

Том XVII | 2/2023
Vol. XVII

ISSN 1997-8669 (Print)
ISSN 2587-8220 (Online)

GeoРиск

GeoRisk World

ПРИ ПОДДЕРЖКЕ:



Саморегулируемая организация



Ассоциация
«Инженерные изыскания
в строительстве»
Общероссийское отраслевое
объединение работодателей

Активность и опасность обвально-осыпных процессов на Транскавказской автомагистрали (Республика Северная Осетия — Алания) в XXI в.

РАЗУМОВ В.В.

Высокогорный геофизический институт, ООО «Институт геотехники и инженерных изысканий в строительстве»

ЗАЛИХАНОВ М.Ч.

Высокогорный геофизический институт

РАЗУМОВА Н.В.

АО «Российские космические системы»

БОГДАНОВА Н.Д.

ООО «Институт геотехники и инженерных изысканий в строительстве»

ШАГИН С.И.

Кабардино-Балкарский государственный университет им. Х.М. Бербекова

8

Криолитозона западного сектора Российского Севера в условиях меняющегося климата

ШПОЛЯНСКАЯ Н.А., ОСАДЧАЯ Г.Г.

Ухтинский государственный технический университет

МАЛКОВА Г.В.

Институт криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН

24

Автомобильные дороги Чеченской Республики под воздействием оползневых процессов

БОГДАНОВА Н.Д.

ООО «Институт геотехники и инженерных изысканий в строительстве»

РАЗУМОВА Н.В.

АО «Российские космические системы»

РАЗУМОВ В.В.

Высокогорный геофизический институт, ООО «Институт геотехники и инженерных изысканий в строительстве»

ЗАЛИХАНОВ М.Ч.

Высокогорный геофизический институт

ШАГИН С.И.

Кабардино-Балкарский государственный университет им. Х.М. Бербекова

40

Оценка динамики оползневых и обвальных берегов северной части г. Севастополя

АНДРЮШИН Д.С., БАРАНСКАЯ А.В., ЗЕРКАЛЬ О.В.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

62

Перечень научных специальностей с указанием соответствующих им отраслей науки, которым соответствует основное содержание рецензируемого научного издания:

1.6.1. Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика (геолого-минералогические науки);

1.6.7. Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение (геолого-минералогические науки);

1.6.7. Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение (технические науки);

1.6.8. Гляциология и криология Земли (географические науки);

1.6.9. Геофизика (геолого-минералогические науки);

1.6.9. Геофизика (физико-математические науки);

1.6.9. Геофизика (технические науки);

1.6.12. Физическая география и биогеография, география почв и геохимия ландшафтов (географические науки);

1.6.16. Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия (географические науки);

1.6.17. Океанология (геолого-минералогические науки);

1.6.17. Океанология (физико-математические науки);

1.6.20. Геоинформатика, картография (географические науки);

1.6.20. Геоинформатика, картография (геолого-минералогические науки);

1.6.20. Геоинформатика, картография (технические науки);

1.6.21. Геоэкология (геолого-минералогические науки);

1.6.21. Геоэкология (географические науки).



Activity and hazard of rockfall and talus processes on the Transcaucasian highway (Republic of North Ossetia — Alania) in the 21st century

RAZUMOV V.V.

High-Mountain Geophysical Institute; Russian Geotechnical Institute LLC

ZALIKHANOV M.Ch.

High-Mountain Geophysical Institute

RAZUMOVA N.V.

Russian Space Systems JSC

BOGDANOVA N.D.

Russian Geotechnical Institute LLC

SHAGIN S.I.

Berbekov Kabardino-Balkarian State University

8

Cryolithozone of the Russian North western sector under changing climate

SHPOLYANSKAYA N.A., OSADCHAYA G.G.

Ukhta State Technical University

MALKOVA G.V.

Earth Cryosphere Institute of the Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch,
Russian Academy of Sciences

24

Highways of the Chechen Republic under the influence of landslide processes

BOGDANOVA N.D.

Russian Geotechnical Institute LLC

RAZUMOVA N.V.

Russian Space Systems JSC

RAZUMOV V.V.

High-Mountain Geophysical Institute; Russian Geotechnical Institute LLC

ZALIKHANOV M.Ch.

High-Mountain Geophysical Institute

SHAGIN S.I.

Berbekov Kabardino-Balkarian State University

40

Assessment of landslide and rockfall coasts' dynamics of Sevastopol northern side

ANDRIUSHIN D.S., BARANSKAYA A.V., ZERKAL O.V.

Lomonosov Moscow State University

62

КРИОЛИТОЗОНА ЗАПАДНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОГО СЕВЕРА В УСЛОВИЯХ МЕНЯЮЩЕГОСЯ КЛИМАТА



Юг Большеземельской тундры. Торфяник полигональный багульниково-морозово-лишайниково-моховой. Фото Г.Г. Осадчей

ШПОЛЯНСКАЯ Н.А.*

Ухтинский государственный технический университет, г. Ухта, Россия, nellashpol@yandex.ru

Адрес: ул. Первомайская, д. 13, г. Ухта, 169300, Россия

ОСАДЧАЯ Г.Г.

Ухтинский государственный технический университет, г. Ухта, Россия, galgriosa@yandex.ru

МАЛКОВА Г.В.

Институт криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН, г. Тюмень, Россия, galina_malk@mail.ru

Адрес: ул. Малыгина, д. 86, г. Тюмень, 625000, Россия

Оригинальная статья

Поступила в редакцию 25.05.2023 / Принята к публикации 26.06.2023 / Дата публикации 30.06.2023

© ООО «Геомаркетинг», 2023

Аннотация: при современном потеплении климата изучение изменения теплового состояния криолитозоны, занимающей около 65% территории России, является важной практической и научной задачей. Настоящая статья посвящена анализу реакции мерзлых грунтов на потепление климата в различных ландшафтах и на разной глубине. Исследование опирается, во-первых, на изучение климатического хода на Земле — циклически чередующихся холодных и теплых периодов разной длительности, во-вторых, на законы проникновения колебаний температуры воздуха в грунты и условия формирования их температурного состояния. Колебания температуры воздуха проникают в грунтовый массив с заметным запаздыванием во времени, поэтому перестройка температурного поля мерзлой толщи вслед за изменившимся климатом занимает некоторое время (тем большее, чем длиннее период колебаний) и проявляется неодинаково на разных глубинах и в разных ландшафтах. Анализ динамики температурного поля мерзлых грунтов в западном секторе Арктики показал, что современное потепление в обозримое время не коснется глубоких (более 200 м) слоев мерзлой толщи. Реакция верхних слоев (до 150–200 м) более заметна, но крайне разнообразна. В ландшафтах северных районов криолитозоны, при низких температурах и разреженной растительности, температура грунтов следует за изменением климата, повышаясь вместе с температурой атмосферы, и мощность слоя сезонного оттаивания увеличивается. Однако при низких значениях температуры грунтов таяния мерзлых толщ на обширных территориях вероятно не будет. В ландшафтах южных районов криолитозоны при более высокой температуре грунтов и развитых моховом и торфяном покровах во многих случаях в противовес потеплению наблюдается нарастание мерзлоты и сокращение мощности слоя сезонного оттаивания. В целом мерзлая толща, как правило, льдистая (до 20% и более от объема), достаточно инертна к тепловой перестройке и слабо реагирует на короткопериодные изменения климата.

Ключевые слова: криолитозона; ландшафт; температура воздуха; температура грунтов; потепление климата; сезонное протаивание-промерзание

Благодарности: авторы выражают благодарность сотрудникам редакции журнала «ГеоРиск» за большую помощь в подготовке рукописи к печати.

Ссылка для цитирования: Шполянская Н.А., Осадчая Г.Г., Малкова Г.В., 2023. Криолитозона западного сектора Российского Севера в условиях меняющегося климата. ГеоРиск, Том XVII, № 2, с. 24–38, <https://doi.org/10.25296/1997-8669-2023-17-2-24-38>.

CRYOLITHOZONE OF THE RUSSIAN NORTH WESTERN SECTOR UNDER CHANGING CLIMATE

NELLA A. SHPOLYANSKAYA*

Ukhta State Technical University; Ukhta, Russia; nellashpol@yandex.ru
Address: Bld. 13, Pervomayskaya St., 169300, Ukhta, Russia

GALINA G. OSADCHAYA

Ukhta State Technical University; Ukhta, Russia; galgriosa@yandex.ru

GALINA V. MALKOVA

Earth Cryosphere Institute of the Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences; Tyumen, Russia; galina_malk@mail.ru
Address: Bld. 86, Malygina St., 625026, Tyumen, Russia

Original paper

Received 25 May 2023 / Accepted 26 June 2023 / Published 30 June 2023

© Geomarketing LLC, 2023

Abstract: under modern climate warming, studying changes in the thermal state of the cryolithozone, which occupies about 65% of the territory of Russia, is an important practical and scientific task. This paper is devoted to the analysis of the response of permafrost to climate warming in different landscapes and at different depths. The research is based, firstly, on the study of the climatic course on Earth — cyclically alternating cold and warm periods of different durations, and secondly, on the laws of penetration of air temperature fluctuations into soils and the conditions for the formation of their temperature state. Fluctuations in air temperature penetrate the soil mass with a noticeable time lag, so the restructuring of the temperature field of the frozen strata following a changed climate takes some time (the longer the period of fluctuations), and manifests itself differently at different depths and in different landscapes. An analysis of the dynamics of the temperature field of permafrost in the western sector of the Arctic showed that modern warming will not affect deep (more than 200 m) layers of permafrost in the foreseeable future. The reaction of the upper layers (up to 150–200 m) is more noticeable, but extremely varied. In the landscapes of the northern regions of the cryolithozone, at low temperatures and sparse vegetation, soil temperature follows climate change, increasing along with atmospheric temperature, and the thickness of the seasonal thawing layer increases. However, at low soil temperatures, there will probably not be melting of frozen strata over large areas. In the landscapes of the southern regions of the cryolithozone, with higher soil temperatures and developed moss and peat covers, in many cases, in contrast to warming, there is an increase in permafrost and a reduction in the thickness of the seasonal thawing layer. In general, the frozen mass is usually icy (up to 20% or more of the volume), quite inert to thermal changes, and weakly responds to short-term climate changes.

Key words: cryolithozone; landscape; air temperature; soil temperature; climate warming; seasonal thawing-freezing

Acknowledgements: authors are grateful to the editorial staff of the “GeoRisk World” journal for their great assistance in preparing the manuscript for publication.

For citation: Shpolyanskaya N.A., Osadchaya G.G., Malkova G.V., 2023. Cryolithozone of the Russian North western sector under changing climate. *GeoRisk World*, Vol. XVII, No. 2, pp. 24–38, <https://doi.org/10.25296/1997-8669-2023-17-2-24-38>.

Введение

В связи с потеплением климата прогнозируются существенные нарушения в состоянии многолетнемерзлых грунтов, которые могут негативно повлиять на современную природную обстановку. Поэтому анализ реакции мерзлой толщи в целом на изменение климата является важной актуальной задачей.

В статье представлен анализ колебательного развития климата Земли (длиннопериодных циклических колебаний в четвертичный период и короткопериодных колебаний за последнее тысячелетие и в XX–XXI вв.), выполненный с целью выявления тенденций его дальнейшего развития. Авторами дана оценка влияния климата на температуру грунтов в результате проникно-

вения колебаний температуры воздуха на глубину, исследованы теплообмен между грунтами и атмосферой с участием фазовых переходов в грунтах как важного тормозящего процесса, а также ландшафт как посредник в теплообмене. В результате такого анализа было установлено, что, во-первых, на разной глубине реакция криолитозоны на изменение климата неодинаковая, а во-вторых, в разных районах и различных ландшафтах направленность ее развития под влиянием современного потепления климата также неодинакова.

Климат Земли и его динамика

Климат Земли на протяжении всей ее истории (4,5 млрд лет) неоднократно менялся [41], демонстрируя цикличе-

ский колебательный характер. Холодные эпохи сменялись теплыми. Такое чередование связано, преимущественно, с неравномерным поступлением излучения от Солнца — главного для Земли источника тепла [38]. Циклические изменения элементов земной орбиты в ходе движения Земли вокруг Солнца (изменения эксцентриситета с периодом около 100 тыс. лет, наклона земной оси к эклиптике с периодом 41 тыс. лет, положения земной оси из-за прецессии с периодом примерно 20 тыс. лет) обусловили на протяжении последних геологических этапов — плейстоцена и голоцена — длиннопериодные циклические изменения с периодами в десятки и сотни тысяч лет. Меняющаяся интенсивность излучения самого Солнца формирует более короткие циклы — в первые

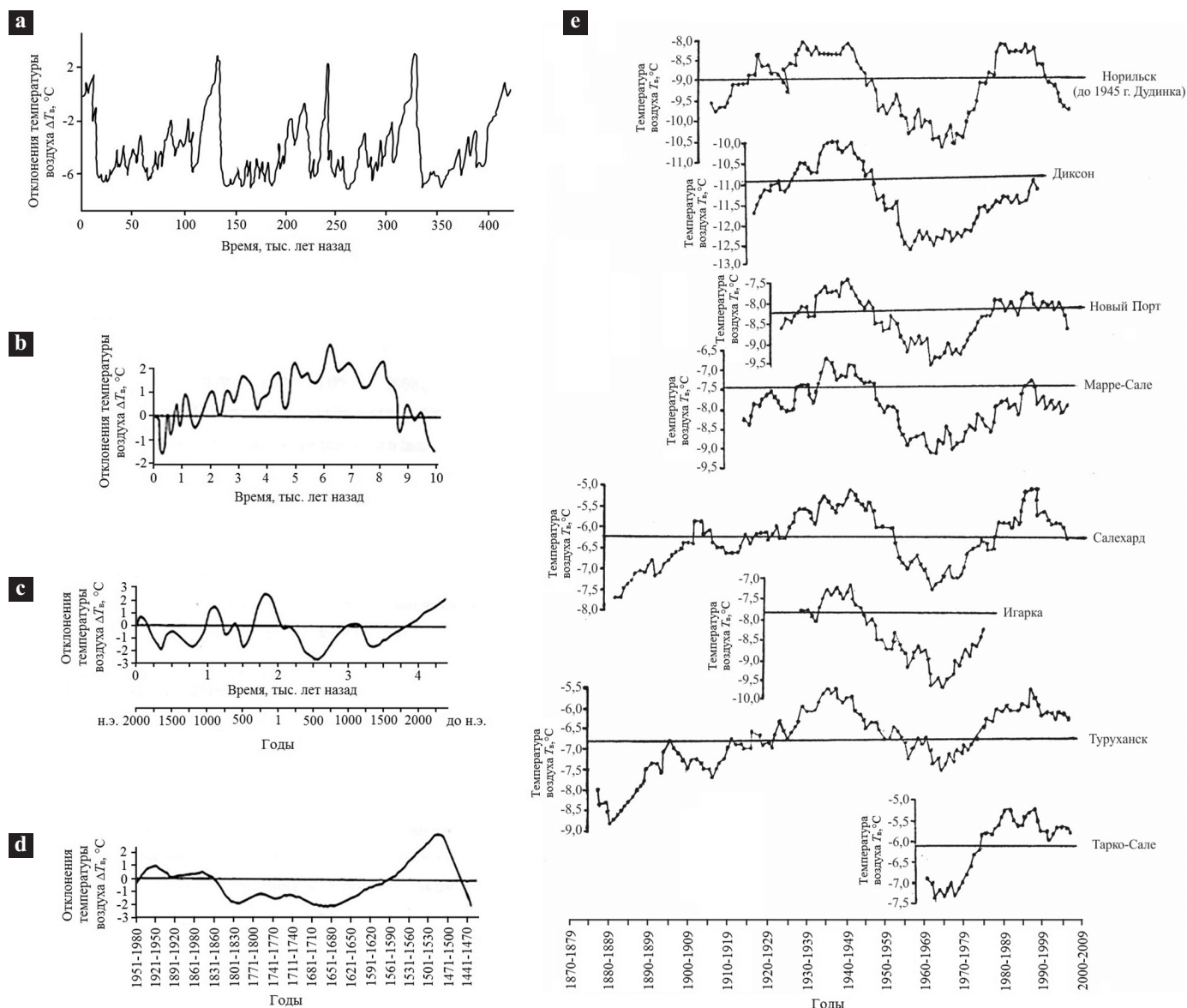


Рис. 1. Разнопериодные колебания климата [39]. Отклонения температуры воздуха в прошлом от современных значений ΔT_b по данным разных авторов: а — средний неоплейстоцен-голоцен (Антарктида, станция Восток) [11]; б — голоцен, Европейская территория России [32]; в — последние 4 тыс. лет, Европейская территория России [8, 10, 24]; д — последние 500 лет, средние 30-летние значения [35]; е — современный многолетний ход температуры воздуха T_b в течение векового цикла по метеостанциям Западной Сибири за период от начала наблюдений до 2009 г., скользящие средние десятилетние значения. Составила Н.А. Шполянская

Fig. 1. Multi-period climate fluctuations [39]. Deviations of air temperature in the past from modern values according to various authors: а — Middle Neopleistocene-Holocene (Antarctica, Vostok Station) [11]; б — Holocene, European territory of Russia [32]; в — over the last 4 thousand years, European territory of Russia [8, 10, 24]; д — over the last 500 years, 30-year average values [35]; е — modern long-term variation of air temperature during the 100-year cycle at weather stations in Western Siberia for the period from the beginning of observations to 2009, moving average 10-year values. Compiled by N.A. Shpolyanskaya

тысячи лет, 300-летние, вековые (90–100 лет), 30- и 60-летние, 22–24-летние, 11-летние. Все эти колебания, объединяясь в единую разнопериодную циклическую систему, и составляют климатический ход на Земле (рис. 1).

Колебательный климатический ход с периодами от первых тысяч до десятков лет хорошо увязывается с ходом солнечной активности (рис. 2–4). На рис. 2 в период голоцена четко прослеживается связь климатического оптимума 8–

2 тыс. лет назад (см. рис. 2, а) с повышенной солнечной радиацией (см. рис. 2, б).

Тот же самый процесс наблюдается для климатического хода в последнее тысячелетие (см. рис. 3). В это время (см. рис. 1, в и рис. 3, а) прослеживаются: потепление X в. («теплая эпоха викингов») с незначительным по времени минимумом Оорта, похолодание, начавшееся в XIII в. и с перерывами продолжавшееся до 1830–1850 гг. (Малый ледниковый пе-

риод), затем новое потепление, осложненное более короткими циклами колебаний (30–60 лет), продолжающееся в настоящее время (см. рис. 1, е). Изменения солнечной радиации (см. рис. 3, б) в точности соответствуют климатическому ходу (см. рис. 3, а). Так, повышенная радиация в период 1000–1200 гг. соответствует «теплой эпохе викингов», затем наступают устойчивые минимумы солнечной активности — минимум Вольфа (1280–1340 гг.), минимум Шпе-

пера (1450–1540 гг.), минимум Маундера (1645–1715 гг.), объединяемые в климатическом ходе как Малый ледниковый период. В конце XVIII в. началось заметное возрастание солнечной радиации — современный максимум, который продолжается и в настоящее время, обуславливая потепление.

Связь современного потепления с солнечными циклами хорошо видна на рис. 4. Начиная примерно с 1620 г. и ориентировочно до 1720 г., видно резкое снижение солнечной активности (см. рис. 4, б). Оно соответствует времени Малого ледникового периода (см. рис. 1, с, d). Неполное совпадение временных границ окончания этого периода (по сравнению с результатами палинологических исследований на рис. 1, d) объясняется известным явлением «обратной связи» [2, 9, 27], когда земные факторы (например, меняющееся альbedo поверхности) приводят к запаздыванию проявления на поверхности Земли инсоляционного сигнала у внешней границы атмосферы. Повышающаяся солнечная активность после минимума Маундера — причина потепления вплоть до настоящего времени (см. рис. 1, d, e и рис. 4, a). Характерно, что солнечная активность усиливается в каждом последующем вековом цикле, соответствующая продолжающему потеплению.

Приведенная динамика климата показывает, что современное потепление вписывается в естественный циклический климатический ход, являясь одним из его этапов. Выявляются определенные тенденции в развитии климата, неодинаковые для циклов разной продолжительности. Это позволяет с определенной достоверностью прогнозировать его дальнейшее изменение.

В ходе длиннопериодных колебаний климат развивается в сторону похолодания. Сейчас он находится примерно в середине 41-тысячелетнего цикла (см. рис. 1, a): начало цикла — это последний ледниковый период 18–20 тыс. лет назад, соответственно, еще через 15–20 тыс. лет должен наступить новый ледниковый период. Пик цикла — климатический оптимум 4–8 тыс. лет назад — уже пройден, следовательно, развитие климата идет по нисходящей оси (рис. 5). Все более короткие циклы будут проходить при более низких температурах.

Что касается тренда современных короткопериодных колебаний климата, то картина здесь более сложная (рис. 6). Как и на рис. 1, e, хорошо прослеживается вековой цикл 1910–2008 гг. Его за-

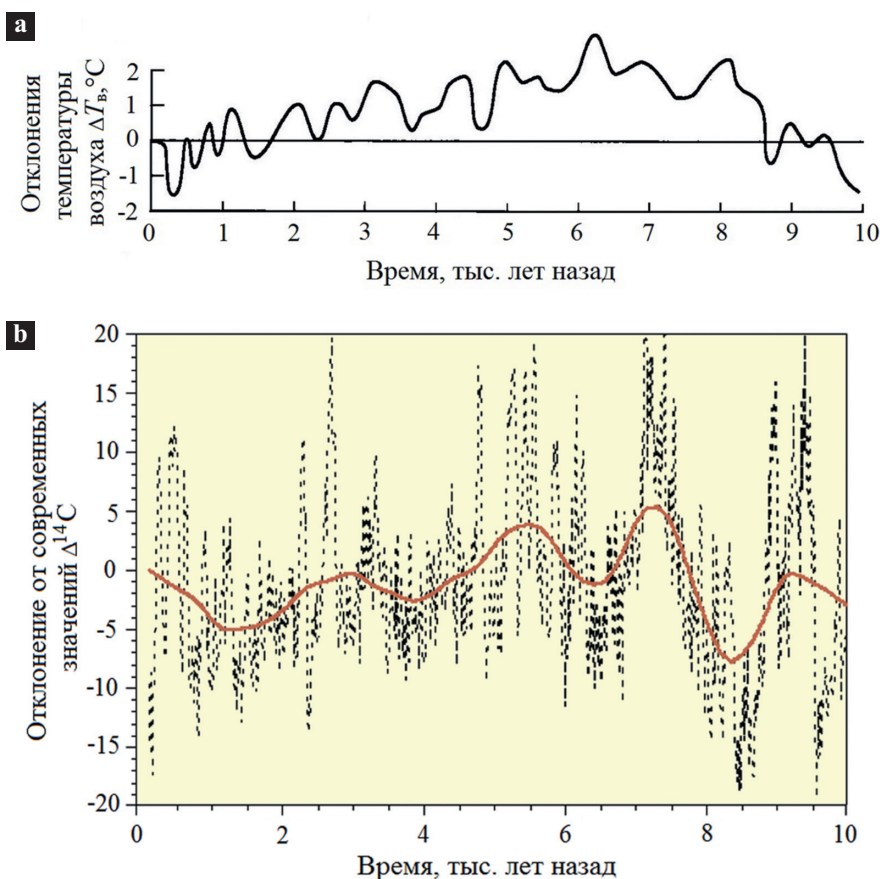


Рис. 2. Колебательный ход температуры воздуха вслед за колебаниями солнечной активности в голоцене: а — отклонения температуры воздуха от современной ΔT_v (см. рис. 1, б) [32]; б — колебания солнечной активности — циклы Холлстагга с периодом 2,3 тыс. лет (по данным радиоуглеродного анализа). Источник: https://en.wikipedia.org/wiki/File:Carbon-14-10kyr-Hallstattzeit_Cycles.png

Fig. 2. Air temperature oscillatory course following solar fluctuations' activities in the Holocene: а — deviations of air temperature from modern ones (see fig. 1, б) [32]; б — fluctuations in solar activity — Hallstattzeit cycles with a period of 2.3 thousand years (according to radiocarbon dating). Source: https://en.wikipedia.org/wiki/File:Carbon-14-10kyr-Hallstattzeit_Cycles.png

вершение фиксируется вековым циклом солнечной активности (см. рис. 4, б). Последующие данные метеостанций обнаруживают новый подъем температуры воздуха (красная линия), и это указывает на продолжающееся потепление и начало нового векового климатического цикла.

На рис. 6 (а еще более наглядно на рис. 1, с, d и рис. 4, a) видно, что вековые циклы колебания температуры находятся на восходящей оси более длинного (~ 300-летнего) цикла потепления, начавшегося с конца Малого ледникового периода. Следовательно, в ходе короткопериодных колебаний будет продолжаться потепление.

Криолитозона Российского Севера и ее эволюция

Криолитозона в своей динамике проявляет те же ритмы, что и климатический ход — ледниковые эпохи, когда криоли-

тозона расширялась, чередовались с межледниковыми, во время которых она деградировала, а местами исчезала.

Как известно, формирование температуры грунтов происходит в результате проникновения в них температурных колебаний воздуха. При этом амплитуда колебания температуры с глубиной постепенно уменьшается и колебания затухают, а сам ход температуры воздуха проявляется в грунтах с запаздыванием (табл.).

Из таблицы видно: чем больше длина периода τ и амплитуда колебания A_0 , тем на большую глубину проникает температура воздуха. При этом чем глубже, тем больше запаздывание. В результате в глубокие слои мерзлой толщи (глубже ~ 200–250 м) проникают только длиннопериодные колебания. Короткопериодные (а это преимущественно и есть современные колебания) затрагивают лишь верхнюю часть мерзлой толщи, не превышающую 100–150 м.

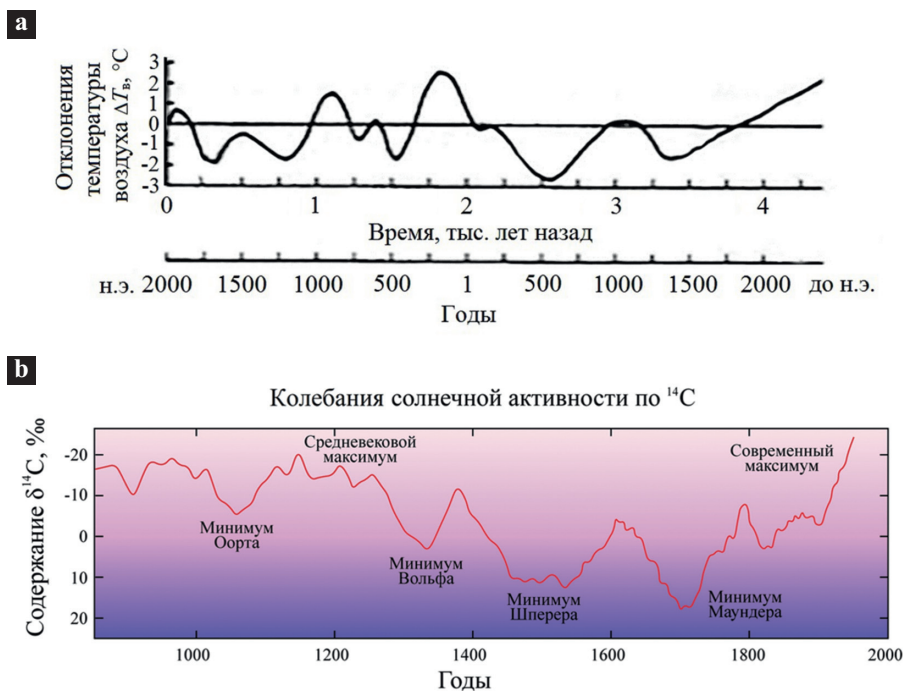


Рис. 3. Колебательный ход температуры воздуха вслед за колебаниями солнечной активности за последнее тысячелетие: а — отклонения температуры воздуха от современной ΔT_v за последние 4 тыс. лет (см. рис. 1, с); б — колебания солнечной активности — вековые циклы за последнее тысячелетие по радиоуглеродным данным (шкала времени повернута в противоположную сторону по сравнению с рис. 3, а). Источник: https://commons.wikimedia.org/wiki/Category:Solar_cycles?uselang=be-tarask#/media/File:Carbon14_with_activity_labels.svg

Fig. 3. Air temperature oscillatory course following solar fluctuations' activities over the last millennium: a — air temperature deviations from modern ones for the last 4 thousand years (see fig. 1, c); b — fluctuations in solar activity — 100-year cycles over the last millennium according to radiocarbon dating (the time scale is turned in the opposite direction compared to fig. 3, a). Source: https://commons.wikimedia.org/wiki/Category:Solar_cycles?uselang=be-tarask#/media/File:Carbon14_with_activity_labels.svg

С целью установления времени, необходимого для перестройки температурного поля мерзлой толщи вслед за изменением климата, Н.А. Шполянская совместно с А.А. Сашовым (студентом географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова) было проведено моделирование с помощью компьютерной программы «Тепло», разработанной на кафедре геоэкологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова [33]. Расчет велся для условий о-ва Южный архипелага Новая Земля, где планировалось захоронение радиоактивных отходов. Данные по геологическому строению, температуре и мощности криолитозоны получены по скважине, расположенной на водораздельной поверхности о-ва Южный с абсолютной высотой 120–160 м по материалам, предоставленным АО «ВНИИПромтехнология» Госкорпорации «Росатом». Инженерно-геологический разрез однороден, представлен кристаллическим массивом с близкими теплофизическими характеристиками: теплопроводность $\lambda = 1,8$ Вт/МК, объемная теплоемкость

$C_p = 2220$ кДж/м³·К, температуропроводность $a = 0,0029$ м²/ч. Температура грунтов равна -5°C , современное температурное поле стационарно (характерно для севера Западной Сибири [38]), мощность мерзлой толщи $Z_{\text{нач}} = 400$ м. Для района свойственен пониженный внутриземной тепловой поток, равный 22 Вт/м² [28], и, соответственно, малый вертикальный температурный градиент ($1,2^\circ/100$ м).

Моделирование проводилось, исходя из существующих прогнозов [3, 25], для четырех сценариев потепления к середине XXI в. — на 1 , 2 , 3 и 4°C по сравнению с современной температурой воздуха. Перестройка температурного поля мерзлой толщи происходит следующим образом. После повышения температуры поверхности грунтов в мерзлой толще возникает два процесса: во-первых, происходит повышение температуры грунта сверху вниз с запаздыванием во времени; во-вторых, начинается оттаивание снизу и перемещение снизу вверх подошвы мерзлоты за счет внутриземного теплового пото-

ка до тех пор, пока начальная глубина залегания современной подошвы $Z_{\text{нач}}$ не переместится на новую конечную глубину, соответствующую изменившемуся климату, $Z_{\text{кон}}$.

Результаты моделирования показаны на рис. 7. Из графика видно, что для установления нового стационарного состояния температурного поля мерзлой толщи, соответствующего новому более теплему климату, требуется не менее 20 тыс. лет.

Этот результат вполне соответствует расчетам более ранних публикаций различных авторов. Так, по данным А.А. Шарбатяна [36], для северных районов Западной Сибири, при достижении температуры поверхности грунта 0°C , толща мерзлоты мощностью 500 м протаивает за счет теплового потока снизу за 30–40 тыс. лет. Для Американского сектора имеются расчеты А. Lachenbruch [42] и Т. Osterkamp [44], согласно которым температурное поле криолитозоны в арктических районах приходит в новое стационарное состояние при изменении климата не ранее, чем через 20–40 тыс. лет. Таким образом, все указывает на то, что мерзлые толщи обладают большой тепловой инерцией и меняются вслед за изменением климата очень медленно. При этом по-разному на различных глубинах.

Глубокие слои мерзлой толщи

Как видно из таблицы, на температуру глубоких слоев криолитозоны могут влиять только колебания климата больших периодов: при мощности мерзлоты около 200 м — колебания с периодом более 1 тыс. лет, а при мощности 400 м (как на архипелаге Новая Земля) — 5 тыс. лет. Фазовые процессы, возникающие в грунтах при повышении температуры, еще больше замедляют перестройку их температурного поля, что хорошо видно при моделировании в программе «Тепло» [33]. Особенность программы состоит в том, что при расчетах выявляется не только изменение температуры грунта на разных глубинах как реакция на изменившуюся температуру дневной поверхности, но и изменение объемной доли талой фазы на подошве толщи при уже установившейся нулевой температуре. Было выявлено, что скорость перемещения вверх подошвы мерзлых грунтов при потеплении заметно отстает от скорости изменения температуры у подошвы. Так, при сценарии, когда температура воздуха

повысилась на 1°C (см. рис. 7, а), через 15 тыс. лет нулевая температура на подошве мерзлой толщи переместилась с глубины 400 м (современное ее положение) на глубину 330 м (потенциальная конечная глубина новой подошвы). Однако мерзлые грунты на этой глубине еще не оттаяли, доля талой фазы здесь составила лишь 0,16 д.ед. Только через еще 5 тыс. лет (т.е. через 20 тыс. лет от начала потепления) на глубине $Z_{\text{кон}} = 330$ м при температуре по-прежнему 0°C доля талой фазы была близка к единице (0,94 д.ед.). В то же время чуть выше, на глубине 325 м, при температуре $-0,1^{\circ}\text{C}$ грунты оставались полностью мерзлыми (доля объема талой фазы была равна нулю). Моделирование до 24 тыс. лет не изменило подобного распределения. Это значит, что фактическая новая нижняя граница криолитозоны установилась на глубине 330 м только через 5 тыс. лет после того, как температура грунтовой толщи на этой глубине достигла 0°C .

Все это позволяет сделать вывод, что наблюдаемое ныне потепление в обозримом будущем не затронет глубокие слои мерзлой толщи. Более того, следует сказать, что за 20 тыс. лет, пока идет перестройка температурного поля грунтов, направленность климата, вероятно, изменится с потепления на похолодание, и тогда оттаивание мерзлой толщи затормозится. На это указывает тот факт, что современный климат развивается по нисходящей оси (см. рис. 5). Температурное поле мерзлых грунтов станет нестационарным, но еще долгое время глубокие слои будут сохранять сегодняшний тепловой режим. Такой эффект наблюдается в настоящее время в Западной Сибири как результат смены последнего холодного этапа плейстоцена с пиком похолодания 20–18 тыс. лет

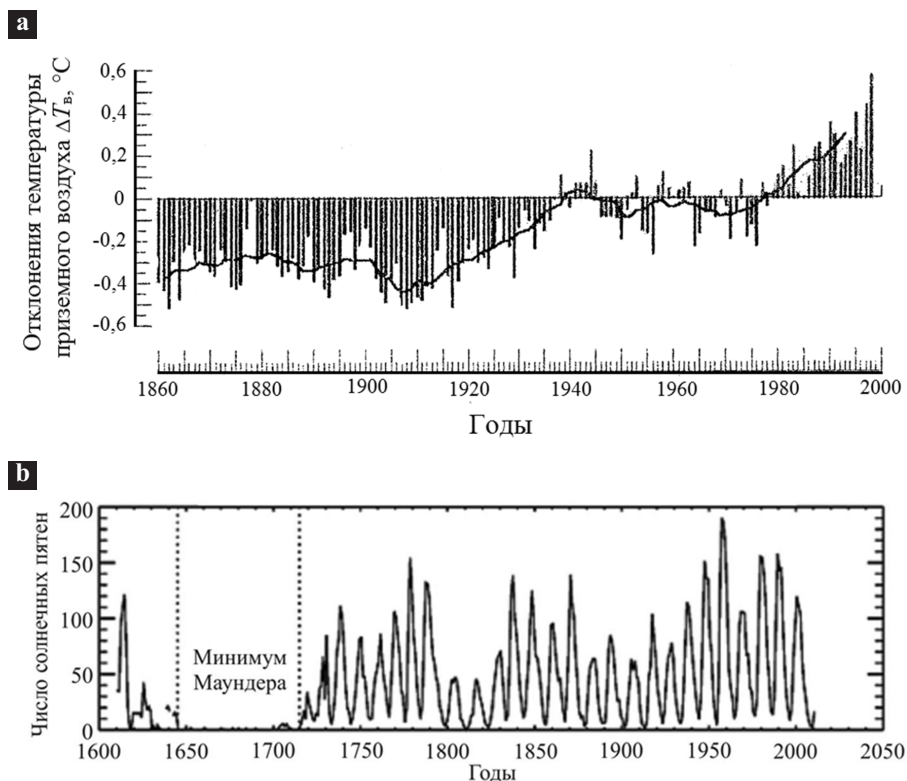


Рис. 4. Современный колебательный ход температуры воздуха вслед за вековыми циклами солнечной активности: а — отклонения средней годовой температуры приземного воздуха от средней за 1961–1999 гг. для всего земного шара [6]; б — колебания солнечной активности за 400 лет: 11-летние (изменения количества пятен — чисел Вольфа), составляющие вековые циклы: 1720–1820, 1820–1910, 1910, 1910–2008 гг. [39]

Fig. 4. Modern air temperature oscillatory course following 100-year cycles of solar activity: а — deviations of the average annual air temperature from the average for 1961–1999 for the Earth [6]; б — fluctuations in solar activity over 400 years: 11-year (changes in the sunspots number — Wolf numbers) and secular cycles: 1720–1820, 1820–1910, 1910, 1910–2008 [39]

назад на теплый период голоцена, начавшегося 11,5 тыс. лет назад с пиком потепления в климатический оптимум 8–4 тыс. лет назад (рис. 8).

На рис. 8 выявляется нестационарное температурное поле, представленное по разрезу двумя участками с неодинаковым типом температурной кривой. Нижняя часть температурного раз-

реза (глубже ~ 250 м) представлена близким к линейному распределению температуры по глубине, что указывает на стационарное температурное поле. Верхняя часть разреза (от поверхности до ~ 250 м) представлена температурной кривой деградиационного типа, свидетельствующей о потеплении (нестационарное температурное поле).



Рис. 5. Отклонения температуры воздуха от современных значений $\Delta T_{\text{в}}$ за последние 10 тыс. лет и прогноз ее дальнейшего хода. Обозначения: 1 — предполагаемая нисходящая ветвь колебаний температуры 41-тысячелетнего цикла; 2 — предполагаемые короткопериодные колебания температуры как продолжение колебаний в исторический период. Составлено Н.А. Шполянскй

Fig. 5. Air temperature deviations from modern values over the last 10 thousand years and forecast of its further course. Designations: 1 — supposed descending branch of the 41-thousand-year cycle temperature fluctuations; 2 — supposed short-period temperature fluctuations as a continuation of fluctuations in the historical period. Compiled by N.A. Shpolyanskaya

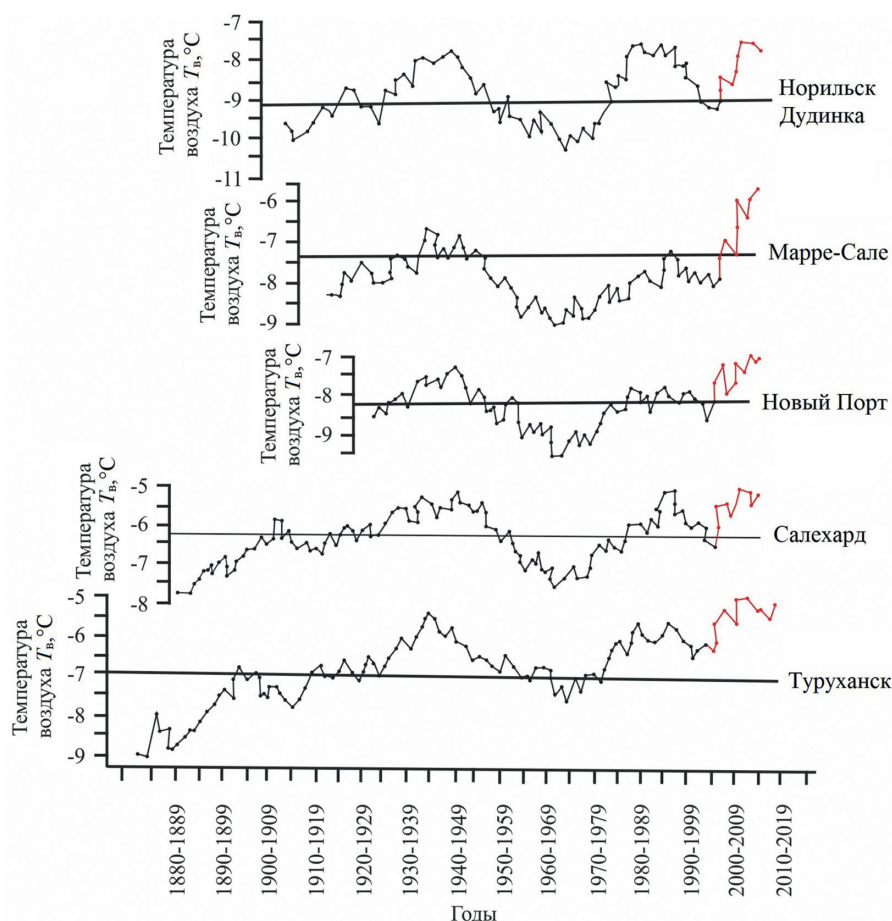


Рис. 6. Короткопериодные колебания температуры воздуха в XX–XXI вв., Западная Сибирь, данные метеостанций. Продолжение рис. 1, с 2008 до 2021 гг. (красные линии). Прослеживается завершённый вековой климатический цикл 1910–2008 гг. и начало нового векового цикла после 2008 г. Составлено Н.А. Шполянской

Fig. 6. Air temperature short-term fluctuations in the 20–21 centuries, Western Siberia, weather station data. Continuation of fig. 1, с 2008 to 2021 (red lines). Completed 100-year climate cycle of 1910–2008 and the beginning of a new 100-year cycle after 2008 are traced. Compiled by N.A. Shpolyanskaya

Таблица
Table

Зависимость глубины Z проникновения колебаний температуры от длины периода τ и амплитуды A_0 [38]

Dependence of the depth Z of the temperature fluctuations penetration on the length of the period τ and amplitude A_0 [38]

Период колебаний τ , лет	12	35	100	500	1000	3000	5000
A_0 , °C	2–3	2–3	5–8	2–5	2–5	2–5	2–5
Z , м	20–22	34–37	74–83	127–165	180–234	311–405	400–523

Это отражает динамику температуры грунтов, сформировавшейся при переходе от последнего (поздневалдайского) ледникового периода плейстоцена (с пиком похолодания 18–20 тыс. лет назад) к более теплому межледниковому периоду голоцена, начавшемуся 11,5 тыс. лет назад, с пиком потепления

8–4 тыс. лет назад. С начала голоценового межледниковья прошло недостаточно времени для перестройки температуры всей мерзлой толщи. Потепление проникло, как видно на рис. 8, лишь до ~250 м (верхняя половина температурного разреза). Примерно 4 тыс. лет назад началось новое похо-

лодание, усилившееся 2 тыс. лет назад (см. рис. 2), повышение температуры грунтов затормозилось. Сформировалось нестационарное температурное поле, при котором только в верхней части разреза прослеживается повышение температуры, а в глубоких слоях мерзлой толщи (глубже ~250 м) сохранилось еще не измененное и близкое к стационарному температурное поле поздневалдайского времени (нижняя часть разреза).

Общее заключение: современное потепление, представленное короткопериодными циклами колебаний, не должно отразиться на глубоких (более 150–200 м, см. табл.) слоях мерзлой толщи и не вызовет негативных процессов в них, например, растепления газогидратов, расположенных обычно вокруг нижней границы мерзлоты, и интенсивную эмиссию метана из оттаивших глубоких слоев грунтов.

Верхние слои мерзлой толщи

Верхняя часть мерзлой толщи окажется под влиянием коротких периодов колебаний температуры, к которым относятся колебания последнего тысячелетия и XX–XXI вв. Мерзлые грунты должны оттаивать из-за потепления климата, а южная граница мерзлоты передвигаться к северу. Однако имеющиеся наблюдения показывают, что нет прямой связи между потеплением климата и повышением температуры грунтов. Ландшафт, как посредник в теплообмене между грунтами и атмосферой, может изменить влияние климата на прямо противоположное.

В этом отношении прослеживаются различия во влиянии ландшафтов северных районов криолитозоны со слабо развитой растительностью (рис. 9, а) и южных, где присутствует торфяной покров и растительность хорошо развита (рис. 9, б, в). Детальный анализ всех типов ландшафтов, и северных, и южных, по их реакции на современное потепление был проведен авторами в работе [40]. Здесь изложены общие закономерности неодинаковой реакции этих ландшафтов.

Ландшафты северной области криолитозоны

Обширный материал по результатам многолетних режимных наблюдений за температурой мерзлых грунтов на севере Европейской части России и Западной Сибири содержится в работах [4, 5, 7, 12, 21–23, 30, 43, 45]. Так,

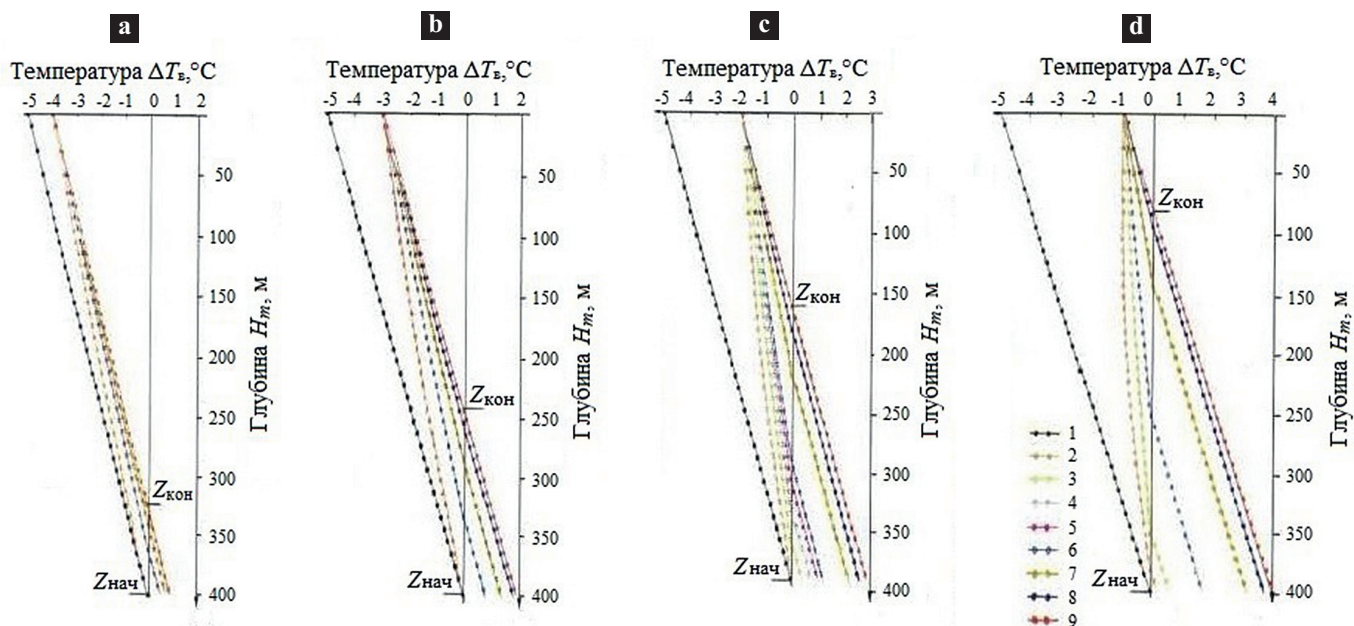


Рис. 7. Изменение во времени температуры и мощности толщи мерзлых грунтов архипелага Новая Земля при потеплении (до установления нового, близкого к стационарному, температурного поля): а — на 1°C ($T_0 = 1$), б — на 2°C ($T_0 = 2$), с — на 3°C ($T_0 = 3$), д — на 4°C ($T_0 = 4$). Обозначения: 1 — современная температура мерзлой толщи мощностью 400 м ($Z_{нач}$); 2–9 — распределение температуры в толще грунтов по разрезу до достижения конечной расчетной мощности ($Z_{кон}$) через: 2 — 1 тыс. лет, 3 — 2 тыс. лет, 4 — 3 тыс. лет, 5 — 4 тыс. лет, 6 — 5 тыс. лет, 7 — 10 тыс. лет, 8 — 15 тыс. лет, 9 — 20 тыс. лет. Построено Н.А. Шполянской и А.А. Сашовым

Fig. 7. Change over time in the temperature and thickness of the permafrost of the Novaya Zemlya archipelago during warming (before the establishment of a new, close to stationary, temperature field): а — at 1°C ($T_0 = 1$), б — at 2°C ($T_0 = 2$), с — at 3°C ($T_0 = 3$), д — at 4°C ($T_0 = 4$). Designations: 1 — modern temperature of the permafrost, thickness is 400 m; 2–9 — temperature distribution in the soil massif along the section until the final design thickness is reached: 2 — 1 thousand years, 3 — 2 thousand years, 4 — 3 thousand years, 5 — 4 thousand years, 6 — 5 thousand years, 7 — 10 thousand years, 8 — 15 thousand years, 9 — 20 thousand years. Created by N.A. Shpolyanskaya and A.A. Sashov

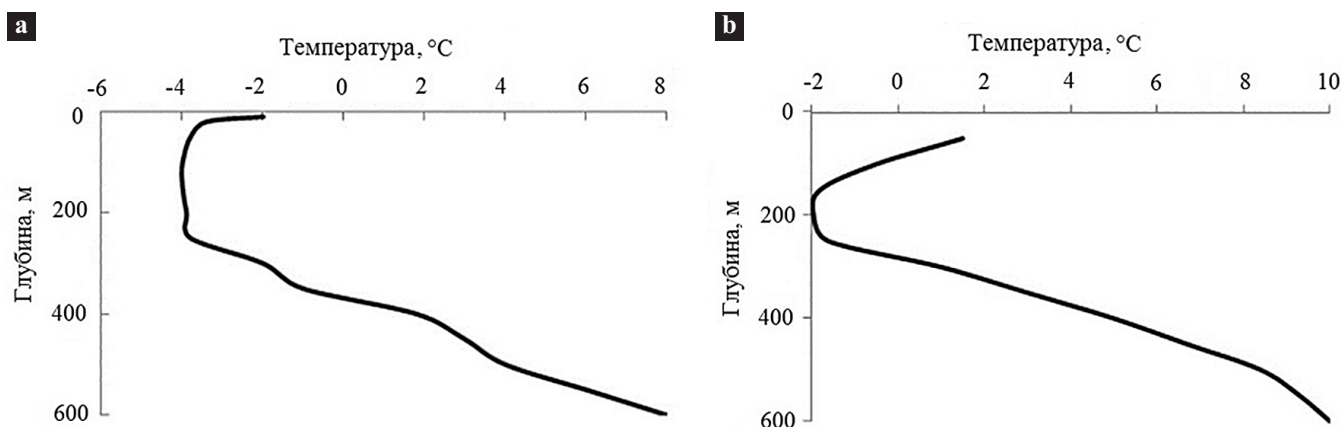


Рис. 8. Температурный разрез по скважинам на севере Западной Сибири. Южная лесотундра. Газовое месторождение Медвежье: а — скв. 21; б — скв. 6 (по материалам ООО «ТюменНИИгипрогаз») [38]

Fig. 8. Temperature profile for wells in the north of Western Siberia. Southern forest-tundra. Medvezhye gas field: а — well 21; б — well 6 (based on materials from the TyumenNIIgiprogas LLC) [38]

для стационара Марре-Сале в публикации [7] установлено, что во всем слое годовых теплооборотов происходит постепенное увеличение среднегодовой температуры грунтов вслед за ростом температуры воздуха. В период 2008–2021 гг. температура (в восьми скважинах) повысилась в среднем от $-4,9$ до $-3,9^\circ\text{C}$. Это очень важное наблюдение, отражающее и подтверждающее начало нового векового цикла и нового потеп-

ления в 2008–2009 гг. после некоторого спада в конце предыдущего векового цикла (см. рис. 4, б и рис. 6).

Наблюдения, отраженные в перечисленных работах, во многих районах севера Европейской части России и Западной Сибири — Болванский мыс (устье р. Печоры), стационар Марре-Сале (п-ов Ямал), города Воркута, Уренгой, Надым, — показали, что во всех ландшафтах вслед за повышением

среднегодовой температуры воздуха происходит повышение среднегодовой температуры мерзлых грунтов (рис. 10).

Однако происходит это с разными скоростями. Наиболее заметно повышение температуры в грунтах при низкой температуре воздуха, менее заметно — при более высокой температуре. Так, в районе Болванского мыса на севере Европейской части России при среднегодовой температуре воздуха



Рис. 9. Ландшафты криолитозоны Европейского Севера России: а — северная область со слабо развитой растительностью. Пятнистая кустарничково-лишайниковая тундра. Устье р. Печоры. Фото Г.В. Малковой; юг Большеземельской тундры: б — болото кочковатое кустарничково-травяно-моховое; с — выпуклобугристые торфяники с нарастающей мерзлотой. Фото Г.Г. Осадчей

Fig. 9. Landscapes of the Russian European North cryolithozone: а — northern area with poorly developed vegetation. Spotted shrub-lichen tundra. Pechora River mouth. Photo by G.V. Malkova; south of the Bolshezemelskaya Tundra: б — hummocky shrub-grass-moss bog; с — convex hummocky peatlands with increasing permafrost. Photo by G.G. Osadchaya

-4,7°C, по наблюдениям за период с 1981 по 2020 гг., температура грунтов на глубине 10 м повысилась: на низкотемпературных возвышенных участках с пятнистой тундрой от -2,3 до -1,3°C (на 1,0°C), а на более теплой бровке хасырей с кустарничково-мохово-лишайниковой тундрой — от -0,9 до -0,6°C (на 0,3°C). На станции Марре-Сале на севере Западной Сибири при среднегодовой температуре воздуха -8,0°C за период с 1978 по 2000 гг. температура грунтов повысилась: в ландшафтах с низкой температурой (-5 ÷ -7°C) на 2,2°C на глубине 3 м и на 1,3°C — на глубине 10 м, а в ландшафтах с более высокой температурой (-3 ÷ -4°C) — всего на 0,7°C на глубине 10 м [12, 40]. На стационаре Северный Уренгойский в Западной Сибири (южная тундра) при температуре воздуха -9,0°C и сплошной мерзлоте, температура грунтов на глубине 10 м повысилась за период 1975–2020 гг. в среднем на 1°C, и на большей части площади составляет сейчас -1 ÷ -3°C. В то же время на На-

дымском стационаре (северная тайга) при среднегодовой температуре воздуха -5,9°C и островной мерзлоте температура грунтов на глубине 10 м за период 1972–2020 гг. на крупнобугристых торфяниках повысилась с -1,7 до -0,3°C, в то время как в ландшафтах с высокой температурой изменилась не более, чем на 0,3°C и составила в 2020 г. -0,2 ÷ 0°C [5, 43].

В итоге выявляется закономерность — снижение чувствительности высокотемпературных ландшафтов к повышению температуры воздуха по сравнению с низкотемпературными. Это вносит существенную поправку в широко распространенное мнение (например, [31]), что деградация мерзлоты в связи с потеплением климата должна начинаться с южных районов криолитозоны, где температура грунтов уже близка к 0°C. Такая закономерность объясняется тем, что изменение температуры при низких ее значениях проходит практически без фазовых процессов, а потому быстро. При температу-

рах вблизи 0°C включается тормозящий процесс фазовых переходов.

Этот эффект также наблюдается в настоящее время в Западной Сибири и связан с перестройкой температурного поля грунтов при переходе от ледниковой эпохи 20 тыс. лет назад к современной межледниковой (рис. 11).

На рис. 11 видно, что в северных тундровых областях (скв. 137) температурное поле стационарно (изменение температуры по глубине с постоянным градиентом, отсутствие перелома температурной кривой на подошве мерзлоты при переходе через 0°C), поскольку перестройка температуры от ледниковой эпохи к голоцену проходила при очень низких температурах без фазовых переходов и к настоящему времени уже успела прийти в соответствие с современным климатом. Южнее, в лесотундре и северной тайге (скв. 21), оно нестационарно, потому что при более высоких температурах из-за фазовых процессов и до сих пор не пришло в соответствие с изменившимся климатом (см. рис. 8).

Ландшафты южной области криолитозоны

В южных районах криолитозоны в ландшафтах с хорошо развитой растительностью (см. рис. 9, б, с) нет прямой связи теплового режима грунтов с климатом и в ряде случаев может оказаться более значимым тепловое влияние ландшафта, чем меняющегося климата. При общем потеплении здесь имеются многочисленные факты нарастания мерзлоты.

«Южная» мерзлота (обычно массивно-островного и островного распространения) развита преимущественно в высокольдистых (до 20% и более от объема грунта) **торфяниках** (плоско- и выпукло-бугристых). В них, несмотря на общее потепление климата, наблюдается увеличение площади мерзлоты путем ее новообразования на талых участках, а также на осушающихся осоково-моховых и топяных болотах, постепенно переходящих в выпуклобугристые торфяники [17, 18]. Накопление мерзлоты обусловлено тем, что с потеплением климата связан интенсивный «прирост» торфяного горизонта и осушение болот. Охлаждающая роль торфа широко известна: в сухом виде он снижает температуру подстилающих грунтов, изолируя их от теплой атмосферы, во влажном — охлаждает за счет больших потерь тепла на испарение, мерз-

лый торф понижает температуру грунтов из-за его высокой теплопроводности. В результате, по мере нарастания торфа уменьшается глубина сезонного оттаивания грунтов и возникают перелетки, переходящие со временем, в многолетнемерзлое состояние.

Такой же результат был получен в работе [26], где авторы путем компьютерного моделирования для района г. Воркуты (при проведении расчетов с помощью программы «Тепло») выявили, что в торфяных массивах несмотря на потепление идет нарастание мерзлоты, и описали механизм изменения рельефа поверхности промерзающих осушающихся болот с неизменным образованием бугристых торфяников (см. рис. 9, с).

Важным показателем «обратной» реакции мерзлых грунтов в южных районах криолитозоны является движение во времени их южной границы, которая и на севере Европейской части России, и в Западной Сибири обусловлена южной границей распространения выпукло-бугристых торфяников. Современное потепление, начавшееся в конце XIX — первой четверти XX вв. как выход из Малого ледникового периода, должно было бы привести к перемещению этой границы на север. Но этого не произошло. Ландшафты с мерзлыми органогенными грунтами, так же как и некоторые участки с мерзлотой в минеральных грунтах, продвинулись к югу. Так, в пределах болотных экосистем на территории Усинского болота, на левобережье р. Печоры, в районе впадения в нее р. Уса, в 1928 г. крупнобугристых болот не было обнаружено [34]. А при проведении геодезических съемок в середине XX в. в пределах болота уже зафиксированы участки с выпуклобугристыми формами, сложенными многолетнемерзлыми грунтами [1]. Описаны крупные массивы выпуклобугристых растущих торфяников, возникших на месте травяно-осоковых и топяных болот на южной границе криолитозоны Большеземельской тундры [20]. Все это свидетельствует о продвижении современной южной границы криолитозоны к югу. В настоящее время мерзлые новообразования в торфах фиксируются очень широко в районах от прерывистого до островного распространения многолетнемерзлых грунтов.

Кроме того, в северной лесотундре в пределах плоских кочковатых болот с травяно-моховой и кустарничково-травяно-моховой растительностью сохраняются редкие блоки ультрамаломощ-

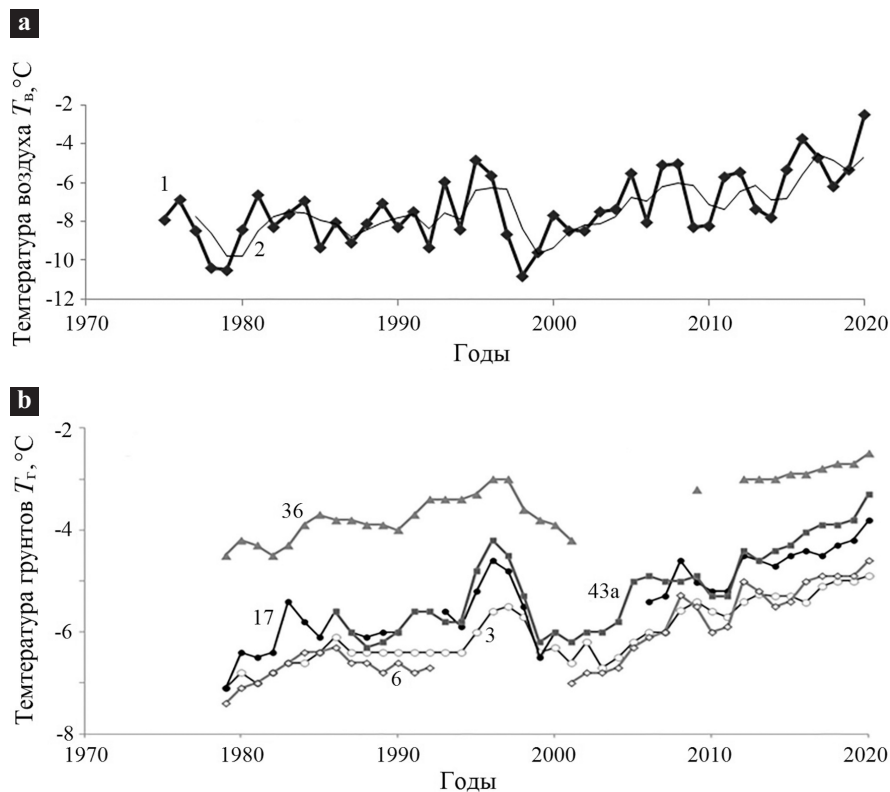


Рис. 10. Стационар Марре-Сале: а — изменение среднегодовых (1) и средних трехлетних скользящих (2) значений температуры воздуха $T_{\text{в}}$; б — температуры мерзлых грунтов $T_{\text{г}}$ на глубине 10 м. Обозначения: 3, 6, 17, 36, 43а — номера экспериментальных площадок [21 с дополнениями по 5, 12]

Fig. 10. Marre-Sale station: a — change in average annual (1) and average three-year sliding (2) values of air temperature; b — temperatures of permafrost at a depth of 10 m. Designations: 3, 6, 17, 36, 43a — numbers of experimental sites [21 with additions by 5, 12]

ной мерзлоты (1,5–4,0 м) со стабильными значениями мощности сезонноталого слоя 0,5–0,8 м [17, 19].

Что касается «южной» мерзлоты в *минеральных грунтах*, то современного новообразования не зафиксировано, но отмечены многочисленные случаи ее стабильного состояния в пределах всей лесотундры на плоско-волнистых междуречьях с ерничково-ивняково-моховыми ассоциациями и единичными деревьями. Тем не менее на оторфованных участках с сухим напочвенным покровом из листостебельных мхов (плеуроциевые мхи и сфагновые моховые подушки) и лишайников существует ультрамаломощная мерзлота (1,5–4,0 м). Это связано с тем, что в условиях потепления климата мхи активно разрастаются, создавая густой наземный покров (см. рис. 9, б). Мхи, как и торф, обладают охлаждающим свойством. В результате двойной изолирующий эффект от мха и торфа обеспечивает стабильность мерзлоты, поддерживая мощность сезонноталого слоя в пределах многолетних для района значений 0,4–0,7 м. Стабильной оказывается и ультрамаломощная мерзлота [16, 19].

Надо отметить неглубокое, но длительное, многолетнее промерзание на осушающихся, деградирующих хасырях с ерничково-багульниково-лишайниковой растительностью на буграх и осоково-разнотравной на днищах. Новообразование мерзлоты происходит даже на переувлажненных участках — в хасырях и термокарстовых понижениях из-за нарастания торфяной массы [15].

В зоне лесотундры в лесных массивах, преимущественно в березово-еловых и елово-березовых лесах с кустарничково-моховыми и мохово-лишайниковыми ассоциациями, наблюдается сохранение мерзлых грунтов. Они представляют собой участки, непротаявшие до конца со времени Малого ледникового периода и сохранившиеся в виде несливающейся мерзлоты [29].

Приведенные данные указывают на важную стабилизирующую роль мхов в сохранении мерзлых грунтов. В южной части криолитозоны западного сектора российской Арктики среди наземных покровов доминируют мхи, распространенные практически повсеместно, и их толщина достигает 15–40 см и более (в отличие от север-

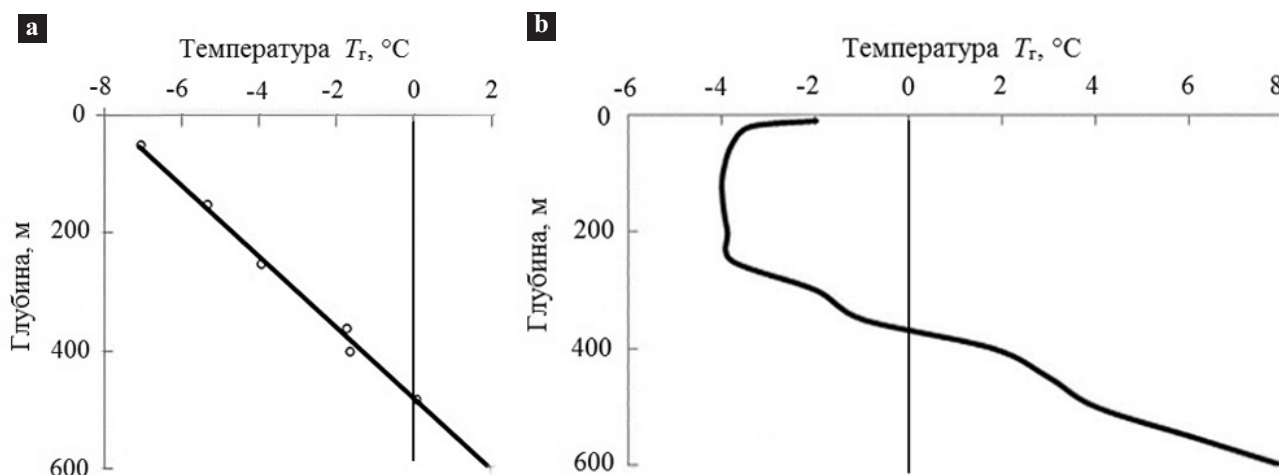


Рис. 11. Температура грунтов T_g на севере Западной Сибири [38]: а — скв. 137, полярная область, Мессояхская газоносная площадь (~70° с.ш.), п-ов Гыдан; б — скв. 21, субполярная область, газовое месторождение Медвежье (65–66° с.ш.)

Fig. 11. Soil temperature in the north of Western Siberia [38]: а — well 137, Polar region, Messoyakha gas-bearing area (~70° N), Gyda Peninsula; б — well 21, Subpolar region, Medvezhye gas field (65–66° N)

ных районов, где их толщина составляет не более 5–15 см), поэтому в южных районах криолитозоны не прослеживается зонального изменения мощности сезонного слоя. В южной лесотундре Европейской части России, как и в северной тайге Западной Сибири, на торфяниках и на участках с минеральными заторфованными грунтами с развитым моховым покровом она может быть меньше (до 0,5 м), чем в северной тундре (1,0–1,2 м и более) [15, 37].

Новообразования мерзлоты в условиях современного потепления нередко прослеживаются в южных районах криолитозоны. Так, в правобережных районах р. Енисей на западе Среднесибирского плоскогорья в устьевых частях рек Нижней и Подкаменной Тунгуски описано формирование мерзлоты в курумовых ландшафтах [13, 14]. Согласно данным, приведенным автором этих работ, из-за общего потепления происходит вытаивание гольцового льда в курумах, оседание и уплотнение курума, и его постепенное зарастание мхами, лишайниками и мелколистным подрастом. Одновременно накапливается мелкозем, заполняя ниши между глыбами, и таким образом постепенно образуется почвенно-торфяной слой мощностью до 25–30 см. Эта обводненная торфяная масса, перекрытая моховым

покровом, превращается в «висячие болота», теплообмен в которых приводит к новообразованию мерзлоты.

Из всего этого вытекает, что новообразование мерзлоты или ее стабильное состояние в условиях потепления климата — явление, достаточно широко развитое в условиях южной области криолитозоны.

Заключение

1. Долговременное развитие глобального климата Земли направлено в сторону похолодания (очередного ледникового периода). Тем не менее в ближайшем будущем продолжится потепление климата под влиянием короткопериодных колебаний (как выход из Малого ледникового периода и в связи с новым вековым климатическим циклом).

2. Реакция криолитозоны (производной климата) на потепление неодинакова как по разрезу, так и в пространстве.

3. Для глубоких, более 200 м, слоев мерзлой толщи в обозримом будущем маловероятно ожидать заметных изменений в их тепловом состоянии (из-за запаздывания проникновения в грунты температурных колебаний воздуха).

4. В верхних слоях мерзлых грунтов влияние потепления будет проявляться, но по-разному в различных ландшафтах — мощного теплового

посредника в теплообмене с атмосферой. В северных районах криолитозоны при низких температурах грунтов, сплошном ее распространении и неразвитом растительном покрове, температура грунтовой толщи в верхних 9–10 м, в основном, повышается, следуя за температурой воздуха. Однако из-за низкой температуры грунтов это не приведет к их оттаиванию. Только в отдельных случаях современное потепление может вызвать образование небольших несквозных таликов. В южных районах криолитозоны при высоких отрицательных температурах грунтов, несплошном ее распространении и хорошо развитом растительном покрове тепловое влияние ландшафта во многих случаях может оказаться ведущим. Активное нарастание торфа и мохового покрова (из-за потепления климата и осушения хасыреев) с их охлаждающим влиянием приведет к понижению температуры грунтов, уменьшению глубины сезонного промерзания-протаивания, сохранению и новообразованию мерзлоты.

5. На основании приведенных материалов можно утверждать, что распространенное мнение о том, что деградация мерзлых грунтов начнется с южных районов криолитозоны, справедливо лишь отчасти. 

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Р.Н., Оксанен П.О., 2005. Растительность и стратиграфия Усинского болота (Республика Коми). Ботанический журнал, Том 90, № 4, с. 536–543.

2. Большаков В.А., 2003. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. Изд-во Московского университета, Москва.
3. Будыко М.И., 1988. Климат конца XX века. Метеорология и гидрология, № 10, с. 5–15.
4. Васильев А.А., Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д., Федин В.А., Широков Р.С., Задорожная Н.А., 2017. Температурный режим верхнего горизонта многолетнемерзлых пород в переходной области от суши к морю на примере западного Ямала. Криосфера Земли, Том XXI, № 4, с. 34–42, [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4\(34-42\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4(34-42)).
5. Васильев А.А., Гравис А.Г., Губарьков А.А., Дроздов Д.С., Коростелев Ю.В., Малкова Г.В., Облогов Г.Е., Пономарева О.Е., Садуртдинов М.Р., Стрелецкая И.Д., Стрелецкий Д.А., Устинова Е.В., Широков Р.С., 2020. Деграция мерзлоты: результаты многолетнего геокриологического мониторинга в западном секторе Российской Арктики. Криосфера Земли, Том XXIV, № 2, с. 15–30, [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-2\(15-30\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-2(15-30)).
6. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., 2002. Мониторинг климата и оценка климатической изменчивости по данным наблюдений. Глобальные изменения климата и их последствия для России, под ред. Г.С. Голицына, Ю.А. Израэля. Изд-во Министерства промышленности, науки и технологий Российской Федерации, Москва, с. 9–39.
7. Дубровин В.А., Крицук Л.Н., 2011. Оценка динамики температурного режима мерзлых пород района Марре-Сале по данным мониторинговых наблюдений. Материалы Четвертой конференции геокриологов России, Том 2, Часть 5–6, Москва, 2011, с. 236–243.
8. Кинд Н.В., 1974. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. Наука, Москва.
9. Кислов А.В., 2001. Климат в прошлом, настоящем и будущем. Наука/Интерпериодика, Москва.
10. Климанов В.А., 1988. Температура и количество осадков в субатлантическом периоде на севере Европейской территории СССР по палинологическим данным. Колебания климата за последнее тысячелетие, под ред. Е.П. Борисенкова. Гидрометеониздат, Ленинград, с. 78–89.
11. Котляков В.М., Лориус К., 2000. Четыре климатических цикла по данным ледяного керна из глубокой скважины на станции Восток в Антарктиде. Известия Российской академии наук. Серия географическая, № 1, с. 7–19.
12. Малкова Г.В., Коростелев Ю.В., Скворцов А.Г., Судакова М.С., Царев А.М., 2021. Геокриологические последствия современных климатических изменений — результаты комплексного мониторинга на геокриологических стационарах в Ненецком автономном округе. Комплексное изучение и освоение недр Европейского Севера России, Материалы Всероссийской научно-практической конференции, Ухта, 2021, с. 167–173.
13. Медведков А.А., 2016. Глобальное потепление меняет природу Сибирской тайги? Природа, № 12, с. 40–47.
14. Медведков А.А., 2018. Климатогенная динамика ландшафтов Сибирской тайги в бассейне среднего Енисея. География и природные ресурсы, № 4, с. 122–129, [https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-4\(122-129\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-4(122-129)).
15. Осадчая Г.Г., 2003. Стабилизирующие реакции мерзлотных ландшафтов на изменение климатических условий. Криосфера Земли, Том VII, № 4, с. 21–27.
16. Осадчая Г.Г., 2005. Особые случаи формирования многолетнемерзлых пород в Большеземельской тундре. Приоритетные направления в изучении криосферы Земли, Материалы Международной конференции, Пушино, 2005, с. 40–41.
17. Осадчая Г.Г., Тумель Н.В., 2012. Локальные ландшафты как индикаторы геокриологической зональности (Европейский Северо-Восток). Криосфера Земли, Том XVI, № 3, с. 62–71.
18. Осадчая Г.Г., Тумель Н.В., Королева А.М., 2015. Криогенные процессы на органогенных грунтах как индикатор инженерно-геологических ограничений к природопользованию (на примере Большеземельской тундры). Проблемы региональной экологии, № 2, с. 60–66.
19. Осадчая Г.Г., Шполянская Н.А., 2021. Географические особенности изменчивости геокриологических характеристик Большеземельской тундры. Международный научно-исследовательский журнал, № 2-1(104), Часть 1, с. 124–131, <https://doi.org/10.23670/IRJ.2021.103.2.024>.
20. Осадчий В.В., Осадчая Г.Г., 2008. Современная мерзлота южной криолитозоны Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения, Материалы Международной конференции, Тюмень, 2008, с. 258–261.
21. Павлов А.В., 2000. Теплоперенос в природных комплексах севера России. Криосфера Земли, Том IV, № 4, с. 22–31.
22. Павлов А.В., 2008. Мониторинг криолитозоны. ГЕО, Новосибирск.
23. Павлов А.В., Ананьева Г.В., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г., Дубровин В.А., Какунов Н.Б., Минайлов Г.П., Скачков Ю.Б., Скрыбин П.Н., 2002. Мониторинг сезонноталого слоя и температуры мерзлого грунта на севере России. Криосфера Земли, Том IV, № 4, с. 30–39.
24. Полозова Л.Г., 1988. Климатические условия «малого ледникового периода», восстановленные по дендрохронологии. Колебания климата за последнее тысячелетие, под ред. Е.П. Борисенкова. Гидрометеониздат, Ленинград, с. 41–49.
25. Ранькова Э.Я., Груза Г.В., 2013. Оценка предстоящих изменений климата с учетом роста концентрации парниковых газов и 60-летнего цикла. Материалы семинара Института глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, Москва, 2013, с. 1–16.

26. Ривкин Ф.М., Булдович С.Н., 2024. Закономерности новообразования мерзлых пород на фоне положительного климатического тренда. Криосфера Земли, Том XXVIII, № 1, с. 15–22 (в печати).
27. Сорохтин О.Г., 2007. Жизнь Земли. Изд-во Института компьютерных исследований, Москва-Ижевск.
28. Тамразян Г.П., 1964. Принципиальное различие теплового режима недр Европейской части России и сопредельных областей Азиатской части СССР. Доклады Академии наук СССР, Том 157, № 2, с. 251–254.
29. Тумель Н.В., Осадчая Г.Г., 2006. Значение криогенных процессов при оценке климатических изменений в Большеземельской тундре. Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменения, Материалы Международной конференции, Том 1, Тюмень, 2006, с. 298–300.
30. Федотов Д.А., Дубровин В.А., Лисицына О.М., 2022. Динамика температурного режима пород в слое годовых теплооборотов на стационаре Марре-Сале за период 2008–2021 гг. Сборник докладов Шестой конференции геокриологов России с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов, Москва, 2022, с. 347–352, <https://doi.org/10.31453/kdu.ru.978-5-7913-1231-0-2022-1130>.
31. Фотиев С.М., 2000. Возможные изменения геотемпературного поля криогенной области России при глобальном потеплении климата. Криосфера Земли, Том IV, № 3, с. 14–29.
32. Хотинский Н.А., Алешинская З.В., Гуман М.А., Климанов В.А., Черкинский А.Е., 1991. Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене. Известия Академии наук СССР. Серия географическая, № 3, с. 30–42.
33. Хрусталева Л.Н., Емельянов Н.В., Пустовойт Г.П., Яковлев С.В., 1994. Программа расчета теплового взаимодействия инженерных сооружений с вечномерзлыми грунтами «Тепло». Свидетельство № 940281.
34. Цинзерлинг Ю.Д., 1929. Очерк растительности болот по среднему течению р. Печоры. Известия Главного Ботанического сада, Том 28, Вып. 1–2, с. 95–126.
35. Чернавская М.М., 1988. Опыт реконструкции термических условий «малого ледникового периода» на севере Евразии (по дендрохронологическим данным). Колебания климата за последнее тысячелетие, под ред. Е.П. Борисенкова. Гидрометеоздат, Ленинград, с. 176–179.
36. Шарбатян А.А., 1974. Экстремальные оценки в геотермии. Наука, Москва.
37. Шполянская Н.А., 1971. Карта сезонного промерзания-протаивания грунтов Западной Сибири. Масштаб 1:4 000 000. Атлас Тюменской области. Изд-во МГУ-ГУГК, Москва.
38. Шполянская Н.А., 2010. Вечная мерзлота и глобальные изменения климата. Изд-во Института компьютерных исследований, Москва — Ижевск.
39. Шполянская Н.А., 2019. Климат и его динамика в плейстоцене-голоцене как основа для возникновения разнообразных рисков при освоении районов криолитозоны GeoRisk, Том XIII, № 1, с. 6–24, <https://doi.org/10.25296/1997-8669-2019-13-1-6-24>.
40. Шполянская Н.А., Осадчая Г.Г., Малкова Г.В., 2022. Современное изменение климата и реакция криолитозоны (на примере Западной Сибири и Европейского севера России). Географическая среда и живые системы, № 1, с. 6–31, <https://doi.org/10.18384/2712-7621-2022-1-6-30>.
41. Frakes L.A., 1979. Climates throughout geologic time. Elsevier, Amsterdam, New York.
42. Lachenbruch A.H., Sass J.H., Marshall B.V., Moses T.H., 1982. Permafrost, heat flow, and the geothermal regime at Prudhoe Bay, Alaska. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Vol. 87, No. B11, pp. 9301–9316, <https://doi.org/10.1029/jb087ib11p09301>.
43. Malkova G., Drozdov D., Vasiliev A., Gravis A., Kraev G., Korostelev Y., Nikitin K., Orekhov P., Ponomareva O., Romanovsky V., Sadurtdinov M., Shein A., Skvortsov A., Sudakova M., Tsarev A., 2022. Spatial and temporal variability of permafrost in the western part of the Russian Arctic. Energies, Vol. 15, Issue 7, ID 2311, <https://doi.org/10.3390/en15072311>.
44. Osterkamp T.E., Gosink J.P., 1991. Variations in permafrost thickness in response to changes in paleoclimate. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Vol. 96, No. 10, Issue B3, pp. 4423–4434, <https://doi.org/10.1029/90JB02492>.
45. Vasiliev A.A., Drozdov D.S., Gravis A.G., Malkova G.V., Nyland K.E., Streletskiy D.A., 2020. Permafrost degradation in the Western Russian Arctic. Environmental Research Letters, Vol. 15, No. 4, ID 045001, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab6f12>.

REFERENCES

1. Alekseeva R.N., Oksanen P.O., 2005. Vegetation and stratigraphy of the Usinsk Bog (Republic of Komi). Botanicheskiy Zhurnal, Vol. 90, No. 4, pp. 536–543. (in Russian)
2. Bolshakov V.A., 2003. New concept of the orbital theory of paleoclimate. Publishing house of the Moscow State University, Moscow. (in Russian)
3. Budyko M.I., 1988. Climate of the end of the 20th century. Meteorologiya i Gidrologiya, No. 10, pp. 5–15. (in Russian)
4. Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Streletskaya I.D., Fedin V.A., Shirokov R.S., Zadorozhnaia N.A., 2017. Thermal regime of the upper part of permafrost in the transition zone from land to sea, Western Yamal. Kriosfera Zemli, Vol. XXI, No. 4, pp. 34–42, [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4\(34-42\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4(34-42)). (in Russian)

5. Vasiliev A.A., Gravis A.G., Gubarkov A.A., Drozdov D.S., Korostelev Yu.V., Malkova G.V., Oblogov G.E., Ponomareva O.E., Sadurtdinov M. R., Streletskaya I.D., Streletsky D.A., Ustinova E.V., Shirokov R.S., 2020. Permafrost degradation: results of the long-term geocryological monitoring in the western sector of Russian Arctic. *Kriosfera Zemli*, Vol. XXIV, No. 2, pp. 15–30, [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-2\(15-30\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-2(15-30)). (in Russian)
6. Gruza G.V., Rankova E.Ya., 2002. Climate monitoring and assessment of climate variability from observational data. Global climate change and its consequences for Russia, in G.S. Golitsyn, Yu.A. Israel (eds). Publishing house of the Ministry of Industry, Science and Technology of the Russian Federation, Moscow, pp. 9–39. (in Russian)
7. Dubrovin V.A., Kritsuk L.N., 2011. Assessment of the dynamics of the temperature regime of permafrost in the Marre-Sale region based on monitoring observations. *Materials of the 4th Conference of geocryologists of Russia*, Vol. 2, Part 5–6, Moscow, 2011, pp. 236–243. (in Russian)
8. Kind N.V., 1974. Geochronology of the late Anthropogen by isotope data. Nauka, Moscow. (in Russian)
9. Kislov A.V., 2001. Climate in the past, present and future. Nauka/Interperiodika, Moscow. (in Russian)
10. Klimanov V.A., 1988. Temperature and rainfall in the Subatlantic period in the north of the European territory of the USSR according to palynological data. Climate fluctuations over the last millennium, in E.P. Borisenkov (ed.). *Gidrometeoizdat*, Leningrad, pp. 78–89. (in Russian)
11. Kotlyakov V.M., Lorius K., 2000. Four climatic cycles according to ice core data from a deep well at Vostok Station in Antarctica. *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya*, No. 1, pp. 7–19. (in Russian)
12. Malkova G.V., Korostelev Yu.V., Skvortsov A.G., Sudakova M.S., Tsarev A.M., 2021. Geocryological consequences of modern climate changes — results of comprehensive monitoring at geocryological stations in the Nenets Autonomous Okrug. Comprehensive study and development of the subsoil of the European North of Russia, *Materials of the All-Russian scientific and practical Conference*, Ukhta, 2021, pp. 167–173. (in Russian)
13. Medvedkov A.A., 2016. Is global warming changing the nature of the Siberian taiga? *Priroda*, No. 12, pp. 40–47. (in Russian)
14. Medvedkov A.A., 2018. Climatogenic dynamics of Siberian taiga landscapes in the Middle Yenisei River basin. *Geography and Natural Resources*, No. 4, pp. 122–129, [https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-4\(122-129\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-4(122-129)). (in Russian)
15. Osadchaya G.G., 2003. Stabilized responses to climatic changes of cryogenic landscapes. *Kriosfera Zemli*, Vol. VII, No. 4, pp. 21–27. (in Russian)
16. Osadchaya G.G., 2005. Special cases of permafrost formation in the Bolshezemelskaya Tundra. Priorities in the Earth cryosphere research, *Abstracts of the International Conference*, Pushchino, 2005, pp. 40–41. (in Russian)
17. Osadchaya G.G., Tumell N.V., 2012. Local landscapes of geocryological zoning (case study: European North-East). *Kriosfera Zemli*, Vol. XVI, No. 3, pp. 62–71. (in Russian)
18. Osadchaya G.G., Tumel N.V., Koroleva A.M., 2015. Cryogenic processes on the organogenic soil as an indicator of environmental management engineering-geological restrictions: a case study of the Bolshezemelskaya Tundra. *Regional Environmental Issues*, No. 2, pp. 60–66. (in Russian)
19. Osadchaya G.G., Shpolyanskaya N.A., 2021. Geographical aspects of variability of geocryological characteristics of the Bolshezemelskaya tundra. *International Research Journal*, No. 2–1(104), Part 1, pp. 124–131, <https://doi.org/10.23670/IRJ.2021.103.2.024>. (in Russian)
20. Osadchiy V.V., Osadchaya G.G., 2008. Modern permafrost of the southern cryolithozone of the Timan-Pechora Basin. Cryogenic resources of polar and mountain regions. State and prospects of engineering permafrost science, *Proceedings of the International Conference*, Tyumen, 2008, pp. 258–261. (in Russian)
21. Pavlov A.V., 2000. Heat-transfer in landscape complexes of northern Russia. *Kriosfera Zemli*, Vol. IV, No. 4, pp. 22–31. (in Russian)
22. Pavlov A.V., 2008. Monitoring of the cryolithozone. *GEO*, Novosibirsk. (in Russian)
23. Pavlov A.V., Ananyeva G.V., Drozdov D.S., Moskalenko N.G., Dubrovin V.A., Kakunov N.B., Minailov G.P., Skachkov Yu.B., Skryabin P.N., 2002. Monitoring of active layer and the temperature of frozen grounds in the north of Russia. *Kriosfera Zemli*, Vol. IV, No. 4, pp. 30–39. (in Russian)
24. Polozova L.G., 1988. Climatic conditions of the “Little Ice Age”, restored by dendrochronology. Climate fluctuations over the last millennium, in E.P. Borisenkov (ed.). *Gidrometeoizdat*, Leningrad, pp. 41–49. (in Russian)
25. Rankova E.Ya., Gruza G.V., 2013. Estimation of forthcoming climate changes taking into account the growth of greenhouse gases concentration and the 60-year cycle. *Materials of the Seminar of the Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and the Russian Academy of Sciences*, Moscow, 2013, pp. 1–16. (in Russian)
26. Rivkin F.M., Buldovich S.N., 2024. Regularities of new formation of frozen ground against the background of a positive climatic trend. *Kriosfera Zemli*, Vol. XXVIII, No. 1, pp. 15–22 (в печати). (in Russian)
27. Sorokhtin O.G., 2007. Life of the Earth. Publishing house of the Izhevsk Institute for Computer Research, Moscow — Izhevsk. (in Russian)
28. Tamrazyan G.P., 1964. Fundamental difference in the thermal regime of the subsoil of the European part of Russia and the adjacent regions of the Asian part of the USSR. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, Vol. 157, No. 2, pp. 251–254. (in Russian)

29. Tumel N.V., Osadchaya G.G., 2006. The importance of cryogenic processes in assessing climate change in the Bolshezemelskaya Tundra. Theory and practice of assessing the state of the Earth's cryosphere and forecasting its changes, Proceedings of the International Conference, Vol. 1, Tyumen, 2006, pp. 298–300. (in Russian)
30. Fedotov D.A., Dubrovin V.A., Lisitsyna O.M., 2022. Dynamics of the temperature regime of rocks in the layer of annual heat turnover at the Marre-Sale station for the period 2008–2021. Materials of the 6th Conference of geocryologists of Russia, Moscow, 2022, pp. 347–352, <https://doi.org/10.31453/kdu.ru.978-5-7913-1231-0-2022-1130>. (in Russian)
31. Fotiev S.M., 2000. The possible changes in the geotemperature field of the Russian cryogenic area under the climate global warming. Kriosfera Zemli, Vol. IV, No. 3, pp. 14–29. (in Russian)
32. Khotinsky N.A., Aleshinskaya Z.V., Guman M.A., Klimanov V.A., Cherkinsky A.E., 1991. New scheme of periodization of landscape-climatic changes in the Holocene. Izvestiya Akademii Nauk SSSR. Seriya Geograficheskaya, No. 3, pp. 30–42. (in Russian)
33. Khrustalev L.N., Emelyanov N.V., Pustovoit G.P., Yakovlev S.V., 1994. Program for calculating the thermal interaction of engineering structures with permafrost soils “Teplo”. Certificate No. 940281. (in Russian)
34. Tsinzerling Yu.D., 1929. Essay on the vegetation of swamps along the middle reaches of the Pechory River. Izvestiya Glavnogo Botanicheskogo Sada, Vol. 28, Issue 1–2, pp. 95–126. (in Russian)
35. Chernavskaya M.M., 1988. Experience in the reconstruction of the thermal conditions of the “Little Ice Age” in the north of Eurasia (according to dendrochronological data). Climate fluctuations over the last millennium, in E.P. Borisenkov (ed.). Gidrometeoizdat, Leningrad, pp. 176–179. (in Russian)
36. Sharbatyan A.A., 1974. Extreme estimates in geothermy. Nauka, Moscow. (in Russian)
37. Shpolyanskaya N.A., 1971. Map of seasonal freezing-thawing of soils in Western Siberia. Scale 1:4 000 000. Atlas of the Tyumen Region. Publishing house of the Moscow State University — Main Directorate of Geodesy and Cartography, Moscow. (in Russian)
38. Shpolyanskaya N.A., 2010. Permafrost and global climate change. Publishing house of the Izhevsk Institute for Computer Research, Moscow — Izhevsk. (in Russian)
39. Shpolyanskaya N.A., 2019. Climate and its dynamics in the Pleistocene-Holocene as a basis for the occurrence of different risks under the development of cryolithozone. GeoRisk World, Vol. XIII, No. 1, pp. 6–24, <https://doi.org/10.25296/1997-8669-2019-13-1-6-24>. (in Russian)
40. Shpolyanskaya N.A., Osadchay G.G., Malkova G.V., 2022. Modern climate change and permafrost reaction (on the example of Western Siberia and the European North of Russia). Geographical Environment and Living Systems, No. 1, pp. 6–31, <https://doi.org/10.18384/2712-7621-2022-1-6-30>. (in Russian)
41. Frakes L.A., 1979. Climates throughout geologic time. Elsevier, Amsterdam, New York.
42. Lachenbruch A.H., Sass J.H., Marshall B.V., Moses T.H., 1982. Permafrost, heat flow, and the geothermal regime at Prudhoe Bay, Alaska. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Vol. 87, No. B11, pp. 9301–9316, <https://doi.org/10.1029/jb087ib11p09301>.
43. Malkova G., Drozdov D., Vasiliev A., Gravis A., Kraev G., Korostelev Y., Nikitin K., Orekhov P., Ponomareva O., Romanovsky V., Sadurtdinov M., Shein A., Skvortsov A., Sudakova M., Tsarev A., 2022. Spatial and temporal variability of permafrost in the western part of the Russian Arctic. Energies, Vol. 15, Issue 7, ID 2311, <https://doi.org/10.3390/en15072311>.
44. Osterkamp T.E., Gosink J.P., 1991. Variations in permafrost thickness in response to changes in paleoclimate. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Vol. 96, No. 10, Issue B3, pp. 4423–4434, <https://doi.org/10.1029/90JB02492>.
45. Vasiliev A.A., Drozdov D.S., Gravis A.G., Malkova G.V., Nyland K.E., Streletskiy D.A., 2020. Permafrost degradation in the Western Russian Arctic. Environmental Research Letters, Vol. 15, No. 4, ID 045001, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab6f12>.

Информация об авторах

ШПОЛЯНСКАЯ НЕЛЛА АЛЕКСАНДРОВНА

Профессор кафедры химии, химических технологий, экологии и техносферной безопасности технологического факультета Ухтинского государственного технического университета, д.г.н., г. Ухта, Россия

ОСАДЧАЯ ГАЛИНА ГРИГОРЬЕВНА

Профессор кафедры химии, химических технологий, экологии и техносферной безопасности технологического факультета Ухтинского государственного технического университета, д.г.н., г. Ухта, Россия

МАЛКОВА ГАЛИНА ВЛАДИМИРОВНА

Заведующая лабораторией картографического моделирования и прогноза состояния геосистем криолитозоны Института криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН, к.г.-м.н., г. Тюмень, Россия

Information about the authors

NELLA A. SHPOLYANSKAYA

DSc (Geography); Professor in the Department of Chemistry, Chemical Technology, Ecology, and Technosphere Safety, Ukhta State Technical University; Ukhta, Russia

GALINA G. OSADCHAYA

DSc (Geography); Professor in the Department of Chemistry, Chemical Technology, Ecology, and Technosphere Safety, Ukhta State Technical University; Ukhta, Russia

GALINA V. MALKOVA

PhD (Geology and Mineralogy); Head of the Laboratory for Cartographic Modeling and Forecasting the State of Geosystems in Permafrost, Earth Cryosphere Institute of the Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences; Tyumen, Russia