 м) с помощью лазерного теодолита. Здесь осадка дневной поверхности с 1999 по 2015 г. составила около 20 см. Таким образом, скорость понижения равна 1.3 см/год, что вполне укладывается в рамки значений, полученных Н.И. Шикломановым. В.И. Гребенец с соавт. [*Grebenets et al., 2021*] приводят значения осадки дневной поверхности для района г. Норильска. Здесь площадка CALM (100 × 100 м) расположена в пределах трех ландшафтов в ранге урочищ: типичные тундры (в терминологии авторов), полосы стока и пятна-медальоны. Минимальная осадка дневной поверх-

ности наблюдалась за 10 лет (2010–2020 гг.) в типичных тундрах – 3 см, максимальная в полосах стока – 8 см. Пятна-медальоны за этот же период характеризуются осадкой 4 см. Максимальная скорость осадки дневной поверхности в полосах стока составила 0.8 см/год, что близко к нижнему пределу осадки 1 см/год, приведенному Н.И. Шикломановым. Итак, по имеющимся данным, в зависимости от региона и типа ландшафтов, а главным образом от условий увлажнения, скорость осадки дневной поверхности за счет протаивания льдистых грунтов в основании СТС составляет 0.8–2.0 см/год.

Одним из важных параметров, определяющих глубину сезонного протаивания, является влажность пород. Сопоставление данных определения влажности пород верхней части СТС в узлах сетки на площадке CALM в 2002 г. с глубинами протаивания в том же году, позволяет количественно оценить влияние влажности на глубину протаивания (рис. 5). Низкие значения глубин протаивания характерны для более высоких значений влажности пород, что связано с большими тепловыми затратами на протаивание сильнольдистых слоев. Близкие результаты были получены по Аляске и Канаде [*Clayton et al., 2021*].

Оценка изменения влажностного режима пород СТС, выполненная на основе длительных наблюдений (рис. 6), показала, что в среднем по району исследований весовая влажность пород в СТС, рассчитанная как средняя для всех площадок, возросла с 23 % (1978 г.) до 27 % (2022 г.), т. е. формируется долгосрочная тенденция к увлажнению пород СТС и заболачиванию территории. Конечно, имеющийся набор данных позволяет говорить только о качественной тенденции, но не о долгосрочном тренде в математическом смысле.

Такой прирост влажности не может обеспечить уменьшение глубины сезонного протаивания. Существенное понижение темпов протаивания наблюдается, когда граница протаивания достигает высокольдистого горизонта, подстилающего СТС, который Ю.Л. Шур разделяет на переходный и промежуточный слои [*Шур, 1988; French, Shur, 2010*]. Существование такого горизонта не является общепризнанным, некоторые исследователи не поддерживают точку зрения о повсеместном существовании переходного и промежуточного слоев. Для проверки наличия высокольдистого горизонта был выполнен статистический анализ распределения влажности/льдистости по глубине на основе данных, полученных при бурении 42 скважин глубиной 10–12 м в районе Марре-Сале в 1978–1984 гг. Отдельно рассчитывалась влажность в СТС независимо от его мощности и влажность/льдистость мерзлых пород для каждого метра глубины ниже сезонноталого слоя. На рис. 7 приведены результаты статистической оценки. Полученные данные показывают наличие высокольдистого горизонта на глубине 1–2 м непосредственно под СТС. Льдистость здесь достигает 34–37 %.

Как только граница протаивания достигает высокольдистого горизонта, происходит резкое снижение скорости протаивания. А в связи с повышенной льдистостью подстилающего СТС горизонта наблюдается существенная осадка поверхности.

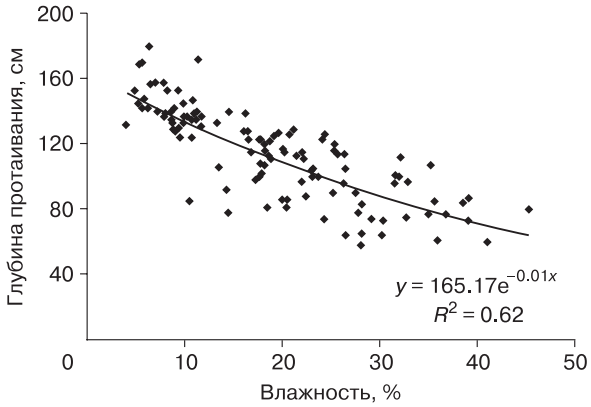

Рис. 5. Изменение глубины протаивания от влажности пород в СТС на площадке CALM R3.

Линия – экспоненциальный тренд; уравнение регрессии.

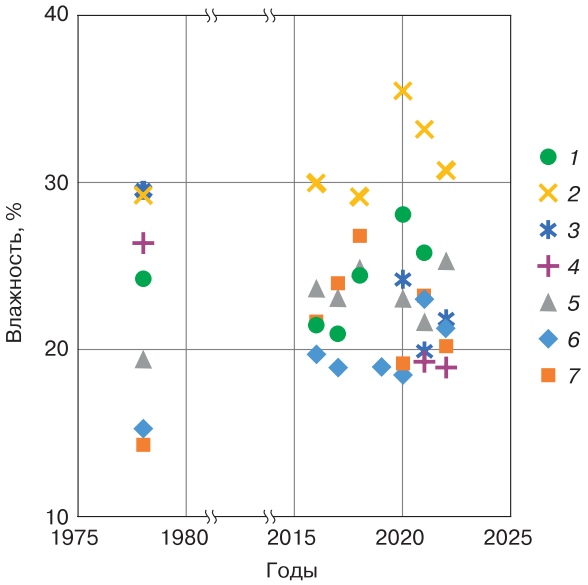

Рис. 6. Изменение средней по глубине влажности пород сезонноталого слоя в разные годы.

Типы ландшафтов: *1* – заболоченная пойма реки, *2* – сильно увлажненная поверхность лога, *3* – дренированная полигональная тундра, *4* – песчаный раздув, *5* – увлажненная ровная поверхность типичной тундры, *6* – дренированная ровная поверхность тундры, *7* – увлажненная полигональная тундра.

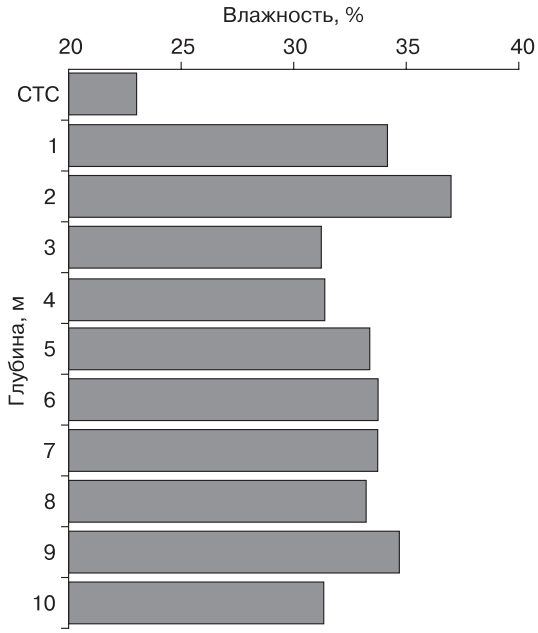

Рис. 7. Распределение влажности/льдистости пород по глубине района Марре-Сале.

Количество определений n = 637.

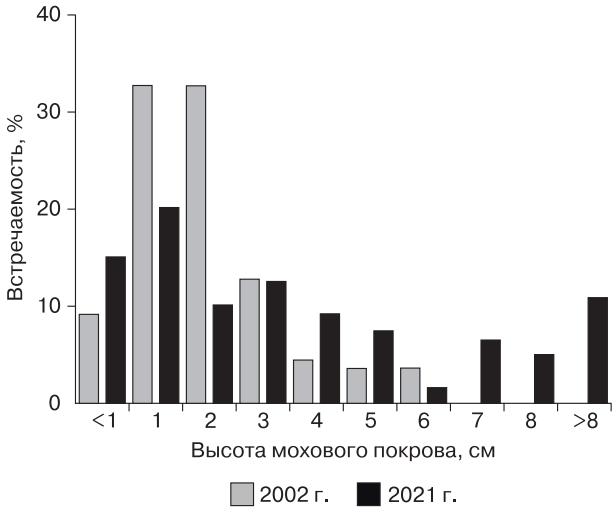

Рис. 8. Распределение высоты мохового покрова в 2002 и 2021 гг. в пределах площадки CALM R3.

Оценки мощности торфяного слоя и высоты мохового покрова в каждом узле площадки CALM R3 выполнялись дважды, что позволило оценить динамику растительного (мохового) покрова во времени. На рис. 8 приведена статистическая оценка распределения мохового покрова разной высоты в 2002 и 2021 гг., измеренной с точностью до 1 см.

На рис. 8 видно, что для 2002 г. характерно мономодальное распределение, мода высоты мохового покрова приходится на 1.8 см. Среднее значение высоты мхов составляет 2.0 см, стандартное отклонение 1.47. Для 2021 г. наблюдается снижение пика в диапазоне 1–2 см и, напротив, появление заметного количества мхов высотой 7–9 см. Средняя высота мхов в 2021 г. составляла 4.1 см, стандартное отклонение 4.37. Некоторые виды мхов характеризуются более значительным приростом при повышении температуры воздуха. Высокое стандартное отклонение подтверждает наличие отдельных видов мхов со значительным возрастанием высоты по сравнению с другими, как реакции на потепление климата. Очень схожие показатели были получены при натурной стимуляции прироста сфагнума путем повышения температуры воздуха [*Dorrepaal et al., 2003*].

Сопоставление высоты и проективного покрытия сфагнума с климатическими показателями с 1978 по 1989 г. позволило оценить влияние летних температур воздуха на высоту и проективное покрытие сфагнума (см. таблицу). Высота сфагнума увеличивается с 2.0 до 4.5 см при изменении средней летней температуры с 2.8 до 6.2 °С. Проективное покрытие в этих же условиях выросло с 13 до 21 %. При этом мощность торфяного слоя осталась в целом неизменной и составляет в среднем по региону 5.1 см, стандартное отклонение 5.73.

Зависимость глубины сезонного протаивания от суммарной мощности торфяного и мохового покрова в узлах сетки CALM R3 приведена на рис. 9. Данные наблюдений нормированы к средней в текущий год величине сезонного протаивания (относительная глубина протаивания). Поскольку измерения проводились дважды в 2002 г. и в 2021 г., проведены две линии аппроксимации. Видно, что за последние 20 лет зависимость глубины сезонного протаивания от мощности торфа и мха практически не изменилась, но аппроксимационные линии не совпадают полностью. При фиксированной мощности торфа и мха разница в глубине протаивания для 2002 и 2021 гг. составляет менее 4 см. При этом данные 2021 г. характери-

Данные по высоте, проективному покрытию сфагнума и средней летней температуре воздуха ($T_{срлетн}$) на площадке увлажненной тундры Марре-Сале

Год	$T_{срлетн}$, °С	Высота, см	Проективное покрытие, %
1978	2.8	2	13
1979	5.2	2	21
1981	5.2	3	16
1984	6.8	4	17
1986	3.3	4	19
1989	6.2	4.5	21

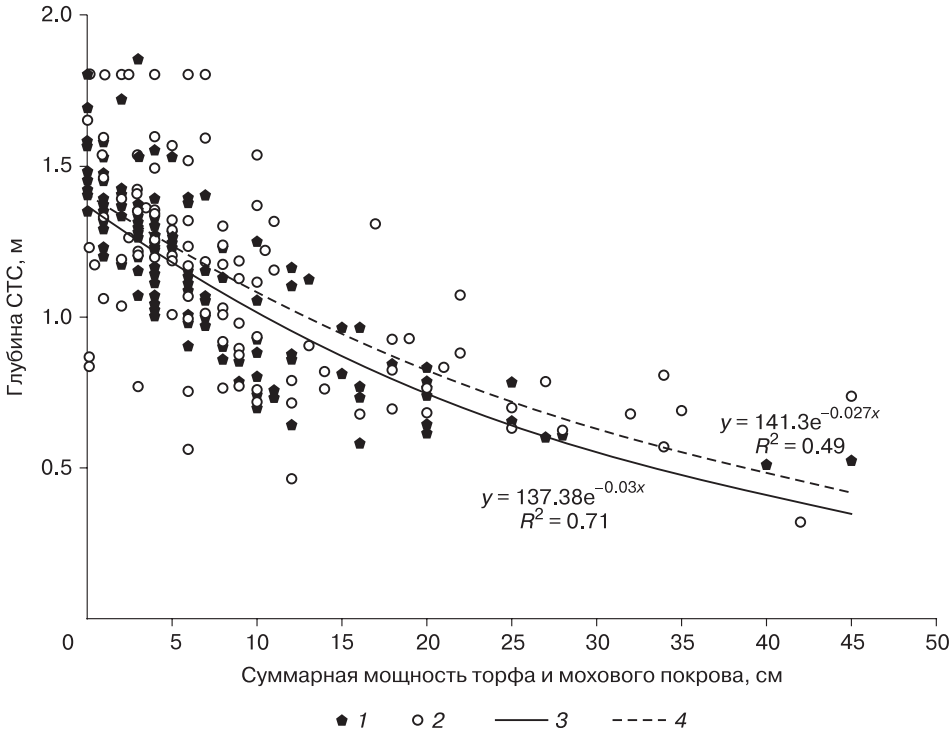

Рис. 9. Зависимость относительной глубины сезонного протаивания от суммарной мощности торфяного и мохового покровов на площадке CALM R3.

1 – данные за 2002 г.; *2* – данные за 2021 г.; *3*, *4* – экспоненциальные тренды по данным 2002 и 2021 гг. соответственно.

зуются большим разбросом и более низким коэффициентом детерминации 0.49 по сравнению с 0.70 в 2002 г. Это позволяет предположить, что неравномерный прирост растительности, в первую очередь мхов, формирует большую контрастность в пространственном распределении глубины сезонного протаивания по мере потепления климата. Это подтверждается и данными на рис. 4. В дренированных ландшафтах прирост глубины протаивания достаточно большой, в то время как в заболоченных ландшафтах прироста нет или даже наблюдается уменьшение глубины протаивания.

Итак, при потеплении климата, помимо увеличения или неизменности глубины протаивания пород, наблюдается рост контрастности глубины протаивания.

Данные наблюдений на опытных площадках в доминантных ландшафтах адекватно описывают глубину сезонного протаивания в ландшафтах ранга урочищ [*Мельников и др., 1983*]. Вследствие естественной изменчивости природных условий (литологии, влажности, почв, растительного покрова) в пределах каждого урочища глубина сезонного протаивания также характеризуется некоторой изменчивостью. В качестве характеристики изменчивости глубины протаивания используется коэффициент вариации, рассчитанный как отношение стандартного отклонения значений глубин протаивания конкретного типа ландшафта к среднему значению, выраженный в процентах. Наибольшая изменчивость глубины сезонного протаивания характерна для выпуклых торфяников и достигает 17 %, минимальные значения коэффициента вариации 2–5 % характерны для однородных песчаных раздувов и дренированных тундр. Многолетние наблюдения показали, что коэффициент вариации во времени остается сравнительно стабильным.

Важной проблемой является оценка региональных различий в глубине сезонного протаивания и сравнение результатов наблюдений, выполненных в разных регионах. Корректно сравнивать глубины протаивания в одинаковых ландшафтах ранга урочищ [*Vasiliev et al., 2003*], но крупные регионы типа севера Западной Сибири характеризуются биоклиматической зональностью с индивидуальным (зональным) набором доминантных ландшафтов. Помимо зональных ландшафтов присутствуют также и азональные. Применительно к северу Западной Сибири азональными ландшафтами, которые есть во всех биоклиматических зонах, являются урочища болот и торфяников. Поэтому корректные сравнения можно провести только для них.

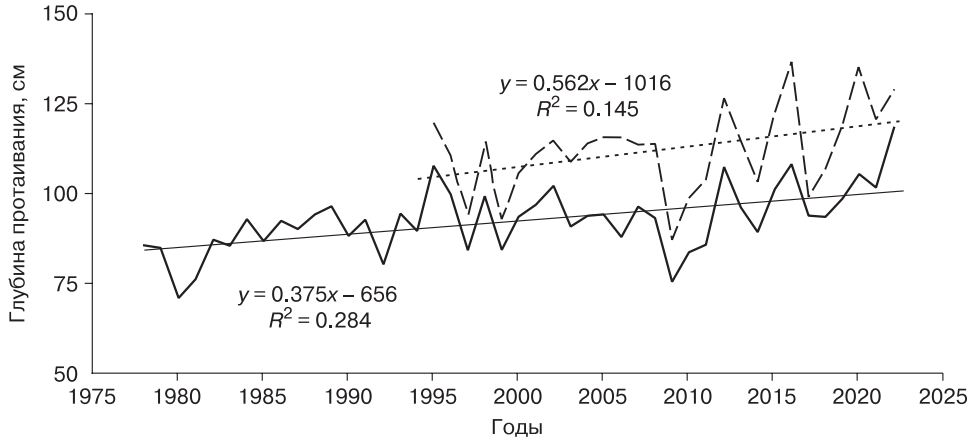

Рис. 10. Изменение средневзвешенной глубины сезонного протаивания пород в районе Марре-Сале (сплошная линия) и средней для площадки CALM R3 (штриховая линия) по годам.

Прямые линии – соответствующие линейные тренды; уравнения регрессии.

Одним из возможных способов оценки глубины протаивания для местностей и регионов может быть расчет средней величины протаивания при условии, что есть данные наблюдений для всех доминантных ландшафтов. Такие оценки будут более точными, если расчеты выполняются с учетом доли ландшафтов в ландшафтной структуре территории, т. е. должны рассчитываться средневзвешенные величины. На рис. 10 приведено изменение средневзвешенной по 16 площадкам глубины протаивания во времени и средние глубины протаивания по данным измерений на площадке CALM R3.

Как видно на рис. 10, в целом для региона наблюдается тренд увеличения средневзвешенной глубины сезонного протаивания с (86 ± 32) см (1978 г.) до (101 ± 39) см (2022 г.). Данные о глубине протаивания на площадке CALM R3 (1995–2022 гг.) всегда дают завышенные значения. Разница может составлять от 8 до 29 см. При этом характер изменения величин во времени примерно совпадает, другими словами, в нашем случае измерения на площадке CALM в общем более-менее адекватно описывают временной ход изменения глубины протаивания в регионе, но при этом несколько его завышают. Такое завышение объясняется расположением площадки CALM на местности. При стремлении избежать попадания узлов сетки в озера при разметке сети на местности получилось некоторое сокращение представительности озерных ландшафтов, в первую очередь озерных котловин с их низкими значениями глубины протаивания. В целом площадку CALM размером 1000 × 1000 м можно считать репрезентативной для оценки глубины протаивания, характерной для данного региона. А вот площадки CALM размером 100 × 100 м, покрывающие один-два ландшафта в ранге урочищ, не могут быть использованы для региональных оценок, они характеризуют только глубину(ы) протаивания для конкретных ландшафтов, в которых они расположены.

ВЫВОДЫ

Результаты многолетних наблюдений за межгодовой динамикой глубины сезонного протаивания позволяют сделать следующие выводы:

– потепление на Ямале наблюдается с 1970 г. по настоящее время. Среднегодовая температура воздуха с 1970 по 2022 г. увеличилась с –9.5 до –5.5 °С, что близко к жесткому сценарию потепления климата. Сумма положительных температур за это же время возросла в среднем с 475 до 900 °С·сут;

– на фоне потепления устойчивое увеличение глубины сезонного протаивания наблюдается в дренированных ландшафтах: песчаных раздувах (полях), дренированных тундрах и плоскобугристых торфяниках. В ландшафтах болот и увлажненных полигональных тундрах не наблюдается заметного возрастания глубины сезонного протаивания;

– главными причинами низкой реакции глубины протаивания на потепление в увлажненных ландшафтах является медленное протаивание высокольдистых переходного и промежуточного слоев, вызывающее осадку дневной поверхности, а также увеличение высоты мохового покрова, который служит протектором многолетнемерзлых толщ и затрудняет их протаивание. Высота мохового покрова возросла с (2.0 ± 1.47) см в 2002 г. до (4.0 ± 4.37) см в 2021 г. Наблюдаемый незначительный прирост влажности пород сезонноталого слоя (около 4 % за 50 лет) не является основной причиной, препятствующей увеличению протаивания;

– для региональной характеристики динамики протаивания предложено использовать средневзвешенную величину глубины сезонного протаивания, рассчитанную с учетом доли каждого доминантного ландшафта в общей ландшафтной структуре региона. Средневзвешенная глубина сезонного протаивания возросла с (86 ± 32) см в 1978 г. до (101 ± 39) см в 2022 г. Средняя величина сезонного протаивания на площадке CALM R3 размером 1000 × 1000 м имеет несколько завышенные значения. Площадки CALM размером 100 × 100 м не могут быть использованы для региональной характеристики сезонного протаивания, поскольку охватывают лишь несколько доминантных ландшафтов и не характеризуют все доминантные ландшафты региона.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант 22-27-00181).

Литература

Анисимов О.А., Кокорев В.А. Моделирование мощности сезонноталого слоя с учетом изменений климата и растительности: прогноз на середину XXI века и анализ неопределенностей // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 2, с. 3–10. DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2017-2(3-10).

Антропогенные изменения экосистем Западно-Сибирской газоносной провинции / Под ред. Н.Г. Москаленко. Ин-т криосферы Земли СО РАН, Тюмень, 2005, 357 с.

Дубровин В.А. Оценка современного состояния криолитозоны Ямала // Криосфера Земли как среда жизнеобеспечения: Материалы Междунар. конф. (Пущино, 26–28 мая 2003 г.). Пущино, 2003, с. 166.

Задорожная Н.А., Облогов Г.Е., Васильев А.А. и др. Метан в мерзлых и оттаивающих отложениях западной Арктики // Криосфера Земли, 2022, т. XXVI, № 5, с. 41–55. DOI: 10.15372/KZ20220504.

Каверин Д.А., Пастухов А.В., Новаковский А.Б. Динамика глубины сезонного протаивания тундровых мерзлотных почв (на примере площадки циркумполярного мониторинга деятельного слоя в Европейской России) // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 6, с. 35–44. DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2017-6(35-44).

Мельников Е.С. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции / Е.С. Мельников, Л.И. Вейсман, Н.Г. Москаленко и др. Новосибирск, Наука, 1983, 164 с.

Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2008, 229 с.

Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Антропогенные изменения экосистем Западно-Сибирской газоносной провинции. Новосибирск, Наука, 1988, 213 с.

Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E. The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: research designs and initial results // Polar Geogr., 2000, vol. 24, No. 3, p. 166–258. DOI: 10.1080/10889370009377698.

Clayton L.K., Schaefer K., Battaglia M.J. et al. Active layer thickness as a function of soil water content // Environ. Res. Lett., 2021, No. 16, 055028. DOI: 10.1088/1748-9326/abfa4c.

Dorrepaal E., Aerts R., Cornelissen J.H.C. et al. Summer warming and increased winter snow cover affect Sphagnum fuscum growth, structure and production in a sub-arctic bog // Global Change Biol., 2003, No. 10, p. 93–104. DOI: 10.1046/j.1529-8817.2003.00718.x.

French H., Shur Y. The principles of cryostratigraphy // Earth Sci. Rev., 2010, vol. 101, No. 3–4, p. 190–206. DOI: 10.1016/j.earscirev.2010.04.002.

Grebenets V.I., Tolmanov V.A., Streletskiy D.A. Active layer dynamics near Norilsk, Taimyr peninsula, Russia // Geography, Environment, Sustainability, 2021, vol. 14, No. 4, p. 55–66. DOI: 10.24057/2071-9388-2021-073.

IPCC, 2018: Global Warming of 1.5 °C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5 °C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty / V. Masson-Delmotte, P. Zhai, H.-O. Pörtner et al. (Eds.). New York, Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2018, 616 p. DOI: 10.1017/9781009157940.

McGuire A.D., Christensen T.R., Hayes D. et al. An assessment of the carbon balance of Arctic tundra: comparisons among observations, process models, and atmospheric inversions // Biogeosciences, 2012, vol. 9, p. 3185–3204. DOI: 10.5194/bg-9-3185-2012.

Nelson F.E., Outcalt S.I. A computational method for prediction and regionalization of permafrost // Arct. Alp. Res., 1987, vol. 19, No. 3, p. 279–288. DOI: 10.2307/1551363.

Oblogov G.E., Vasiliev A.A., Streletskaya I.D. et al. Methane content and emission in the Permafrost landscapes of Western Yamal, Russian Arctic // Geosciences, 2020, vol. 10, p. 412. DOI: 10.3390/geosciences10100412.

Romanovsky V.E., Smith S.L., Isaksen K. et al. Terrestrial permafrost [in “State of the Climate in 2017”] // Bull. Am. Meteorol. Soc., Aug. 2018, p. 161–165.

Shiklomanov N.I., Streletskiy D.A., Little J.D. et al. Isotropic thaw subsidence in undisturbed permafrost landscapes // Geophys. Res. Lett., 2013, vol. 40, p. 1–6. DOI: 10.1002/2013GL058295.

Smith Sh., O’Neill B., Isaksen K. et al. The changing thermal state of permafrost // Nature Rev. Earth and Environ., 2022, vol. 3, p. 10–23. DOI: 10.1038/s43017-021-00240-1.

Vasiliev A., Brown J., Moskalenko N. A new approach for interpreting active layer observations in the context of climate change: a West Siberian example // Proc. of the Eighth Int. Conf. on Permafrost (Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003): Ext. abstr. Glaciol. and Geomorphodyn. Group Geogr. Depart. Univ. Zurich, Switzerland, 2003, p. 169–170.

Vasiliev A.A., Drozdov D.S., Gravis A.G. et al. Permafrost degradation in the Western Russian // Arct. Environ. Res. Lett., 2020, vol. 15, 045001. DOI: 10.1088/1748-9326/ab6f12.

Walker D.A., Raynolds M.K., Daniëls F.J.A. et al. The Circumpolar Arctic Vegetation Map // J. Veg. Sci., 2005, vol. 16, No. 3, p. 267–282. DOI: 10.1111/j.1654-1103.2005.tb02365.x.

References

Anisimov O.A., Kokorev V.A. Russian permafrost in the 21st century: model-based projections and analysis of uncertainties. Earth’s Cryosphere, 2017, vol. XXI, No. 2, p. 3–9.

Antropogennye izmeneniya ekosistem Zapadno-Sibirskoj gazonosnoj provincii [Anthropogenic changes in the ecosystems of the West Siberian gas-bearing province]. Moskalenko N.G. (Ed.). Tyumen, IKZ SO RAN, 2005, 357 p. (in Russian).

Dubrovin V.A. Assessment of the current state of the Yamal cryolithozone. In: Proc. of the Int. Conf. “The Earth’s Cryosphere as a Life Support Environment” (Pushchino, May 26–28, 2003). Pushchino, 2003, p. 166 (in Russian).

Zadorozhnaya N.A., Oblogov G.E., Vasiliev A.A. et al. Methane in frozen and thawing sediments of western Russian Arctic. Earth's Cryosphere, 2022, vol. XXVI, No. 5, p. 41–55.

Kaverin D.A., Pastukhov A.V., Novakovskiy A.B. Active layer thickness dynamics in the tundra permafrost-affected soils: a calm site study, the European North of Russia. Earth's Cryosphere, 2017, vol. XXI, No. 6, p. 30–38.

Melnikov E.S., Vejsman L.I., Moskalenko N.G. et al. Landshafty kriolitozony Zapadno-Sibirskoj gazonosnoj provincii [Landscapes of the permafrost zone of the West Siberian gas-bearing province]. Novosibirsk, Nauka, 1983, 164 p. (in Russian).

Pavlov A.V. Monitoring kriolitozony [Permafrost monitoring]. Novosibirsk, Acad. Publ. House "Geo", 2008, 229 p. (in Russian).

Shur Y.L. Verkhniy gorizont tolshchi myorzlykh porod i termokarst [Upper horizon of permafrost and thermokarst]. Novosibirsk, Nauka, 1988, 210 p. (in Russian).

Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E. The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: research designs and initial results. Polar Geogr., 2000, vol. 24, No. 3, p. 166–258. DOI: 10.1080/10889370009377698.

Clayton L.K., Schaefer K., Battaglia M.J. et al. Active layer thickness as a function of soil water content. Environ. Res. Lett., 2021, No. 16, 055028. DOI: 10.1088/1748-9326/abfa4c.

Dorrepaal E., Aerts R., Cornelissen J.H.C. et al. Summer warming and increased winter snow cover affect Sphagnum fuscum growth, structure and production in a sub-arctic bog. Global Change Biol., 2003, No. 10, p. 93–104. DOI: 10.1046/j.1529-8817.2003.00718.x.

French H., Shur Y. The principles of cryostratigraphy. Earth-Sci. Rev., 2010, vol. 101, No. 3–4, p. 190–206. DOI: 10.1016/j.earscirev.2010.04.002.

Grebenets V.I., Tolmanov V.A., Streletskiy D.A. Active layer dynamics near Norilsk, Taimyr peninsula, Russia. Geography, Environment, Sustainability, 2021, vol. 14, No. 4, p. 55–66. DOI: 10.24057/2071-9388-2021-073.

IPCC, 2018: Global Warming of 1.5 °C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5 °C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty / V. Masson-Delmotte, P. Zhai, H.-O. Pörtner et al. (Eds.). Cambridge, New York, Cambridge Univ. Press, 2018, 616 p. DOI: 10.1017/9781009157940.

McGuire A.D., Christensen T.R., Hayes D. et al. An assessment of the carbon balance of Arctic tundra: comparisons among observations, process models, and atmospheric inversions. Biogeosciences, 2012, vol. 9, p. 3185–3204. DOI: 10.5194/bg-9-3185-2012.

Nelson F.E., Outcalt S.I. A computational method for prediction and regionalization of permafrost. Arct. Alpine Res., 1987, vol. 19, No. 3, p. 279–288. DOI: 10.2307/1551363.

Oblogov G.E., Vasiliev A.A., Streletskaya I.D. et al. Methane content and emission in the Permafrost landscapes of Western Yamal, Russian Arctic. Geoscience, 2020, vol. 10, p. 412. DOI: 10.3390/geosciences10100412.

Romanovsky V.E., Smith S.L., Isaksen K. et al. Terrestrial permafrost Terrestrial Permafrost [in "State of the Climate in 2017"]. Bull. Am. Meteorol. Soc., Aug., 2018, p. 161–165.

Shiklomanov N.I., Streletskiy D.A., Little J.D. et al. Isotropic thaw subsidence in undisturbed permafrost landscapes. Geophys. Res. Lett., 2013, vol. 40, p. 1–6. DOI: 10.1002/2013GL058295.

Smith Sh., O'Neill B., Isaksen K. et al. The changing thermal state of permafrost. Nature Rev. Earth and Environ., 2022, vol. 3, p. 10–23. DOI: 10.1038/s43017-021-00240-1.

Vasiliev A., Brown J., Moskalenko N. A new approach for interpreting active layer observations in the context of climate change: a West Siberian example. In: Proc. of the Eighth Int. Conf. on Permafrost (Zurich, Switzerland, July 21–25, 2003): Ext. abstr. Switzerland, Glaciol. and Geomorphodyn. Group Geogr. Depart. Univ. Zurich, Switzerland, 2003, p. 169–170.

Vasiliev A.A., Drozdov D.S., Gravis A.G. et al. Permafrost degradation in the Western Russian. Arct. Environ. Res. Lett., 2020, vol. 15, 045001. DOI: 10.1088/1748-9326/ab6f12.

Walker D.A., Raynolds M.K., Daniëls F.J.A. et al. The Circumpolar Arctic Vegetation Map. J. Veg. Sci., 2005, vol. 16, No. 3, p. 267–282. DOI: 10.1111/j.1654-1103.2005.tb02365.x.

Поступила в редакцию 18 апреля 2023 г.,
после доработки – 26 июня 2023 г.,
принята к публикации 28 июня 2023 г.