

**РЕГИОНАЛЬНЫЕ РАЗЛИЧИЯ СНЕГОНАКОПЛЕНИЯ –  
СОВРЕМЕННЫЕ И БУДУЩИЕ ИЗМЕНЕНИЯ  
(на примере Северной Европы и севера Западной Сибири)**

**Л.М. Китаев, А.В. Кислов\***

*Институт географии РАН, 109017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия, lkitaev@online.ru*

*\* Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Воробьевы горы, Россия*

Исследованы сезонные вариации снегонакопления Северной Европы и севера Западной Сибири в связи с крупномасштабными изменениями климата. На основе анализа фактических данных и модельного прогноза оценены пределы нарастания снеготопливных запасов в связи с изменениями температуры воздуха и осадков.

*Снежный покров, атмосферная циркуляция, метеорологический режим, модельный прогноз*

**REGIONAL DIFFERENCES OF SNOW ACCUMULATION – CONTEMPORARY AND FUTURE CHANGES  
(on the example of Northern Europe and northern part of West Siberia)**

**L.M. Kitaev, A.V. Kislov\***

*Institute of Geography RAS, 109017, Moscow, Staromonetny per., 29, Russia, lkitaev@online.ru*

*\* Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, Vorobyovy Gory, Russia*

Seasonal variations of snow accumulation over Northern Europe and the north of West Siberia are investigated in connection with large-scale changes of the climate. Limits of increase for snow storage are estimated in connection with changes of air temperature and precipitations on the basis of the analysis of the observed data and the modeling forecast.

*Snow cover, atmospheric circulation, meteorological regime, modeling forecast*

**ВВЕДЕНИЕ**

Изменчивость снегонакопления в условиях современного потепления имеет весьма неоднозначный характер. На территории Северной Евразии снеготопливные запасы увеличиваются в связи с ростом осадков. Здесь в условиях суровых зим севера континента тенденции к повышению температуры воздуха не оказывают влияния на снеготопливные запасы. Вместе с тем скорость и направление изменений снеготопливных запасов имеют существенные региональные различия [Кренке и др., 2001; Китаев, 2002; Котляков, 2004; Китаев и др., 2006]. Две основные причины указанных пространственно-временных изменений снеготопливных запасов – характер атмосферной циркуляции и региональный метеорологический режим. В связи с этим в данной статье сделана попытка ответить на вопросы: какова зависимость изменчивости снеготопливных запасов от крупномасштабных циркуляционных процессов и как долго может продолжаться рост снеготопливных запасов при современных и будущих изменениях температуры и осадков.

**ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ**

В качестве исследуемой территории рассматривается Скандинавия и север Восточно-Европейской

равнины, а также север Западной Сибири (севернее 65° с.ш. для всех регионов). Именно здесь хорошо проявляются различия в характере температурного режима и осадков под влиянием колебаний индексов Североатлантической (North Atlantic Oscillation – NAO) и Арктической (Arctic Oscillation – AO) осцилляций [Кононова, 2006; Попова, Шмакин, 2006; Оледенение..., 2006], сезонная и многолетняя изменчивость снеготопливных запасов также заметна здесь более ярко.

В качестве исходных использованы данные наблюдений метеорологических станций за период 1966–2004 гг. (в количестве 12 для Скандинавии, 32 для севера Восточно-Европейской равнины, 21 для севера Западной Сибири). Новизна результатов по сравнению с полученными ранее [Кренке и др., 2001; Китаев, 2002] состоит в том, что исследуются месячные приросты снеготопливных запасов (высота снежного покрова) с ноября по февраль включительно, на фоне приростов температуры воздуха за те же месяцы. Колебания индексов NAO и AO [Barnston et al., 1987; Zhou et al., 2001] рассмотрены в том же временном диапазоне и с пересчетом в соответствующие среднемесячные значения. Анализ данных базируется на методах стандартной статистики, случаи незначимых статистических характеристик оговариваются особо.

Выявление пределов нарастания снеготпасов в связи с ростом температур реализовано для Восточно-Европейской равнины с привлечением 15 моделей глобального климата, разработанных в различных научно-исследовательских организациях мира.

### ИЗМЕНЧИВОСТЬ СНЕГОНАКОПЛЕНИЯ В НАСТОЯЩЕМ

Как уже упоминалось, для севера Евразии в целом характерно увеличение снеготпасов на фоне повышения температуры воздуха. Причем основной вклад в рост снеготпасов связан со снеготнакоплением в январе [Кренке и др., 2001; Китаев, Кислов, 2007]. Север Европы может быть разделен на два субрегиона. Для Скандинавии характерно уменьшение снеготпасов – многолетнее увеличение температуры воздуха при относительно теплой зиме способствует постепенному переходу зимних осадков из твердой фазы в жидкую [Førland, Hansen-Bauer, 2003] и ведет к уменьшению снеготнакопления (табл. 1). В то же время холодные зимы севера Восточно-Европейской равнины пока обеспечивают снеготнакопление в достаточном объеме. Несмотря на положительные коэффициенты линейных трендов для приростов температуры, снеготпасы здесь растут в связи с увеличением осад-

ков. В результате для севера Европы характерна стабильная в отношении изменений снеготпасов ситуация. На севере Западной Сибири происходит многолетний рост снеготпасов в связи с холодными зимними условиями и стабильным многолетним температурным режимом зимы (см. табл. 1).

Наибольшая скорость изменений приростов снеготпасов отмечена в январе для севера Европы и в декабре для севера Западной Сибири, что связано с более быстрым сезонным снижением температуры воздуха здесь. Региональные различия месячных приростов высоты снежного покрова вполне соответствуют означенным тенденциям. Они везде максимальны в декабре и незначительно увеличиваются в этом месяце от Скандинавии к северу Восточно-Европейской равнины и далее к п-ову Ямал – соответственно 12,5, 13,5 и 13,9 см в среднем (по данным наблюдений метеостанций). Максимальные суммарные снеготпасы характерны для февраля и также мало различаются по регионам – 45,1, 45,6 и 45,7 см в среднем (по данным наблюдений метеостанций). При этом характер

Таблица 1. Характер изменений  
месячных приростов снежного  
покрова и температуры воздуха

Регион	Месяц	Линейный тренд*			
		Высота снежного покрова, см		Температура воздуха, °С	
		<i>b</i>	<i>R</i> <sup>2</sup>	<i>b</i>	<i>R</i> <sup>2</sup>
Скандинавия	XI	-0,19	0,08	0,04	0,01
	XII	-0,34	0,17	0,05	0,14
	I	-0,35	0,12	0,08	0,13
	II	-0,40	0,12	0,10	0,11
Север Восточно-Европейской равнины	XI	0,16	0,17	0,04	0,15
	XII	0,18	0,13	0,03	0,12
	I	0,24	0,20	0,14	0,15
	II	0,17	0,14	0,11	0,19
Север Европы (в целом)	XI	0,02	0,02	0,08	0,15
	XII	0,05	0,01	0,09	0,17
	I	0,07	0,01	0,03	0,11
	II	0,30	0,01	0,00	0,00
Север Западной Сибири	XI	0,01	0,00	0,04	0,03
	XII	0,13	0,24	-0,09	0,04
	I	0,07	0,01	-0,03	0,01
	II	0,06	0,01	0,04	0,00

\* *b* – коэффициент в уравнении линейного тренда  $y = a + bx$  (*y*, *x* – прогнозируемые и текущие значения исследуемых параметров); *R* – коэффициент детерминации.

Примечание. Курсивом выделены незначимые коэффициенты.

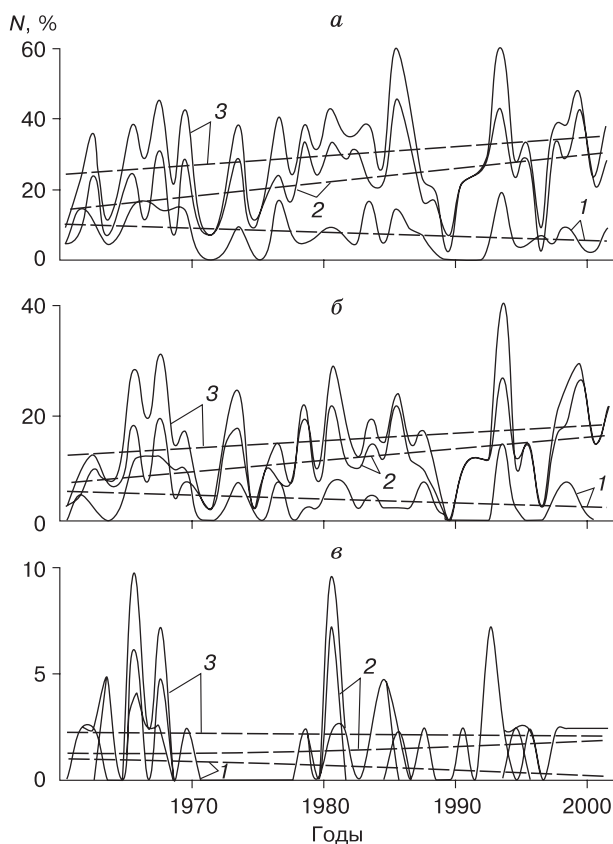
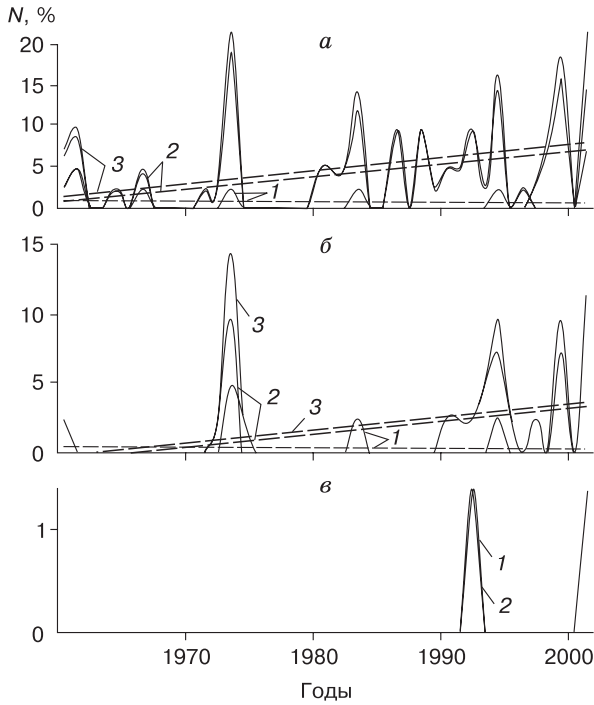


Рис. 1. Изменчивость (сплошные линии) и линии трендов (штриховые) количества значений высоты снега января в интервалах стандартного отклонения:

*a* – от половины до целой величины, *б*, *в* – от целой до удвоенной величины; 1 – Скандинавия, 2 – север Восточно-Европейской равнины, 3 – север Европы в целом.



**Рис. 2. Изменчивость и линии трендов количества совпадений значений высоты снега и температуры воздуха в январе в интервалах стандартного отклонения.**

Условные обозн. см. на рис. 1.

температурного режима в Европейском и Сибирском регионах различен. В первом случае имеет место потепление, во втором – приросты зимних температур неизменны (см. табл. 1).

Структура временных изменений снеготазпасов выглядит следующим образом. На севере Восточно-Европейской равнины и севере Западной Сибири тенденции многолетнего увеличения высоты снежного покрова связаны в основном с ростом количества значений высоты снега в интервале от половины стандартного отклонения до его целой величины (рис. 1, а), в меньшей степени – с увеличением количества значений высоты снега в интервале от целой до удвоенной величины стандартного отклонения (см. рис. 1, б). Количество же значений высоты снежного покрова, превышающих двойную величину стандартного отклонения, здесь медленно уменьшается (см. рис. 1, в). В Скандинавии имеет место снижение количества значений высоты снега по всем указанным диапазонам. Подобная картина выявлена для случаев совпадения значений температуры и снеготазпасов в этих диапазонах (рис. 2) с учетом малой вероятности совпадений: их количество в диапазоне от целой до удвоенной величины стандартного отклонения не превышает 15 % от общего количества, а случаи совпадения значений параметров, больших двой-

ной величины стандартного отклонения, вообще единичны.

Таким образом, можно предположить, что для Скандинавии предел нарастания снеготазпасов в условиях многолетнего повышения температуры воздуха уже наступил. На севере Восточно-Европейской равнины и на севере Западной Сибири повышение температуры воздуха обуславливает пока только сокращение случаев формирования значительных снеготазпасов, больших двойной величины стандартного отклонения.

### СВЯЗЬ СНЕГОНАКОПЛЕНИЯ С АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИЕЙ

Увеличение в последние десятилетия снеготазпасов Северной Евразии происходит на фоне возрастания индексов NAO и АО, что может быть охарактеризовано значимыми, но невысокими коэффициентами корреляции – 0,33 и 0,30 соответственно (рис. 3). Проведенный регрессионный анализ показывает не очень высокую степень зависимости месячных приростов высоты снега на севере Европы и на севере Западной Сибири от среднемесячных индексов NAO и АО. Коэффициенты множественной регрессии в соответствии со следующим уравнением, будучи значимыми, не превышают 0,42 (табл. 2):

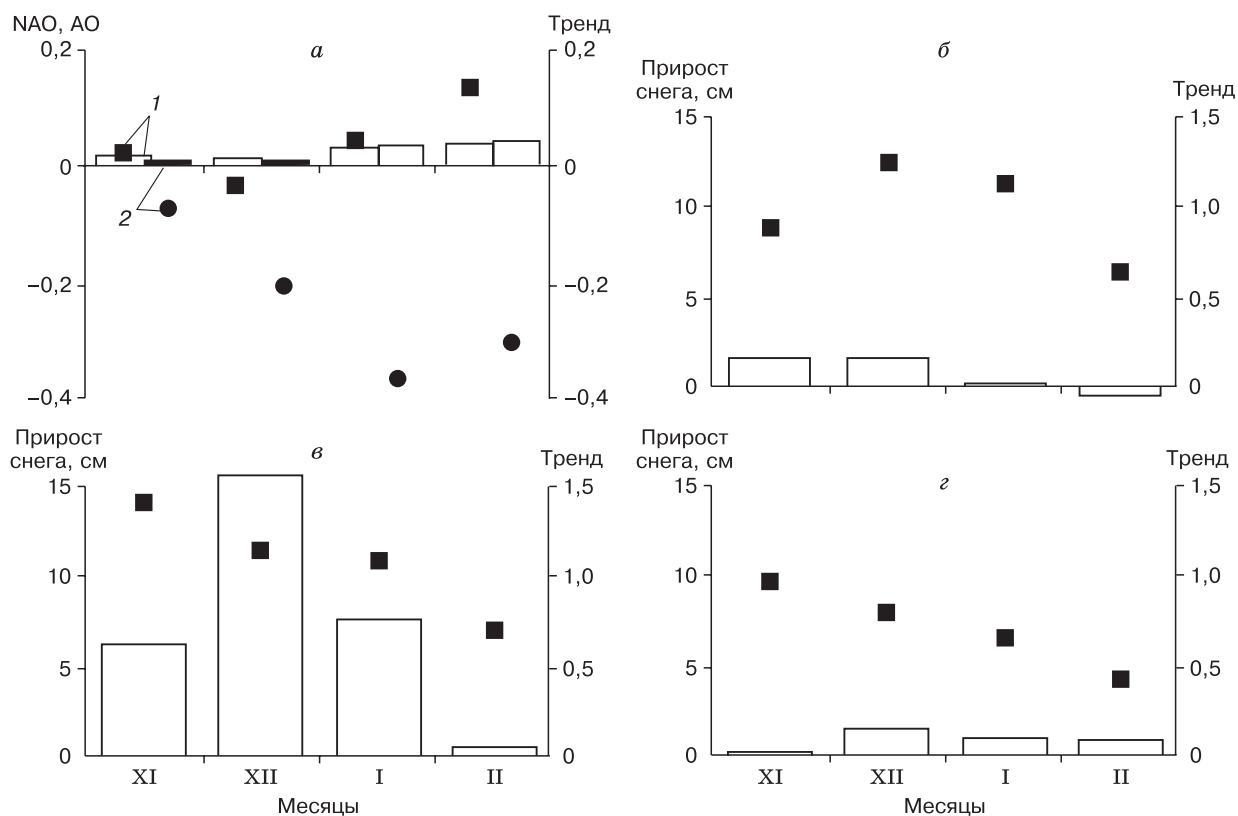
$$y = \alpha_1 x_1 + \alpha_2 x_2 + b_1, \quad (1)$$

где  $y$  – высота снежного покрова;  $x_1, x_2$  – индексы NAO и АО соответственно;  $\alpha_1, \alpha_2$  – коэффициенты регрессионного уравнения;  $b_1$  – свободный член.

**Таблица 2. Характер регрессионной зависимости месячных приростов снеготазпасов от индексов NAO, АО**

Регион	Месяц	Коэффициент множественной регрессии	Коэффициенты уравнения (1) множественной регрессии	
			NAO	АО
Скандинавия	XI	0,237	-1,864	0,907
	XII	0,419	0,418	-0,542
	I	0,169	-1,174	1,051
	II	0,320	-0,068	-1,266
Север Восточно-Европейской равнины	XI	0,240	-0,162	0,097
	XII	-0,037	0,038	-0,048
	I	0,190	2,436	-0,994
	II	0,378	0,694	-1,228
Север Западной Сибири	XI	0,066	0,146	0,512
	XII	0,420	0,188	-0,378
	I	0,180	-1,462	-0,512
	II	0,265	0,687	0,112

Примечание. Курсивом выделены случаи незначимой регрессии.



**Рис. 3. Среднемесячные значения (точки) и величины трендов (столбик):**

*a* – индексов NAO (1) и АО (2), *б–г* – приростов высоты снежного покрова (*б* – Скандинавии, *в* – севера Восточно-Европейской равнины, *г* – севера Западной Сибири).

Соответствующие индексам коэффициенты регрессионного уравнения в большинстве случаев имеют разные знаки (чаще положительный у NAO и отрицательный у АО), что, по-видимому, можно трактовать как взаимное ослабление влияния активности осцилляций на региональное снегонакопление. Совпадение положительных коэффициентов уравнения множественной регрессии следует считать оптимальным для снегонакопления, но такие случаи отмечены только на севере Западной Сибири в ноябре и феврале. Положительные коэффициенты уравнения для NAO и АО могут быть связаны с интенсивным привнесом осадков в твердом виде. Отрицательные коэффициенты уравнения могут быть обусловлены отсутствием большого количества осадков в твердом виде с преобладанием теплых (NAO) или холодных (АО) условий в течение конкретного месяца. Так, для Скандинавии характерны в основном отрицательные коэффициенты уравнения регрессии, что соответствует многолетнему снижению снегозапасов региона. Кроме знака, преобладание тех или иных условий атмосферной циркуляции в процессе снегонакопления характеризуется значением соответствующего

коэффициента уравнения, и в данном случае закономерностей в проявлениях месячных сочетаний не прослеживается (см. табл. 2).

Соотношения среднемесячных величин и трендов высоты снежного покрова и индексов NAO и АО представлены на рис. 3. Видно, что максимальные приросты снега (ноябрь, декабрь) не совпадают во времени с большими значениями индексов (январь, февраль). То же можно сказать о линейных трендах: максимальные коэффициенты тренда прироста высоты снежного покрова характерны для первых месяцев снежного сезона, индексов NAO и АО – для января и февраля (см. рис. 3). Таким образом, рассмотренные выше коэффициенты корреляции и уравнения регрессии могут служить лишь для оценки степени синхронности многолетних колебаний снегонакопления и циркуляционных индексов. Количественная же зависимость приростов снега от NAO и АО не прослеживается ввиду разницы в месячном ходе в начале зимнего периода. Тем не менее связь циркуляционных процессов и снегонакопления, несомненно, существует: циркуляционные процессы обуславливают региональный метеорологический

режим, с которым, в свою очередь, связаны особенности снегонакопления.

### ПРЕДЕЛЫ НАРАСТАНИЯ СНЕГОЗАПАСОВ В УСЛОВИЯХ ПОТЕПЛЕНИЯ

Зависимость снежного покрова от изменений метеорологического режима неоднозначна: рост зимней температуры воздуха в период потепления далеко не всегда вызывает уменьшение снеготзапасов. Этого не происходит, в частности, на территориях, где зимние температуры не превышают 0 °С: в таких условиях рост осадков, сопровождающий потепление, обеспечивает даже усиление аккумуляции снега [Китаев, 2002]. Тем не менее процесс нарастания снеготзапасов в условиях потепления не может длиться бесконечно, примером может служить Скандинавия, где предел нарастания снеготзапасов уже наступил как для высоты снежного покрова, что показано выше, так и для продолжительности снежного периода [Китаев и др., 2006].

На севере Восточно-Европейской равнины холодные зимы в настоящий момент еще сдерживают снижение снеготзапасов. Для оценки будущих их изменений мы использовали результаты расчетов глобальных климатических моделей, список которых приведен в табл. 3. Прогноз изменений снеготзапасов базировался на пересчете водного эквивалента из осадков, как параметра, наиболее надежно рассчитываемого моделями. Для этого использован следующий алгоритм. Основным источником снегонакопления является водяной пар, сконденсировавшийся в атмосфере при отрицательных температурах вблизи поверхности в широком диапазоне ее отрицательных значений, начиная с 0 °С. В качестве критического значения для Восточно-Европейской равнины может быть взята температура –10 °С, поскольку с ростом континентальности может происходить сдвиг порогового значения для формирования снега от 0 °С в сторону отрицательных температур [Кислов, 1994].

Поскольку испарение с поверхности снега мало, этим эффектом можно пренебречь, тогда

$$S_i = S_{i-1} + P_i,$$

где  $S_i$ ,  $P_i$  – количество снеготзапасов и осадков за конкретный день;  $S_{i-1}$  – количество снеготзапасов за предыдущий день.

Осадки, выпадающие на снежную поверхность в жидком виде, могут удерживаться снежной толщей. Для оценки этого эффекта рассчитывается влагонасыщенность снега на конкретный день  $V_i$  и максимальная водоудерживающая способность снега  $V_{кр}$ . Расчет этих величин основан на полуэмпирических соотношениях

$$V_i = \alpha T_i + P_i,$$

где  $\alpha$  [мм/(сут·°С)] – параметр скорости таяния, который меняется от 1,5 (лес) до 5 (открытое поле или равнина), в данной работе для модельных ячеек принят  $\alpha = 5$ ;  $T_i$ ,  $P_i$  – температура и осадки на конкретный день;

$$V_{кр,i} = \gamma C_i,$$

где  $\gamma$  – параметр водоудерживающей способности ( $\gamma = 0,15$ );  $C_i$  – общее количество снега, накопленного на данные сутки, с учетом растаявшего снега;

$$C_i = S_{i-1} - \alpha T_i,$$

$C_i \leq 0$  означает, что весь снег растаял, следовательно,  $S_i = 0$ , а если  $C_i > 0$ , то сравниваются  $V_i$  и  $V_{кр}$ : если  $V_i \geq V_{кр,i}$ , то  $S_i = C_i + V_{кр}$ , если же  $V_i < V_{кр,i}$ , то  $S_i = C_i + V_i$ .

В результате сравнения рассчитанных модельных и реальных значений снеготзапасов, их трендов и выделенных первых компонентов для базового периода 1961–1989 гг. [Китаев, Кислов, 2007] из 15 моделей, взятых вначале, для анализа использованы лишь семь в качестве ансамбля (см. табл. 3). С использованием двух рядов модельных данных по снежному покрову  $S$  и по средней тем-

Таблица 3. **Использованные в ходе анализа глобальные модели климата**

Номер	Модель	Страна	Номер	Модель	Страна
1	<i>BCCR-BCM2.0</i>	<i>Norway</i>	9	GFDL-CM2.1	USA
2	CCSM3, NCAR	USA	10	GISS-ER	USA
3	CGCM3.1(T47)	Canada	11	IPSL-CM4	French
4	CNRM-CM3	French	12	MIROC3.2	Japan
5	CSIRO-Mk3.0	Australia	13	MRI-CGCM2.3.2	Japan
6	ECHAM5/MPI-OM	Germany	14	PCM	USA
7	ECHO-G(MIUB)	Germany	15	INM	Russia
8	GFDL-CM2.0	USA			

Примечание. Курсивом выделены модели, точность расчетов которых не соответствует изменениям реальных снеготзапасов [Китаев, Кислов, 2007].

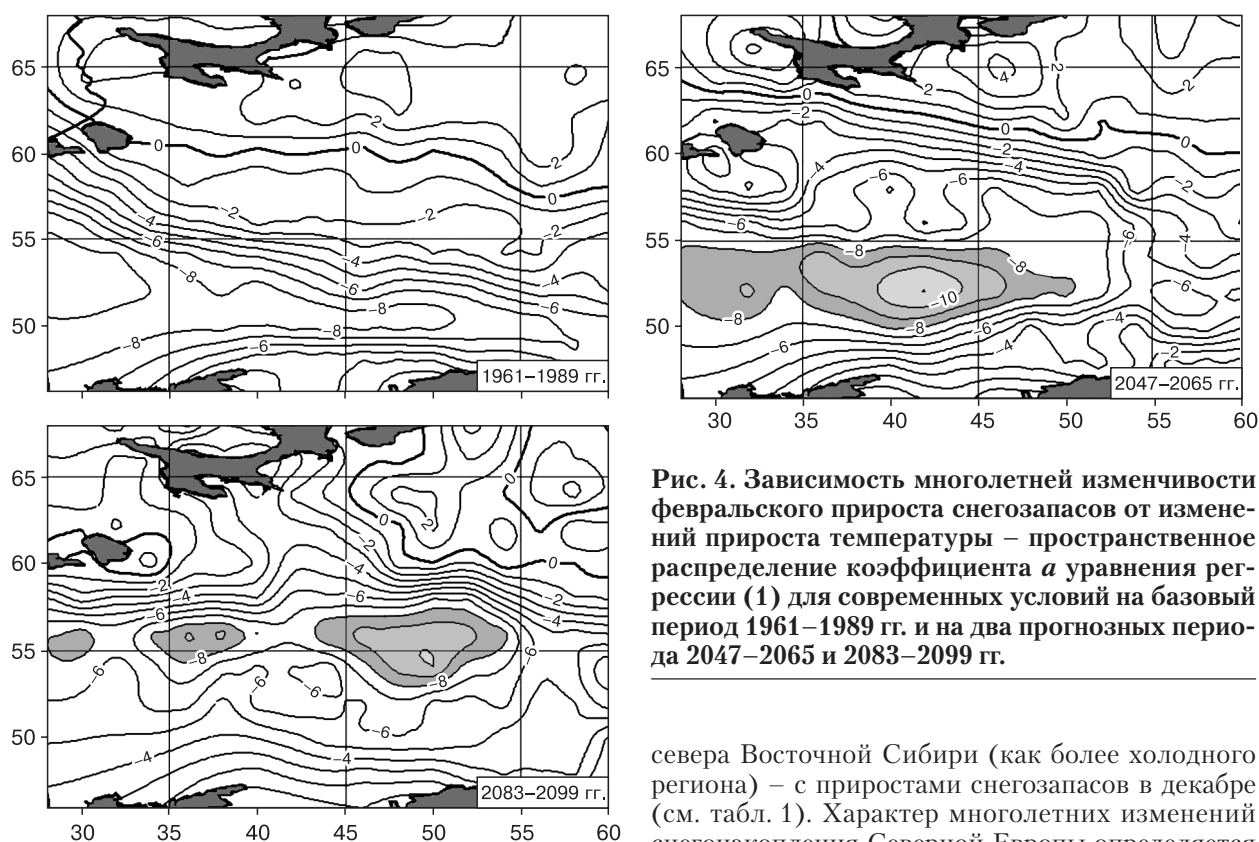


Рис. 4. Зависимость многолетней изменчивости февральского прироста снеготазпасов от изменений прироста температуры – пространственное распределение коэффициента  $a$  уравнения регрессии (1) для современных условий на базовый период 1961–1989 гг. и на два прогнозных периода 2047–2065 и 2083–2099 гг.

пературе за период выпадения твердых осадков  $T$  для февральских условий была построена пространственная картина производной  $ds/dT$ : для второй половины XX в. на базовый период 1961–1989 гг. и на два временных периода XXI в. – 2047–2065 и 2083–2099 гг. Наибольший интерес представляет нулевая изолиния, показывающая границу изменения прямой и обратной зависимости прироста запасов воды в снеге от прироста температуры (рис. 4). В современных условиях эта граница расположена вдоль 60-й параллели и пересекает Восточно-Европейскую равнину с запада на восток. За 100 лет модельного прогноза граница смещается на северо-восток, к предгорьям Урала, почти на 1000 км.

### ВЫВОДЫ

При общем для Северной Евразии увеличении снеготазпасов на фоне повышения температур имеют место региональные различия снеготазпления. Увеличение снеготазпасов от Скандинавии к северу Западной Сибири определяется соответствующим пространственным изменением месячных приростов высоты снежного покрова. Основной вклад в многолетнее увеличение снежности связан для Северной Евразии (в целом) и для севера Европы с январскими приростами снега, для

севера Восточной Сибири (как более холодного региона) – с приростами снеготазпасов в декабре (см. табл. 1). Характер многолетних изменений снеготазпления Северной Европы определяется снижением снеготазпасов в теплой Скандинавии, где предел снеготазпления при потеплении уже наступил, и увеличением снежности севера Восточно-Европейской равнины, где холодные зимы способствуют снеготазплению при увеличении зимних осадков на фоне общего повышения температуры воздуха. Наиболее заметное для исследуемой территории увеличение снеготазпасов на севере Западной Сибири связано с многолетним снижением здесь зимней температуры воздуха и существенными зимними осадками.

На севере Восточно-Европейской равнины и севере Западной Сибири многолетнее возрастание высоты снежного покрова связано с увеличением количества значений высоты снега в интервале от половины стандартного отклонения до его целой величины и в меньшей степени – с тем же увеличением в интервале от целой до удвоенной величины стандартного отклонения (см. рис. 1, 2). Количество же значений высоты снежного покрова, превышающих двойную величину стандартного отклонения, здесь медленно уменьшается. В Скандинавии имеет место уменьшение количества значений высоты снега по всем указанным диапазонам, что иллюстрирует наступившее снижение снеготазпасов при росте температуры воздуха.

Степень зависимости изменений месячных приростов высоты снежного покрова от изменений индексов Североатлантической и Арктической ос-

цилляции невелика как для севера Европы, так и для севера Западной Сибири (см. табл. 2). Связано это, в частности, с несовпадением знаков коэффициентов NAO и АО в уравнении множественной регрессии, что указывает на взаимное ослабление влияния индексов на снегонакопление. Совпадение положительных коэффициентов является наиболее оптимальным для увеличения месячных приростов высоты снега, но таких случаев зафиксировано только два. Заметно преобладание отрицательных коэффициентов для индексов NAO и месячных снеготоплив. Они, по-видимому, связаны с привнесением осадков в жидком виде в условиях теплых зим, что соответствует общему снижению здесь снеготоплив. Закономерностей в проявлениях месячных сочетаний больших и малых значений коэффициентов уравнения для NAO и АО не прослеживается, хотя величины коэффициентов также определяют вклад индексов в характер снеготоплива.

Проявления максимальных значений приростов снега и значимых индексов NAO и АО не совпадают во времени (см. рис. 3). Снегонакопление происходит в основном в начале зимнего периода, тогда как циркуляционные индексы приобретают значимые величины к январю–февралю. Аналогично, не совпадают коэффициенты линейного тренда параметров. Следовательно, полученные регрессионные уравнения могут характеризовать лишь степень синхронности изменений снеготоплива и атмосферной циркуляции, но не количественную зависимость высоты снежного покрова от индексов NAO и АО.

Тем не менее зависимость снеготоплив от атмосферной циркуляции имеет место: атмосферные процессы определяют изменчивость региональных температур и осадков, которые, в свою очередь, обуславливают изменения снежности. Многолетнее нарастание снеготоплив в условиях потепления не может длиться бесконечно, и характер их возможных изменений при увеличении температуры воздуха оценен на основе данных моделей глобального климата (см. табл. 3). На основе количества осадков, рассчитываемых по моделям, с помощью специального алгоритма для Восточно-Европейской равнины были вычислены прогнозные снеготоплив. Затем для условий февраля была построена пространственная картина изменений зависимости приростов снеготоплив от прироста температуры: для современных условий на базис-

ный период 1961–1989 гг. и на два прогнозных периода – 2047–2065 и 2083–2099 гг. Таким образом, выявлены изменения границы между территориями, где снеготоплив продолжают увеличиваться в условиях потепления и где они уже снижаются (см. рис. 4). В современных условиях Восточно-Европейской равнины эта граница расположена вдоль 60-й параллели и за 100 лет модельного прогноза (1989–2099 гг.) смещается на северо-восток, к предгорьям Урала, почти на 1000 км.

## Литература

- Кислов А.В.** Связь границы снежного покрова на континентах с температурой и влажностью воздуха // *Метеорология и гидрология*, 1994, № 8, с. 52–56.
- Китаев Л.М.** Пространственно-временная изменчивость высоты снежного покрова в Северном полушарии // *Метеорология и гидрология*, 2002, № 5, с. 28–34.
- Китаев Л.М., Разуваев В.Н., Хейно Р., Форланд Э.** Продолжительность залегания снежного покрова в Северной Европе // *Метеорология и гидрология*, 2006, № 3, с. 95–100.
- Китаев Л.М., Титкова Т.Б., Черенкова Е.А.** Тенденции снеготоплива на территории Северной Евразии // *Криосфера Земли*, 2007, т. XI, № 3, с. 71–78.
- Кононова Н.К.** Изменение характера циркуляции атмосферы в последние десятилетия как фактор изменения климатических и ледовых условий Арктики // *Материалы гляциолог. исслед.*, 2006, вып. 100, с. 191–199.
- Котляков В.М.** Снежный покров и ледники Земли. М., Наука, 2004, 448 с.
- Кренке А.Н., Китаев Л.М., Турков Д.В.** Климатическая роль изменений снежного покрова в период потепления // *Изв. РАН. Сер. геогр.*, 2001, № 4, с. 44–52.
- Оледенение** Северной и Центральной Евразии в современную эпоху / Отв. ред. В.М. Котляков. М., Наука, 2006, 481 с.
- Попова В.В., Шмакин А.Б.** Влияние Северо-Атлантического колебания на многолетний гидротермический режим Северной Евразии. Статистический анализ данных наблюдений // *Метеорология и гидрология*, 2006, № 5, с. 62–74.
- Barnston A.G., Livezey R.E.** Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // *Mon. Weather Rev.*, 1987, vol. 115, p. 1083–1126.
- Førland E.J., Hanssen-Bauer I.** Past and future climate variations in the Norwegian Arctic: overview and novel analyses // *Polar Res.*, 2003, vol. 22(2), p. 113–124.
- Kitaev L.M., Kislov A.V.** Modern and future tendencies of snow accumulation variations over Northern Europe // *Proc. of the Second Intern. Conf. on Earth System Modelling*, Hamburg, Germany, 2007, p. 215–218.
- Zhou S., Miller A.J., Wang J., Angell J.K.** Trends of NAO and AO and their associations with stratospheric processes // *Geophys. Res. Lett.*, 2001, No. 28, p. 4107–4110.

Поступила в редакцию  
24 сентября 2007 г.