

АТМОСФЕРНЫЕ ЯВЛЕНИЯ И КЛИМАТ

УДК 551.581.21 (551.34)

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2019-4(68-78)

ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ
КРИОЛИТОЗОНЫ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИД.А. Каверин¹, Е.М. Лаптева¹, В.М. Щанов¹, А.В. Пастухов¹, Л.С. Шарая², П.А. Шарый³¹Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, Сыктывкар, ул. Коммунистическая, 28, Россия; dkav@mail.ru²Институт экологии Волжского бассейна РАН, 445003, Тольятти, ул. Комзина, 10, Россия³Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, г. Пушкино, Московская обл., ул. Институтская, 2, Россия

На основе геоинформационного анализа базы данных с высоким пространственным разрешением WorldClim и данных региональной геокриологической карты определены климатические параметры и индексы, эффективно маркирующие границы геокриологических подзон европейского Северо-Востока России. Анализ климатических характеристик, обуславливающих географическую дифференциацию региональных геокриологических условий, проведен для фонового периода 1960–1990 гг. Для оценки эффективности климатических маркеров геокриологических границ предложено использовать коэффициенты вариации их значений. Снижение коэффициентов вариации с севера на юг подчеркивает “усиление” эффективности применения климатических маркеров по мере приближения к южному пределу криолитозоны. Для повышения эффективности отдельных климатических маркеров геокриологических границ предложено разделение региона на два сектора. Уравнение множественной регрессии, сочетающее коэффициент морозности воздуха, годовую амплитуду температур воздуха и сумму осадков июля, объясняет географическое положение региональных геокриологических границ на 83 %.

Геоинформационный анализ, климатические параметры и индексы, региональные геокриологические границы, множественная регрессия

CLIMATIC GEOINFORMATION ANALYSIS OF THE CRYOLITHOZONE
IN THE NORTHEAST OF EUROPEAN RUSSIAD.A. Kaverin¹, E.M. Lapteva¹, V.M. Shchanov¹, A.V. Pastukhov¹, L.S. Sharaya², P.A. Shary³¹Institute of Biology, Komi Scientific Centre UB RAS, 28, Kommunisticheskaya str., Syktyvkar, 167982, Russia; dkav@mail.ru²Institute of Ecology of the Volga Basin, RAS, 10, Komzina str., Togliatti, 445003, Russia³Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, RAS, 2, Institutskaya str., Pushchino, Moscow Region, 142290, Russia

Based on the geoinformation analysis, the main climatic markers (parameters and indices) of the geocryological boundaries of the cryolithozone in the European northeast of Russia have been determined. Calculations of climatic data are based on the analysis of the WorldClim database with high spatial resolution and of regional permafrost map. The analysis of climatic characteristics, stipulating the geographical differentiation of regional permafrost conditions was carried out for the background period (1960–1990). To assess the efficiency of climatic markers of permafrost boundaries, it is proposed to use the values of their variation coefficients. The decrease in the variation coefficients from north to south emphasizes the efficiency “strengthening” of climate markers towards the southern permafrost limit. To improve the efficiency of individual climatic markers of permafrost boundaries, a subdivision of the region into two sectors has been proposed. The multiple regression equation, combining air frost number (air frost index), annual amplitude of air temperature and July precipitation, explains the geographic position of regional permafrost boundaries by 83 %.

Geoinformation analysis, climatic parameters and indices, regional permafrost boundaries, multiple regression

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы наблюдается значительный прогресс в области моделирования биоклиматических условий настоящего, прошлого и будущего [Fick, Hijmans, 2017]. Один из актуальных вопросов – анализ климатических условий формирования и динамики современных многолетнемерзлых

пород (ММП) [Gruber, 2012]. Ареал современной криолитозоны является “продуктом” предыдущих климатических эпох [Shur, Jorgenson, 2007]. Расчеты климатических параметров геокриологических границ выполняются на основе метеорологических данных либо климатических моделей [Ани-

симова, Шерстюков, 2016; Sazonova, Romanovsky, 2003]. Эти климатические параметры описывают области, где температурные условия благоприятны для формирования и существования ММП [Lawrence, Slater, 2005]. Наиболее простой характеристикой для приближенной оценки мерзлотно-климатических условий является температура воздуха, оказывающая основное влияние на температуру почв на Европейском Севере [Шерстюков, 2008]. Однако целесообразнее применять климатические индексы, поскольку они характеризуют соотношение сумм отрицательных и положительных температур воздуха. Критические значения климатических индексов, описывающие географическое положение геокриологических границ, определяются при наложении пространственно-дифференцированных климатических матриц на существующие геокриологические карты [Nelson, Outcalt, 1987].

Большинство климатических моделей характеризуется относительно низким пространственным разрешением [Павлова и др., 2007; Slater, Lawrence, 2013]. Использование матриц с растровыми слоями высокого разрешения необходимо для проведения более качественного географического анализа условий окружающей среды [Hijmans et al., 2005]. Это позволяет выполнять исследования и на региональном уровне [Груза и др., 2006; Aalto et al., 2017]. Создание и использование растровых региональных климатических матриц дает возможность улучшить качество геоинформационного анализа.

Революционное развитие ГИС-технологий способствует значительной модернизации географического анализа климатических условий криолитозоны [Павлов, Ананьева, 2004]. Субарктика северо-востока Европейской России является одним из регионов, наиболее чувствительных к изменению климата [Оберман, Шеслер, 2009; Малкова и др., 2011]. В пределах региональной криолитозоны распространены массивы преимущественно высокотемпературных ММП, относительно нестабильных на фоне климатического потепления [Мажитова, 2008; Каверин и др., 2014]. Формирование современных массивов эпигенетических ММП в южной части региональной криолитозоны началось около 2 тыс. лет назад [Oksanen et al., 2003]. На протяжении последующего времени геокриологические условия неоднократно менялись [Андреичева, Голубева, 2008], но обширные массивы ММП в регионе сохранялись. За последние десятилетия в криолитозоне произошли значительные изменения [Малкова и др., 2011]. В связи с этим сравнительный анализ климатических характеристик криолитозоны для так называемого фонового периода (1960–1990 гг.) представляет особый интерес. Сравнение современных климатических показателей с параметрами для фоново-

го периода позволит оценить произошедшие климатические изменения с позиций климатической устойчивости ММП. Использование климатических маркеров геокриологических границ перспективно и при оценке прогнозируемых климатических изменений в криолитозоне.

Цель работы – выявить климатические параметры и индексы, эффективно маркирующие границы геокриологических подзон в криолитозоне европейского Северо-Востока России. Исследования выполнялись методами геоинформационного анализа и множественной регрессии. В качестве основы использовались биоклиматическая матрица высокого пространственного разрешения [Hijmans et al., 2005] и региональная геокриологическая карта [Осадчая, Тумель, 2012]. Работа преследует скорее методические цели, предназначена для геокриологов и почвоведов, исследующих температурный режим почв и подстилающих их многолетнемерзлых пород. Анализ климатических маркеров геокриологических границ актуален при расчете климатических параметров для конкретных точек мониторинга температурного режима почв. Полученные результаты помогут понять “степень смещения” современных и прогнозируемых климатических показателей относительно их значений во второй половине XX в. с точки зрения геокриологической зональности.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве территории исследований выбрана криолитозона европейского Северо-Востока России с прилегающими к ней районами со сплошным распространением талых почвогрунтов (рис. 1). Картографической основой являет-

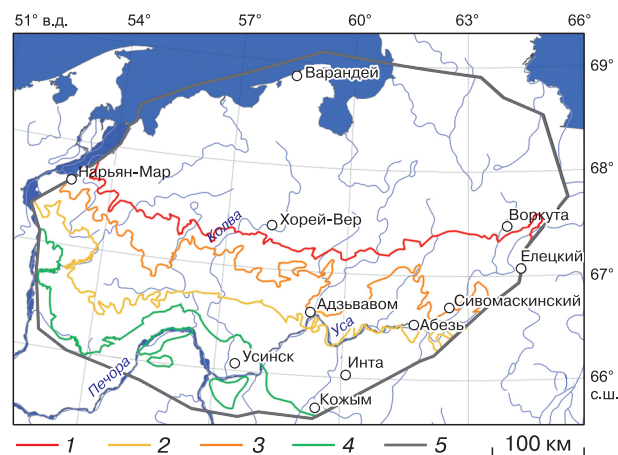


Рис. 1. Границы геокриологических подзон Большеземельской тундры [Осадчая, Тумель, 2012].

Тип распространения ММП: 1 – сплошное, 2 – прерывистое, 3 – массивно-островное, 4 – редкоостровное. 5 – граница территории исследований.

сы цифровая полигональная геокриологическая карта Большеземельской тундры масштаба 1:1 000 000, схематическая модель которой приведена в работе Г.Г. Осадчей и Н.В. Тумель [2012]. На карте обозначены южные границы геокриологических подзон со сплошным ($\geq 90\%$), прерывистым (50–90%), массивно-островным (10–50%) и редкоостровным ($< 10\%$) распространением ММП.

В качестве математической основы для геоинформационного анализа использовались базы данных биоклиматической матрицы WorldClim 1.0 [Hijmans et al., 2005] с пространственным разрешением 30" (около 1 км²) на 1 пиксель. Атрибутивная база матрицы включает основные климатические параметры, усредненные для периода 1960–1990 гг.: среднемесячные, минимальные и максимальные температуры воздуха, среднемесячные количества осадков и др.

Для геоинформационного анализа климатических параметров и индексов региональной криолитозоны в программном пакете Erdas Imagine 2014 выполнено объединение атрибутивной информации в единый растровый слой. На основе атрибутивных данных рассчитаны климатические параметры и индексы, выбранные в качестве возможных климатических маркеров геокриологических границ: среднегодовая температура воздуха ($T_{\text{год}}$), суммы отрицательных температур воздуха (FDD), суммы положительных температур воздуха (DDT), годовое количество осадков (R^i), количество зимних осадков (R^w), коэффициенты морозности (F^a, F^b), индекс относительной суровости климата (I), индекс сухости (D), индекс сухости холодного периода (D^w).

Коэффициент морозности рассчитывался по формуле

$$F^a = \sqrt{\frac{FDD_+}{DDT}}. \quad (1)$$

Для уменьшения возможных математических ошибок рассчитан альтернативный коэффициент морозности [Nelson, Outcalt, 1987]

$$F^b = \frac{\sqrt{FDD_+}}{\sqrt{FDD_+} + \sqrt{DDT}}. \quad (2)$$

При расчете индексов суммы отрицательных температур приводятся к положительным значениям ($FDD_+ = FDD \cdot (-1)$) в связи с излечением из них квадратного корня [Heginbottom, 1984].

Индекс относительной суровости климата представляет отношение среднемесячной температуры самого холодного месяца (T_{min}) к самому теплоту (T_{max}) [Демченко и др., 2002]:

$$I = T_{\text{min}}/T_{\text{max}}. \quad (3)$$

Индекс сухости обозначает отношение годового количества осадков к сумме положительных температур воздуха:

$$D = R^i/DDT. \quad (4)$$

Для оценки зимних климатических условий предложено отдельно использовать индекс сухости холодного периода, характеризующий отношение количества осадков холодного периода к сумме отрицательных температур воздуха:

$$D^w = R^w/FDD. \quad (5)$$

Геоинформационный анализ включал наложение векторных границ геокриологических подзон на растровую матрицу, содержащую наборы рассчитанных климатических параметров и индексов. В результате рассмотрены диапазоны значений климатических характеристик (параметров и индексов) вдоль всех рассматриваемых границ, определены средние, максимальные, минимальные значения и коэффициенты вариации исследуемых климатических характеристик. Коэффициенты вариации рассчитывались по формуле

$$K_{\text{var}} = \frac{S_d}{M} \cdot 100\%,$$

где K_{var} – коэффициент вариации, %; S_d – стандартное отклонение; M – среднее значение.

По итогам расчетов выделены климатические параметры и индексы, рекомендованные в качестве маркеров региональных геокриологических границ.

Расчеты модели множественной регрессии для определения климатических характеристик геокриологических границ выполнялись в Институте экологии Волжского бассейна РАН по методике, предложенной П.А. Шарым с соавт. [2011]. Зависимой переменной были условные значения границ геокриологических подзон ($SubZ$), которые ранжировались в виде баллов, отвечающих порядковому номеру подзоны, возрастающему с юга на север: 1 – подзона сплошного распространения сезонномерзлых пород, 2 – подзона редкоостровного распространения ММП, 3 – массивно-островного, 4 – прерывистого, 5 – сплошного. Применение множественной регрессии для дополнительной границы области сезонного промерзания значительно улучшило результаты модели для региональной криолитозоны. В процессе анализа сформирована матрица, на основе которой для каждой из пяти границ выбирались по 40 ее элементов. Полученные в точках значения сравнивались со всеми климатическими показателями температур, осадков месяцев, сезонов и периодов, а также с 19 биоклиматическими данными базы WordClim 1.0. Регрессионные модели верифицировались методом кросс-валидации.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Климатические параметры. Для территории Большеземельской тундры характерно повышение среднегодовой температуры воздуха с северо-востока на юго-запад (рис. 2, а). Шаг роста $T_{\text{год}}$ между геокриологическими границами варьирует от 0.3 до 0.9 °С, постепенно увеличиваясь к югу. Региональные геокриологические границы характеризуются максимально высокими коэффициентами вариации данного параметра (табл. 1). Распределение значений DDT имеет широтный характер их изменения (см. рис. 2, б). Коэффициенты вариации DDT относительно низкие – 3.3–4.1 % (см. табл. 1). Значения FDD уменьшаются с юго-запада на северо-восток, их коэффициенты вариации в 2–3 раза выше, чем для DDT (см. рис. 2, в; табл. 1).

Годовое количество осадков в регионе постепенно увеличивается к югу (см. рис. 2, г). Коэффициенты вариации R^i относительно невысокие, постепенно снижаются к южной границе криолитозоны (см. табл. 1). Пространственное распределение зимних осадков имеет схожий характер. При этом в северной части Большеземельской тундры значения R^w увеличиваются с северо-востока на юго-запад, тогда как на южном пределе криолитозоны увеличение количества осадков имеет широтный характер (см. рис. 2, д). Коэффициенты вариации R^w существенно снижаются от южной границы подзоны сплошного распространения ММП к южному пределу редкоостровного распространения ММП (см. табл. 1).

Климатические индексы. Значения коэффициента морозности F^a уменьшаются с северо-востока на юго-запад (рис. 3, а). Низкие значения коэффициента вариации F^a характерны для южной границы региональной криолитозоны, на других геокриологических границах его значения выше (см. табл. 1). Географическое распределение значений альтернативного коэффициента морозности F^b аналогично распределению F^a . Однако изменения значений F^b имеют субширотный характер (см. рис. 3, б) и минимальные коэффициенты вариации на всех геокриологических границах (см. табл. 1).

Индекс относительной суровости климата I , аналогично коэффициентам морозности F^a, F^b , отражает постепенное уменьшение суровости климата с северо-востока на юго-запад (см. рис. 3, в). Значения его коэффициента вариации низкие только на южной границе региональной криолитозоны (см. табл. 1). Индекс сухости D определяет повышенную степень увлажнения Большеземельской тундры по сравнению с территорией южнее (см. рис. 3, г). С севера на юг значения D постепенно снижаются, что согласуется с увеличением среднегодовой температуры воздуха. При этом все геокриологические границы характеризуются относительно низкими значениями его коэффициента вариации (см. табл. 1). Значения индекса сухости холодного периода D^w увеличиваются в направлении с северо-востока на юго-запад (см. рис. 3, д). Все геокриологические границы, кроме самой южной, характеризуются высокими средни-

Таблица 1. Климатические параметры и индексы геокриологических границ Большеземельской тундры

Показатель	Номер*	Климатический параметр					Климатический индекс				
		$T_{\text{год}}, \text{ }^\circ\text{C}$	$DDT, \text{ }^\circ\text{C-сут}$	$FDD, \text{ }^\circ\text{C-сут}$	$R^i, \text{ мм}$	$R^w, \text{ мм}$	$F^a (1)$	$F^b (2)$	$I (3)$	$D (4)$	$D^w (5)$
Среднее	1	-5.1	1094	-2921	448	80	1.63	0.62	1.57	4.10	0.47
	2	-4.8	1141	-2843	465	83	1.58	0.61	1.51	4.08	0.49
	3	-4.0	1224	-2659	484	89	1.47	0.60	1.41	3.96	0.54
	4	-3.1	1353	-2442	511	97	1.34	0.57	1.29	3.78	0.62
Минимум	1	-7.2	994	-3574	404	62	1.45	0.59	1.92	3.75	0.58
	2	-6.1	1042	-3295	435	70	1.41	0.59	1.70	3.71	0.60
	3	-5.7	1122	-3189	450	73	1.33	0.57	1.66	3.65	0.64
	4	-4.1	1232	-2757	470	88	1.27	0.56	1.43	3.54	0.66
Максимум	1	-3.6	1186	-2444	491	94	1.90	0.65	1.35	4.62	0.31
	2	-3.4	1253	-2411	501	96	1.73	0.63	1.34	4.46	0.36
	3	-2.9	1342	-2266	524	100	1.68	0.63	1.26	4.35	0.38
	4	-2.4	1465	-2264	545	103	1.48	0.60	1.22	4.33	0.54
Коэффициент вариации	1	20.0	4.1	11.3	4.5	10.9	7.5	2.9	9.5	3.6	18.7
	2	15.5	3.3	8.5	3.2	8.5	5.5	2.1	6.4	3.5	14.8
	3	19.3	4.0	9.1	3.4	7.8	6.2	2.5	6.6	3.1	13.6
	4	12.7	3.8	4.5	3.0	3.6	3.6	1.5	3.7	3.9	4.5

* Номера геокриологических границ с распространением ММП: 1 – сплошным, 2 – прерывистым, 3 – массивно-островным, 4 – редкоостровным. В скобках у величин указаны номера формул.

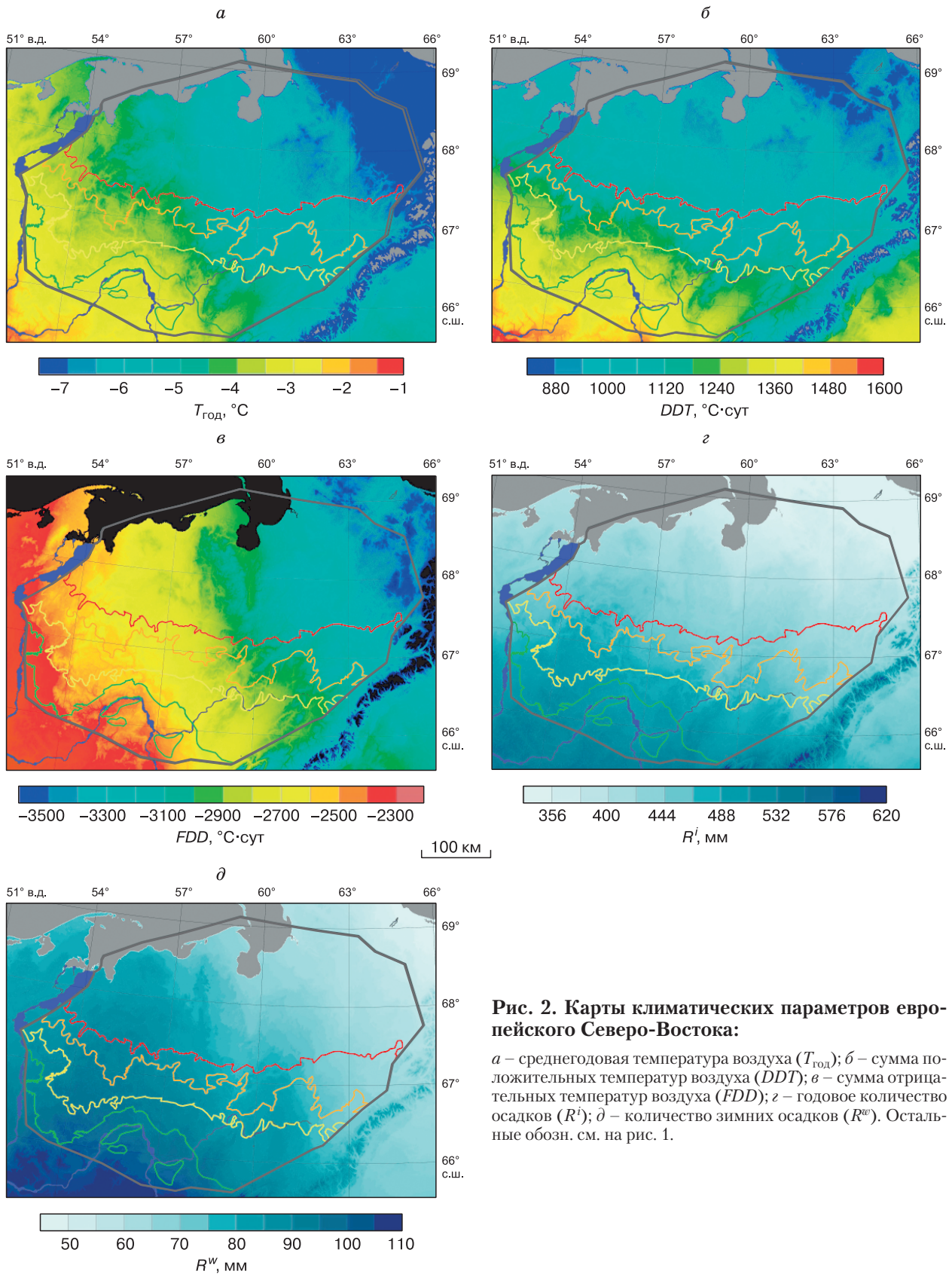


Рис. 2. Карты климатических параметров европейского Северо-Востока:

а – среднегодовая температура воздуха ($T_{\text{год}}$); *б* – сумма положительных температур воздуха (DDT); *в* – сумма отрицательных температур воздуха (FDD); *з* – годовое количество осадков (R^i); *д* – количество зимних осадков (R^w). Остальные обозн. см. на рис. 1.

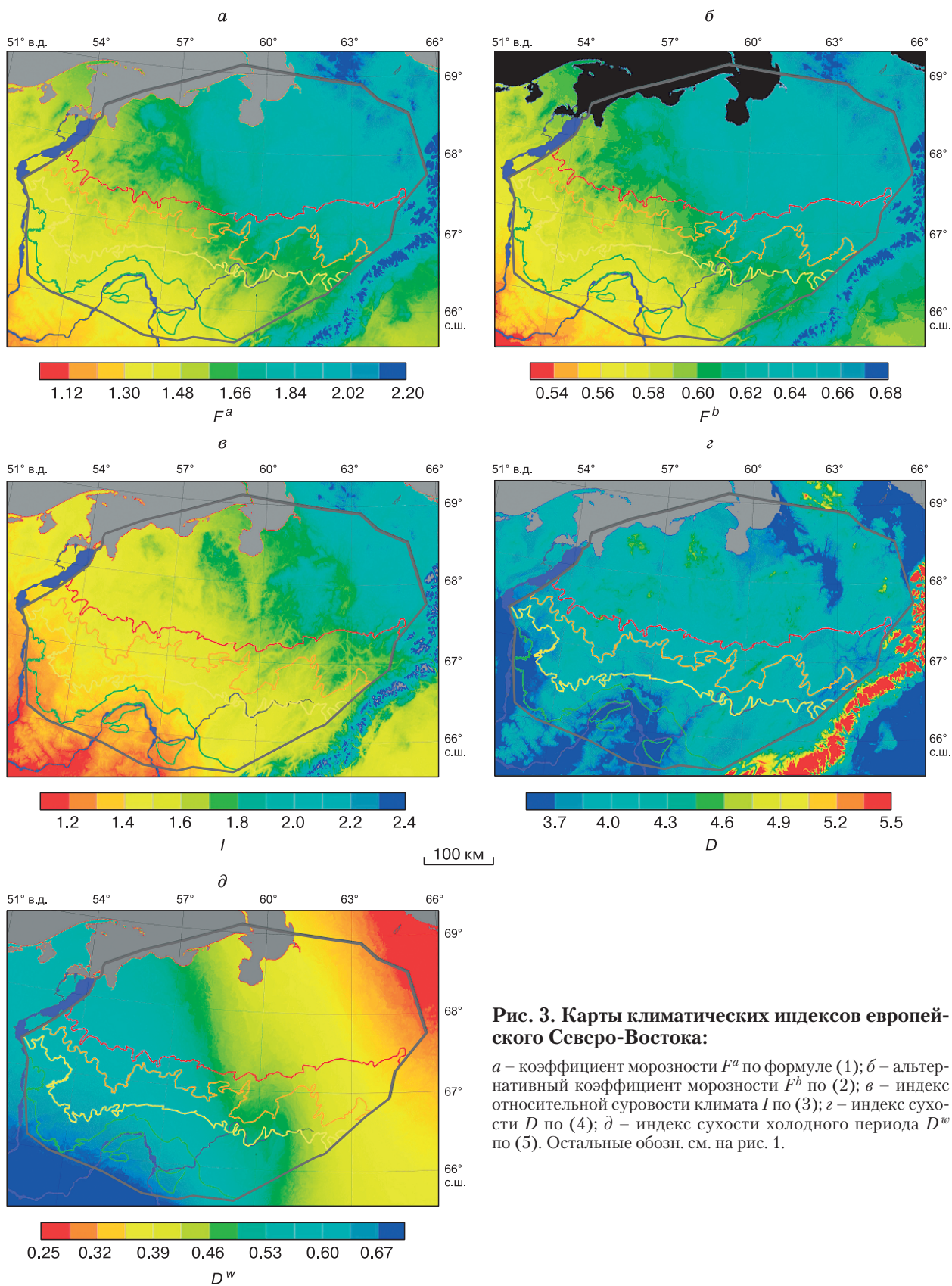


Рис. 3. Карты климатических индексов европейского Северо-Востока:

a – коэффициент морозности F^a по формуле (1); *б* – альтернативный коэффициент морозности F^b по (2); *в* – индекс относительной суровости климата I по (3); *г* – индекс сухости D по (4); *д* – индекс сухости холодного периода D^w по (5). Остальные обозн. см. на рис. 1.

ми значениями коэффициента вариации D^w (см. табл. 1).

Множественная регрессия. На основе мультирегрессионного анализа представленных выше климатических характеристик можно вывести уравнение множественной регрессии вида

$$\ln SubZ = aA + bB + cC + dD + e, \quad (6)$$

где \ln – натуральный логарифм значений; $SubZ$ – ранжированные условные значения границ геофизиологических подзон; A, B, C, D – климатические предикторы (независимые переменные); a, b, c, d, e – регрессионные коэффициенты, рассчитанные по данным измерений значений климатических предикторов на исследуемых границах. В уравнении все предикторы значимы. Любые комбинации климатических предикторов, где нарушался критерий их независимости, исключались из анализа. Из всех климатических предикторов выбраны четыре, имеющие наибольший коэффициент детерминации R^2 при выполнении критерия независимости предикторов. Доля объясненной предикторами дисперсии зависимой переменной равна $100 \cdot R^2$.

Полученное уравнение описывает смену климатических условий на границах геофизиологических подзон при одновременном изменении значимых климатических предикторов:

$$\ln SubZ = 2.897F^b - 0.1200\Delta T - 3.364(F^b - F_{cp}^b)^2 - 0.04410R^{Jul} + 4.386, \quad (7)$$

$$R^2 = 0.831 \text{ (Degr} = 0.70 \%), R^i < 10^{-6}.$$

Отсюда следует, что увеличение относительной площади ММП к северу согласуется с комплексным изменением климатических характеристик: возрастанием коэффициента морозности F^b , снижением годовой амплитуды температуры воздуха ΔT и осадков июля R^{Jul} . Для уменьшения статистической зависимости между линейным и нелинейным членами коэффициента морозности использован центрированный квадрат $(F^b - F_{cp}^b)^2$, где F_{cp}^b – среднее значение коэффициента морозности на протяжении всей границы геофизиологической подзоны.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ рассчитанных коэффициентов вариации показал, что в качестве универсальных климатических маркеров региональных геофизиологических границ могут быть в отдельности использованы такие климатические характеристики, как DDT, F^b и D . Южная граница региональной криолитозоны (подзоны редкоостровного распространения ММП) дополнительно маркируется по значениям FDD, F^a, I и D^w . Однако использование последних нецелесообразно для анализа границ

внутри региональной криолитозоны (см. табл. 1). Основная причина этого – специфика пространственного распределения большинства климатических параметров на территории криолитозоны, обусловленная возрастанием суровости климата с юго-запада на северо-восток. Средние коэффициенты вариации возрастают от южной границы криолитозоны к северу, достигая максимальных значений на южном пределе сплошного распространения ММП. Годовое и зимнее количество осадков не может использоваться в качестве надежных климатических маркеров геофизиологических границ, однако их влияние учтено при расчете индексов сухости D, D^w .

При определении климатических пределов природных зон в случае существенного пересечения значений климатических индексов используется метод географического разделения территории на секторы [Анисимов и др., 2011]. Геоинформационный анализ исследуемых климатических характеристик выявил различия между западной и восточной частями Большеземельской тундры. При этом условная климатическая граница наиболее четко определяется по меридиану 58° в.д. Внутрорегиональные различия климатических характеристик геофизиологических границ усложняются разнообразием почвообразующих пород, рельефа, растительного покрова и т. д. Восточный сектор в большей мере относится к равнинам Предуралья, западный – к более плоской Печорской равнине [Оберман, Шеслер, 2009]. Раздельный (для западного и восточного секторов региона) анализ климатических характеристик выявил значительное уменьшение (в 1.5–2 раза) их коэффициентов вариации (табл. 2).

При раздельном анализе климатических секторов максимальное (по сравнению с региональными значениями) уменьшение коэффициентов вариации наблюдается для FDD, DDT, F^a, F^b, I . При этом значения коэффициента вариации F^b становятся минимальными, варьируя в диапазоне 0.8–1.3 (см. табл. 2). Данный факт подчеркивает “максимальную надежность” этого климатического индекса при маркировании геофизиологических границ на региональном уровне.

Значения коэффициента F^b на геофизиологических границах восточного и западного секторов Большеземельской тундры несколько различаются (см. табл. 2). Западный сектор характеризуется большими суммами DDT и меньшими FDD по сравнению с восточным. Здесь ММП находятся в относительно мягких климатических условиях и значения F^b соответственно ниже, чем в восточном секторе. Аналогичная ситуация наблюдается с индексами F^a, I , отражающими степень суровости климата. В целом западный сектор Большеземельской тундры характеризуется меньшими значениями коэффициентов вариации в сравнении с

Таблица 2. Климатические параметры и индексы геокриологических границ западного и восточного секторов Большеземельской тундры

Показатель	Сектор	Номер	Климатический параметр					Климатический индекс				
			$T_{\text{год}}, ^\circ\text{C}$	$DDT, ^\circ\text{C}\cdot\text{сут}$	$FDD, ^\circ\text{C}\cdot\text{сут}$	$R^i, \text{мм}$	$R^w, \text{мм}$	$F^a (1)$	$F^b (2)$	$I (3)$	$D (4)$	$D^w (5)$
Среднее	Западный	1	-4.1	1134	-2607	465	88	1.52	0.60	1.44	4.10	0.55
		2	-3.9	1173	-2583	476	90	1.48	0.60	1.41	4.06	0.57
		3	-3.4	1255	-2477	491	93	1.41	0.58	1.34	3.92	0.60
		4	-3.0	1357	-2418	509	97	1.34	0.57	1.28	3.76	0.63
	Восточный	1	-5.9	1060	-3182	435	74	1.73	0.63	1.69	4.10	0.40
		2	-5.3	1120	-3017	457	79	1.64	0.62	1.58	4.09	0.44
		3	-4.9	1178	-2921	473	82	1.57	0.61	1.51	4.02	0.46
		4	-3.8	1315	-2664	525	96	1.42	0.59	1.37	4.00	0.57
Коэффициент вариации	Западный	1	7.7	2.0	3.8	2.3	3.2	2.7	1.1	3.2	3.8	4.1
		2	7.1	2.3	3.4	2.4	3.2	2.4	1.0	2.6	3.0	4.0
		3	9.2	3.0	3.8	3.1	3.8	2.8	1.2	2.8	2.8	3.7
		4	10.7	3.8	3.6	3.0	3.6	3.1	1.3	3.0	3.3	3.7
	Восточный	1	10.4	2.5	6.3	3.5	8.5	4.2	1.5	6.2	3.5	13.6
		2	7.1	2.4	4.3	2.6	6.4	2.5	1.0	3.7	3.8	10.0
		3	6.8	1.4	3.9	2.4	6.2	2.2	0.9	3.3	2.9	9.6
		4	5.8	2.0	2.0	2.1	2.7	2.0	0.8	2.6	4.0	2.9

восточным сектором, где больше выражено влияние Уральской горной страны.

В связи с вышеизложенным предложено использовать в качестве надежных климатических маркеров, обозначающих региональные геокриологические границы, показатели, коэффициенты вариации которых находятся в диапазоне 0–4. При рассмотрении климатических характеристик по секторам диапазон может быть снижен до 0–3. При этом в качестве наиболее надежного и универсального климатического индикатора в регионе рекомендуется использовать коэффициент морозности F^b . Расчеты данного индекса перспективно применять при анализе климатических изменений начала XXI в., а также для реанализа данных климатических моделей, содержащих прогнозные и палеоклиматические сценарии [Кислов и др., 2008].

Определение диапазонов значений климатических маркеров геокриологических границ сопоставимо с системой экосистемно-климатической классификации ММП [Shur, Jorgenson, 2007]. Пространственная дифференциация геокриологических границ тесно связана с почвенной зональностью, прослеживающейся в увеличении доли мерзлотных почв к северу, уменьшении глубины сезонного протаивания и среднегодовой температуры почв [Геокриологическая карта..., 1997; Почвенная карта..., 1988]. Сплошное распространение ММП в регионе определяется преимущественно суровыми климатическими условиями ($F^b \geq 0.62$). Тундровые мерзлотные почвы в регионе развиваются на почвообразующих породах разного состава и генезиса, среднегодовые температуры почв

($T_{\text{п}}$) варьируют преимущественно в пределах $-2...-4$ °C. В подзонах прерывистого и массивно-островного распространения локализация массивов ММП определяется как ландшафтными, так и климатическими факторами ($F^b = 0.60-0.62$). При этом благоприятные условия для существования мерзлотных почв сохраняются преимущественно в пределах малоснежных болотных и суглинистых массивов ($T_{\text{п}} = -0.5...-2$ °C). В подзоне редкоостровного распространения ($F^b = 0.57-0.60$) ММП существуют исключительно в экологически защищенных условиях болотных экосистем в виде изолированных массивов с торфяными мерзлотными почвами ($T_{\text{п}} = 0...-0.5$ °C).

Самые южные массивы ММП на Восточно-Европейской равнине локализованы в пределах Усинского болота ($65^\circ 45'$ с.ш., $57^\circ 20'$ в.д.) [Oksanen et al., 2003], контур которого находится в диапазоне значений индекса $F^b = 0.56-0.57$. Территория с более низким значением F^b относится к областям сплошного распространения сезонноталых почв. Климатические условия здесь неблагоприятны для сохранения ММП даже в болотных экосистемах. В континентальных районах Северной Америки критическое значение коэффициента морозности воздуха для существования ММП составляет 0.5 [Brown, 1967]. Повышенные значения F^b для южной границы восточно-европейской криолитозоны обусловлены большей мягкостью климата в сравнении с североамериканской Субарктикой.

Мультирегрессионный анализ климатических предикторов геокриологических границ дополняет приведенные выше математические расчеты. Уравнение множественной регрессии (7)

позволяет определить оптимальное сочетание климатических параметров и индексов, описывающих географическое положение региональных геокриологических границ на всем их протяжении. Полученная модель на 83 % объясняет географическое положение границ геокриологических подзон на основе четырех климатических предикторов. Первый наиболее влиятельный предиктор F^b определяет на 47 % смену подзон, второй климатический предиктор ΔT и третий – R^{Jul} определяют 19.1 и 16.0 % соответственно.

Уменьшение осадков июля как наиболее теплого и влажного месяца способствует снижению теплопроводности почв в результате уменьшения их влажности [Шеин, 2005]. Это, в свою очередь, на фоне понижения температуры воздуха к северу обуславливает климатические условия для снижения мощности сезонноталого слоя в различных типах экосистем. Уменьшение годовой амплитуды температуры воздуха на границах геокриологических подзон к северу объясняется снижением континентальности климата по мере приближения к побережью Баренцева моря [Атлас..., 1976].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе геоинформационного анализа в качестве основных климатических маркеров региональных границ геокриологических подзон определены климатические параметры и индексы, значения коэффициентов вариации (K_{var}) которых находятся в диапазоне 1–4. Наиболее надежным и универсальным климатическим маркером геокриологических границ является коэффициент морозности F^b ($K_{\text{var}} = 1.5–2.9$ %). Дополнительными климатическими маркерами геокриологических границ могут считаться индекс сухости D ($K_{\text{var}} = 3.1–3.9$ %) и суммы положительных температур воздуха DDT ($K_{\text{var}} = 3.3–4.1$ %).

Коэффициенты вариации всех климатических параметров и индексов в пределах региональной криолитозоны снижаются к югу. Максимальные значения коэффициентов вариации фиксируются на границе сплошного распространения ММП, минимальные – на южном пределе криолитозоны. В качестве климатических маркеров южной границы криолитозоны европейского Северо-Востока дополнительно могут использоваться: сумма отрицательных температур воздуха FDD ($K_{\text{var}} = 4.5$ %), индекс суровости климата I ($K_{\text{var}} = 3.7$ %), коэффициент морозности F^a ($K_{\text{var}} = 3.6$ %) и индекс сухости холодного периода D^w ($K_{\text{var}} = 4.5$ %).

Южная граница подзоны сплошного распространения ММП маркируется средним значением коэффициента морозности F^b равным 0.62, прерывистого – 0.61, массивно-островного – 0.60, редко-островного – 0.57. Южная граница криолитозоны

маркируется средними значениями показателей: $D \geq 3.78$, $DDT \geq 1353$ °С·сут, $FDD \leq -2442$ °С·сут, $F^a \geq 1.48$, $D^w \leq 0.62$, $I \geq 1.29$.

Геоинформационный анализ дифференциации исследуемых показателей выявил климатические различия между западным и восточным секторами региональной криолитозоны, условная климатическая граница между которыми проходит по меридиану 58° в.д. При раздельном рассмотрении выделенных секторов коэффициенты вариации климатических характеристик снижаются в 1.5–2 раза. В западном секторе ММП находятся в более мягких климатических условиях, что отражается в различии значений климатических маркеров. Восточный климатический сектор региональной криолитозоны отличается большими значениями коэффициентов вариации, что объясняется влиянием прилегающей Уральской горной страны.

На основе множественного регрессионного анализа рассчитана пространственная модель, на 83 % объясняющая географическое положение региональных границ геокриологических подзон при комплексном изменении климатических показателей. При этом увеличение относительной площади распространения ММП к северу согласуется с увеличением коэффициента морозности F^b (49.0 %), снижением годовой амплитуды температуры воздуха ΔT (19.1 %) и количества летних осадков R^{Jul} (16 %).

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИБ Коми НЦ УрО РАН № АААА-А17-117122290011-5 “Выявление общих закономерностей формирования и функционирования торфяных почв на территории Арктического и Субарктического секторов Европейского Северо-Востока России”, комплексной программы фундаментальных научных исследований УрО РАН 2018–2020 гг. (подпрограмма Арктика, проект № 18-9-4-5), при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-55-11003).

Литература

- Андреичева Л.Н., Голубева Ю.В. Эволюция природной среды и климата Арктики в квартале // Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2008, № 4, с. 2–6.
- Анисимов О.А., Жильцова Е.Л., Ренева С.А. Оценка критических уровней воздействия изменения климата на природные экосистемы суши на территории России // Метеорология и гидрология, 2011, № 11, с. 31–42.
- Анисимов О.А., Шерстюков А.Б. Оценка роли природно-климатических факторов в изменениях криолитозоны России // Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 2, с. 90–99.
- Атлас Архангельской области / Под ред. Д.Ф. Федорова. М., ГУТК, 1976, 72 с.
- Геокриологическая карта СССР, масштаб 1:2 500 000 / Отв. ред. Э.Д. Ершов, К.А. Кондратьева. Винница, Карт. предприятие, 1997, 16 л.

- Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Аристова Л.Н. и др.** О неопределенности некоторых сценарных климатических прогнозов температуры воздуха и осадков на территории России // *Метеорология и гидрология*, 2006, № 10, с. 5–23.
- Демченко П.Ф., Величко А.А., Елисеев А.В. и др.** Зависимость условий распространения вечной мерзлоты от уровня глобального потепления: сравнение моделей, сценариев и данных палеореконовструкций // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*, 2002, т. 38, № 2, с. 165–174.
- Каверин Д.А., Пастухов А.В., Мажитова Г.Г.** Температурный режим тундровых почв и подстилающих многолетнемерзлых пород (Европейский Северо-Восток России) // *Криосфера Земли*, 2014, т. XVIII, № 3, с. 23–32.
- Кислов А.В.** Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления / А.В. Кислов, В.М. Евстигнеев, С.М. Малхазова и др. М., Макс Пресс, 2008, 292 с.
- Мажитова Г.Г.** Температурные режимы почв в зоне сплошной многолетней мерзлоты европейского Северо-Востока России // *Почвоведение*, 2008, № 1, с. 54–67.
- Малкова Г.В., Павлов А.В., Скачков Ю.Б.** Оценка устойчивости мерзлых толщ при современных изменениях климата // *Криосфера Земли*, 2011, т. XV, № 4, с. 33–36.
- Оберман Н.Г., Шеслер И.Г.** Современные и прогнозируемые изменения мерзлотных условий Европейского северо-востока Российской Федерации // *Проблемы Севера и Арктики Российской Федерации. Науч.-информ. бюл.*, 2009, вып. 9, с. 96–106.
- Осадчая Г.Г., Тумель Н.В.** Локальные ландшафты как индикаторы геокриологической зональности (на примере Европейского Северо-Востока) // *Криосфера Земли*, 2012, т. XVI, № 3, с. 62–71.
- Павлов А.В., Ананьева Г.В.** Оценка современных изменений температуры воздуха на территории криолитозоны России // *Криосфера Земли*, 2004, т. VIII, № 2, с. 3–9.
- Павлова Т.В., Катцов В.М., Надежина Е.Д. и др.** Расчет эволюции криосферы в XX и XXI веках с использованием глобальных климатических моделей нового поколения // *Криосфера Земли*, 2007, т. XI, № 2, с. 3–13.
- Почвенная карта РСФСР**, масштаб 1:2 500 000. Лист 6 / Отв. ред. В.М. Фридланд. М., ГУГК, 1988, 16 л.
- Шарый П.А., Рухович О.В., Шарая Л.С.** Методология анализа пространственной изменчивости характеристик урожайности пшеницы в зависимости от условий агроландшафта // *Агрохимия*, 2011, № 2, с. 57–81.
- Шенин Е.В.** Курс физики почв. М., Изд-во Моск. ун-та, 2005, 432 с.
- Шерстюков А.Б.** Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // *Криосфера Земли*, 2008, т. XII, № 1, с. 79–87.
- Aalto J., Riihimäki H., Meineri E. et al.** Revealing topoclimatic heterogeneity using meteorological station data // *Intern. J. Climatol.*, 2017, vol. 37, p. 544–556, DOI: 10.1002/joc.5020.
- Brown R.J.E.** Permafrost in Canada / National Research Council of Canada, Publication 9769, and Geol. Surv. Canada, Map 1246A (scale 1:7603 200). Ottawa, Canada, 1967, 1 map sheet.
- Fick S.E., Hijmans R.J.** WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas // *Intern. J. Climatol.*, 2017, vol. 37, p. 4302–4315, DOI: 10.1002/joc.5086.
- Gruber S.** Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation // *The Cryosphere*, 2012, vol. 6, p. 221–233.
- Heginbottom J.A.** The mapping of permafrost // *Can. Geographer*, 1984, vol. XXVIII, p. 78–83.
- Hijmans R.J., Cameron S.E., Parra J.L. et al.** Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas // *Intern. J. Climatol.*, 2005, vol. 25, p. 1965–1978.
- Lawrence D.M., Slater A.G.** A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century // *Geophys. Res. Lett.*, 2005, vol. 32, L24401, DOI: 10.1029/2005GL025080.
- Nelson F.E., Outcalt S.I.** A computational method for prediction and regionalization of permafrost // *Arctic Alp. Res.*, 1987, vol. 19, No. 3, p. 279–288.
- Oksanen P.O., Kuhry P., Alekseeva R.N.** Holocene development and permafrost history of the Usinsk mire, northeast European Russia // *Géographie Physique et Quaternaire*, 2003, vol. 57, No. 2–3, p. 169–187.
- Sazonova T.S., Romanovsky V.E.** A model for regional-scale estimation of temporal and spatial variability of active-layer thickness and mean annual ground temperatures // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2003, vol. 14, No. 2, p. 125–140.
- Shur Y.L., Jorgenson M.T.** Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2007, vol. 18, p. 7–19, DOI: 10.1002/ppp.582.
- Slater D.M., Lawrence D.M.** Diagnosing present and future permafrost from climate models // *J. Climate*, 2013, vol. 26, p. 5608–5623, doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00341.1.

References

- Andreicheva L.N., Golubeva Yu.V. The evolution of the Arctic environment and climate during the Quaternary. *Bull. Institute of Geology, Komi SC RAS*, 2008, No. 4, p. 2–6 (in Russian).
- Anisimov O.A., Zhil'tsova E.L., Reneva S.A. Estimation of critical levels of climate change influence on the natural terrestrial ecosystems on the territory of Russia. *Russian Meteorology and Hydrology*, 2011, No. 11, p. 31–42.
- Anisimov O.A., Sherstiukov A.B. Evaluating the effect of climatic and environmental factors on permafrost in Russia. *Earth's Cryosphere*, 2016, vol. XX, No. 2, p. 78–86.
- Fedorov D.F. (Ed.). *Atlas of Arkhangelsk Region*. Moscow, GUGK, 1976, 72 p. (in Russian).
- Ershov E.D., Kondratieva K.A. (Eds.). *Geocryological Map of the USSR*, scale 1:2 500 000. Vinnitsa, Kart. Predpriyatye, 1997, 16 sheets (in Russian).
- Gruza G.V., Ran'kova E.Ya., Aristova L.N., Kleshchenko L.K. Uncertainties of some scenarios on climatic forecasts of air temperature and precipitation in Russia. *Russian Meteorology and Hydrology*, 2006, vol. 10, p. 5–23 (in Russian).
- Demchenko P.F., Velichko A.A., Eliseev A.V., Mokhov I.I. Dependence of permafrost conditions on global warming: Comparison of models, scenarios and paleoclimatic reconstructions. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*, 2002, vol. 38, No. 2, p. 143–151.
- Kaverin D.A., Pastukhov A.V., Mazhitova G.G. Temperature regime of the tundra soils and underlying permafrost (Northeast European Russia). *Earth's Cryosphere*, 2014, vol. XVIII, No. 3, p. 23–31.
- Kislov A.V., Evstigneev V.M., Malkhazova S.M. et al. Prognoz klimaticheskoi resursoobespechennosti Vostochno-Evropейskoi ravniny v usloviyakh potepeniya [Forecast of Climatic Resources Availability of the East European Plain under the warming]. Moscow, Max Press, 2008, 292 p. (in Russian).

- Mazhitova G.G. Soil temperature regimes in the discontinuous permafrost zone in the east European Russian Arctic. Eurasian Soil Science, 2008, No. 1 (41), p. 48–62.
- Malkova G.V., Pavlov A.V., Skachkov Yu.B. Assessment of permafrost stability under contemporary climatic changes. Earth's Cryosphere, 2011, vol. XV, No. 4, p. 29–32. – URL: http://izdatgeo.ru/journal.php?action=output&id=2&lang_num=2&id_dop=244.
- Oberman N.G., Shesler I.G. Current and forecasted changes in the permafrost conditions of the European North-East of the Russian Federation. Problems of the North and the Arctic of the Russian Federation. Scientific-inform. Bull., 2009, issue 9, p. 96–106 (in Russian).
- Osadtchaya G.G., Tumel N.V. Local landscapes as indicators of geocryological zoning (by the example of the European North-East). Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2012, vol. XVI, No. 3, p. 62–71 (in Russian).
- Pavlov A.V., Ananjeva G.V. Assessment of the contemporary air temperature change over the permafrost territory of Russia. Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2004, vol. VIII, No. 2, p. 3–9 (in Russian).
- Pavlova T.V., Kattsov V.M., Nadyozhina Ye.D., Sporyshev P.V. Terrestrial cryosphere evolution through the 20th and 21st centuries as simulated with the new generation of global climate models. Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2007, vol. XI, No. 2, p. 3–13 (in Russian).
- Fridland V.M. (Ed.). Soil map of the RSFSR (Scale 1:2 500 000), sheet 6. Moscow, GUGK, 1988, 16 p. (in Russian).
- Shary P.A., Rukhovich O.V., Sharaya L.S. Methodology of analysis of the spatial variation in wheat yield depending on agricultural landscape. Agrokhimiya [Agricultural Chemistry], 2011, No. 2, p. 57–81 (in Russian).
- Shein E.V. Kurs fiziki pochv [Soil physics course, textbook]. Moscow, Moscow University Press, 2005, 432 p. (in Russian).
- Sherstyukov A.B. Correlation of soil temperature with air temperature and snow cover depth in Russia. Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2008, vol. XII, No. 1, p. 79–87 (in Russian).
- Aalto J., Riihimäki H., Meineri E. et al. Revealing topoclimatic heterogeneity using meteorological station data. Intern. J. Climatol., 2017, vol. 37, p. 544–556, DOI: 10.1002/joc.5020.
- Brown R.J.E. Permafrost in Canada / National Research Council of Canada, Publication 9769, and Geol. Surv. Canada, Map 1246A (scale 1:7 603 200). Ottawa, Canada, 1967, 1 map sheet.
- Fick S.E., Hijmans R.J. WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. Intern. J. Climatol., 2017, vol. 37, p. 4302–4315, DOI: 10.1002/joc.5086.
- Gruber S. Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. The Cryosphere, 2012, vol. 6, p. 221–233.
- Heginbottom J.A. The mapping of permafrost. Can. Geographer, 1984, vol. XXVIII, p. 78–83.
- Hijmans R.J., Cameron S.E., Parra J.L. et al. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. Intern. J. Climatol., 2005, vol. 25, p. 1965–1978.
- Lawrence D.M., Slater A.G. A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century. Geophys. Res. Lett., 2005, vol. 32, L24401, DOI: 10.1029/2005GL025080.
- Nelson F.E., Outcalt S.I. A computational method for prediction and regionalization of permafrost. Arctic Alp. Res., 1987, vol. 19, No. 3, p. 279–288.
- Oksanen P.O., Kuhry P., Alekseeva R.N. Holocene development and permafrost history of the Usinsk mire, northeast European Russia. Géographie Physique et Quaternaire, 2003, vol. 57, No. 2–3, p. 169–187.
- Sazonova T.S., Romanovsky V.E. A model for regional-scale estimation of temporal and spatial variability of active-layer thickness and mean annual ground temperatures. Permafrost and Periglacial Processes, 2003, vol. 14, No. 2, p. 125–140.
- Shur Y.L., Jorgenson M.T. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. Permafrost and Periglacial Processes, 2007, vol. 18, p. 7–19, DOI: 10.1002/ppp.582.
- Slater D.M., Lawrence D.M. Diagnosing present and future permafrost from climate models. J. Climate, 2013, vol. 26, p. 5608–5623, doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00341.1.

*Поступила в редакцию 16 ноября 2017 г.,
после доработки – 9 ноября 2018 г.,
принята к публикации 8 февраля 2019 г.*