

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ И ПРОГНОЗ

УДК 551.345.2

ДЕГРАДАЦИЯ МЕРЗЛОТЫ: РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОЛЕТНЕГО ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА В ЗАПАДНОМ СЕКТОРЕ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

А.А. Васильев^{1,2}, А.Г. Гравис¹, А.А. Губарьков³, Д.С. Дроздов^{1,2,5}, Ю.В. Коростелев¹,
Г.В. Малкова¹, Г.Е. Облогов^{1,2}, О.Е. Пономарева^{1,5}, М.Р. Садуртдинов¹, И.Д. Стрелецкая⁴,
Д.А. Стрелецкий^{1,6}, Е.В. Устинова^{1,2,3}, Р.С. Широков¹

¹ Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия; a.a.vasiliev@gmail.com

² Тюменский государственный университет, 625003, Тюмень, ул. Володарского, 6, Россия

³ Тюменский индустриальный университет, 625000, Тюмень, ул. Володарского, 38, Россия

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

⁵ Российский государственный геологоразведочный университет имени С. Орджоникидзе – МГРИ,
117997, Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23, Россия

⁶ Университет Дж. Вашингтона, Вашингтон, DC 20052, США

Приведены результаты многолетнего геокриологического мониторинга на восьми стационарах в западном секторе российской Арктики. Потепление климата составило около 2.8 °C (1970–2018 гг.). Получены данные о динамике среднегодовой температуры в сезонноталом слое и толще многолетнемерзлых пород доминантных ландшафтов в различных биоклиматических зонах (типичная тундра, южная тундра, лесотундра, северная тайга). Предложено выделять три стадии устойчивости мерзлоты по отношению к потеплению климата: устойчивая мерзлота, неустойчивая мерзлота и мерзлота в стадии активной деградации. Показано, что деградация мерзлоты вызвала активное развитие растительного покрова и смещение границ биоклиматических зон к северу на 30–40 км (1975–2018 гг.).

Многолетнемерзлые породы, температура пород, многолетний мониторинг, геокриологические стационары, деградация мерзлоты, промежуточный слой

PERMAFROST DEGRADATION: RESULTS OF THE LONG-TERM GEOCRYOLOGICAL MONITORING IN THE WESTERN SECTOR OF RUSSIAN ARCTIC

A.A. Vasiliev^{1,2}, A.G. Gravis¹, A.A. Gubarkov³, D.S. Drozdov^{1,2,5}, Yu.V. Korostelev¹,
G.V. Malkova¹, G.E. Oblogov^{1,2}, O.E. Ponomareva^{1,5}, M.R. Sadurtdinov¹, I.D. Streletskaia⁴, D.A. Streletskiy^{1,6},
E.V. Ustinova^{1,2,3}, R.S. Shirokov¹

¹ Earth Cryosphere Institute of Tyumen Scientific Centre SB RAS,
P/O box 1230, Tyumen, 625000, Russia; a.a.vasiliev@gmail.com

² Tyumen State University, 6, Volodarskogo str., Tyumen, 625003, Russia

³ Tyumen Industrial University, 38, Volodarskogo str., Tyumen, 625000, Russia

⁴ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, 1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia

⁵ Ordzhonikidze Russian State Geological Prospecting University – MGRI, 23, Miklukho-Maklai str., Moscow, 117997, Russia

⁶ George Washington University, Department of Geography, Washington, DC 20052, USA

The results of a long-term permafrost monitoring, which have been obtained at eight permafrost stations in the western sector of Russian Arctic, are presented. Increase in mean annual air temperatures in this area has reached approximately 2.8 °C (1970–2018). The data on mean annual temperature dynamics have been obtained for the active layer and upper permafrost for dominant landscapes of various bioclimatic zones: typical tundra, southern tundra, forest tundra, and northern taiga. Three stages of permafrost stability under the warming climate were determined: stable permafrost, unstable permafrost, and actively degrading permafrost. It was shown that permafrost degradation leads to active development of vegetation and migration of the boundaries of bioclimatic zones 30 to 40 km towards the north (1975–2018).

Permafrost, ground temperatures, long-term monitoring, permafrost stations, permafrost degradation, intermediate layer

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия проблема деградации мерзлоты при потеплении климата в Арктике стала приоритетной. Мерзлота играет важную роль в глобальных изменениях климата, балансе парниковых газов, изменениях арктических экосистем и условий природопользования в арктических регионах [Nelson et al., 2001; Hinzman et al., 2005; Romanovsky et al., 2010; AMAP, 2011; IPCC, 2013]. Потепление климата в западном секторе российской Арктики фиксируется после 1970 г. Здесь наблюдаются повышение температуры воздуха и увеличение продолжительности теплого периода, изменение количества атмосферных осадков, возрастание толщины снежного покрова [Павлов, Малкова, 2005].

Вследствие комплексного воздействия климатических факторов на мерзлые толщи в последние 40–50 лет повышается температура многолетнемерзлых пород (ММП), увеличивается мощность сезонного слоя (СТС) [Павлов, 1997; Романовский, 2006; Васильев и др., 2008; Васильчук, Васильчук, 2015а,б; Каверин и др., 2017; Osterkamp, Romanovsky, 1999; Oberman, 2008; Smith et al., 2010; Streletskiy et al., 2014; Boike et al., 2018; Biskaborn et al., 2019]. Вблизи южной границы мерзлоты, вероятно, сокращается ее площадь и происходит опускание кровли ММП [Streletskiy et al., 2015].

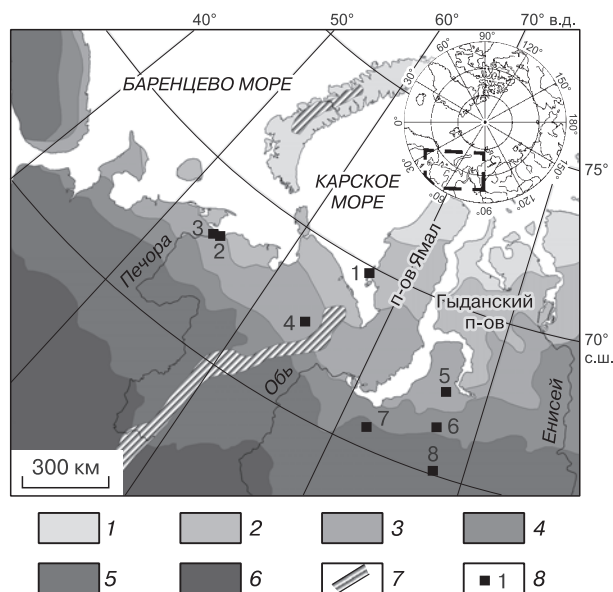


Рис. 1. Расположение участков геокриологических стационаров в разных биоклиматических зонах западного сектора российской Арктики.

1 – северная (арктическая) тундра; 2 – типичная тундра; 3 – южная тундра; 4 – лесотундра; 5 – северная тайга; 6 – типичная тайга; 7 – горная мерзлота; 8 – стационар и его номер: 1 – Марре-Сале, 2 – мыс Болванский, 3 – Кумжа, 4 – Воркута, 5 – Северный Уренгой, 6 – Южный Уренгой, 7 – Надым, 8 – Тарко-Сале.

Прогнозные оценки динамики криолитозоны получили развитие в связи с успехами в моделировании климата и созданием глобальных и региональных климатических моделей. Климатические модели достаточно хорошо описывают динамику и пространственное распределение климатических характеристик на ближайшие десятилетия. С использованием климатических моделей или их семейств выполнены глобальные и региональные прогнозные оценки изменения параметров мерзлоты [Анисимов и др., 2003; Nicolsky, Romanovsky, 2018]. В.Е. Романовский с соавторами [Romanovsky et al., 2008] представили мелкомасштабные карты прогнозируемого изменения среднегодовой температуры пород деятельного слоя на 2050 и 2100 гг. На картах вдоль южной границы распространения ММП показана широкая полоса, в которой ожидается оттаивание мерзлоты сверху.

Ю. Шур и Т. Йоргенсон [Shur, Jorgenson, 2007] рассмотрели возможные пути деградации мерзлоты в условиях потепления климата и техногенных нарушений. Они отметили, что при отклике мерзлоты на климатические и неклиматические воздействия возможна ее вертикальная и латеральная деградация.

Таким образом, можно заключить, что в научной литературе преобладают оценки и расчеты реакции мерзлоты на климатические изменения, но явно недостаточно реальных наблюдений за ее деградацией в различных биоклиматических зонах.

До настоящего времени нет единого мнения, какие изменения в мерзлоте относить к деградации: только переход ММП из мерзлого состояния в талое, вызванный повышением среднегодовой температуры ММП [Геологический словарь, 1973], или уменьшение запасов холода в толще ММП под влиянием природных и техногенных факторов, приводящее к сокращению площади распространения, повышению температуры и уменьшению мощности ММП вплоть до их исчезновения [Геокриологический словарь, 2003].

Вслед за К. Берном [Burn, 2004] мы будем говорить о деградации мерзлоты, если хотя бы в части разреза (обычно – верхней) среднегодовая температура пород стала положительной. В данной работе рассмотрен наиболее критический случай деградации мерзлоты, когда наблюдается устойчивое оттаивание верхнего горизонта и опускание кровли ММП.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Наблюдения за динамикой многолетнемерзлых пород в условиях меняющегося климата проводятся на восьми геокриологических стационарах, расположенных во всех основных биоклиматических зонах западного сектора российской Арктики – от типичной тундры до северной тайги (рис. 1).

Границы биоклиматических зон были установлены при составлении циркумполярной карты растительности [Walker et al., 2009]. Исследования температурного режима мерзлоты выполняются в скважинах, расположенных во всех доминантных ландшафтах, характеризующих территорию, прилегающую к площади стационара, в естественных ландшафтных условиях, за исключением двух скважин стационара Южный Уренгой. В 2003–2006 гг. наблюдения за температурой ММП в скважинах были включены в программу GTN-P [Biskaborn et al., 2015]. На всех стационарах организованы площадки и проводятся наблюдения за мощностью деятельного слоя по протоколу CALM [Brown et al., 2000].

Стационар Марре-Сале. Геокриологический стационар расположен на западном берегу Ямала рядом с одноименной метеостанцией в зоне типичной тундры. Растительный покров в основном кустарничково-мохово-лишайниковый. Район относится к зоне сплошного распространения ММП. Наблюдения за температурным режимом мерзлоты проводятся в пяти скважинах глубиной 10 м, расположенных в доминантных ландшафтах на поверхности третьей морской террасы (1978–2018 гг.) и в одной скважине на морской лайде (1978–2001 гг.). Абсолютные отметки поверхности третьей морской террасы 20–30 м, лайды – 2.5 м. В 1995 г. была организована площадка CALM, на которой ежегодно измеряется мощность деятельного слоя и изучается температурный режим пород до глубины 2 м. Климатические характеристики взяты по метеостанции Марре-Сале.

Стационар мыс Болванский. Стационар расположен на берегу Баренцева моря вблизи дельты Печоры в зоне южной тундры. Растительный покров преимущественно кустарничково-мохово-лишайниковый. Территория относится к зоне сплошного распространения ММП. Площадка CALM здесь была организована в 1999 г. Наблюдения за термическим режимом проводятся в шести скважинах глубиной 10–12 м, расположенных на поверхности третьей морской террасы с абсолютными отметками 24–30 м, а также в деятельном слое на площадке CALM. Наблюдениями охвачены все доминантные ландшафты. Для анализа климатических изменений использованы данные метеостанции мыс Константиновский, расположенной на расстоянии около 50 км к северо-востоку от стационара.

Стационар Кумжа. Стационар расположен в дельте р. Печоры в зоне южной тундры, в 32 км к юго-западу от стационара Болванский. Растительный покров представлен мохово-лишайниковыми сообществами, в понижениях рельефа развиты кустарники. В морфологическом отношении участок представляет собой останец первой аллюви-

альной террасы высотой 5–8 м, окруженный протоками Печоры. Территория относится к зоне островного распространения ММП. Кровля мерзлоты имеет куполообразную форму и залегает на глубине от поверхности в интервале от 2.6 м (в центральной части останца) до 7.1 м (в его краевых частях). Площадка CALM была организована в 2016 г. в центральной части останца. Для контроля динамики глубины залегания кровли мерзлоты на площадке, помимо непосредственного измерения мощности СТС щупом на постоянных профилях, ежегодно проводятся сейсмические и георадарные наблюдения [Садуртдинов и др., 2018]. Для изучения геокриологического строения и температурного режима в 2016 г. были пробурены три скважины, в двух скважинах ведутся наблюдения за температурой пород деятельного слоя, а третья скважина (3 Ку) используется для мониторинга температурного режима многолетнемерзлых пород.

Стационар Воркута. Данные по динамике геокриологических условий на стационаре взяты авторами из работы [Каверин и др., 2017]. Здесь в 1999 г., примерно в 13 км к северо-западу от г. Воркута, была организована площадка CALM, на которой ежегодно проводится полный цикл наблюдений за глубиной протаивания и температурным режимом пород деятельного слоя. Район относится к зоне прерывистого распространения ММП. Площадка занята кустарничково-моховой тундрой с многочисленными пятнами-медальонами на разных стадиях зарастания. Имеются куртины березки и ивы высотой до 50 см [Mazhitova et al., 2004]. Климатические данные взяты по метеостанции Воркута.

Стационар Северный Уренгой. Стационар расположен примерно в 180 км к северу от г. Новый Уренгой в зоне южной тундры. Растительный покров представлен преимущественно кустарничково-травяно-моховыми ассоциациями на пологих холмах и травяно-моховыми в хасырях и понижениях. Район приурочен к зоне сплошного распространения ММП. Наблюдения за температурным режимом мерзлых толщ выполняются с 1975 г. в четырех скважинах, расположенных в доминантных ландшафтах на третьей морской террасе, отметки которой достигают 30–35 м. Площадка CALM организована в 2008 г., но температурный режим пород деятельного слоя не изучается. Для анализа климатических изменений использованы данные по метеостанции Новый Уренгой.

Стационар Южный Уренгой. Стационар расположен примерно в 30 км к северу от г. Новый Уренгой в зоне лесотундры, на поверхности четвертой озерно-аллювиальной равнины с абсолютными отметками 60–70 м. Растительность представлена лиственнично-березовым лишайнико-

Метаданные скважин мониторинговых наблюдений в западном секторе российской Арктики

Стационар, координаты	Биоклиматическая зона	Распространение мерзлоты	Номер скважин, период наблюдений	Глубина, м	Ландшафт, характер увлажнения	Растительный покров	Состав пород
Марре-Сале (Западный Ямал), 69°43' с.ш., 66°49' в.д.	Типичная тундра	Сплошная	1 (1978–2018)	10	Тундра средней увлажненности	Кустарничково-мохово-лишайниковый	Супесь
			3 (1978–2018)	10	Тундра сильно увлажненная	Кустарничково-лишайниково-моховой	Супесь, песок
			6 (1978–2018)	10	Тундра дренированная	Кустарничково-мохово-лишайниковый	Супесь, песок
			17 (1979–2018)	10	Торфяник	Кустарничково-лишайниково-моховой	Торф до 1.6 м, супесь
			36 (1978–2001)	10	Лайда, болото	Осоково-моховой	Торф до 0.3 м, песок
			43а (1978–2018)	10	Песчаный раздув	Нет растительности	Песок
Мыс Болванский, 68°17' с.ш., 54°30' в.д.	Южная тундра	Сплошная	54 (1983–1993, 1999–2018)	12	Влажная тундра	Мохово-лишайниковый	Переслаивание песка, супеси, суглинка
			55 (1983–1993, 1999–2018)	10	Полигональный торфяник	Мохово-лишайниковый	Торф до 4 м, ниже суглинок
			56 (1983–1993, 1999–2018)	10	Торфяник	Мохово-лишайниковый	Торф до 2 м, ниже суглинок
			59 (1983–1993, 1999–2016)	12	Дренированная тундра	Лишайниково-моховой с пятнами-медальонами	Суглинок с гравием
			65 (1983–1993, 1999–2018)	12	Влажная тундра	Мохово-осоковый	Переслаивание песка, суглинка
Кумжа, 68°11' с.ш., 53°47' в.д.	Южная кустарниковая тундра	Островная	83 (1983–1993, 1999–2016)	10	Дренированная тундра	Лишайниково-моховой	Переслаивание супеси, суглинка
			3 Ки (2016–2018)	6	Дренированная кустарниковая тундра	Кустарничково-лишайниково-моховой	Песок с гравием
Воркута, 67°35' с.ш., 64°10' в.д.	Южная тундра	Прерывистая	CALM R2 (1999–2017)	0.5	Тундра средней увлажненности	Мохово-кустарничковый	Суглинок
Северный Уренгой, 67°28' с.ш., 76°42' в.д.	Южная тундра	Сплошная	15-03 (1975–2018)	10	Увлажненная плоская поверхность речной долины	Кустарничково-моховой с фрагментами торфяников и болот	Суглинок
			15-06 (1975–2018)	10	Дренированный эрозийно-осыпной склон	Ивняки и ольшаники высотой до 2.5 м с травяным покровом	Супесь, суглинок
			15-08 (1975–2018)	10	Дренированная вершина холма	Кустарничково-моховой	Суглинок
Южный Уренгой, 66°19' с.ш., 76°54' в.д.	Лесотундра	Прерывистая	15-20 (1975–2018)	10	Дренированная вершина холма	Кустарничково-моховой	Суглинок
			5-01 (1975–2018)	10	Дренированный склон	Вырубленный лиственный лес с кустарниками до 1.5 м	Супесь, суглинок

			5-03 (1975–2018)	10	Вершина бугра пучения	Единый подрост берез и лиственниц	Супесь, суглинок
			5-07 (1975–2018)	10	Заболоченная полоса стока	Кустарниковые бугры и кочки, разделенные травяными мочажинами	Торф до 1 м, суглинок
			5-09 (1975–2018)	10	Нарушенная поверхность	Горелый березовый лес с подростом кустарников и березы	Песок
			5-10 (1977–2018)	10	Дренажный склон	Лиственный лес	Песок, супесь
	Северная тайга	Надым, 65°18' с.ш., 72°51' в.д.	11-75 (1975–2018)	10	Крупнобугристый торфяник	Травяно-кустарниково-мохово-лишайниковый	Торф до 1 м, песок
			14-72 (1972–2018)	10	Плоскобугристый торфяник	Травяно-кустарниково-мохово-лишайниковый	Торф до 0.5 м, песок
			23-75 (1975–2018)	10	Болото	Кустарниково-травяно-моховой	Торф до 0.5 м, песок, суглинок
			1-71 (1971–2018)	10	Торфяно-минеральный бугор пучения	Травяно-кустарниково-лишайниково-моховой	Торф до 0.3 м, песок
	Северная тайга	Тарко-Сале, 65°02' с.ш., 77°30' в.д.	1 T-S (2006–2019)	30	Плоскобугристый торфяник	Кустарниково-мохово-лишайниковый	Торф, песок, супесь, глина
			2 T-S (2006–2019)	30	Дренажная гряда	Подрост хвойных пород деревьев с кустарниками	Торф, песок, суглинок, глина

вым редколесьем. На торфяниках и фрагментах тундр развиты кустарничково-моховые сообщества, по логам и понижениям – кустарники. Бугры пучения покрыты редколесьем. Район относится к зоне прерывистого распространения ММП. Наблюдения за температурным режимом мерзлоты были начаты в 1975 г. в пяти скважинах. Скважины 5-01 и 5-09 расположены в ландшафтах с нарушенным растительным покровом. В 2008 г. была организована площадка CALM, однако наблюдения за температурным режимом пород деятельного слоя не проводятся. Климатические характеристики приняты по данным метеостанции Новый Уренгой.

Стационар Надым. Геокриологический стационар расположен в 30 км от г. Надым в зоне северной тайги на поверхности третьей озерно-аллювиальной террасы с абсолютными отметками 30–40 м. Растительность представлена лиственным и березовым разреженным лесом с травяно-мохово-лишайниковым покровом в сочетании с выпуклобугристыми торфяниками и плоскими болотами с кустарничково-мохово-лишайниковым покровом. Повсеместно присутствуют торфяные и торфяно-минеральные бугры пучения. Район относится к зоне островного распространения ММП. Острова мерзлоты приурочены к болотам, торфяникам и буграм пучения. Наблюдения за температурным режимом мерзлоты выполняются в четырех скважинах, расположенных на буграх пучения и в промерзшем болоте. Площадка CALM организована в 1995 г., ежегодно проводятся измерения мощности сезонного протаивания и измерения температуры пород деятельного слоя. Климатические характеристики взяты по метеостанции Надым.

Стационар Тарко-Сале. Изучение температурного режима ММП на этом стационаре проводятся силами сотрудников Тюменского промышленного университета начиная с 2006 г. Стационар расположен в зоне северной тайги, в пределах третьей озерно-аллювиальной террасы с абсолютными отметками около 34 м. Растительность представлена лиственным и березовым редколесьем с кустарничково-мохово-лишайниковым покровом. Территория относится к зоне островного распространения ММП. Температурные измерения осуществляются в трех скважинах, две из которых пробурены в мерзлых породах на бугре пучения и дренажной гряде. Наблюдения по программе CALM начаты в 2018 г. Измерения температуры в СТС проводятся до глубины 1 м. Климатические характеристики приняты по данным метеостанции Тарко-Сале, расположенной примерно в 30 км от стационара.

Характеристики всех скважин, данные по которым используются в статье, приведены в таблице.

МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ

На каждом стационаре во всех доминантных ландшафтах проводятся наблюдения за температурным режимом ММП в скважинах глубиной 10–12 м, которая примерно соответствует глубине слоя нулевых годовых амплитуд. На стационаре Тарко-Сале скважины имеют глубину 30 м.

Все скважины были пробурены в разные годы (с 1975 по 2016 г.) с использованием малогабаритного ручного мотобура М-10, со сплошным отбором керна пород. Производилось подробное описание состава отложений и криогенного строения ММП, отбор проб на определение водно-физических и химических свойств через каждые 0.5 м. Скважины подготавливались к долговременным температурным измерениям в соответствии с общепринятой методикой [Методические рекомендации..., 1989].

До 2003 г. измерения температуры в скважинах производились с помощью вытяжных высокоинерционных термометров. Стандартными глубинами установки термометров были 0.5, 1.0 м и далее через каждый метр по всей глубине скважин. Измерения проводились каждую декаду, а после 1990 г. один раз в год в конце теплого периода. Точность измерения температуры составляла ± 0.1 °С. Термометры, расположенные на забое скважин глубиной 10–12 м, показывают температуру ММП, которую даже при однократном измерении мы принимаем за среднегодовую, поскольку на этой глубине температура пород практически не испытывает сезонных колебаний в течение года. После 2003 г. в скважинах были установлены 4-канальные логгеры НОВО U12. В соответствии с протоколом GTN-P [Biskaborn et al., 2015] обязательными глубинами установки датчиков являются 2, 3, 5 и 10 или 12 м. На некоторых скважинах установлены по два логгера, в этих случаях температуры пород измеряются на глубинах 0.5, 1, 2, 3, 4, 5, 7, 10 или 12 м. Измерения выполняются каждые 6 часов. Логгеры НОВО U12 обеспечивают точность измерения температуры пород ± 0.1 °С.

Для измерения температуры почв в деятельном слое используются 2-канальные логгеры НОВО Pro v2. Погрешность измерений составляет ± 0.1 °С. В зависимости от глубины СТС использовали один или два логгера с датчиками, расположенными через каждые 0.5 м.

Положение кровли мерзлоты до глубины 2 м определялось с помощью металлического щупа. При глубине 2.0–3.5 м применялось ручное бурение один раз в 2–3 года, при больших глубинах залегания кровли использовались сейсмические методы [Мельников и др., 2010]. На песчаных разрезах для определения кровли мерзлоты до глубины 10 м хорошо себя зарекомендовала георадарная

съемка [Садуртдинов и др., 2018]. Георадарные наблюдения используются ежегодно на участке Кумжа, а в 2018 г. были также проведены на стационаре Надым. Определение положения кровли мерзлоты сейсмическими методами на участках Южный Уренгой, Северный Уренгой и Надым производятся каждые 2–3 года. Точность определения положения кровли мерзлоты сейсмическими методами составляет 0.3 м, георадарными – около 0.2 м.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В соответствии с климатическим районированием Арктики [Прик, 1971] западный сектор российской Арктики относится к атлантическому сектору Северного Ледовитого океана. Район испытывает значительное влияние циркуляционных процессов средних широт, особенно Исландской депрессии. По климатическим особенностям территория региона подразделяется на три зоны. Северная тундра полуостровов Ямал и Гыданский характеризуется морским арктическим климатом. Типичная и южная тундра Европейского Севера, центральной и южной части Ямала, Гыданского и Тазовского полуостровов относится к территории с морским субарктическим климатом. Южная часть территории (лесотундра и северная тайга) характеризуются умеренно континентальным климатом.

Характерной особенностью климата западного сектора российской Арктики является увеличение суровости климата с запада на восток. Среднегодовая температура воздуха в западной части региона, по данным метеостанции Архангельск ($64^{\circ}30'$ с.ш., $40^{\circ}44'$ в.д.), составляет 0.8 °С, а в восточной, по данным метеостанции Диксон ($73^{\circ}30'$ с.ш., $80^{\circ}24'$ в.д.), снижается до -11.8 °С.

Современный этап потепления климата в западном секторе российской Арктики начался в 1970-х гг. и происходит синхронно во всем регионе.

Среднемесячные климатические данные получены с интернет-сайтов [www.meteo.ru/data; www.rp5.ru], среднесуточные данные – из архивов непосредственно на станциях.

Изменение среднегодовой температуры воздуха во времени по метеостанциям вблизи геофизиологических стационаров приведены на рис. 2.

Повышение среднегодовой температуры происходит в целом синхронно с небольшими локальными отклонениями. С 1970 по 2018 г. в среднем по региону температура воздуха повысилась примерно на 2.8 °С, что близко к “жесткому” сценарию климатических изменений [IPCC, 2013]. Минимальный тренд потепления составил 0.052 °С/год (Новый Уренгой), максимальный – 0.072 °С/год (Тарко-Сале). Анализ пространственных измене-

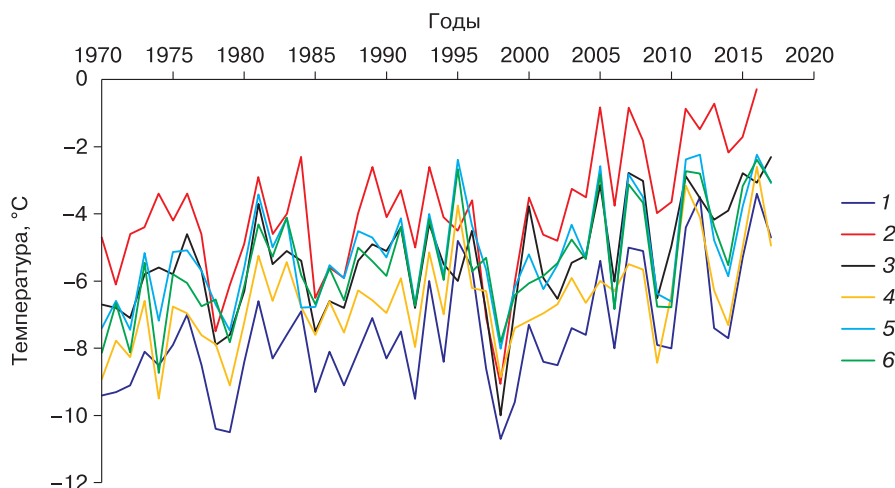


Рис. 2. Изменение среднегодовой температуры воздуха во времени в западном секторе российской Арктики.

1 — Марре-Сале; 2 — мыс Константиновский; 3 — Воркута; 4 — Новый Уренгой; 5 — Надым; 6 — Тарко-Сале.

ний показал, что с 1970 по 2018 г. наблюдается смещение изолиний среднегодовой температуры воздуха примерно на 80–100 км к северо-востоку [Малкова и др., 2018].

Из анализа данных по изменению годовой суммы осадков следует, что в западном секторе российской Арктики в 1970–2018 гг. наблюдается их небольшое приращение (1–3 мм/год). Это примерно соответствует прогнозным оценкам, основанным на использовании семейства (ансамбля) 12 климатических моделей CMIP5 [Linderholm et al., 2018]. При этом на участках Надым и Уренгой с умеренно континентальным климатом приращение годовой суммы осадков несколько больше, чем на участках с умеренно морским климатом.

На формирование температурного режима ММП большое влияние оказывает снежный покров. Снежный покров в регионе начинает формироваться в первой декаде октября, достигает максимума в апреле и полностью сходит в конце мая.

Наибольшая толщина снежного покрова присуща биоклиматическим зонам лесотундры и северной тайги. В Уренгое она в среднем составляет около 114 см, Надыме — 85 см, Тарко-Сале — около 90 см. В зонах типичной и южной тундры толщина снежного покрова значительно меньше: на мысе Болванский средняя многолетняя толщина снежного покрова составляет около 58 см, Воркуте — 44 см, Марре-Сале — 33 см. На всех метеостанциях наблюдается увеличение максимальной толщины снежного покрова во времени. Наибольший ее прирост отмечен в тундровой зоне. Здесь скорость роста максимальной толщины снежного покрова достигает 1.8 см/год (1998–2018 гг.), в зоне лесотундры и северной тайги она составляет 0.6 см/год (2003–2018 гг.).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

Результаты длительного мониторинга среднегодовой температуры пород на глубине нулевых годовых амплитуд приведены на рис. 3. Из них следует, что во всех биоклиматических зонах и доминантных ландшафтах по мере потепления климата наблюдается повышение среднегодовой температуры пород. При этом скорость этого повышения в разных биоклиматических зонах неодинаковая при примерно одинаковом повышении среднегодовой температуры воздуха на 2.8 °C, что соответствует среднемноголетнему тренду потепления климата 0.06 °C/год (1970–2018 гг.).

Наибольшие изменения среднегодовой температуры ММП наблюдаются в зоне типичной тундры. Средний тренд повышения температуры пород составляет 0.056 °C/год. При этом все ландшафты характеризуются примерно одинаковой реакцией на климатическое потепление. Несмотря на значительное повышение среднегодовой температуры ММП, к настоящему времени мерзлота остается низкотемпературной с диапазоном изменения от –3.5 до –5.0 °C, а ее состояние стабильным.

В зоне южной тундры в районе Северного Уренгоя темп увеличения среднегодовой температуры пород для различных ландшафтных условий в среднем равен 0.05 °C/год. Здесь существуют ландшафты с относительно высокой и низкой среднегодовой температурой ММП. В “холодных” ландшафтах с кустарничково-моховым растительным покровом на дренированных участках (скважины 15-03, 15-08, 15-20) наблюдается наибольшее повышение среднегодовой температуры от

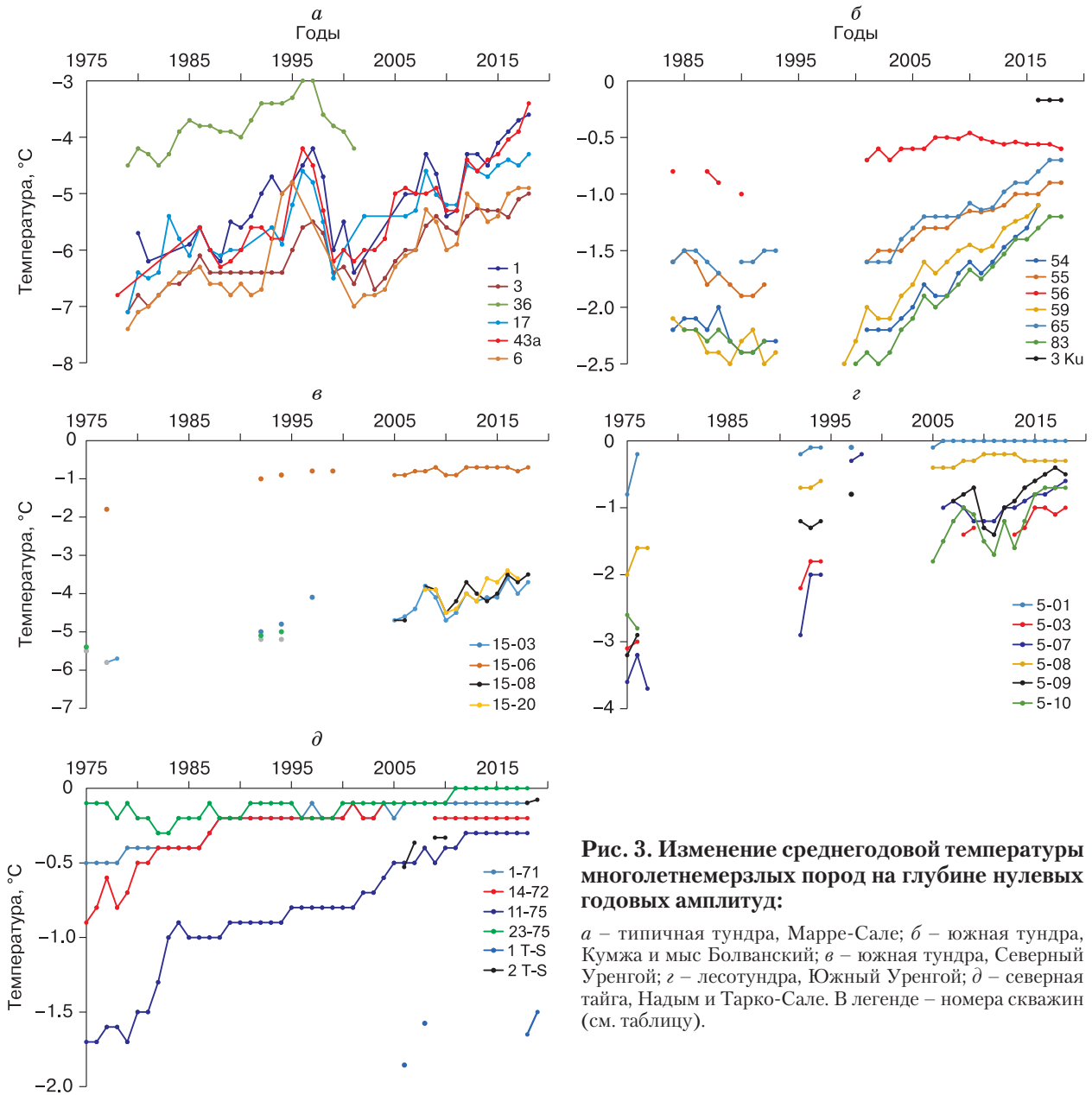


Рис. 3. Изменение среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород на глубине нулевых годовых амплитуд:

а – типичная тундра, Марре-Сале; *б* – южная тундра, Кумжа и мыс Болванский; *в* – южная тундра, Северный Уренгой; *г* – лесотундра, Южный Уренгой; *д* – северная тайга, Надым и Тарко-Сале. В легенде – номера скважин (см. таблицу).

–5.5 °C (1975 г.) до –3.5 °C (2018 г.). Наоборот, на дренированных “теплых” участках с высоким кустарниковым покровом (скв. 15-06) среднегодовая температура изменилась только на 1 °C – от –1.8 °C (1978 г.) до –0.8 °C (2018 г.).

Замедленная реакция высокотемпературных ММП на изменения климата характерна и для южно-тундровых ландшафтов европейского Севера. Из-за секторальных различий климатических характеристик в одинаковых ландшафтных условиях на европейском Севере России наблюдаются более мягкие мерзлотные условия, чем в Западной Сибири [Drozdov et al., 2012]. На стационаре Болванский тренд возрастания среднегодовой темпе-

ратуры пород для различных ландшафтов в среднем составил 0.04 °C/год. В 1980-е гг. среднегодовая температура ММП на глубине 10 м изменялась от –0.8 до –2.5 °C, а за период мониторинга повысилась на 0.2...1.2 °C, при этом диапазон изменения среднегодовой температуры ММП в различных ландшафтах сократился почти в 3 раза и составляет в настоящее время –0.6...–1.2 °C [Малкова и др., 2018].

В зоне лесотундры, в районе стационара Южный Уренгой, скорость роста среднегодовой температуры пород в сравнительно “холодных” малолесистых ландшафтах (скважины 5-03, 5-07, 5-09, 5-08) составила около 0.045 °C/год. В скв. 5-01

среднегодовая температура пород, измеренная на глубине 10 м, повысилась от -0.8 до 0 °C, и к 2012 г. мерзлые породы в районе скважины полностью оттаяли до глубины 10 м. В конце 1970-х гг. здесь был вырублен лес, резко изменились условия теплообмена и началось прогрессирующее оттаивание мерзлой толщи сверху. Похожая ситуация развивалась и в районе скв. 5-08 на хорошо дренированном склоне. Здесь вырубки леса не происходило, тем не менее мерзлые породы начали постепенно оттаивать с середины 1970-х гг. и к 2010 г. протаяли до глубины 7 м. При этом среднегодовая температура ММП на глубине 10 м за период наблюдений в скв. 5-08 оставалась отрицательной и колебалась от -0.20 до -0.35 °C.

В зоне северной тайги на стационаре Надым среднегодовая температура пород на крупнобугристом торфянике повысилась с -1.7 до -0.3 °C, а в других ландшафтах приблизилась к температуре оттаивания ММП и к 2018 г. составила $-0.2...0$ °C. Здесь оттаивание мерзлой толщи и опускание кровли мерзлоты наблюдается в болотах и в настоящее время составляет около 4 м. На стационаре Тарко-Сале среднегодовая температура ММП на бугре пучения повысилась с -1.9 до -1.6 °C (2006–2019 гг.), на дренированной гряде – с -0.6 до -0.1 °C, при этом кровля мерзлоты опустилась до глубины 6 м.

Таким образом, на фоне потепления климата на 2.8 °C (1970–2018 гг.) среднегодовые температуры пород практически повсеместно еще остаются отрицательными, за исключением скв. 5-01 (Южный Уренгой), в которой температура стала

положительной, но близкой к 0 °C. В районе скважин 23-75 (Надым) и 2 Т-С (Тарко-Сале), в которых среднегодовая температура ММП на глубине 10 м повысилась до -0.1 °C, уже наблюдается оттаивание пород сверху. Отсюда следует, что среднегодовая температура мерзлоты, измеренная на глубине нулевых годовых амплитуд, не может характеризовать физическое состояние пород в самых верхних частях разреза – верхние горизонты пород могут быть как мерзлыми, так и талыми. И это связано не с ошибками измерения, а с характером распределения величины среднегодовой температуры пород по глубине. На рис. 4 приведены значения максимальной, минимальной и среднегодовой температуры пород в 2017 г. для двух биоклиматических зон. В обоих случаях кривые распределения среднегодовой температуры пород по глубине имеют в верхней части разреза более высокие температуры и указывают на тенденцию к потеплению вслед за изменениями температуры в предыдущем году.

В зоне типичной тундры среднегодовая температура на глубине 1 м составляет -3.14 °C, а на глубине 10 м равна -3.7 °C; в зоне северной тайги $+0.16$ и -0.1 °C соответственно. В первом случае ММП залегают непосредственно под слоем сезонного протаивания. Во втором случае среднегодовая температура пород имеет положительные значения до глубины 4 м, а следовательно, именно на эту глубину опущена кровля мерзлоты.

Итак, в условиях потепления климата, отрицательная среднегодовая температура пород, измеренная на глубине нулевых годовых амплитуд,

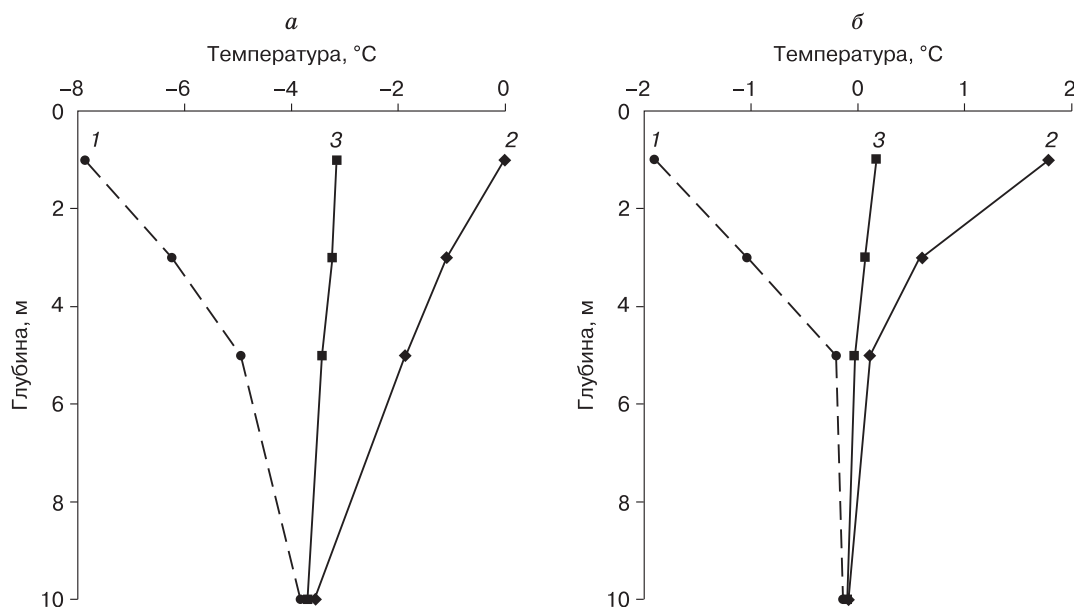


Рис. 4. Распределение минимальной (1), максимальной (2) и среднегодовой (3) температуры пород по глубине:

а – типичная тундра, Марре-Сале; б – северная тайга, Надым.

не гарантирует мерзлого состояния вышележащей толщи. Необходимо отметить, что в пределах одной биоклиматической зоны могут быть ландшафты с разной степенью резистентности к климатическим изменениям [Васильев и др., 2008; Малкова и др., 2018; Drozdov et al., 2012].

Оттаивание мерзлоты начинается при переходе среднегодовой температуры пород в любой части разреза к положительным значениям. При потеплении климата такой переход ожидается в первую очередь в верхних горизонтах мерзлой толщи [Burn, 2004]. Анализ изменения среднегодовых температур пород в деятельном слое показал, что в западном секторе российской Арктики в некоторых случаях такой переход уже состоялся (рис. 5). Как видно на рис. 5, после 2007 г. среднегодовые температуры пород деятельного слоя имеют положительные значения практически на всех стационарах, за исключением Марре-Сале (типичная тундра). Это означает, что в деятельном слое породы из сезонноталого перешли в сезонно-мерзлое состояние, т. е. наблюдается деградация мерзлоты и переход среднегодовой температуры деятельного слоя в положительный диапазон. Необходимо отметить, что переход от сезонноталого в сезонно-мерзлое состояние пород деятельного слоя на мысе Болванский произошел в 2010 г. при среднегодовой температуре ММП на глубине 10 м, равной -1.4°C . На Южном Уренгое деградация мерзлой толщи и положительные среднегодовые температуры пород деятельного слоя зафиксированы еще в начале 1990-х гг., при этом среднегодовая температура ММП на глубине 10 м составляла -0.7°C . Таким образом, деградация

мерзлоты в верхних горизонтах может начаться еще при сравнительно низких среднегодовых температурах ММП на глубине нулевых годовых теплооборотов.

Деградация мерзлоты сопровождается опусканием ее кровли. Результаты наблюдений приведены на рис. 6. В зоне типичной тундры наблюдается только приращение величины сезонного оттаивания, но отрыва кровли мерзлоты от подошвы деятельного слоя пока нет.

В зоне южной тундры, на площадке CALM стационара Болванский, начиная с 2000 г. отмечается увеличение мощности СТС с 1.2 м (2000 г.) до 1.8 м (2016 г.), что превышает глубину потенциального промерзания для этого района (началось опускание кровли мерзлоты). На участке Кумжа при мощности деятельного слоя 2.0–2.5 м кровля мерзлоты в центральной части площадки опустилась за один год с 2.6 м (2015 г.) до 3.0 м (2016 г.), а в краевой части с кустарниковым покровом высотой до 1.5 м опустилась с 6.2 до 7.1 м соответственно.

В зоне южной тундры в районе Воркуты, по данным [Каверин и др., 2017], с учетом осадки поверхности при оттаивании кровля мерзлоты опустилась на 0.6 м с 1999 по 2015 г.

Наибольшее опускание кровли мерзлоты зафиксировано в зоне лесотундры на хорошо дренированных участках с высоким кустарниковым покровом, способствующим снегонакоплению. В районе скв. 5-01 понижение кровли началось еще в 1990-х, ускорилось в 2000-х гг. и к 2014 г. достигло 10 м. После 2014 г. здесь наблюдается колебание положения кровли мерзлоты около 10-мет-

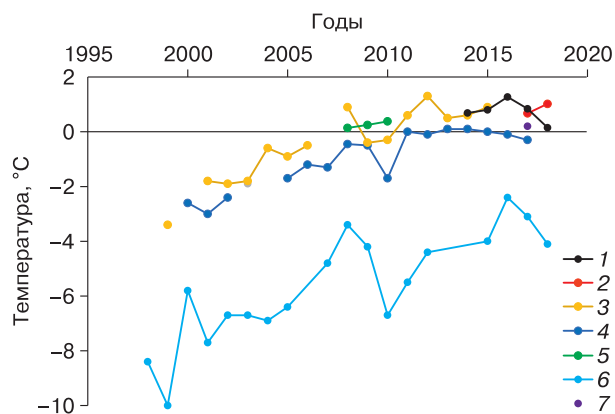


Рис. 5. Изменение среднегодовой температуры пород сезонноталого слоя во времени.

1 – мыс Болванский; 2 – Кумжа; 3 – Воркута; 4 – Надым (глубина замера 0.85 м); 5 – Надым (глубина замера 1.3 м); 6 – Марре-Сале; 7 – Тарко-Сале.

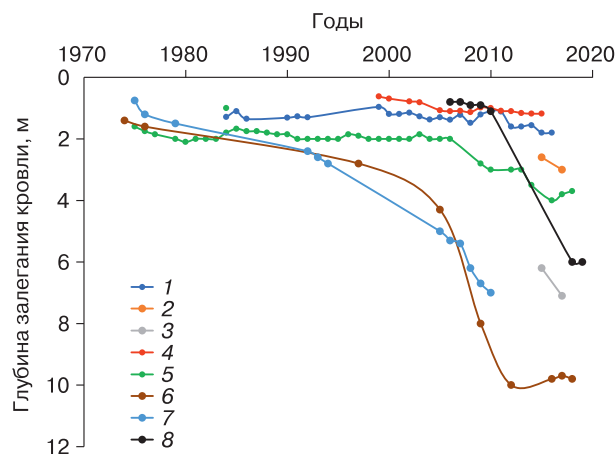


Рис. 6. Изменение положения кровли многолетнемерзлых пород во времени.

1 – мыс Болванский, скв. 59; 2 – Кумжа, скв. 3 Ку, центральная часть площадки; 3 – Кумжа, краевая часть площадки; 4 – Воркута; 5 – Надым, скв. 23-75; 6 – Южный Уренгой, скв. 5-01; 7 – Южный Уренгой, скв. 5-08; 8 – Тарко-Сале, скв. 2 Т-С.

ровой глубины. У скв. 5-08 к 2010 г. понижение кровли мерзлоты составило 7 м. В конце 2010 г. скважина была разрушена и наблюдения прекращены.

В зоне северной тайги мерзлыми являются только болота, линейные гряды и бугристые торфяники. Опускание кровли мерзлоты в районе Надыма наблюдалось только в болотах и к 2018 г. достигло примерно 4 м. Мерзлые торфяные и торфяно-минеральные бугры пучения остаются сравнительно устойчивыми, здесь деградации мерзлоты не наблюдается. В районе стационара Тарко-Сале мерзлыми являются торфяные бугры пучения и линейные гряды. Кровля мерзлоты на торфяных буграх пучения осталась неизменной, а на грядах, сложенных минеральными породами, опустилась до 6 м.

В интерпретации этапов и механизма деградации мерзлоты важно принимать во внимание вертикальный разрез верхних горизонтов пород. В строении мерзлых толщ сверху вниз выделяют [Шур, 1988]: а) сезонноталый слой, б) переходный слой, в) промежуточный слой, г) собственно многолетнемерзлые породы. Переходным слоем (*transient layer* в иностранной литературе) называют слой породы, который принадлежит к ММП в течение нескольких лет и начинает оттаивать при благоприятных климатических условиях [Шур, 1988]. Его мощность невелика и составляет в минеральных породах 10–15 % от среднемноголетней мощности СТС и до 40 % в торфе. Такой слой был выделен еще в 1933 г. В.К. Яновским, который отмечал его повышенную пылеватость и некоторое увеличение влажности–льдистости по сравнению с сезонноталым слоем. В настоящее время, когда наблюдается значительное потепление климата и повышенные значения мощности СТС можно предположить, что переходный слой полностью перешел в сезонноталый слой, т. е. протаивает и промерзает ежегодно.

Промежуточный слой (*intermediate layer* в иностранной литературе), как характерный горизонт в верхней части мерзлых толщ, был выделен Ю.Л. Шуром в середине 1980-х гг. и подробно описан в работе [Шур, 1988]. Одной из высказанных им гипотез формирования этого слоя является повторное промерзание оттаявшей с поверхности в период климатического оптимума части ММП. Характерной особенностью промежуточного слоя является его повышенная льдистость. Мощность этого слоя может достигать 2–3 м. Промежуточный слой выполняет защитную роль при потеплении климата и увеличении глубины сезонного протаивания. Оттаивание промежуточного слоя требует значительно больших затрат тепла из-за высокой льдистости и препятствует оттаиванию нижележащих мерзлых толщ. При длительном возрастании среднегодовой и летней темпера-

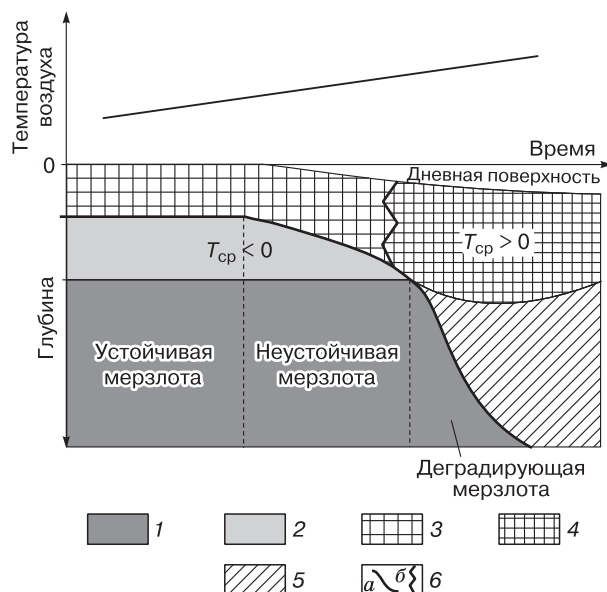


Рис. 7. Этапы отклика мерзлоты на потепление климата:

1 – многолетнемерзлые породы; 2 – промежуточный слой; 3 – сезонноталый слой; 4 – сезонномерзлый слой; 5 – область талых пород; 6 – положение кровли многолетнемерзлых пород во времени (а) и условная граница перехода от сезонного оттаивания к сезонному промерзанию (б). Прямая – линейный тренд температуры воздуха; $T_{ср}$ – среднегодовая температура пород.

туры воздуха промежуточный слой может полностью оттаять, тогда начнется ускоренная деградация мерзлоты, залегающей ниже по разрезу.

Совместный анализ данных по среднегодовой температуре пород на подошве СТС, в толще ММП на разных глубинах (до глубины слоя нулевых годовых теплооборотов) и темпов понижения кровли мерзлоты позволил разработать принципиальную схему и выделить три этапа (стадии) деградации мерзлоты при потеплении климата (рис. 7).

На первом этапе происходит увеличение глубины оттаивания, при этом в отдельные anomalously теплые годы переходный слой становится частью сезонноталого слоя. Среднегодовая температура пород имеет отрицательные значения. На этом этапе мерзлота может считаться устойчивой.

На втором этапе, по мере дальнейшего потепления климата, среднегодовая температура пород деятельного слоя становится положительной, начинает оттаивать промежуточный слой, а после его полного оттаивания он теряет защитную функцию. Породы из сезонноталого состояния переходят в сезонномерзлое. Этот этап может считаться переходным, или нестабильным, состоянием мерзлоты, а ее состояние рассматривается как неустойчивое.

Наконец, на третьем этапе продолжается оттаивание собственно ММП сверху и сравнительно быстрое опускание кровли мерзлоты с образованием несквозного талика. Положительные среднегодовые температуры пород наблюдаются не только в деятельном слое, но и в формирующемся несквозном талике. Этот этап характеризуется прогрессирующей деградацией ММП.

Анализ пространственного распределения деградации мерзлоты в западном секторе российской Арктики показал, что в зоне типичной тундры среднегодовые температуры ММП и пород деятельного слоя остаются отрицательными. Мерзлота находится в устойчивом состоянии.

В южной тундре среднегодовые температуры ММП остаются отрицательными, но среднегодовые температуры деятельного слоя стали положительными. Началось оттаивание промежуточного слоя. Мерзлота находится в переходном, нестабильном состоянии. В этой биоклиматической зоне в ландшафтах с высокими кустарниками в ближайшие годы может начаться прогрессирующая деградация мерзлоты.

В зонах лесотундры и северной тайги среднегодовые температуры деятельного слоя положительные, отмечаются приближение среднегодовой

температуры подстилающих ММП к 0°C , прогрессирующая деградация мерзлоты и быстрое опускание ее кровли.

Следует заметить, что это относится к ландшафтам с наибольшей чувствительностью к климатическим изменениям. В ландшафтах с высокой резистентностью к потеплению климата мерзлота может оставаться в стабильном или в переходном состоянии даже в южных биоклиматических зонах.

Наблюдения показали, что вслед за потеплением климата, которое приводит к возрастанию среднегодовой температуры пород СТС вплоть до положительных значений и увеличению глубины сезонного протаивания, создаются более благоприятные условия для произрастания растительного покрова и отмечается смещение границ биоклиматических зон к северу (рис. 8).

Перемещение границы леса к северу за 1975–2018 гг. в районе Южного Уренгоя оценивается в 30–40 км. Обращает на себя внимание, что потепление климата приводит не только к появлению древесной растительности, но и к увеличению проективного покрытия кустарников и в целом к некоторому снижению мозаичности ландшафтов.

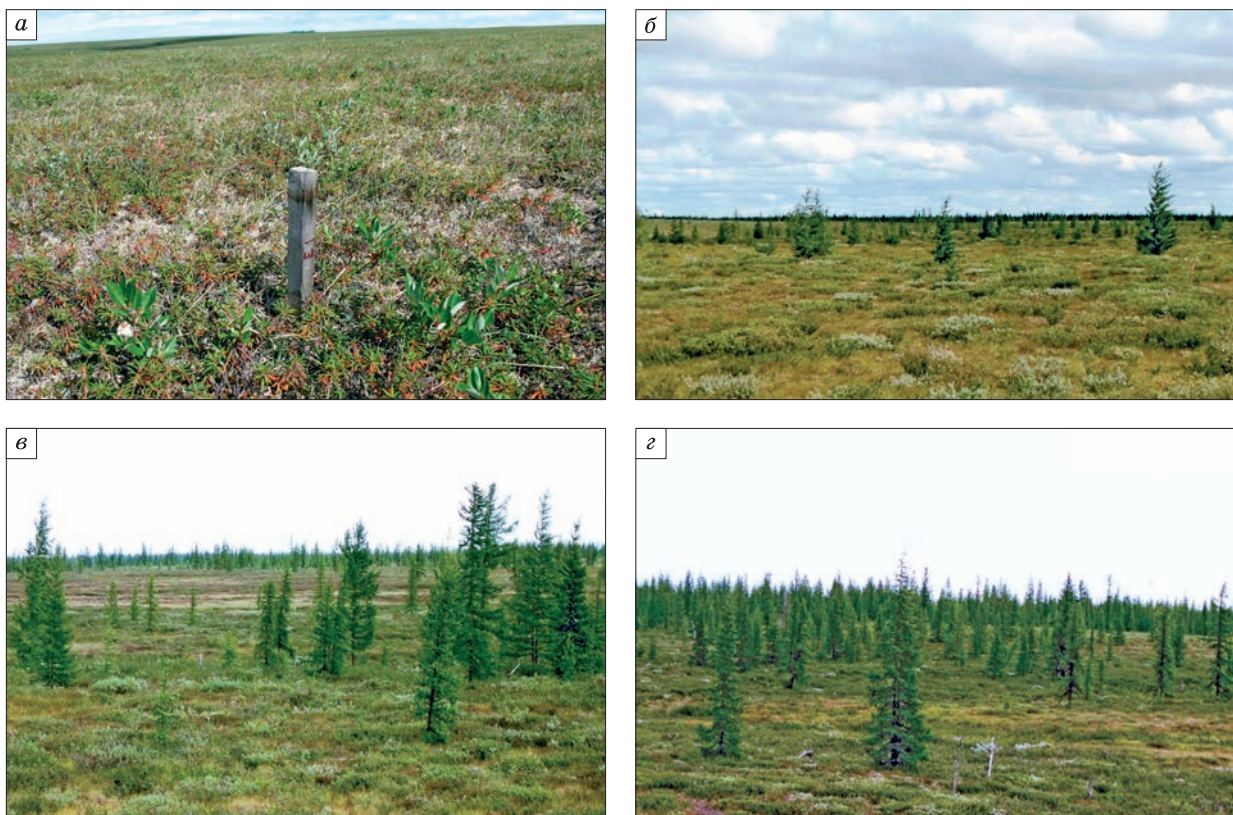


Рис. 8. Изменение растительного покрова на Южном Уренгое при потеплении климата.

а – 1970-е гг.; *б* – 1990-е гг.; *в* – 2000-е гг.; *г* – 2010-е гг. Фото Д.С. Дроздова.

ВЫВОДЫ

Анализ результатов многолетнего мониторинга геокриологических условий на стационарах западного сектора российской Арктики позволяет сделать следующие выводы.

С 1970 по 2018 г. среднегодовая температура воздуха повысилась в среднем по региону примерно на 2.8°C , что близко к “жесткому” сценарию климатических изменений. Потепление климата сопровождается ростом годовой суммы осадков на 5–10 % и увеличением мощности снежного покрова в зоне тундры со скоростью 1.8 см/год (1998–2018 гг.), а в зоне лесотундры и северной тайги – со скоростью 0.6 см/год (2003–2018 гг.).

Во всех биоклиматических зонах и во всех доминантных ландшафтах по мере потепления климата наблюдается повышение среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород. Наибольшие изменения среднегодовой температуры пород наблюдаются в зоне типичной тундры. Средняя скорость возрастания температуры здесь достигает $0.056^{\circ}\text{C}/\text{год}$. В зоне южной тундры и лесотундры скорость роста среднегодовой температуры мерзлых пород составила $0.04\text{--}0.05^{\circ}\text{C}/\text{год}$, в зоне северной тайги – $0.035^{\circ}\text{C}/\text{год}$.

Начиная с 2007 г. во всех биоклиматических зонах, кроме типичной тундры, среднегодовая температура пород в деятельном слое перешла в область положительных значений и началось оттаивание мерзлых толщ сверху, т. е. деградация мерзлоты. При этом процессы деградации развиваются не во всех ландшафтах, а только в наиболее чувствительных к климатическим изменениям.

Оттаивание ММП сверху сопровождается опусканием кровли мерзлоты. В зоне лесотундры оно началось еще в середине 1990-х гг. и к настоящему времени достигло 7–10 м на хорошо дренированных участках. В зоне южной тундры максимальное опускание кровли мерзлоты достигает 7 м на дренированных малолесьных песчаных породах с хорошо развитым кустарниковым покровом. В других случаях опускание кровли мерзлоты пока не превышает 2 м. В зоне северной тайги кровля опустилась на 4–6 м.

Предлагается выделять три этапа деградации мерзлоты в условиях потепления климата. На первом этапе происходит увеличение глубины сезонного оттаивания и возрастание среднегодовой температуры пород. При этом температура остается отрицательной. Мерзлоту можно считать устойчивой. На втором этапе глубина сезонного оттаивания превышает мощность переходного слоя и затрагивает промежуточный слой. Среднегодовая температура пород в верхней части разреза переходит в область положительных значений. Начинается оттаивание промежуточного слоя и опускание кровли мерзлоты. Этот этап характери-

зуется неустойчивым состоянием мерзлоты. Если среднегодовая температура пород в верхних горизонтах принимает положительные значения, а мощность оттаявшей толщи становится больше суммарной мощности сезонного и промежуточного слоев, то наступает этап активной деградации мерзлоты, сопровождающейся быстрым опусканием ее кровли.

Деградация мерзлоты наряду с потеплением климата благоприятствует активному развитию растительного покрова и перемещению границ биоклиматических зон к северу.

Мониторинг температурного режима мерзлых пород проводится в рамках госзадания, согласно Плану НИР ТюмНЦ СО РАН на 2018–2020 гг., протокол № 2 от 08.12.2017 г. Анализ и интерпретация условий и темпов деградации мерзлоты выполнены при поддержке РФФИ (проект № 18-05-60004), изучение влияния климатических изменений на растительный покров – при поддержке РФФИ (проект № 18-55-11005). Экспедиционные работы на площадках мониторинга на Европейском Севере и в Западной Сибири в 2016–2019 гг. выполнялись при финансовой поддержке РНФ (грант 16-17-00102).

Литература

- Анисимов О.А., Белолуцкая М.А., Лобанов В.А. Современные изменения климата и природной среды в области высоких широт Северного полушария // Метеорология и гидрология, 2003, № 1, с. 18–30.
- Васильев А.А., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г. Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 2, с. 10–18.
- Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические и геохимические условия полигональных ландшафтов острова Белый (Карское море) // Инж. геология, 2015а, № 1, с. 50–65.
- Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические и геохимические условия полигональных ландшафтов в районе устья реки Тамбей (север полуострова Ямал) // Инж. геология, 2015б, № 4, с. 36–54.
- Геокриологический словарь / Под ред. В.В. Баулина, В.Э. Мурзаевой. М., ГЕОС, 2003, 140 с.
- Геологический словарь / Под ред. К.Н. Паффенгольца, Л.И. Боровикова, А.И. Жамойды и др. М., Недра, 1973, т. 1, 487 с.
- Каверин Д.А., Пастухов А.В., Новаковский А.Б. Динамика глубины сезонного протаивания тундровых мерзлотных почв (на примере площадки циркулярного мониторинга деятельного слоя в Европейской России) // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 6, с. 35–44.
- Малкова Г.В., Коростелев Ю.В., Садуртдинов М.Р. и др. Современные климатические изменения и температурный режим многолетнемерзлых пород Европейского Севера // Сб. докл. расширенного заседания Науч. совета по криологии Земли РАН “Актуальные проблемы геокриологии” (Москва, 15–16 мая 2018 г.). М., Унив. книга, 2018, т. 1, с. 98–104.

Мельников В.П., Сковрцов А.Г., Малкова Г.В. и др. Результаты изучения геокриологических условий арктических территорий с помощью сейсмических методов // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51, № 1, с. 171–180.

Методические рекомендации по гидрогеологическому и геокриологическому изучению верхних горизонтов пород при региональных и поисковых работах на нефть и газ в криолитозоне / Отв. ред. С.Е. Гречищев, Е.С. Мельников. М., ВСЕГИНГЕО, 1989, 108 с.

Павлов А.В. Мерзлотно-климатический мониторинг России: методология, результаты наблюдений, прогноз // *Криосфера Земли*, 1997, т. I, № 1, с. 47–58.

Павлов А.В. Современные изменения климата на севере России / А.В. Павлов, Г.В. Малкова. Новосибирск, Академ. изд-во “Гео”, 2005, 80 с.

Прик З.М. Климатическое районирование Арктики // *Тр. ААНИИ*. Л., 1971, т. 304, с. 72–84.

Романовский В.Е. Температурный режим вечной мерзлоты Аляски последних 20 лет // *Материалы Междунар. конф. “Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений”*. Тюмень, ТюмГНУ, 2006, т. 1, с. 96–101.

Садуртдинов М.Р., Сковрцов А.Г., Царев А.М. и др. Опыт применения волновых методов геофизики в криолитозоне // *Тр. Междунар. геол.-геофиз. конф. “ГеоЕвразия 2018. Современные методы изучения и освоения недр Евразии”*. Тверь, ООО “ПолиПРЕСС”, 2018, с. 675–679.

Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск, Наука, 1988, 213 с.

АМАР. Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA). Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway, 2011, 15 p.

Biskaborn B.K., Lanckman J.-P., Lantuit H. et al. The new database of the Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P) // *Earth Syst. Sci. Data*, 2015, vol. 7, p. 245–259, DOI: 10.5194/essd-7-245-2015.

Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetz I.J. et al. Permafrost is warming at a global scale // *Nature Communications*, 2019, vol. 10, p. 264, DOI: 10.1038/s41467-018-08240-4.

Boike J., Nitzbon J., Anders K. et al. 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 Syst. Sci. Data Discuss.*, 2018, vol. 11, p. 261–299, DOI: 10.5194/essd-2018-82.

Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E. The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Program: research designs and initial results // *Polar Geogr.*, 2000, vol. 24, No. 3, p. 166–258.

Burn C.R. The thermal regime of cryosols // *Cryosols (Permafrost-Affected Soils)* / J. Kimble (Ed.). Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 2004, p. 391–414.

Drozhdov D.S., Malkova G.V., Ukraintseva N.G., Korostelev Yu.V. Permafrost monitoring of southern tundra landscapes in the Russian European North and West Siberia // *Tenth Intern. Conf. on Permafrost*. Salekhard, The Northern Publisher, 2012, vol. 2, p. 65–70.

Hinzman L.D., Bettez N.D., Bolton W.R. et al. Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other arctic regions // *Climatic Change*, 2005, vol. 72, No. 3, p. 251–298.

IPCC, 2013. Climate Change 2013. The Physical Science Basis // *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* /

T.F. Stocker et al. (Eds.). Cambridge, Cambridge University Press, 2013, 1535 p.

Linderholm H.W., Nicolle M., Francus M. et al. Arctic hydroclimate variability during the last 2000 years: current understanding and research challenges // *Clim. Past*, 2018, vol. 14, p. 473–514, DOI: 10.5194/cp-14-473-2018.

Mazhitova G., Ananjeva-Malkova G., Chestnykh O.V., Zamolodchikov D.G. Active layer spatial and temporal variability at European Russian Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) sites // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2004, vol. 15, p. 113–139.

Nelson F.E., Anisimov O.A., Shiklomanov N.I. Subsidence risk from thawing permafrost // *Nature*, 2001, vol. 410, p. 889–890.

Nicolsky D.J., Romanovsky V.E. Modeling long-term permafrost degradation // *J. Geophys. Res.: Earth Surface*, 2018, vol. 123, DOI: 10.1029/2018JF004655.

Oberman N.G. Contemporary permafrost degradation of the European north of Russia // *Proc. of the Ninth Intern. Conf. on Permafrost* / D.L. Kane, K.M. Hinkel (Eds.) (Fairbanks, June 29–July 3, 2008). Fairbanks, Alaska, 2008, vol. 2, p. 1305–1310.

Osterkamp T.E., Romanovsky V.E. Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes*, 1999, vol. 10, No. 1, p. 17–37.

Romanovsky V., Drozdov D., Oberman N. et al. Thermal state of permafrost in Russia // *Permafrost Periglacial Process*, 2010, vol. 21, No. 2, p. 136–155.

Romanovsky V.E., Kholodov A.L., Marchenko S.S. et al. Thermal state and fate of permafrost in Russia: First Results of IPY // *Proc. of the Ninth Intern. Conf. on Permafrost* / D.L. Kane, K.M. Hinkel (Eds.) (Fairbanks, June 29–July 3, 2008). Fairbanks, Alaska, 2008, vol. 2, p. 1511–1518.

Shur Yu.L., Jorgenson M.T. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems // *Permafrost and Periglacial Process*, 2007, vol. 18, p. 7–19.

Smith S., Romanovsky V., Lewkowicz A. et al. Thermal state of permafrost in North America: a contribution to the International Polar Year // *Permafrost Periglacial Process*, 2010, vol. 21, No. 2, p. 117–135.

Streletskiy D., Anisimov O., Vasiliev A. Permafrost degradation // *Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters*. New York, Elsevier, 2015a, p. 03–344, DOI: 10.1016/B978-0-12-394849-6.00010-X.

Streletskiy D.A., Sherstiukov A.B., Frauenfeld O.W., Nelson F.E. Changes in the 1963–2013 shallow ground thermal regime in Russian permafrost regions // *Environ. Res. Lett.*, 2015b, vol. 10, p. 125005.

Walker D.A., Raynolds M.K., Daniëls F.J.A. et al. The Circumpolar Arctic Vegetation Map // *J. Veget. Sci.*, 2009, vol. 16, No. 3, p. 267–282.

URL: <https://www.gp5.ru/> (дата обращения: 01.09.2019).

URL: <http://www.meteo.ru/data> (дата обращения: 01.09.2019).

References

Anisimov O.A., Belolutskaia M.A., Lobanov V.A. Contemporary changes of climate and environment in the high latitudes of North Hemisphere. *Meteorologiya i Gidrologiya* [Meteorology and Hydrology], 2003, No. 1, p. 18–30 (in Russian).

Vasiliev A.A., Drozdov D.S., Moskalenko N.G. Permafrost temperature dynamics of Western Siberia in context of climate change. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2008, vol. XII, No. 2, p. 10–18 (in Russian).

- Vasil'chuk A.K., Vasil'chuk Yu.K. Engineering-geological and geochemical conditions of Belyi Island (Kara Sea). *Inzhenernaya geologiya* [Engineering Geology], 2015a, No. 1, p. 50–65 (in Russian).
- Vasil'chuk A.K., Vasil'chuk Yu.K. Engineering-geological and geochemical conditions of the Tambey river mouth (North of the Yamal peninsula). *Inzhenernaya Geologiya* [Engineering Geology], 2015b, No. 4, p. 36–54 (in Russian).
- Geokriologicheskij slovar [Geocryological Glossary]. V.V. Baulin, V.E. Murzaev (Eds.). Moscow, GEOS, 2003, 140 p. (in Russian).
- Geologicheskij slovar [Geological Glossary]. K.N. Paffengolz, L.I. Borovikov, A.I. Jamoyda et al. (Eds.). Moscow, Nedra, 1973, vol. 1, 487 p. (in Russian).
- Kaverin D.A., Pastukhov A.V., Novakovskiy A.B. Active layer thickness dynamics in the tundra permafrost-affected soils: a calm site study, the European North of Russia. *Earth's Cryosphere*, 2017, vol. XXI, No. 6, p. 30–38.
- Malkova G.V., Korostelev Yu.V., Sadurtdinov M.R. et al. Contemporary climate change and thermal regime of Permafrost at European North. In: Reports of the Scientific Council session on Cryology of the Earth, Russian Academy of Sciences, "Actual problems of Geocryology" (Moscow, 15–16 May, 2018). Moscow, Univ. kniga, 2018, vol. 1, p. 98–104 (in Russian).
- Melnikov V.P., Skvortsov A.G., Malkova G.V. et al. Seismic studies of frozen ground in Arctic areas. *Russian Geology and Geophysics*, 2010, vol. 51, No., p.36–142, DOI: 10.1016/j.rgg.2009.12.011.
- Metodicheskie rekomendacii po gidrogeologicheskomu i geokriologicheskomu izucheniyu verkhnih gorizontov porod pri regionalnyh i poiskovyh rabotah na neft i gaz v kriolitozone [Methodical recommendations on hydrogeological and geocryological study of the upper horizons of grounds under regional and prospecting works for oil and gas in the cryolithozone]. S.E. Grechishchev, E.S. Melnikov (Eds.). Moscow, VSEGINGEO, 1989, 108 p. (in Russian).
- Pavlov A.V. Permafrost-climate monitoring of Russia: methodology, results of observation and forecast. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 1997, vol. I, No. 1, p. 47–58 (in Russian).
- Pavlov A.V., Malkova G.V. Sovremennye izmeneniya klimata na severe Rossii [Contemporary climate changes on the North of Russia]. Novosibirsk, Academic Publishing House "Geo", 2005, 80 p. (in Russian).
- Prik Z.M. Climatic zoning of Arctic. In: Bulletin of Arctic and Antarctic Research Institute. Leningrad, 1971, vol. 304, p. 72–84 (in Russian).
- Romanovsky V.E. Thermal regime of permafrost in Alaska during the last 20 years // Proc. of the Intern. Conf. "Theory and practice of assessment of the Earth Cryosphere and forecast of its changes". Tyumen, Tyumen State University Press, 2006, vol. 1, p. 96–101 (in Russian).
- Sadurtdinov M.R., Skvortsov A.G., Tsarev A.M. et al. Experience in the application of wave methods of Geophysics in the Permafrost Area. In: Proc. of the Intern. Geological and Geophysical Conf. "Geo Europe. Modern methods of exploration and development of mineral resources in Eurasia". Tver, LLC "PolyPress", 2018, p. 675–679 (in Russian).
- Shur Yu.L. Verkhnij gorizont tolshchi merzlykh porod i termokarst [Upper Horizon of Permafrost and Thermokarst]. Novosibirsk, Nauka, 1988, 213 p. (in Russian).
- AMAP. 2011. Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA). Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway, 2011, 15 p.
- Biskaborn B.K., Lanckman J.-P., Lantuit H. et al. The new database of the Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P). *Earth Syst. Sci. Data*, 2015, No. 67, p. 245–259, DOI: 10.5194/essd-7-245-2015.
- Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetz I.J. et al. Permafrost is warming at aglobal scale. *Nature Communications*, 2019, vol. 10, p. 264, DOI: 10.1038/s41467-018-08240-4.
- Boike J., Nitzbon J., Anders K. et al. 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 Syst. Sci. Data Discuss.*, 2018, vol. 11, p. 261–299, DOI: 10.5194/essd-2018-82.
- Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E. The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) program: research designs and initial results. *Polar Geogr.*, 2000, vol. 24, No. 3, p. 166–258.
- Burn C.R. The thermal regime of cryosols. In: *Cryosols (Permafrost-Affected Soils)* / J. Kimble (Ed.). Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 2004, p. 391–414.
- Drozdov D.S., Malkova G.V., Ukraintseva N.G., Korostelev Yu.V. Permafrost monitoring of southern tundra landscapes in the Russian European North and West Siberia. In: Tenth Intern. Conf. on Permafrost / V.P. Melnikov (Ed.). Salekhard, The Northern Publisher, 2012, vol. 2, p. 65–70.
- Hinzman L.D., Bettez N.D., Bolton W.R. et al. Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other arctic regions. *Climatic Change*, 2005, vol. 72, No. 3, p. 251–298.
- IPCC, 2013. Climate Change 2013. The Physical Science Basis. In: Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / T.F. Stocker et al. (Eds.). Cambridge, Cambridge University Press, 2013, 1535 p.
- Linderholm H.W., Nicolle M., Francus M. et al. Arctic hydroclimate variability during the last 2000 years: current understanding and research challenges. *Clim. Past*, 2018, vol. 14, p. 473–514, DOI: 10.5194/cp-14-473-2018.
- Mazhitova G., Ananjeva-Malkova G., Chestnykh O.V., Zamolodchikov D.G. Active layer spatial and temporal variability at European Russian Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) sites. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2004, vol. 15, p. 113–139.
- Nelson F.E., Anisimov O.A., Shiklomanov N.I. Subsidence risk from thawing permafrost. *Nature*, 2001, vol. 410, p. 889–890.
- Nicolsky D.J., Romanovsky V.E. Modeling long-term permafrost degradation. *J. Geophys. Res.: Earth Surface*, 2018, vol. 123, DOI: 10.1029/2018JF004655.
- Oberman N.G. Contemporary permafrost degradation of the European north of Russia. In: Proc. of the Ninth Intern. Conf. on Permafrost / D.L. Kane, K.M. Hinkel (Eds.) (Fairbanks, June 29–July 3, 2008). Fairbanks, Alaska, 2008, vol. 2, p. 1305–1310.
- Osterkamp T.E., Romanovsky V.E. Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1999, vol. 10, No. 1, p. 17–37.
- Romanovsky V., Drozdov D., Oberman N. et al. Thermal state of permafrost in Russia. *Permafrost Periglacial Process*, 2010, vol. 21, No. 2, p. 136–155.
- Romanovsky V.E., Kholodov A.L., Marchenko S.S. et al. Thermal state and fate of permafrost in Russia: First Results of IPY. In: Proc. of the Ninth Intern. Conf. on Permafrost / D.L. Kane,

K.M. Hinkel (Eds.) (Fairbanks, June 29–July 3, 2008). Fairbanks, Alaska, 2008, vol. 2, p. 1511–1518.

Shur Yu.L., Jorgenson M. T. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. Permafrost and Periglacial Process, 2007, vol. 18, p. 7–19.

Smith S., Romanovsky V., Lewkowicz A. et al. Thermal state of permafrost in North America: a contribution to the International Polar Year. Permafrost Periglacial Process, 2010, vol. 21, No. 2, p. 117–135.

Streletskiy D., Anisimov O., Vasiliev A. Permafrost degradation. In: Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters. New York, Elsevier, 2015, p. 303–344, DOI: 10.1016/B978-0-12-394849-6.00010-X.

Streletskiy D.A., Sherstiukov A.B., Frauenfeld O.W., Nelson F.E. Changes in the 1963–2013 shallow ground thermal regime in Russian permafrost regions. Environ. Res. Lett., 2015, vol. 10, p. 125005.

Walker D.A., Raynolds M.K., Daniëls F.J.A. et al. The Circumpolar Arctic Vegetation Map. J. Veget. Sci., 2009, vol. 16, No. 3, p. 267–282.

URL: <https://www.rp5.ru/> (last visited: 01.09.2019).

URL: <http://www.meteo.ru/data> (last visited: 01.09.2019).

*Поступила в редакцию 21 мая 2019 г.,
после доработки – 7 октября 2019 г.,
принята к публикации 15 октября 2019 г.*