

О СВЯЗИ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОЧВОГРУНТОВ С ИНДЕКСОМ ЗАМЕРЗАНИЯ И ВЫСОТОЙ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ЯКУТИИ В КОНЦЕ XX СТОЛЕТИЯ

И.С. Васильев

*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН,
677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 1, Россия, konstantinov@mpi.ysn.ru*

Настоящая статья посвящена анализу связи средней годовой температуры почвогрунтов на глубине 1,6 м с индексом замерзания и высотой снежного покрова по данным 40 метеостанций Якутии. Эти связи рассмотрены по группам районов в зависимости от направленности линейного тренда изменчивости температуры почвогрунтов. В высокоширотных равнинных районах с отрицательным трендом средней годовой температуры почвогрунтов понижение ее на фоне стабильного хода индекса замерзания может определяться не столько уплотнением снежного покрова с увеличенной мощностью, сколько его длительным залеганием, задерживающим прогревание почвы после наступления положительных температур воздуха. В районах с положительным трендом повышение средней годовой температуры почвогрунтов отмечается за счет ослабления воздействия азиатского антициклона зимой. В горных районах Якутии температура почвогрунтов формируется в основном в результате воздействия местных температуроформирующих факторов: в холодных ландшафтах она понижается, в теплых – повышается.

Средняя годовая температура почвогрунтов, индекс замерзания, высота снежного покрова, тренд

RELATION BETWEEN SOIL TEMPERATURE, FREEZING INDEX AND SNOW DEPTH IN YAKUTIA AT THE END OF THE 20th CENTURY

I.S. Vasiliev

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, 677010, Yakutsk, Merzlotnaya str., 1, Russia, konstantinov@mpi.ysn.ru

This report presents an analysis of the relationships between the mean annual soil temperature at a depth of 1.6 m, the air freezing index and the snow depth (based on data of 40 weather stations in Yakutia). These relationships are discussed for the regional groups marked out according to the orientation of linear trends of soil temperature. In the high-latitude lowland regions with a negative trend, a decrease in mean annual soil temperature on the background of stable freezing index can be caused by the long-term bedding of snow cover (retarding the soil warming-up after the occurrence of positive air temperatures) rather than by the consolidation of snow cover with the increased thickness. In the regions with a positive trend, an increase in mean annual soil temperature is caused by the weakening of the Asian anticyclone in winter. In the mountainous regions, soil temperature is determined by local temperature-controlling factors; it decreases in cold landscapes and increases in warm landscapes.

Mean annual soil temperature, freezing index, snow depth, trend

ВВЕДЕНИЕ

За последние 30 лет в высоких широтах Северного полушария многими исследователями проводился подробный анализ изменения средней годовой температуры воздуха [Павлов, 1994, 1997; Варламов, Скачков, 1996; Дроздов, Лугина, 1996; Балобаев, 1997; Зукерт, Замолодчиков, 1997; Варламов и др., 1998; Федоров, Свинобоев, 2000; Climate..., 1990; Ghil, Vautard, 1991; Zhang, Osterkamp, 1993; Gedalof, Smith, 2001; Harris, 2002, 2005].

Помимо оценки межгодовой изменчивости температуры воздуха определенный интерес представляет вопрос о том, как могут реагировать верхние горизонты криолитозоны, в частности поверхностные почвенно-грунтовые слои, на современные изменения климата. Так, по данным А.В. Павлова [1997], на севере европейской части России (Воркута) и на севере Западной Сибири (Игарка) наблюдается повышение средней го-

довой температуры многолетнемерзлых пород до глубины 10 м. Подобная тенденция изменения температуры пород была прослежена и на северном склоне Аляски, арктическом побережье Канады и в целом в Северном полушарии [Гиличинский и др., 2000; Чудинова и др., 2001, 2003; Израэль и др., 2002, 2006; Osterkamp, Romanovsky, 1999; Frauenfeld et al., 2004; Smith et al., 2003; Frauenfeld et al., 2006]. Что касается Якутии, то на ее территории ранее нами [Васильев, 1999] была выявлена различная направленность линейных трендов изменения температуры почвогрунтов на глубине 1,6 м (рис. 1, 2).

Настоящая статья, в отличие от предыдущей [Васильев, 1999], посвящена анализу связи средней годовой температуры почвогрунтов на глубине 1,6 м ($T_{cp, 1,6}$) с индексом замерзания ($\Sigma_{ТВ} < 0$) и высотой снежного покрова ($h_{сн}$).

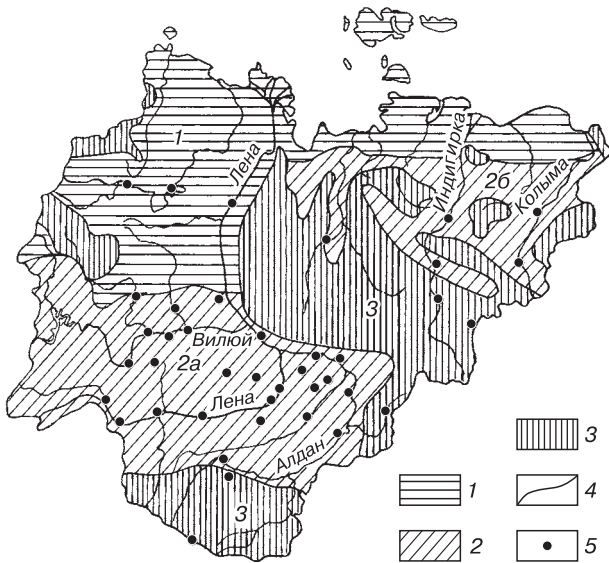


Рис. 1. Схема расположения пунктов наблюдений за температурой почвогрунтов и группы районов, выделенных по направленности ее линейного тренда:

1 – районы с отрицательными трендами; 2а, 2б – с положительными трендами; 3 – горные районы с трендами различной направленности; 4 – границы групп районов; 5 – метеостанции.

На рис. 2, 3 использованы данные пяти метеостанций: Дарджан, Покровск, Предпорожная, Горелый и Нагорный. Дадим краткие ландшафтные описания их площадок.

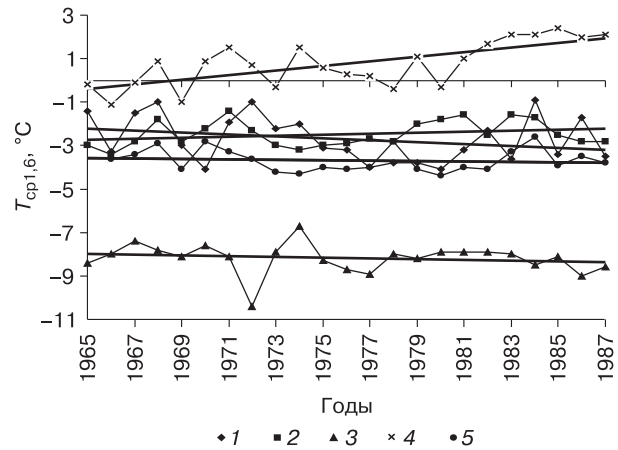


Рис. 2. Динамика средней годовой температуры почвогрунтов на глубине 1,6 м и ее линейный тренд на метеостанциях Дарджан (1), Покровск (2), Предпорожная (3), Горелый (4), Нагорный (5).

1 – $y = -0,0445x + 85,17, R^2 = 0,0776$; 2 – $y = 0,0231x - 48,151, R^2 = 0,0722$; 3 – $y = -0,0181x + 27,541, R^2 = 0,0317$; 4 – $y = 0,1071x - 210,89, R^2 = 0,4804$; 5 – $y = -0,0091x + 14,407, R^2 = 0,0124$.

Метеостанция Дарджан расположена в устьевой части долины р. Дарджан на правом коренном берегу р. Лены на поверхности второй надпойменной террасы. Она оборудована на вырубке, занята разнотравно-кустарничковым покровом высотой до 50 см. Грунты суглинистые.

Метеостанция Покровск расположена на первой надпойменной террасе левобережной части

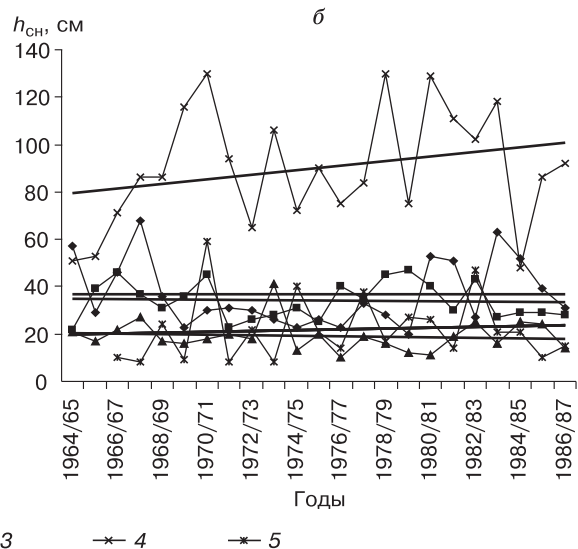
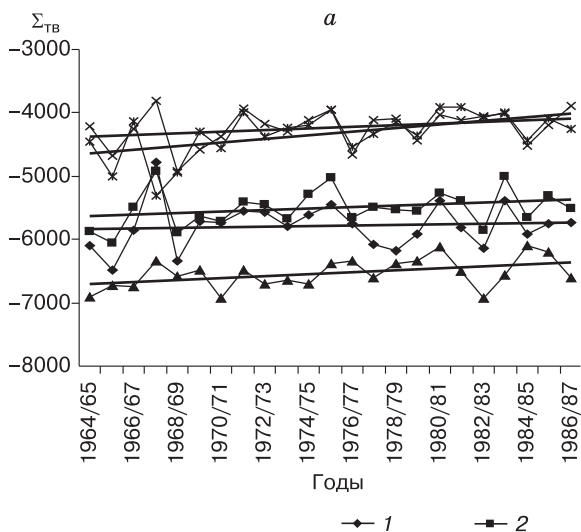


Рис. 3. Динамика средних годовых сумм отрицательных температур воздуха (а) и высоты снежного покрова (б) по данным тех же метеостанций (см. рис. 2).

а: 1 – $y = 4,4625x - 5834,1, R^2 = 0,007$; 2 – $y = 12,455x - 5653,8, R^2 = 0,0863$; 3 – $y = 15,962x - 6724,9, R^2 = 0,2065$; 4 – $y = 29,221x - 4678,9, R^2 = 0,3026$; 5 – $y = 12,692x - 4387,9, R^2 = 0,0919$; б: 1 – $y = -0,0672x + 34,806, R^2 = 0,0034$; 2 – $y = 0,1688x + 19,662, R^2 = 0,0057$; 3 – $y = 0,0119x + 36,597, R^2 = 0,00003$; 4 – $y = 0,9733x + 78,32, R^2 = 0,0708$; 5 – $y = -0,1126x + 20,526, R^2 = 0,0135$.

долины среднего течения р. Лены, в 1,2 км севернее г. Покровска. Поверхность, где оборудована площадка, занята разнотравным лугом. Грунты суглинистые.

Метеостанция Предпорожная расположена на первой надпойменной террасе р. Индигирки на правобережной части ее долины, прорезающей хр. Черского. Поверхность на площадке занята разнотравьем. Грунт – заиленный песок с 10-сантиметровым моховым покровом.

Метеостанция Горелый расположена на привершинной поверхности горного массива северной части Алданского нагорья в истоке р. Эмельджак (правый приток р. Большой Ыллымах). Площадка находится почти на верхней границе горного редколесья и занята прерывистым мохово-лишайниковым покровом. Грунты щебенисто-глибово-суглинистые.

Метеостанция Нагорный расположена у подножия северного склона Станового хребта на западной окраине пос. Нагорный. Площадка обоснована на вырубке и покрыта разнотравьем. Грунты солифлюкционного шлейфа представлены щебенистыми суглинками.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Массовые инструментальные наблюдения за температурой почвогрунтов в Якутии ведутся с 1931 г. Сведения о температуре почвогрунтов с различной длиной рядов наблюдений имеются по 50 метеостанциям. Однако частые переносы площадок и перерывы в работе нарушают однородность ряда наблюдений. Из 50 метеостанций в настоящее время непрерывные наблюдения за температурой почвогрунтов ведутся только на 16 станциях. К 1987 г. закрыты (или приостановлены наблюдения) 12 метеостанций, к 1989 г. – девять, к 1994 г. – три. Кроме того, в 70–80 гг. XX в. было изменено местонахождение площадок наблюдений 12 метеостанций. Для получения общей картины связи межгодовой изменчивости рассматриваемых характеристик по всей Якутии необходимы только однородные ряды наблюдений, проводимых на одной и той же площадке. Такие условия имеют место на площадках 40 метеостанций только за период с 1965 по 1987 г.

В табличном виде приводятся статистические характеристики $T_{cp\ 1,6}$, $\Sigma_{тв} < 0$ и $h_{сн}$, измеренные на площадках пяти вышеупомянутых метеостанций (табл. 1–3). В соответствии с данными табл. 1

Таблица 1. Статистическая характеристика средней годовой температуры почвогрунтов на глубине 1,6 м

Номер	Метеостанция	Число лет наблюдений	Средняя годовая температура почвогрунтов на глубине 1,6 м, $T_{cp\ 1,6}$ (°C)			Среднее квадратич. отклонение, σ (°C)	Коэффициент вариации, C_v (%)	Ошибка среднего значения	
			сред.	макс.	мин.			°C	%
1	Джарджан	23	-2,7	-0,9	-4,1	1,1	0,4	0,2	8,1
2	Покровск	23	-2,5	-1,4	-3,4	0,6	0,2	0,1	4,9
3	Предпорожная	23	-7,6	-5,4	-10,4	0,9	0,1	0,2	2,4
4	Горелый	22	0,8	2,4	-1,1	1,0	1,4	0,2	0,3
5	Нагорный	22	-3,7	-2,6	-4,3	0,5	0,1	0,1	3,0

Таблица 2. Статистическая характеристика высоты снежного покрова

Номер	Метеостанция	Число лет наблюдений	Высота снежного покрова, см			Среднее квадратич. отклонение, σ (см)	Коэффициент вариации, C_v (%)	Ошибка среднего значения	
			сред.	макс.	мин.			см	%
1	Джарджан	23	37	68	23	14,1	0,4	2,9	7,8
2	Покровск	23	34	47	22	7,9	0,2	1,6	4,8
3	Предпорожная	23	19	27	10	6,6	0,3	1,4	7,1
4	Горелый	22	90	130	48	24,8	0,3	5,2	5,7
5	Нагорный	21	22	59	8	13,9	0,6	3,0	13,9

Таблица 3. Статистическая характеристика индекса замерзания

Номер	Метеостанция	Число лет наблюдений	Индекс замерзания, градусо-дни/год			Среднее квадратич. отклонение, σ (градусо-дни/год)	Коэффициент вариации, C_v (%)	Ошибка среднего значения	
			сред.	макс.	мин.			градусо-дни/год	%
1	Джарджан	23	-5781	-4786	-6484	362	0,06	76	1,3
2	Покровск	23	-5504	-4927	-6059	288	0,05	60	1,1
3	Предпорожная	23	-6533	-6341	-6902	238	0,04	50	0,8
4	Горелый	23	-4236	-3932	-4679	284	0,06	59	1,4
5	Нагорный	23	-4328	-3907	-5306	360	0,00	75	1,7

Таблица 4. Характеристика линейных трендов $T_{cp\ 1,6}$, $\Sigma_{ТВ} < 0$, $h_{сн}$

Номер	Метеостанция	$T_{cp\ 1,6}$			$\Sigma_{ТВ} < 0$			$h_{сн}$		
		Период наблюдений	b , °С/год	R^2	Период наблюдений	b , градусо-дни/год	R^2	Период наблюдений	b , см/год	R^2
1	Джарджан	1966–1987	-0,0445	0,0776	1965–1987	4,4625	0,0070	1965–1987	0,0119	0,0018
2	Покровск	1965–1987	0,0231	0,0722	1965–1987	12,455	0,0863	1965–1987	-0,0672	0,0034
3	Предпорожная	1965–1987	-0,0181	0,0317	1965–1987	15,962	0,2065	1965–1987	-0,1126	0,0135
4	Горелый	1966–1987	0,1071	0,4804	1965–1987	12,692	0,0919	1965–1987	0,9733	0,0708
5	Нагорный	1966–1987	-0,0091	0,0124	1965–1987	29,221	0,3026	1967–1987	0,1688	0,0057

Примечание. b – скорость изменения соответствующей величины во времени, R^2 – коэффициент корреляции.

средняя годовая температура почвогрунтов на глубине 1,6 м изменяется в пределах +2,4...–10,4 °С при их средних значениях +0,8...–7,6 °С, средних квадратических отклонениях 0,6–1,1 °С, коэффициенте вариации 0,1–1,4 % и при ошибках среднего значения 0,1–0,2 °С.

Индекс замерзания изменяется в пределах –3907...–6902 градусо-дней/год при средних значениях –4236...–6533, средних квадратических отклонениях 238–362 градусо-дней/год, коэффициенте вариации 0–0,06 % и при ошибках среднего значения 50–75 градусо-дней/год (см. табл. 2).

Высота снежного покрова варьирует от 8 до 130 см при средних значениях 19–90 см, средних квадратических отклонениях 6–25 см, коэффициенте вариации 0,23–0,63 % и при ошибках среднего значения 1,4–5,2 см (см. табл. 3).

Таблица 5. Корреляционная зависимость между значениями $T_{cp\ 1,6}$, $\Sigma_{ТВ} < 0$, $h_{сн}$

Параметр	$T_{cp\ 1,6}$	$\Sigma_{ТВ} < 0$	$h_{сн}$
<i>Джарджан</i>			
$T_{cp\ 1,6}$	1	0,392 801	0,611 0385
$\Sigma_{ТВ} < 0$	0,392 801	1	0,439 871
$h_{сн}$	0,611 0385	0,439 871	1
<i>Покровск</i>			
$T_{cp\ 1,6}$	1	-0,218 22	0,484 985
$\Sigma_{ТВ} < 0$	-0,218 22	1	0,258 843
$h_{сн}$	0,484 985	0,258 843	1
<i>Предпорожная</i>			
$T_{cp\ 1,6}$	1	-0,1353	0,034 725
$\Sigma_{ТВ} < 0$	-0,1353	1	-0,181 85
$h_{сн}$	0,034 725	-0,181 85	1
<i>Горелый</i>			
$T_{cp\ 1,6}$	1	0,284 756	0,453 979
$\Sigma_{ТВ} < 0$	0,284 756	1	0,411 7527
$h_{сн}$	0,453 979	0,417 527	1
<i>Нагорный</i>			
$T_{cp\ 1,6}$	1	-0,0069	-0,051 74
$\Sigma_{ТВ} < 0$	-0,0069	1	0,046 284
$h_{сн}$	-0,051 74	0,046 284	1

О тенденции изменения этих характеристик за период наблюдений с 1965 по 1987 г. можно судить по данным табл. 4. Коэффициенты линейного тренда $T_{cp\ 1,6}$ изменяются следующим образом: отрицательные – от -0,0181 до -0,0445 °С/год (Джарджан, Предпорожная, Нагорный), положительные – от 0,0231 до 0,1071 °С/год (Покровск, Горелый). Согласно коэффициентам детерминации, трендовая составляющая $T_{cp\ 1,6}$ изменяется от 1 до 48 % от полной дисперсии.

Линейные тренды индекса замерзания на рассматриваемых площадках метеостанций положительные. Коэффициенты его линейного тренда варьируют от 4,462 градусо-дней/год (Джарджан) до 29,221 градусо-дней/год (Нагорный), а коэффициенты детерминации – от 1 % (Джарджан) до 30 % (Нагорный).

Тенденция уменьшения высоты снежного покрова отмечена на площадках станций Покровск и Предпорожная. Тренды на площадках станций Джарджан и Нагорный практически не отмечены. Коэффициенты трендов $h_{сн}$ изменяются от -0,0672...–0,1130 до +0,1688...+0,9733 см/год при коэффициентах детерминации 0–7 %. Следует отметить, что выявленные тенденции изменения данных характеристик соответствуют лишь рассматриваемому ряду наблюдений.

Корреляционные зависимости между $T_{cp\ 1,6}$, $\Sigma_{ТВ} < 0$ и $h_{сн}$ для указанных метеостанций представлены в табл. 5. Согласно данным табл. 5, уравнения множественной регрессии для каждой из метеостанций имеют вид:

$$\begin{aligned}
 \text{Джарджан} & T_{cp\ 1,6} = 0,39\Sigma_{ТВ} + 0,61h_{сн}; \\
 \text{Покровск} & T_{cp\ 1,6} = -0,22\Sigma_{ТВ} + 0,48h_{сн} + 0,74; \\
 \text{Предпорожная} & T_{cp\ 1,6} = -0,13\Sigma_{ТВ} + 0,03h_{сн} + 1,1; \\
 \text{Горелый} & T_{cp\ 1,6} = 0,28\Sigma_{ТВ} + 0,45h_{сн} + 0,27; \\
 \text{Нагорный} & T_{cp\ 1,6} = -0,01\Sigma_{ТВ} - 0,05h_{сн} + 1,06.
 \end{aligned}$$

Как следует из этих уравнений, корреляционные связи между рассматриваемыми характеристиками различны. Воздействие $\Sigma_{ТВ} < 0$ и $h_{сн}$ на $T_{cp\ 1,6}$ четко прослежено для станций Джарджан, Покровск, Горелый. На площадках станций Предпорожная и Нагорный, находящихся в днищах относительно узких и глубоководных

горных долин, воздействие локальных факторов на $T_{\text{ср } 1,6}$ на порядок выше, чем влияние климата.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Анализ связи $T_{\text{ср } 1,6}$, $\Sigma_{\text{тв}} < 0$ и $h_{\text{сн}}$ делается по ранее выделенным нами трем группам районов Якутии: 1 – северные равнинные с отрицательным трендом $T_{\text{ср } 1,6}$; 2а – юго-западные, центральные; 2б – северо-восточные равнинные, а также межгорные депрессии, в пределах которых прослеживается тенденция неуклонного повышения $T_{\text{ср } 1,6}$; 3 – горные, для которых характерны или стабильный ход $T_{\text{ср } 1,6}$, или тренд с противоположными знаками (см. рис. 1).

1. К северным равнинным районам с отрицательным трендом $T_{\text{ср } 1,6}$ относятся тундровые и северотаежные части территории Западной Якутии, а также тундры Восточной Якутии (см. рис. 2, линия 1). По динамике величин $\Sigma_{\text{тв}} < 0$ на площадках преобладающего большинства станций прослежены их стабильный ход во времени (см. рис. 3, а, линия 1). Вместе с тем за рассматриваемый период наблюдений на этих станциях наметилась тенденция некоторого увеличения $h_{\text{сн}}$ (согласно линейному тренду, на 0,14–0,36 см/год, станции Саскылах, Сухана, Сиктях). На площадке Джарджан тренд ее практически не отмечается, но по динамике во времени тенденция некоторого увеличения $h_{\text{сн}}$ наблюдалась в 1980-е гг. (см. рис. 3, б, линия 1). Известно, что в самых северных районах увеличения $h_{\text{сн}}$ оказывает охлаждающее влияние на термический режим почвогрунтов [Достовалов, Кудрявцев, 1967, с. 252]. Отрицательный эффект воздействия снежного покрова в этих районах может быть вызван в основном тремя причинами.

1. По мере движения с юга на север увеличивается плотность снега до 0,2–0,3 г/см³ в середине зимы и до 0,35–0,40 г/см³ в конце зимы. Уплотнение снега вызвано сильными ветрами, скорость которых при метелях возрастает до 20 м/с. Количество дней с метелями на севере Якутии составляет 20–40, увеличиваясь до 60–80 на арктических островах. Известно, что с ростом плотности снега его утепляющая способность сводится к минимуму даже при увеличенной мощности.

2. Сход снега задерживается до конца первой декады июня на севере Якутии, а на арктических островах – до конца июня, при общей длительности залегания снежного покрова на севере 230–240 дней, на арктических островах – 290–300 дней. При таких суровых климатических условиях на севере после наступления положительных температур воздуха снег сходит не моментально, а медленно, что задерживает прогревание почв. Эта задержка, в свою очередь, приводит к понижению среднегодовой температуры пород.

3. Общеизвестно, что длительное залегание снежного покрова увеличивает альбедо, что также отрицательно сказывается на средней годовой температуре пород. Следовательно, понижение $T_{\text{ср } 1,6}$ на фоне стабильного хода $\Sigma_{\text{тв}} < 0$ может определяться не столько уплотнением снежного покрова с увеличенной мощностью, сколько его длительным залеганием, задерживающим прогревание почвы после наступления положительных температур воздуха.

В ходе изменения температур почвогрунтов на севере Якутии импульс повышения $T_{\text{ср } 1,6}$ наметился только начиная с 1984 г. Если повышение среднегодовой температуры почвогрунтов на севере Западной Сибири, как утверждает А.В. Павлов [1997], наблюдалось с начала 1970-х гг., то на севере Якутии оно произошло лишь в начале 1980-х гг. Хотя по данным станции Джарджан линейный тренд изменчивости во времени $T_{\text{ср } 1,6}$ отрицательный (см. рис. 2, линия 1), крайне низкие ее значения (ниже -4 °С) отмечены при индексе $\Sigma_{\text{тв}} = -6000$ градусо-дней/год и ниже, а также при $h_{\text{сн}} = 20$ см и менее (см. рис. 4, а, б, зависимости 1).

2а. В пределах Западной Якутии в динамике $\Sigma_{\text{тв}} < 0$ отмечается тенденция смягчения зим, индекс замерзания сократился примерно на 3–9 градусо-дней/год. Согласно графической зависимости тренда, $h_{\text{сн}}$ увеличилась по району на 0,18–1,18 см/год. В Центральной Якутии, несмотря на стабильный ход $h_{\text{сн}}$ во времени, также отмечается тенденция смягчения зим, что сказывается на повышении $T_{\text{ср } 1,6}$. Такое явление объясняется общим ослаблением воздействия азиатского антициклона. По графической зависимости, построенной по данным станции Покровск, повышение $T_{\text{ср } 1,6}$ до $-1,3$ °С отмечается при $\Sigma_{\text{тв}} = -5300$ градусо-дней/год и $h_{\text{сн}} = 40$ см, а понижение ее до $-3,4$ °С при $\Sigma_{\text{тв}} = -5700$ градусо-дней/год и $h_{\text{сн}} < 30$ см (см. рис. 4, а, б, зависимости 2). На юго-западе Якутии тенденции сокращения $\Sigma_{\text{тв}} < 0$ и увеличения $h_{\text{сн}}$, вызвавшие повышение $T_{\text{ср } 1,6}$, свидетельствуют о некоторой активизации зимней адвекции западного переноса воздушных масс.

2б. Северо-восточные равнины северной тайги и наиболее обширные межгорные депрессии характеризуются также положительным трендом $T_{\text{ср } 1,6}$. По всему району прослеживается резкое смягчение зим, индекс замерзания сократился на 13,6–27 и даже 59 градусо-дней/год (станции Батагай, Среднеколымск, Делянкир, Усть-Мома). Эти районы зимой в основном находятся под воздействием азиатского антициклона и циклонов, приносящих сюда осадки с Тихого океана [Казурова, 1961; Gavrilova, Cherdonova, 1997]. Поскольку зимой снега мало, его утепляющее воздействие на термический режим почвогрунтов не ощутимо.

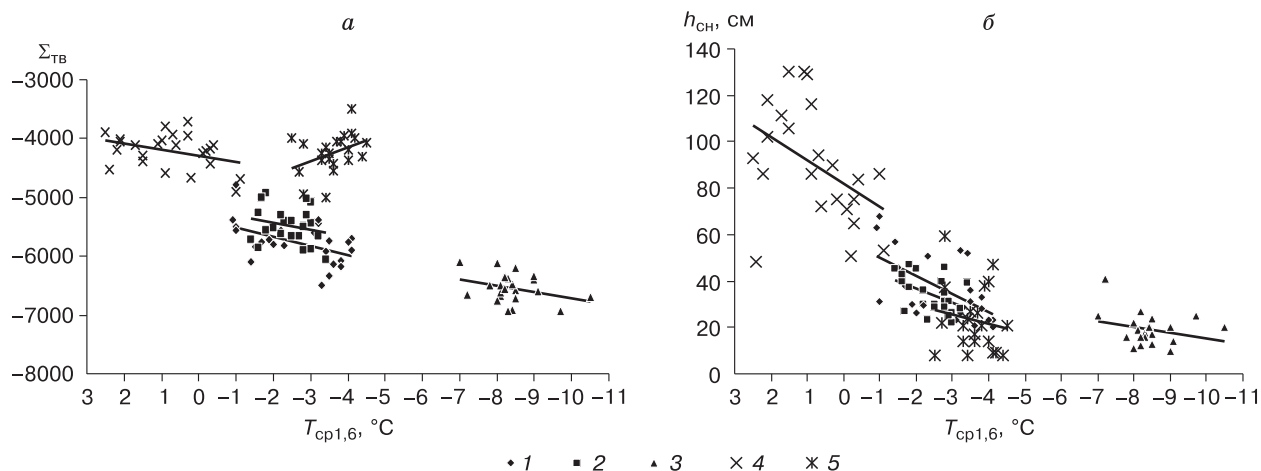


Рис. 4. Зависимости изменения средней годовой температуры почвогрунтов на глубине 1,6 м от сумм отрицательных температур воздуха (а) и высоты снежного покрова (б) по данным тех же метеостанций (см. рис. 2).

а: 1 - $y = 155,94x - 5356$, $R^2 = 0,2392$; 2 - $y = 114,32x - 5206,5$, $R^2 = 0,0503$; 3 - $y = 107,24x - 5638,6$, $R^2 = 0,1073$; 4 - $y = 100,65x - 4292,2$, $R^2 = 0,1307$; 5 - $y = -243,74x - 5118,9$, $R^2 = 0,1605$; б: 1 - $y = 7,9418x + 58,016$, $R^2 = 0,3692$; 2 - $y = 6,2168x + 49,196$, $R^2 = 0,2111$; 3 - $y = 2,4841x + 40,16$, $R^2 = 0,0763$; 4 - $y = 10,089x + 82,016$, $R^2 = 0,1947$; 5 - $y = 4,1798x + 38,095$, $R^2 = 0,0279$.

Вместе с тем здесь отмечается тенденция уменьшения $h_{сн}$ во времени на 0,13–0,40 см/год (станции Батагай, Зырянка). Таким образом, на фоне сокращения $\Sigma_{ТВ} < 0$ идет повышение $T_{ср1,6}$, хотя отмечается тенденция уменьшения $h_{сн}$, что может объясняться также неустойчивостью или общим ослаблением воздействия азиатского антициклона.

3. В горных районах, судя по динамике $\Sigma_{ТВ} < 0$, повсеместно происходит смягчение зим, наблюдается сокращение индекса замерзания на 13,6–15,9 градусо-дней/год, $h_{сн}$ – на 0,09–0,36 см/год. Исходя из данных станции Предпорожная (см. рис. 4, а, б, зависимости 3), $T_{ср1,6}$ от года к году изменяется от –6,7 до –10,3 °С при увеличении $\Sigma_{ТВ}$ от –6500 до –6600 градусо-дней/год и уменьшении $h_{сн}$ с 35 до 10 см. Заметный разброс значений $\Sigma_{ТВ} < 0$ свидетельствует о неустойчивости азиатского антициклона в районе станции Предпорожная. Скорее, вырисовывается (хотя и ничтожная) связь $T_{ср1,6}$ с $h_{сн}$, чем с $\Sigma_{ТВ} < 0$. Здесь в условиях довольно низких зимних температур воздуха понижение $T_{ср1,6}$ отмечается при тенденции уменьшения и без того малой величиной $h_{сн}$, в чем несомненно сказывается сильное отрицательное воздействие зимней орографической инверсии. В целом эффект воздействия локальных температуроформирующих факторов более существен по сравнению с влиянием климата.

На севере и в центральной части Алданского нагорья повышение $T_{ср1,6}$ находится в прямой зависимости от сокращения $\Sigma_{ТВ} < 0$ и увеличения $h_{сн}$. За период с 1966 по 1985 г. на площадке метеостанции Горелый тренд $T_{ср1,6}$ составил 0,1 °С/год

(см. рис. 2, линия 4). Здесь по линейной зависимости $T_{ср1,6}$ повышается от –1 до +2,4 °С при изменении $\Sigma_{ТВ}$ от –4400 до –4000 градусо-дней/год, а $h_{сн}$ – от 70 до 110 см (см. рис. 4, а, б, зависимости 4).

На крайнем юге Якутии на северном мегахлоне Станового хребта почти стабильный ход $T_{ср1,6}$ с еле заметным отрицательным линейным трендом (на 0,01 °С/год) отмечен на площадке станции Нагорный (см. рис. 2, линия 5). При сопоставлении его с ходом изменения $\Sigma_{ТВ} < 0$ (см. рис. 4, а, зависимость 5) получается превратное представление об их связи: при сокращении $\Sigma_{ТВ}$ как бы понижается $T_{ср1,6}$. Малозаметное направленное понижение $T_{ср1,6}$ при положительном тренде $\Sigma_{ТВ} < 0$ и $h_{сн}$ (см. рис. 4, б, зависимость 5) здесь может объясняться запаздыванием срока схода снега после перехода температуры воздуха через нуль на положительные значения, так как площадка станции находится на достаточно высокой отметке (абс. высота 861 м), под склоном северной экспозиции Станового хребта. Кроме того, на охлаждение почвогрунтов ощутимое влияние могут оказать местные ветра, поскольку станция находится на сужении долины р. Тимптон, т. е. на участке долины “дующей трубы” (в районе станции ширина долины 800 м, тогда как чуть ниже по течению она расширяется до 2,0–2,5 км). Следовательно, в холодных ландшафтах горных районов (в днищах глубоковрезанных долин рек) под преобладающим воздействием местных факторов $T_{ср1,6}$ не может повышаться при незначительных сокращениях $\Sigma_{ТВ} < 0$ и увеличении $h_{сн}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

● В северных районах Якутии тенденция понижения среднегодовой температуры почвогрунтов ($T_{\text{ср } 1,6}$) на фоне стабильного хода индекса заморозания ($\Sigma_{\text{ТВ}} < 0$) может определяться не столько уплотнением снежного покрова с увеличенной мощностью, сколько его длительным залегаем, задерживающим прогревание почв после наступления положительных температур воздуха.

● На севере Якутии последний импульс повышения $T_{\text{ср } 1,6}$ намечался лишь в начале 1980-х гг., тогда как на севере Западной Сибири ее увеличение фиксировалось с начала 1970-х гг.

● Повышение $T_{\text{ср } 1,6}$ в среднетаежных районах Западной и Центральной Якутии и в северотаежных районах Восточной Якутии, а также на межгорных депрессиях обусловлено неустойчивостью или общим ослаблением воздействия азиатского антициклона, а на юго-западе Якутии – активизацией зимней адвекции западного переноса воздушных масс.

● В горах в холодных мерзлотных ландшафтах на изменение $T_{\text{ср } 1,6}$ воздействие контрастных местных температуроформирующих факторов сильнее, чем влияние климата.

Литература

- Балобаев В.Т.** Глобальные изменения климата Земли и мерзлота // Наука и образование, 1997, № 2(6), с. 82–90.
- Варламов С.М., Ким Е.С., Хан Е.Х.** Современные изменения температуры в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке России // Метеорология и гидрология, 1998, № 1, с. 19–28.
- Варламов С.П., Скачков Ю.Б.** Пространственно-временная изменчивость характеристик климата // Влияние климата на мерзлотные ландшафты Центральной Якутии / Под ред. В.Т. Балобаева, М.К. Гавриловой, А.Н. Федорова. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1996, с. 11–36.
- Васильев И.С.** Реакция термического режима почвогрунтов Якутии на современные изменения климата // Метеорология и гидрология, 1999, № 2, с. 98–104.
- Гиличинский Д.А., Быховец С.С., Сороковиков В.А. и др.** Использование данных метеорологических станций для оценки тенденций многолетних изменений температуры почв на территории сезонной и многолетней криолитозоны России // Криосфера Земли, 2000, т. IV, № 3, с. 59–66.
- Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А.** Общее мерзлотоведение. М., Изд-во Моск. ун-та, 1967, 404 с.
- Дроздов О.А., Лугина К.М.** О неодинаковости проявлений колебания климата в различных секторах и зонах северного полушария // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7. Геология. География, 1996, вып. 1, № 7, с. 44–57.
- Зукерт Н.В., Замолотчиков Д.Г.** Изменения температуры воздуха и осадков в тундровой зоне России // Метеорология и гидрология, 1997, № 1, с. 47–58.
- Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А.** Эволюция криолитозоны при современных изменениях глобального климата // Метеорология и гидрология, 2002, № 1, с. 22–34.
- Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А. и др.** Статистические оценки изменения элементов климата в районах

вечной мерзлоты на территории Российской Федерации // Метеорология и гидрология, 2006, № 5, с. 27–38.

Казурова Н.С. Синоптические процессы Якутии в различные сезоны и их краткая характеристика // Вопросы географии Якутии. Якутск, Кн. изд-во, 1961, вып. 1, с. 19–26.

Павлов А.В. Прогноз эволюции криолитозоны в связи с глобальными изменениями современного климата // Современные проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и экологии. М., ВСЕГИНГЕО, 1994, с. 135–151.

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

Федоров А.Н., Свинобоев А.Н. Изменение температуры воздуха приземного слоя в Республике Саха (Якутия) // Климат и мерзлота: комплексные исследования в Якутии. Якутск, ИМЗ СО РАН, 2000, с. 68–75.

Чудинова С.М., Быховец С.С., Федоров-Давыдов Д.Г. и др. Реакция температурного режима почв Русского Севера на изменения климата во второй половине XX века // Криосфера Земли, 2001, т. V, № 3, с. 63–70.

Чудинова С.М., Быховец С.С., Сороковиков В.А. и др. Особенности изменения температуры почв России в период последнего потепления климата // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 3, с. 23–30.

Climate Change: The IPCC Scientific Assessment. Report of Working Group I of the Intergovernmental Panel on Climate Change. N.Y., Cambridge Univ. Press, 1990, 364 p.

Frauenfeld O.W., Zhang T., Barry R.G., Gilichinsky D.A. Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia // J. Geophys. Res., 2004, vol. 109, D05101, doi:10.1029/2003JD004245.

Frauenfeld O.W., Zhang T., McCreight J.L. Northern Hemisphere freezing/thawing index variations over the 20th century // Intern. J. Climatol., 2006, vol. 27, p. 4763.

Gavrilova M.K., Cherdonova V.S. Pacific atmospheric circulation processes in Yakutia // Proc. of the Intern. Workshop on Energy and Water Cycle in GAME-Siberia, 1995: Res. Rep. of JHAS. Nagoya, 1997, No. 3, p. 9–12.

Gedalof Z., Smith D.J. Interdecadal climate variability and regime-scale shifts in Pacific North America // Geophys. Res. Lett., 2001, vol. 28, p. 1515–1518.

Ghil M., Vautard R. Interdecadal oscillations and the warming trend in global time series // Nature, 1991, vol. 350, p. 324–327.

Harris S.A. Global heat budget, plate tectonics and climatic change // Geografiska Ann., 2002, vol. 84A, p. 1–10.

Harris S.A. Thermal history of the Arctic Ocean environs adjacent to North America during the last 3.5 Ma and a possible mechanism for the cause of the cold events (major glaciations and permafrost events) // Progr. in Phys. Geography, 2005, vol. 29, No. 4, p. 218–237.

Osterkamp T.E., Romanovsky V.E. Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska // Permafrost and Periglacial Processes, 1999, vol. 10, p. 17–37.

Smith S.I., Burgess M.M., Taylor A.E. High Arctic permafrost Observatory at Alert, Nunavut – analysis of a 23 year data set // Proc. of the 8th Intern. Conf. on Permafrost. Zurich, Balkema, Lisse, 2003, vol. 2, p. 1073–1078.

Zhang T., Osterkamp T.E. Changing climate and permafrost temperatures in the Alaskan Arctic // Permafrost Sixth Intern. Conf.: Proc. (July 5–9, 1993, Beijing, China). Beijing, 1993, vol. 1, p. 783–788.

Поступила в редакцию
1 ноября 2007 г.