

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД В СКВАЖИНЕ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ МОЩНОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В РАЙОНЕ ПОЛЯРНОЙ СТАНЦИИ “ОСТРОВ САМОЙЛОВСКИЙ” (ДЕЛЬТА ЛЕНЫ)

© 2025 г. И. И. Фадеева*, А. А. Дучков, Д. Е. Аюнов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

**e-mail: FadeevaII@ipgg.sbras.ru*

Поступила в редакцию 28.01.2025 г.

После доработки 11.05.2025 г.

Принята к публикации 26.06.2025 г.

Анализируются данные 12-летнего температурного мониторинга в скважине, расположенной на о. Самойловском в дельте р. Лены. Измерения с 2006 по 2019 г. показывают рост температуры скважины на всех глубинах (до 27 м). При этом температура воздуха не показывает заметного роста в этот период. Выполнено численное моделирование изменения температуры грунта с учётом теплоизолирующего влияния снежного покрова и процесса промерзания/оттаивания активного слоя мерзлоты.

Ключевые слова: мерзлота, температурный мониторинг, снежный покров, температуропроводность, теплопроводность, численное моделирование

DOI: 10.7868/S2412376525030066

ВВЕДЕНИЕ

Исследование изменений климата Земли имеет долгую историю. Так, одна из первых моделей связывала изменения климата с циклами колебаний солнечной активности в зависимости от положения оси вращения и орбиты Земли (Миланкович, 1939). Кроме внешнего влияния есть много факторов на самой Земле, которые влияют на её климат. В частности, современные модели климатических изменений учитывают концентрацию аэрозолей и парниковых газов в атмосфере, изменение облачности и альбедо земной поверхности (Soden, Held, 2006; Мохов и др., 2020). Для правильного прогнозирования изменений температуры в грунте важно строить правильные модели, связывающие температуру воздуха и грунта на поверхности Земли (García-García et al., 2019). Наиболее значимое и сложное влияние здесь оказывает снежный покров. Тонкий слой снега уменьшает количество поглощаемой радиации и оказывает охлаждающий эффект на земную поверхность, а толстый слой снега, наоборот, изолирует землю от потери тепла.

Многие исследователи отмечают, что изменения климата в более высоких широтах заметнее, чем в низких (Мохов, 2022). Поэтому особенно важно наблюдать за метеорологическими величинами/параметрами (температура воздуха, радиация, влажность, скорость и направление ветра, толщина снега) и годовыми вариациями температуры верхней толщи многолетнемерзлых пород (ММП). В XXI веке произошёл значительный прирост в инструментальных данных об изменениях температуры многолетней мерзлоты благодаря программе глобальной сети наземного мониторинга – Global Terrestrial Network for Permafrost (Biskaborn et al., 2019). Эти данные показывают, что в глобальном масштабе температура многолетней мерзлоты повысилась на 0.29 ± 0.12 °C в период с 2007 по 2016 г., что подтверждает эффект арктического усиления повышения температуры воздуха в Северном полушарии. При этом прогревание мерзлоты может быть вызвано ростом температуры воздуха или же увеличением толщины снежного покрова при неизменной температуре воздуха. Изучение Российской Арктики происходит на базе

крупнейших российских геокриологических исследовательских центров: Федерального агентства по недропользованию, Института криосферы Земли СО РАН, Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН. У исследовательских центров имеются наблюдательные сети от Баренцева моря до Тихого океана (Дубровин и др., 2019).

В работе проводится анализ данных 12-летнего мониторинга температуры многолетнемерзлых пород на о. Самойловском, расположенном в крупнейшей арктической дельте реки Лены (рис. 1). Комплексные исследования проводились Институтом полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (AWI) и включали измерения температуры в скважине на разных уровнях до глубины 26.75 м включительно, а также метеорологические параметры (Boike et al., 2019).

Отмечено, что данные на о. Самойловском показывают самый быстрый рост температуры мерзлоты (1.0°C за 10 лет) среди станций глобальной сети мониторинга многолетней

мерзлоты (Biskaborn et al., 2019). В статье (Boike et al., 2019) по более длинным рядам измерений для о. Самойловского констатируется повышение температуры в мерзлоте на максимальной глубине 26.75 м на 1.3°C в период с 2006 по 2019 г. Поэтому кажется интересным провести более детальный анализ данных температурного мониторинга и определить причину такого быстрого прогресса.

Как уже говорилось (Фадеева, Аюнов, 2024), в качестве одной из причин роста температуры на участке рассматривается появление инфраструктуры станции, в результате чего вокруг станции от года к году стало накапливаться значительно больше снега, чем фоновые значения.

АНАЛИЗИРУЕМЫЕ ДАННЫЕ

В работе анализируются данные многолетнего температурного и метеорологического мониторинга на о. Самойловском в дельте р. Лены (Boike et al., 2019). Все данные взяты из архива дополнительных материалов, прилагаемых



Рис. 1. Место исследований — о. Самойловский, дельта р. Лены, Российская Арктика (earth.google..., 2025). На врезке снизу, на спутниковом снимке (retromap.ru..., 2025), зелёным крестиком указано расположение 27-метровой скважины (красная стрелка) и немецкой метеостанции (синяя стрелка)

Fig. 1. The area of investigation was on Samoylovsky Island, in the Lena River Delta, Russian Arctic (earth.google..., 2025). In the inset below, on the satellite image (retromap.ru..., 2025) is indicated the location of the 27-meter borehole (red arrow) and the German weather station (blue arrow)

к упомянутой статье (Boike et al., 2013). Исследования мерзлоты на острове проводятся с 1993 г. С 1998 г. на острове функционирует метеорологическая станция, которая отслеживает погодные показания: температуру воздуха ($^{\circ}\text{C}$), относительную влажность (%), глубину снежного покрова (м), количество осадков (мм), атмосферное давление (кПа), скорость (м/с), направление ветра (град) и суммарную солнечную радиацию (Вт/м^2). С 2002 г. измеряется мощность активного слоя с помощью стального стержня по сети из 150 пунктов. С 2006 г. проводится мониторинг температуры многолетнемерзлых пород в 27-метровой скважине.

В марте 2006 г. была пробурена скважина глубиной 27 м, а в августе того же года в неё были установлены 24 термистора с регистратором XR-420 (Boike et al., 2019): один на поверхности земли и 23 на глубине от 0.75 до 26.75 м внутри плотно прилегающей трубки из ПВХ (внутренний диаметр — 4 см, внешний — 5 см), которая была установлена в скважину, а оставшееся пространство засыпано сухим песком. При этом также важно знать, что из скважины выступает 4-метровая металлическая труба на 0.5 м над поверхностью, которая влияет на температуры верхних датчиков (0.75, 1.75, 2.75 м) и, как отмечают авторы, используется для обеспечения устойчивости и предотвращения притока воды в летний сезон, когда верхний слой грунта оттаивает.

Опрос температурных датчиков в скважине, согласно (Boike et al., 2019), проводился 1 раз в час без усреднения, при этом точность датчиков, по данным RBR, составляет $\pm 0.005^{\circ}\text{C}$ в диапазоне от -5 до 35°C . Однако прямое сравнение с высокоточным эталонным датчиком температуры PT100 (сертифицированным с точностью $\pm 0.01^{\circ}\text{C}$ в диапазоне от -20 до 30°C) на шести различных глубинах скважины в период с 9 по 17 августа 2014 г. показало точность примерно $\pm 0.03^{\circ}\text{C}$ на глубинах ≥ 8.75 м и более серьёзные отклонения, увеличивающиеся с уменьшением глубины, например, между -7.75 и -1.75 м отклонение составляло $\pm 0.33^{\circ}\text{C}$, а при -0.75 м — $\pm 0.65^{\circ}\text{C}$. Это увеличение отклонения в сторону поверхности авторы связывают с тем, что (а) цепь была установлена в песке, тогда как калибровочный термометр находился на воздухе и, следовательно, на него могла повлиять циркуляция воздуха, или (б) градиент температуры становится более крутым с уменьшением глубины ниже поверхности, и, таким образом, небольшие различия между высотами измерения двух

датчиков будут иметь большее влияние на температуру по мере приближения к поверхности (Boike et al., 2019).

На рис. 2 (верхний график) представлены температурные данные из 27-метровой скважины (термограммы 12 датчиков) с доступным периодом измерений температуры: с 20.08.2006 по 01.04.2019 г. Термограмма — запись изменения температуры датчика во времени. Существует один длительный пробел в данных с 20.09.2008 по 09.04.2009 г., в остальном температурные значения не прерываются, за исключением редких сбоев конкретных датчиков. На верхнем графике (см. рис. 2) приведены данные только двенадцати датчиков с глубин, отмеченных цифровым кодом в легенде (в метрах): 0 соответствует датчику, расположенному на поверхности, 0.75 — датчику на глубине 0.75 м и остальным ниже на 1 м или более.

Для оценки характера изменений температур датчиков во времени были рассчитаны среднегодовые температуры, которые собраны в табл. 1, построены температурные тренды роста среднегодовых температур датчиков на глубинах 7.75, 15.75, 20.75 и 26.75 м (см. рис. 2, нижний график). Из табл. 1 видно, что на всех глубинах скважины наблюдается повышение температуры. Общее увеличение температуры на глубинах H за последние 10 лет представлено в последнем столбце таблицы (ΔT).

Сезонные температурные колебания, амплитуда которых с глубиной уменьшается, на глубинах свыше 20.75 м уже не проявляются (см. рис. 2, верхний график). На термограммах также хорошо виден сдвиг фазы колебаний с глубиной, который называют температурным запаздыванием или сдвижкой. Таким образом, если температурные максимумы вблизи поверхности (на глубине 0.75 м) в среднем приходятся на июль, то максимумы колебаний на глубине 7.75 м достигаются в январе.

Представленные на верхнем графике рис. 3, взятые с метеостанции изменения температуры воздуха не показали роста температуры за весь период с 1998 по 2017 г. и аппроксимировались функцией синуса с среднегодовой температурой -12.14°C : $T_a(t) = 21.53 \cdot \sin(\omega \cdot t + 1.62) - 12.14$; при этом среднемесячная температура самого тёплого месяца (июля) составила 9.5°C , самого холодного месяца (февраля) -32.7°C . Таким образом, кривая колебаний температуры воздуха не может быть причиной значительного роста температуры ММП на глубине. Также

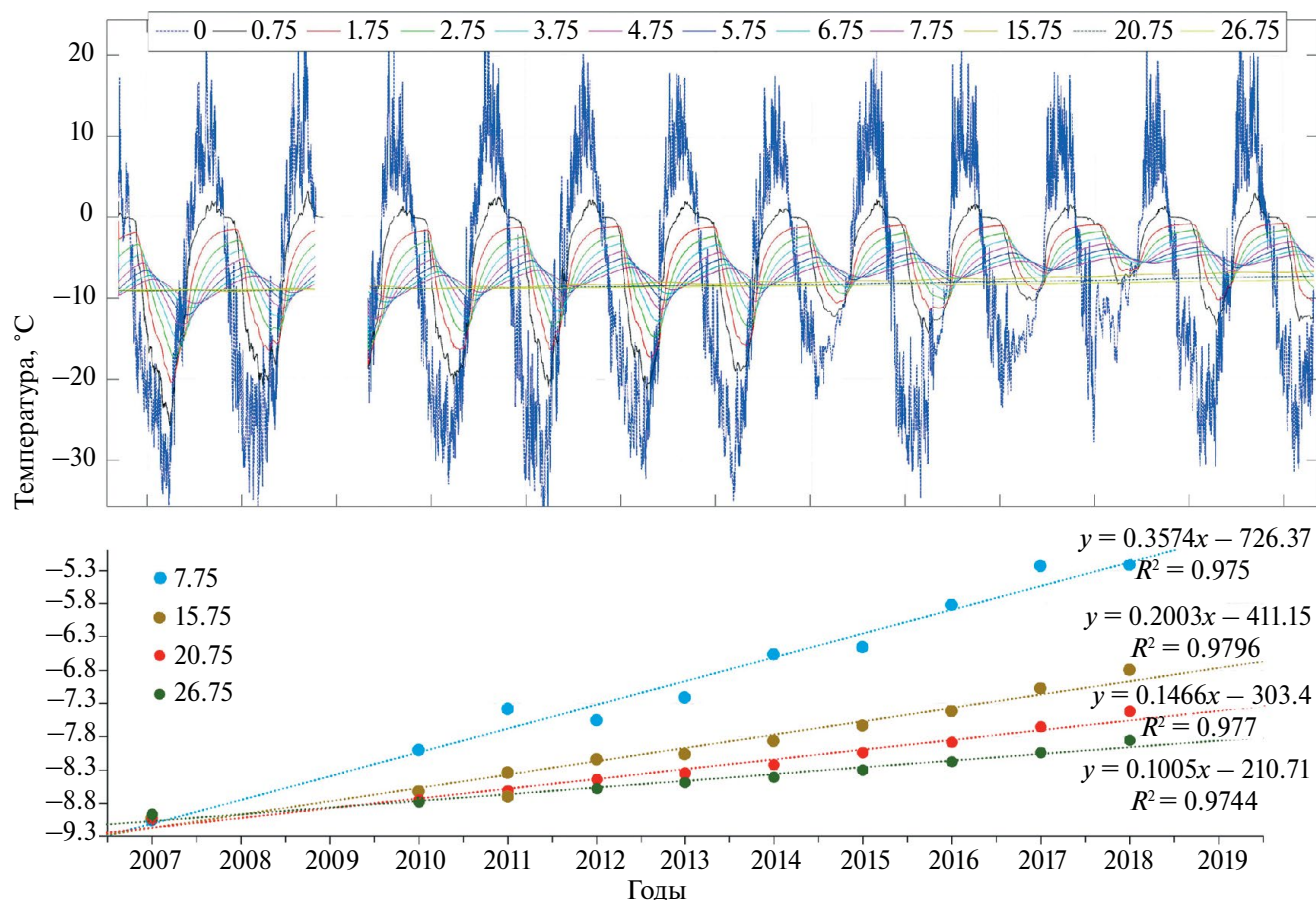


Рис. 2. На верхнем графике представлены данные температурного мониторинга в 27-метровой скважине на о. Самойловском с 20.08.2006 по 01.04.2019 г. Код кривой в легенде соответствует глубине датчика в скважине (в метрах). На нижнем графике показана динамика среднегодовых температур датчиков в 27-метровой скважине на глубинах 7.75, 15.75, 20.75 и 26.75 м

Fig. 2. The top graph shows temperature monitoring data from the 27-meter borehole on Samoylovsky Island from 20.08.2006 to 01.04.2019 years. The curve code in the legend corresponds to the depth sensors in the borehole in meters. The bottom graph shows the dynamics of average annual sensor temperatures in the 27-meter borehole at the depths of 7.75, 15.75, 20.75, and 26.75 m

с 2002 года не наблюдается явного тренда увеличения температуры и мощности сезонно-тающего слоя.

В качестве граничного условия рассматривалась температура поверхности (датчика, находящегося у поверхности в скважине $z = 0$ м; см. рис. 3, нижний график, жёлтая кривая), которая аппроксимировалась синусом с среднегодовой температурой -8.24 °C:

$$T_s(t) = 22.91 \cdot \sin(\omega \cdot t + 1.95) - 8.24, \quad (1)$$

где t [в годах] — время, $\omega = 2\pi/\text{год}$ — угловая частота (1 год — период), $T_a(t)$ и $T_s(t)$ [°C] — колебания температуры воздуха и поверхности соответственно.

Сопоставление упоминаемых термограмм воздуха (данные с метеостанции) и поверхности (данные из скважины), которое показывает разницу температур приземного слоя атмосферы и поверхности почвы -3.9 °C, приведено на нижнем графике (см. рис. 3). Сопоставление также позволяет заметить теплоизолирующий эффект снега, отмечается неполное относительно температуры воздуха охлаждение поверхностного датчика в 2014, 2016 и 2017 гг. (помечено красными стрелками). На метеостанции датчик для измерений температуры воздуха находится на высоте 0.5 м над землёй (синяя линия), и температура поверхностного датчика (жёлтая линия), 0 м над землёй.

Таблица 1. Изменения с 2007 по 2018 г. среднегодовых температур датчиков на разных глубинах в 27-метровой скважине. В последнем столбце $\Delta T = \text{Макс}(t) - \text{Мин}(t)$

Table 1. Changes of average annual temperatures of sensors at different 27 m borehole depths from 2007 to 2018 years. In the last column $\Delta T = \text{Max}(t) - \text{Min}(t)$

Год H, м	2007	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	ΔT
0	-9.54	-9.37	-8.32	-8.98	-9.06	-7.31	-8.31	-6.38	-5.55	-7.20	3.99
0.75	-8.27	-6.97	-6.22	-6.95	-6.43	-4.50	-5.19	-3.64	-2.67	-4.01	5.60
1.75	-8.55	-7.18	-6.48	-7.21	-6.51	-4.87	-5.49	-3.99	-3.05	-4.13	5.50
2.75	-8.77	-7.31	-6.62	-7.31	-6.58	-5.16	-5.65	-4.28	-3.43	-4.23	5.34
3.75	-8.93	-7.45	-6.75	-7.37	-6.67	-5.46	-5.79	-4.59	-3.81	-4.38	5.12
4.75	-9.02	-7.60	-6.91	-7.42	-6.80	-5.77	-5.96	-4.92	-4.20	-4.58	4.82
5.75	-9.05	-7.75	-7.08	-7.46	-6.94	-6.07	-6.13	-5.25	-4.59	-4.80	4.46
6.75	-9.06	-7.89	-7.24	-7.51	-7.08	-6.35	-6.30	-5.56	-4.94	-5.02	4.12
7.75	-9.06	-8.01	-7.40	-7.57	-7.22	-6.58	-6.46	-5.83	-5.25	-5.23	3.83
15.75	-9.03	-8.63	-8.36	-8.16	-8.08	-7.88	-7.64	-7.42	-7.09	-6.81	2.22
20.75	-9.05	-8.76	-8.62	-8.44	-8.35	-8.23	-8.05	-7.89	-7.66	-7.42	1.63
26.75	-8.97	-8.78	-8.71	-8.59	-8.49	-8.41	-8.30	-8.18	-8.04	-7.86	1.11

Снег, как известно геокриологам (Попов, Тушинский, 1973; Павлов, 1975), — изоляционный материал и не пропускает сильно отрицательные температуры вглубь грунта, оказывается самым явным внешним фактором, который мог воздействовать на температуру в скважине, показывая тенденцию к её увеличению после 2012 г. Красными стрелками на рисунке отмечены снежные года, для которых заметен теплоизолирующий эффект снега, — зимой температура поверхности грунта остаётся заметно выше, чем температура воздуха. В малоснежные годы зимняя температура воздуха и поверхности в большей степени совпадают.

Интересно проверить, можно ли объяснить потепление мерзлоты только влиянием вариаций снежного покрова. Для этого было проведено численное моделирование изменения температуры грунта с учётом процесса промерзания/оттаивания верхнего сезонно-талого слоя и теплоизолирующего влияния снежного покрова, с подбором его мощности и длительности пребывания на поверхности. Вместо поиска удовлетворительной зависимости изменений во времени плотности и теплофизических параметров снега подбирались его мощность и длительность пребывания на поверхности при постоянных его средних теплофизических параметрах.

Имеет смысл рассмотреть данные об осадках как втором важнейшем климатическом драйвере изменений температуры грунтов (Biskaborn et al., 2019). Среднегодовое количество осадков составило 169 мм. Данные о глубине снежного покрова приведены в работе (Voike et al., 2019), фоновые значения снежного покрова в пункте измерений составляют 20 см. Пункт измерений глубины снега находился в 200 м от скважины (см. рис. 1, отмечено синей стрелкой). Средняя глубина снега с 2006 по 2012 г. находилась в пределах 0.2–0.25 м, в период с 2014 г. стали более часто появляться снежные зимы, так что глубина снега доходила до 0.4 м в 2014 и 2016 гг. и даже до 0.6 м в 2017 г. По данным со станции Тикси (Республика Саха (Якутия)), глубина снега с марта по май 2006 г.: 20–29 см, 2007 г.: 10–14 см, 2008 г.: 12–21, 2009 г.: 17–32 см, 2010 г.: 6–12 см, 2011 г.: 4–13 см, 2012 г.: 2–11 см, 2013 г.: 5–14 см, 2014 г.: 8–11 см, 2015 г.: 4–16 см, 2016 г.: 6–30 см, 2017 г.: 14–52 см, 2018 г.: 14–20 см, 2019 г.: 4–15 см, 2020 г.: 7–16 см, 2021 г.: 16–48 см, 2022 г.: 8–14 см (табл. 2). Из данных со станции Тикси видно, что количество осадков значительно изменяется; при этом можно выделить снежные года: 2009, 2016, 2017, 2021, которые согласуются с описанными ранее данными немецких коллег.

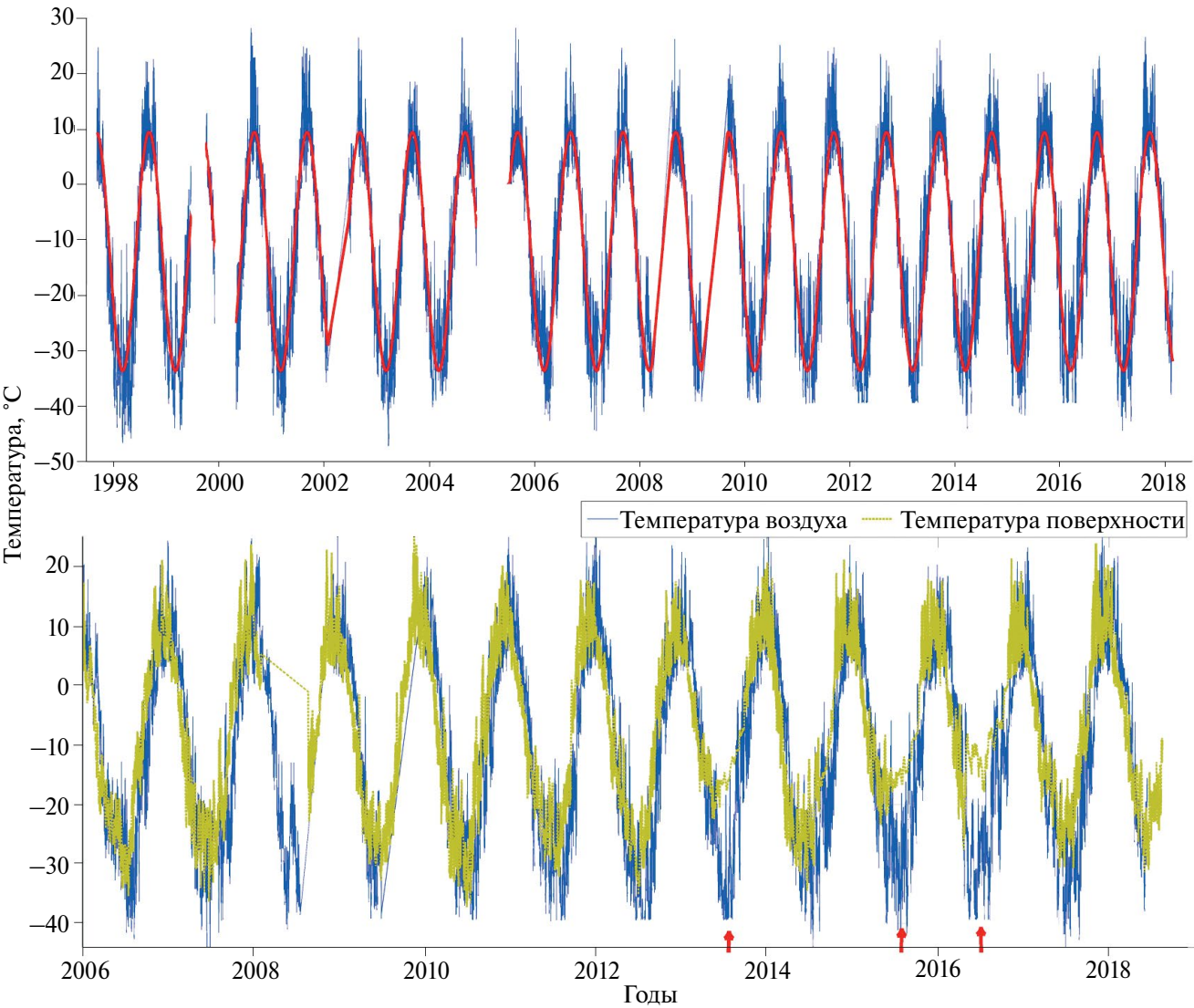


Рис. 3. На верхнем графике представлены взятые с метеостанции данные колебаний температуры воздуха (синяя кривая) и их аппроксимация функцией синуса (красная кривая), на нижнем графике — сравнение данных температуры воздуха (синяя кривая, датчик метеостанции расположен на 0.5 м над землёй) с данными датчика у поверхности (0 м над землёй) из 27-метровой скважины (жёлтая линия). Красными стрелками отмечены года с высокой снежностью

Fig. 3. The top graph shows the air temperature fluctuation data from the weather station (blue curve) and their approximation by the sine function (red curve). The bottom graph compares the air temperature data (blue curve, the weather station temperature sensor is located 0.5 m above the ground) with the data of the sensor at the surface (0 m above the ground) from the 27-meter borehole (dirty yellow line). The red arrows mark the years with high snowfall

Таблица 2. Данные станции Тикси (Республика Саха (Якутия)), глубин снега, примерно с марта по май с 2006 по 2022 г., жёлтым цветом помечены снежные годы

Table 2. Snow depth data from Tiksi station (Republic of Sakha, Yakutia), approximately from March to May, from 2006 to 2022. Years with high snow level are marked as yellow

Год	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014
Глубина снега, см	20–29	10–14	12–21	17–32	6–12	4–13	2–11	5–14	8–11
Год	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	
Глубина снега, см	4–16	6–30	14–52	14–20	4–15	7–16	16–48	8–14	

ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТИ МЁРЗЛОГО ГРУНТА

Для моделирования изменений температуры в мёрзлом грунте решается классическое уравнение теплопроводности в одномерной полубесконечной среде (мерзлоте, ось z направлена вглубь мерзлоты):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}. \quad (2)$$

Коэффициент температуропроводности ($k = \lambda/\rho C$, где λ [Вт/(м·К)] – теплопроводность, ρC [Дж/(м³·К)] – объёмная теплоёмкость) можно оценить по реальным данным мониторинга в скважине, по затуханию амплитуды годовой температурной волны на глубине ниже активного слоя – 0.75 м, но выше глубины нулевой годовой амплитуды – 20.75 м (без фазовых превращений поровой воды, с постоянным коэффициентом k).

Если температура на поверхности полуограниченной среды ($z > 0$) задаётся гармоническими колебаниями (1) и начальная температура равна нулю, то решение уравнения (2), согласно (Карслоу, Егер, 1964; Guojie Hu et al., 2016), есть температурная волна

$$T(z, t) = A \cdot \exp(-\alpha z) \cdot \sin(\omega t - \alpha z - \phi) \quad (3)$$

с волновым числом $\alpha = \sqrt{\frac{f\pi}{k}}$ и длиной волны $l = \sqrt{\frac{4\pi k}{f}}$, где A – амплитуда колебаний, $2\pi/\omega$ – период колебаний (в нашем случае 1 год), $f = \omega/2\pi$ – частота колебаний, ϕ – фаза колебаний.

Из решения (3) видно, что с глубиной амплитуда колебаний уменьшается по экспоненте и падает тем быстрее, чем больше f и меньше температуропроводность. Отношение амплитуд колебаний температуры на разных глубинах определяется частотой и коэффициентом температуропроводности:

$$A_2/A_1 = \exp(-\alpha(z_2 - z_1)).$$

Таким образом, для определения температуропроводности достаточно измерить амплитуды волны на разных глубинах z :

$$k = f\pi \left(\frac{z_2 - z_1}{\ln(A_2/A_1)} \right)^2. \quad (4)$$

Для расчёта температуропроводности использовалась формула (4) и рассматривались амплитуды годовых температурных колебаний (без снежных годов) для глубин от 1.75 до 7.75 м, разброс полученных значений температуропроводности составил: $0.88 \cdot 10^{-6} \div 1.18 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

В программном пакете COMSOL Multiphysics численно решалось одномерное дифференциальное уравнение теплопроводности (2) с гармонически изменяющейся температурой на поверхности грунта $z = 0$ (1), начальной температурой $T_0 = -9^\circ\text{C}$ (по всей глубине грунта) и постоянной температурой на большой глубине $T_D = -8.8^\circ\text{C}$ ($z > 100$ м). Расчёт проводился для интервала времени более чем 12 лет. В коэффициенте температуропроводности $k = \lambda_{eff}/\rho C_{eff}$ учитывалось промерзание/оттаивание воды в порах грунта при изменении температуры ниже/выше температуры $T_{ph} = -0.5^\circ\text{C}$, которая была выбрана из данных для различных грунтов, в нашем случае для засыпанного в трубу мелкого песка (Чувиллин и др., 2020).

Представленная постановка выбрана таким образом, что температурный градиент моделируемой области (от поверхности до 100 м) составлял 0.56°C на 100 метров: средняя температура поверхности (-8.24°C) – температура на глубине 100 м (-8.8°C). Такой градиент также наблюдался в данных скважины глубиной 60 метров, находящейся в центральной части острова.

Эффективные коэффициенты теплопроводности и объёмной теплоёмкости зависят от температуры и определяются соответственно:

$$\lambda_{eff} = \lambda_f \cdot (1 - \sigma(T - T_{ph})) + \lambda_u \cdot \sigma(T - T_{ph})$$

и

$$\rho C_{eff} = \rho_f C_f \cdot (1 - \sigma(T - T_{ph})) + \rho_u C_u \cdot \sigma(T - T_{ph}) + \rho_i \phi L \cdot \delta(T - T_{ph}).$$

Индексы f и u относятся к теплофизическим параметрам (теплопроводность λ [Вт/(м·К)], плотность ρ [кг/м³] и удельная теплоёмкость C [Дж/(кг·К)]) мёрзлой и талой пород соответственно, $L = 333.5$ [кДж/кг] – скрытая теплота фазового перехода воды, ρ_i [кг/м³] – плотность льда, ϕ – пористость грунта, $\sigma(T - T_{ph})$ – безразмерная сглаженная функция Хевисайда, $\delta(T - T_{ph})$ – дельта-функция Дирака, производная по температуре от Хевисайда, имеет размерность [1/К]. В эффективный коэффициент объёмной теплоёмкости среды ρC_{eff} [Дж/(м³·К)] с помощью δ -функции Дирака введена сосредото-

точенная теплоёмкость фазового перехода. Такой подход позволяет решать задачу Стефана без явного выделения границы фазового перехода (Самарский, 1965).

Дифференциальное уравнение теплопроводности (2) решалось в трёх слоях: верхний снежный слой, средний – сезонно-талый слой (мёрзлый и талый грунт) и нижний – мерзлота с представленными в табл. 3 теплофизическими и плотностными характеристиками, которые подбирались из диапазона теплофизических параметров для влагонасыщенных мёрзлых и талых песков, суглинков-супесей (Studfiles..., 2025), в том числе на о. Самойловском (Langer et al., 2011). Для сквозного моделирования снега использовали вариации теплофизических параметров верхнего снежного слоя во времени: в летнее время ($T > T_{ph}$) теплопроводность и плотность слоя задавались большими (400 Вт/(м·К) и 10000 кг/м^3) и теплоёмкость маленькой (100 Дж/(кг·К)), в зимнее же время они задавались как средние значения для снега (см. табл. 3). Таким образом, в летнее время температура снежного слоя фактически равнялась температуре поверхности.

Подбор используемых в модели теплофизических параметров (см. табл. 3) происходил таким образом, чтобы, во-первых, температуропроводность мёрзлого грунта k совпадала с оценкой, полученной согласно формуле (4), и, во-вторых, чтобы модельные температурные изменения на разных глубинах совпадали с реальными температурными измерениями датчиков из скважины.

Сперва рассчитывались изменения температуры грунта без учёта влияния снега (рис. 4, верхний график). Решалось уравнение (2) для двух слоёв: сверху сезонноталый слой и снизу мёрзлого грунта. В начальный момент температура грунта на всех глубинах полагалась постоянной -9°C . На поверхности грунта ($z = 0$, активного слоя) задавалось синусоидальное

колебание температуры (1); на нижней границе ($z > 100 \text{ м}$) была взята постоянная температура -8.8°C , при этом теплофизические параметры мёрзлого и талого грунтов подбирались таким образом, чтобы летние температурные изменения на малых глубинах ($z < 5 \text{ м}$) совпадали с модельными температурными изменениями для этих же глубин. Температуры летнего сезона (не учитывая температуры при фазовом переходе) для модельных и реальных данных с точностью $\pm 0.2^\circ\text{C}$ совпадают на начальных годах и для глубин $0.75\text{--}4.75 \text{ м}$.

Из расчётных термограмм верхнего графика (см. рис. 4), не учитывающих влияния снега (сплошные линии), видно, что модельные температурные вариации не описывают реальные данные, на каждой глубине среднегодовая температура составляет примерно -9°C , что сильно отличается от реальных температур, в которых годовые средние значения растут с глубиной: примерно с -9 до -4.5°C .

Далее в температурном моделировании учитывалось влияние снега, который задавался в модели как дополнительный слой с осреднёнными теплофизическими параметрами (см. табл. 3), при этом также подбирались мощность и длительность его пребывания.

При моделировании изменения температуры грунта в скважине в течение 12 лет с учётом влияния снежного покрова решалось дифференциальное уравнение теплопроводности (2) в трёх слоях: верхнем слое снега с изменяющейся во времени мощностью (рис. 5, верхний график), среднем – сезонно-талом слое и нижнем – мерзлоте с представленными в табл. 3 теплофизическими характеристиками. В начальный момент температура грунта на всех глубинах полагалась постоянной: -9°C (взята из анализа температур в скважине по глубине). На поверхности снега задавалось синусоидальное колебание температуры (1); на нижней границе

Таблица 3. Используемые в моделировании теплофизические параметры грунта

Table 3. Thermal parameters of the soil used in the model

Параметр	Снег	Мёрзлый сезонноталый слой	Талый сезонноталый слой	Толща мерзлоты
λ , Вт/(м·К)	0.5	2.1	1.3	2.5
C , Дж/(кг·К)	2100	930	1030	930
ρ , кг/м ³	560	2350	2400	2350
k , м ² /с	$0.43 \cdot 10^{-6}$	$0.91 \cdot 10^{-6}$	$0.53 \cdot 10^{-6}$	$1.14 \cdot 10^{-6}$

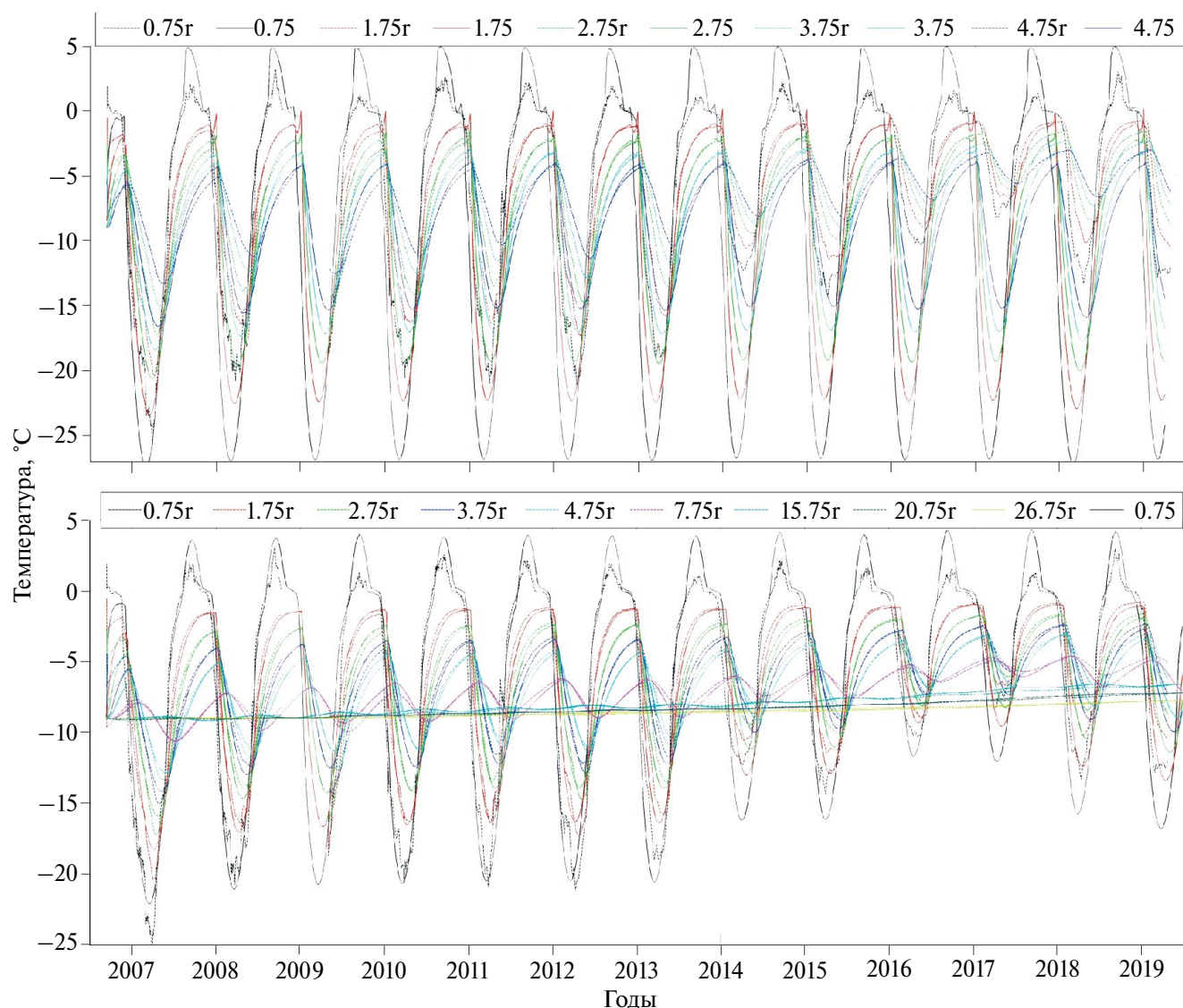


Рис. 4. На верхнем графике — сравнение реальных данных (пунктирные линии) с модельными без учёта влияния снежного покрова (сплошные линии) на глубинах 0.75–4.75 м с шагом 1 м. В легенде код кривой соответствует глубине датчика в метрах с буквой г для реальных датчиков, без подписи — для модельных. Цвет термограмм для датчиков на одинаковой глубине совпадает. На нижнем графике — сравнение реальных данных (пунктирные линии) с модельными, учитывающими влияние снежного покрова (сплошные линии). В легенде код кривой соответствует глубине датчиков в метрах с буквой г для реальных данных из скважины, без подписи — для модельных; указан только один (0.75 м), остальные обозначаются по аналогии — без пометки, сплошной линией, один цвет для одинаковых глубин

Fig. 4. The top graph compares real data (dashed lines) with the model data without taking into account the snow cover effect (solid lines) at depths of 0.75–4.75 m with a step of 1 m. In the legend, the curve code corresponds to the sensor depth in meters with the letter r for real sensors, and without a caption — for the model ones. The color of the thermograms for sensors at the same depth is the same. The bottom graph compares real data (dashed lines) with the model data with taking into account the snow cover effect (solid lines). In the legend, the curve code corresponds to the sensor depth in meters with the letter r for real data from the 27-m borehole, and without — for the model ones, only one is indicated (0.75 m), the rest are designated by analogy — without a caption, with a solid line, one color for the same depth

мерзлоты ($z > 100$ м) температура -8.8°C полагалась постоянной и была взята из данных температурного мониторинга в скважине на большой глубине.

С 2006 по 2019 г. глубина снега в модели задавалась согласно верхнему графику, представленному на рис. 5. Этот график составлен на основе реальных данных о глубине снега

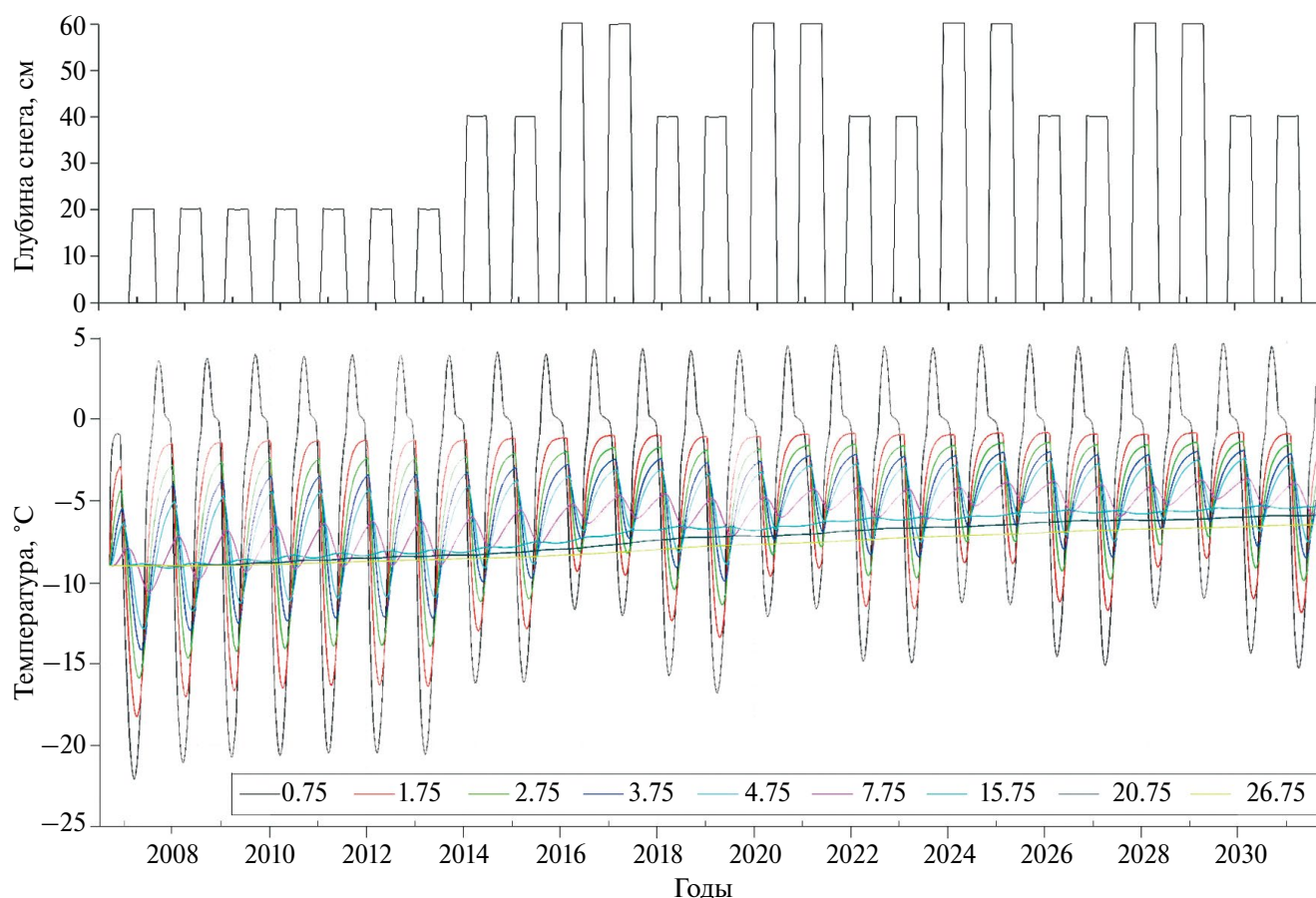


Рис. 5. На верхнем графике представлено изменение мощности снега с 2006 по 2031 г. для задач модельного описания роста температуры в скважине и прогнозирования его дальнейшего роста в условиях увеличенной мощности снежного покрова. На нижнем графике представлено модельное прогнозирование изменений температуры в 27-метровой скважине до 2031 г. с увеличенным объёмом снега (верхний график). Код кривой в легенде соответствует глубине модельного датчика в скважине (в метрах)

Fig. 5. The top graph shows the change in snow thickness from 2006 to 2031 years for the tasks of model description of temperature growth in the 27 m borehole and forecasting its further growth under conditions of increased snow cover thickness. The bottom graph shows the model forecast of temperature changes in the 27 m borehole up to 2031 year with an increased snow cover thickness (upper graph). The curve code in the legend corresponds to the depth of the model sensor in the borehole in meters

с метеостанции на острове Самойловском (Voike et al., 2019), также он учитывает результаты сравнений температур воздуха и поверхности скважины (см. рис. 3) и возможное дополнительное накопление снега, вызванное строительством в 2012 г. новых построек, которые могут задерживать снег вблизи скважины. С 2014 г. наблюдалось увеличение толщины снега до 40 см, 2016 и 2017 годы считались снежными с толщиной снега 60 см.

Моделирование с учётом влияния снежного покрова показывает хорошее совпадение модельных и реальных значений температур в скважине на всех глубинах (см. рис. 4, нижний график). Модельный тренд потепления сходится

с реальным, при этом отклонения реальных данных от модельных для глубин 15.75, 20.75 и 26.75 м составляет не более $\pm 0.2^\circ\text{C}$.

В силу хорошего совпадения модельных и реальных данных температурного мониторинга дополнительно было проведено моделирование, прогнозирующее изменение температуры в скважине на следующие 12 лет с учётом возросшей (в связи с аккумулярующим эффектом строений НИС) глубины снега. Изменение мощности снега в модели с прогнозом представлено на верхнем графике рис. 5.

Согласно данным модельного прогнозирования (см. рис. 5, нижний график), потепление

грунта в течение следующих 12 лет отмечается на всех глубинах. К 2031 г. изменение температуры на глубинах 15.75, 20.75 и 26.75 м относительно 2006 г. составит приблизительно +3.6, +3.1 и +2.5 °C соответственно.

Чтобы определить новый стационарный режим скважины в условиях увеличенного объёма снега (40–60 см) дополнительно проведено моделирование вплоть до 2062 г. Как видно из рис. 6, к 2062 г. скважина выйдет в новый тепловой режим, в котором установившиеся температуры на глубинах 15.75, 20.75, 26.75 м составят –4.8, –5.1, –5.5 °C с приростом относительно 2006 г. +4.2, +3.9, +3.5 °C соответственно. Напомним, что по реальным данным мониторинга к 2019 г. относительно 2006 г. этот прирост составлял +2.3, +1.7 и +1.3 °C.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведён анализ данных 12-летнего температурного мониторинга в скважине на о. Самойловском в дельте р. Лены. Данные мониторинга показывают увеличение температуры мерзлоты на всех глубинах скважины (до 27 м) с 2006 по 2019 г. Рост среднегодовых температур (с 2007 по 2018 г.), согласно линейным трендам, на глубинах 7.75, 15.75, 20.75 и 26.75 м составил 3.6, 2.0, 1.5, 1.0 °C соответственно за 10 лет.

Показано, что отмеченный рост температур в скважине связан не с ростом температур воздуха (глобальным трендом потепления), а с локальными условиями снегонакопления, их изменениями на малом участке исследований, то есть является локальным антропогенным фактором, не связанным напрямую с изменениями климата.

Моделирование температур без учёта влияния снега показало относительную стабильность колебаний и температурного режима скважины. Средние модельные температуры на всех глубинах примерно –9 °C, что сильно отличается от реальных данных, в которых средние значения растут с глубиной примерно с –9 до –4.5 °C. В модели без учёта влияния снега минимальные температуры значительно ниже реальных, что связано с отсутствием теплоизолирующего эффекта снега. Модельные и реальные температуры летнего сезона совпадают в пределах ± 0.2 °C на начальных годах для глубин 1.75–4.75 м, позже 2018 г. отклонения превышают 1 °C для глубины 4.75 м. В модельных данных нет положительного тренда роста среднегодовых температур на глубинах ниже 7.75 м. Стабильное состояние модельных температур указывает на отсутствие влияния температуры поверхности на режим многолетней мерзлоты.

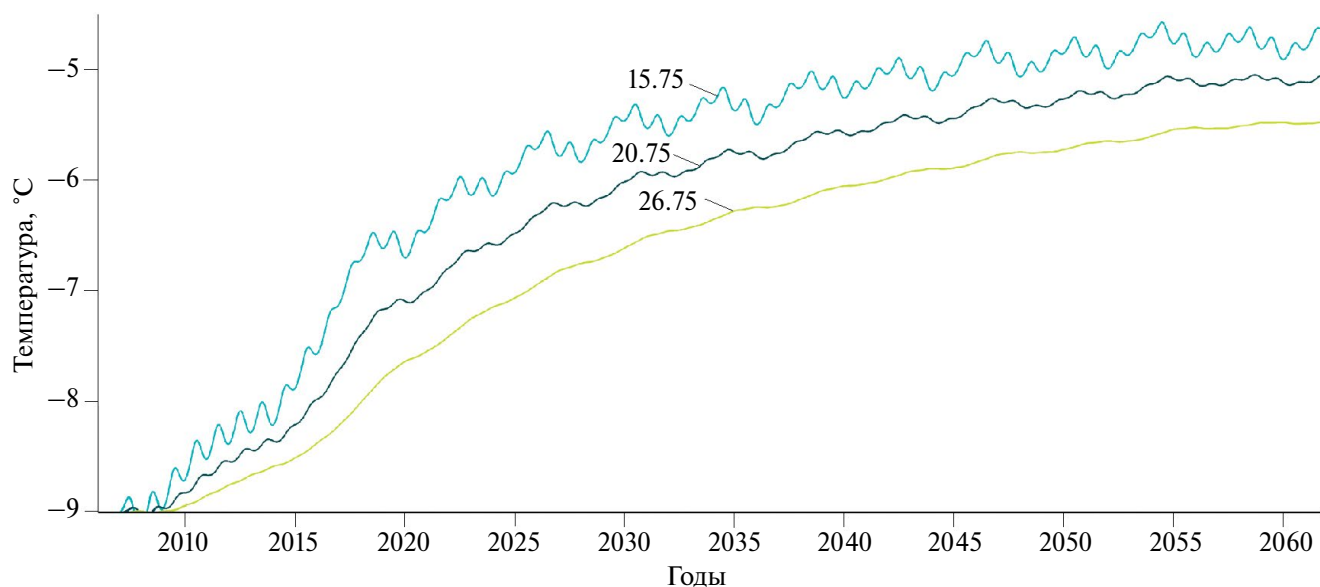


Рис. 6. Модельное прогнозирование роста температуры в скважине на глубинах 15.75, 20.75, 26.75 м в условиях увеличенной мощности снежного покрова (40–60 см) с 2014 по 2062 г.

Fig. 6. Model forecasting of temperature increase in the 27-m borehole at depths of 15.75, 20.75, and 26.75 meters taking into account increased snow depth (40–60 cm) from 2014 to 2062

Моделирование температур с учётом влияния снежного покрова показало хорошее соответствие теоретических значений с реальными данными. Отклонение модельных данных от реальных для глубин 15.75 и 26.75 м составляет не более $\pm 0.2^\circ\text{C}$. В модели виден явный тренд потепления, который фактически совпадает с измеренным в скважине. Таким образом, численное моделирование подтвердило возможность подбора теплофизических параметров, мощности и длительности пребывания снега на поверхности для правильного учёта его теплоизолирующего эффекта. Аккумулирование дополнительного объёма снега вблизи скважины предположительно связано со строительством в 2012 г. новых объектов, препятствующих его выдуванию. Строения расположены вокруг на расстоянии около 30 м от скважины (см. рис. 1, зелёный крестик).

Дополнительно проведено моделирование динамики температуры скважины с прогнозированием её температурного режима при увеличенном объёме снега. Если резкое изменение мощности снежного покрова, произошедшее в районе 2014 г., и далее останется на том же уровне (40–60 см), то в последующие годы произойдёт быстрый рост температуры мерзлоты и к 2062 г. скважина выйдет в новый стационарный режим, в котором уровни средних температур на глубинах 15.75, 20.75 и 26.75 м составят -4.8 , -5.1 , -5.5°C соответственно. При этом приrost средних значений температур относительно 2006 г. составит приблизительно $+4.2$, $+3.9$, $+3.5^\circ\text{C}$ соответственно.

Отмечено, что описанный в работе подход может использоваться при прогнозировании оттаивания мерзлоты в местах с отмечаемым увеличением снежности. В частности, увеличение осадков, включая снежный покров, наблюдается в горах Кузнецкого Алатау (Адаменко и др., 2021). Рассмотрение глобальных климатических моделей для сценариев потепления даёт прогноз увеличения осадков в виде снега на севере Восточной Сибири до середины нынешнего века (Quante et al., 2021). Это будет дополнительно ускорять деградацию многолетней мерзлоты на этой территории.

Благодарности. Исследование выполнено в рамках проекта FWZZ-2022-0031 (2022–2025 гг.) “Геолого-геофизические исследования и палеоклиматические реконструкции в дельте р. Лена как инструмент анализа динамики арктической экосистемы в процессе глобального изменения климата” (ipgg.sbras..., 2025).

Acknowledgments. The study was carried out within the project FWZZ-2022-0031 (2022–2025) “Geological and geophysical studies and paleoclimatic reconstructions in the Lena River Delta as a tool for analyzing the dynamics of the Arctic ecosystem in the process of global climate change” (ipgg.sbras..., 2025).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адаменко М.М., Гутак Я.М., Треньков И.П. Изменения внутригодового распределения осадков и динамика снежности в горах Кузнецкого Алатау // Геоферные исследования. 2021. № 2. С. 101–109. <https://doi.org/10.17223/25421379/19/9>
- Дубровин В.А., Брушков А.В., Дроздов Д.С., Железняк М.Н. Изученность, современное состояние, перспективы и проблемы освоения криолитозоны Арктики // Минеральные ресурсы России. 2019. № 3. С. 55–64.
- Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твёрдых тел. М.: Наука, 1964. 488 с.
- Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М., Л.: Гос. научно-технич. изд-во, 1939. 208 с.
- Мохов И.И., Елисеев А.В., Гурьянов В.В. Модельные оценки глобальных и региональных изменений климата в голоцене // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 1. С. 27–32.
- Мохов И.И. Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования // Вестник РАН. 2022. Т. 92. № 1. С. 3–14.
- Павлов А.В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. Якутск: Якутское книжн. изд-во, 1975. 301 с.
- Попов А.И., Тушинский Г.К. Мерзлотоведение и гляциология. М.: Высшая Школа, 1973. 271 с.
- Самарский А.А., Моисеенко Б.Д. Экономическая схема сквозного счета для многомерной задачи Стефана // Журнал вычислительной математики и математической физики. 1965. Т. 5. № 5. С. 816–827.
- Фадеева И.И., Аюнов Д.Е. Модельный анализ влияния мощности снежного покрова на температурное состояние мерзлоты на территории НИС “Остров “Самойловский” на основе данных температурного мониторинга // Интерэкспо ГЕО-Сибирь – XX Междунар. науч. конгресс. Междунар. науч. конференция “Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология”: Сб. материалов: В 8 т. Новосибирск: СГУГиТ, 2024. Т. 2. № 4. С. 140–146.
- Чувилин Е.М., Соколова Н.С., Буханов Б.А., Истомин В.А., Мингареева Г.Р. Определение температу-

- ры начала замерзания грунтов на основе измерения потенциала поровой воды // Криосфера Земли. 2020. Т. 24. № 6. С. 11–20.
- earth.google // Электронный ресурс. URL: <https://earth.google.com/> (Дата обращения: 10.05.2025).
- ipgg.sbras // Электронный ресурс. URL: <http://www.ipgg.sbras.ru/ru/science/projects/fwzz-2022-0031-geologo-geofizicheskie-issledovaniya-2022> (Дата обращения: 10.05.2025).
- retromap // Электронный ресурс. URL: <http://retromap.ru/> (Дата обращения: 10.05.2025).
- Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzli J., Matthes H., Vieira G., Streletskiy D.A., Schoeneich P., Romanovsky V.E., Lewkowicz A.G., Abramov A., Allard M., Boike J., Cable W.L., Christiansen H.H., Delaloye R., Diekmann B., Drozdov D., Etzelmüller B., Grosse G., Guglielmin M., Ingeman-Nielsen T., Isaksen K., Ishikawa M., Johansson M., Johannsson H., Joo A., Kaverin D., Kholodov A., Konstantinov P., Kröger T., Lambiel C., Lanckman J.-P., Luo D., Malkova G., Meiklejohn I., Moskalenko N., Oliva M., Phillips M., Ramos M., Sannel A.B.K., Sergeev D., Seybold C., Skryabin P., Vasiliev A., Wu Q., Yoshikawa K., Zheleznyak M., Lantuit H. Permafrost is warming at a global scale // Nature communications. 2019. V. 10 (1). 264.
- Boike J., Kattenstroth B., Abramova K., Bornemann N., Chetverova A., Fedorova I., Fröb K., Grigoriev M., Grüber M., Kutzbach L., Langer M., Minke M., Muster S., Piel K., Pfeiffer E.-M., Stoof G., Westermann S., Wischnewski K., Wille C., Hubberten H.-W. Baseline characteristics of climate, permafrost and land cover from a new permafrost observatory in the Lena River Delta, Siberia (1998–2011) // Biogeosciences. 2013. V. 10. P. 2105–2128.
- Boike J., Nitzbon J., Anders K., Grigoriev M.N., Bolshiyanov D.Yu., Langer M., Lange S., Bornemann N., Morgenstern A., Schreiber P., Wille C., Chadburn S., Goutev I., Burke E.J., Kutzbach L. A 16-year record (2002–2017) of permafrost, active-layer, and meteorological conditions at the Samoylov Island Arctic permafrost research site, Lena River delta, northern Siberia: an opportunity to validate remote-sensing data and land surface, snow, and permafrost models // Earth System Science Data. 2019. V. 11 (1). P. 261–299. <https://doi.org/10.5194/essd-11-261-2019>
- García-García A., Cuesta-Valero F.J., Beltrami H., Smerdon J.E. Characterization of air and ground temperature relationships within the CMIP5 historical and future climate simulations // J. Geophys. Res. Atmos. 2019. V. 124. P. 3903–3929.
- Hu G., Zhao L., Wu X., Li R., Wu T., Xie C., Qiao Y., Shi J., Li W., Cheng G. New Fourier-series-based analytical solution to the conduction–convection equation to calculate soil temperature, determine soil thermal properties, or estimate water flux // Intern. J. Heat Mass Transf. 2016. V. 95. P. 815–823.
- Langer M., Westermann S., Muster S., Piel K., Boike J. The surface energy balance of a polygonal tundra site in northern Siberia – Part 2: Winter // The Cryosphere. 2011. V. 5. P. 509–524. <https://doi.org/10.5194/tc-5-509-2011>
- Quante L., Willner S.N., Middelani R., Levermann A. Regions of intensification of extreme snowfall under future warming // Scientific Reports. 2021. V. 11 (1). 16621. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-95979-4>
- Soden B.J., Held I.M. An Assessment of Climate Feedbacks in Coupled Ocean–Atmosphere Models // J. Climate. 2006. V. 19. P. 3354–3360.
- Studfiles // Электронный ресурс. URL: <https://studfile.net> (Дата обращения: 08.05.2025).

Citation: Fadeeva I.I., Duchkov A.A., Ayunov D.E. Thermal regime of permafrost in the borehole depending on the snow cover thickness in the area of the polar station “Samoilovsky Island” (Lena River delta). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (3): 432–446. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525030066

Thermal Regime of Permafrost in the Borehole Depending on the Snow Cover Thickness in the Area of the Polar Station “Samoilovsky Island” (Lena River Delta)

© 2025 I. I. Fadeeva[#], A. A. Duchkov, D. E. Ayunov

Trofimuk Institute of Petroleum-Gas Geology and Geophysics of the Siberian Branch of the RAS, Novosibirsk, Russia

[#]*e-mail: FadeevaII@ipgg.sbras.ru*

Received January 28, 2025; Revised May 11, 2025; Accepted June 26, 2025

The paper analyzes long-term temperature monitoring data in a borehole at the station “Samoylov Island” in the Lena River delta. Temperature measurements over 12 years (from late 2006 to early 2019) show a warming of permafrost at a depth of 26.5 m by 1.3 °C. At the same time, air temperature does not show a noticeable rise during this period. To identify the factors influencing the temperature in the borehole, a numerical simulation of the soil temperature changes was carried out. The simulation was performed taking into account the warming effect of snow cover on the the freezing/thawing processes of the upper active layer. Based on the modeling results, it was concluded that the warming of the borehole is associated with increasing in the thickness of the snow cover due to the construction of buildings that accumulate snow around the borehole area. The thermal diffusivity of soils near the borehole at different depths (from 10 down to 21 meters) is amounted within a range of $(0.88–1.18) \cdot 10^{-6}$ m²/s that was determined using the 12-year temperature records (from 2006 to 2019) of seasonal temperature fluctuations at different depths. The time necessary for the borehole to reach a new thermal regime under conditions of an increasing snow thickness accumulating near the borehole was estimated. A new steady-state regime of the borehole was determined, in which the average temperature values at depths of 15.75, 20.75 and 26.75 meters may reach by 2062 are as –4.8, –5.1, –5.5 °C, respectively; in 2018, these temperatures were equal to: –6.81, –7.42, –7.86 °C.

Keywords: permafrost, temperature monitoring, snow cover, thermal diffusivity, thermal conductivity, numerical modeling

REFERENCES

- Adamenko M.M., Gutak Y.M., Trenkov I.P. Changes in the intra-annual distribution of precipitation and the dynamics of snowfall in the Kuznetsk Alatau Mountains. *Geosfernye issledovaniya*. Geosphere Research. 2021, 2: 101–109. <https://doi.org/10.17223/25421379/19/9> [In Russian].
- Dubrovin V.A., Brushkov A.V., Drozdov D.S., Zheleznyak M.N. Study, current state, prospects and problems of development of the Arctic cryolithozone. *Mineralnye resursy Rossii*. Mineral resources of Russia. 2019, 3: 55–64 [In Russian].
- Karlsru G., Eger D. *Teploprovodnost' tverdykh tel*. Conduction of heat in solids. Moscow: Nauka, 1964: 488 p. [In Russian].
- Milankovitch M. *Matematicheskaya klimatologiya i astronomicheskaya teoriya kolebanij klimata* Mathematical climatology and astronomical theory of climate oscillations. Moscow, Leningrad: State Scientific and Technical Publishing House, 1939: 208 p. [In Russian].
- Mokhov I.I., Eliseev A.V., Guryanov V.V. Model estimates of global and regional climate changes in the Holocene. *Doklady Rossijskoj akademii nauk. Nauki o Zemle*. Doklady Earth Sciences. 2020, 490 (1): 27–32 [In Russian].
- Mokhov I.I. Climate change: causes, risks, consequences, problems of adaptation and regulation. *Vestnik Rossijskoj akademii nauk*. Bulletin of the Russian Academy of Sciences. 2022, 92 (1): 3–14 [In Russian].
- Pavlov A.V. *Teploobmen pochvy s atmosferoj v severnykh i umerennykh shirotakh territorii SSSR*. Heat exchange of soil with the atmosphere in the northern and temperate latitudes of the USSR. Yakutsk: Yakutsk book house, 1975: 301 p. [In Russian].

- Popov A.I., Tushinskij G.K. *Merzlotovedenie i glyaciologiya*. Permafrost studies and glaciology. Moscow: Higher school, 1973: 271 p. [In Russian].
- Samarsky A.A., Moiseenko B.D. Economic scheme of end-to-end accounting for the multidimensional Stefan problem. *Zhurnal vychislitel'noj matematiki i matematicheskoy fiziki*. Computational Mathematics and Mathematical Physics. 1965, 5 (5): 816–827. [In Russian].
- Fadeeva I.I., Ayunov D.E. Model analysis of snow thickness influence on the temperature state of permafrost on Samoilovsky Island based on temperature monitoring data. *Interexpo GEO-Sibir – XX Mezhdunarodnyj nauchnyj congress. SGUGi T*. Interexpo GEO-Siberia – XX International Scientific Congress. Novosibirsk: SSUGT, 2024, 2 (4): 140–146 [In Russian].
- Chuvilin E.M., Sokolova N.S., Bukhanov B.A., Istomin V.A., Mingareeva G.R. Determination of the freezing point of soils based on measurements of pore water potential. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2020, 24 (6): 11–20 [In Russian].
- earth.google: official site. Retrieved from: URL: <https://earth.google.com/> (Last access: May 10, 2025).
- ipgg.sbras: official site. Retrieved from: URL: <http://www.ipgg.sbras.ru/ru/science/projects/fwzz-2022-0031-geologo-geofizicheskie-issledovaniya-2022> (Last access: May 10, 2025).
- retromap: official site. Retrieved from: URL: <http://retromap.ru/> (Last access: May 10, 2025).
- Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzli J., Matthes H., Vieira G., Streletskiy D.A., Schoeneich P., Romanovsky V.E., Lewkowicz A.G., Abramov A., Allard M., Boike J., Cable W.L., Christiansen H.H., Delaloye R., Diekmann B., Drozdov D., Etzelmüller B., Grosse G., Guglielmin M., Ingeman-Nielsen T., Isaksen K., Ishikawa M., Johansson M., Johannsson H., Joo A., Kaverin D., Kholodov A., Konstantinov P., Kröger T., Lambiel C., Lanckman J. P., Luo D., Malkova G., Meiklejohn I., Moskalenko N., Oliva M., Phillips M., Ramos M., Sannel A.B.K., Sergeev D., Seybold C., Skryabin P., Vasiliev A., Wu Q., Yoshikawa K., Zheleznyak M., Lantuit H. Permafrost is warming at a global scale. *Nature communications*. 2019, 10 (1): 264 p.
- Boike J., Kattenstroth B., Abramova K., Bornemann N., Chetverova A., Fedorova I., Fröb K., Grigoriev M., Grüber M., Kutzbach L., Langer M., Minke M., Muster S., Piel K., Pfeiffer E.-M., Stoof G., Westermann S., Wischniewski K., Wille C., Hubberten H.-W. Baseline characteristics of climate, permafrost and land cover from a new permafrost observatory in the Lena River Delta, Siberia (1998–2011). *Biogeosciences*. 2013, 10: 2105–2128.
- Boike J., Nitzbon J., Anders K., Grigoriev M.N., Bolshyanov D.Yu., Langer M., Lange S., Bornemann N., Morgenstern A., Schreiber P., Wille C., Chadburn S., Gouttevin I., Burke E.J., Kutzbach L. A 16-year record (2002–2017) of permafrost, active-layer, and meteorological conditions at the Samoylov Island Arctic permafrost research site, Lena River delta, northern Siberia: an opportunity to validate remote-sensing data and land surface, snow, and permafrost models. *Earth System Science Data*. 2019, 11 (1): 261–299. <https://doi.org/10.5194/essd-11-261-2019>
- García-García A., Cuesta-Valero F.J., Beltrami H., Smerdon J.E. Characterization of air and ground temperature relationships within the CMIP5 historical and future climate simulations. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2019, 124: 3903–3929.
- Hu G., Zhao L., Wu X., Li R., Wu T., Xie C., Qiao Y., Shi J., Li W., Cheng G. New Fourier-series-based analytical solution to the conduction–convection equation to calculate soil temperature, determine soil thermal properties, or estimate water flux. *Intern. J. Heat Mass Transf.* 2016, 95: 815–823.
- Langer M., Westermann S., Muster S., Piel K., Boike J. The surface energy balance of a polygonal tundra site in northern Siberia – Part 2: Winter. *The Cryosphere*. 2011, 5: 509–524. <https://doi.org/10.5194/tc-5-509-2011>.
- Quante L., Willner S.N., Middelani R., Levermann A. Regions of intensification of extreme snowfall under future warming. *Scientific Reports*. 2021, 11 (1): 16621. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-95979-4>
- Soden B.J., Held I.M. An Assessment of Climate Feedbacks in Coupled Ocean–Atmosphere Models. *Jorn. Climate*. 2006, 19: 3354–3360.
- Studfiles: official site: Electronic data. Retrieved from: <https://studfile.net/> (Last access: May 8, 2025).