

## РАДИАЦИОННЫЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СЕЗОННЫЕ ФАКТОРЫ ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА АРКТИКИ

*д-р физ.-мат. наук И.Л. КАРОЛЬ, д-р физ.-мат. наук В.П. МЕЛЕШКО,  
мл. науч. сотр. А.В. БАЙДИН, канд. физ.-мат. наук А.А. КИСЕЛЕВ*

*Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова (ГГО), Санкт-Петербург,  
e-mail: karol@main.mgo.rssi.ru, meleshko@main.mgo.rssi.ru, baidin@main.mgo.rssi.ru,  
kismgo@rambler.ru*

### ВВЕДЕНИЕ

Арктика — регион, наиболее чувствительный к современным изменениям климата Земли. За последнее столетие среднегодовая температура воздуха здесь росла примерно вдвое быстрее, чем среднеглобальная. По данным спутниковых наблюдений, начиная с 1978 г. площадь арктических морских льдов уменьшалась в среднем на 2,7 % за десятилетие, а для летнего периода ее сокращение достигало 7,4 %/десятилетие (МГЭИК, 2007). Рекордно низкое значение площади арктического морского льда — 3,41 млн км<sup>2</sup> зафиксировано 16 сентября 2012 г. (среднее значение минимальной площади арктических льдов за период с 1979 по 2000 г. составляет 6,71 млн км<sup>2</sup>) (<http://nsidc.org/arcticseaicenews/2012/09/arctic-sea-ice-extent-settles-at-record-seasonal-minimum/>). Наблюдается «омоложение» льда: уменьшается доля толстых многолетних льдов, а доля молодых однолетних и тонких растет (Pegovich et al., 2009). Вследствие таяния многолетнемерзлых грунтов Россия ежегодно теряет до 30 км<sup>2</sup> прибрежной суши по всему арктическому побережью, когда участки берегового грунта обваливаются в океан (GREENPEACE, 2009).

Столь значительный отклик экосистемы Арктики на изменения климата имеет существенные последствия. В результате таяния морских льдов изменяются ареал и условия обитания представителей арктической фауны, а также уменьшается региональное альbedo поверхности. Последнее способствует большему поглощению солнечной радиации и, как следствие, более интенсивному разогреву подстилающей поверхности, причем увеличение продолжительности «арктического дня» в летне-осенний период также способствует такому разогреву (IPCC, 2013).

Вследствие роста температуры в слое приземного воздуха происходит увеличение эмиссии парниковых газов (в первую очередь углекислого газа CO<sub>2</sub> и метана CH<sub>4</sub>) в атмосферу сразу по нескольким «каналам». Во-первых, вызванная потеплением деградация слоя многолетнемерзлых грунтов приводит к высвобождению содержащихся в нем CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>. Во-вторых, аналогичный процесс имеет место при разрушении газовых гидратов, присутствующих в морских осадочных породах на шельфе. В-третьих, интенсифицируется процесс обмена углекислым газом между атмосферой и океаном. В итоге проявляется ситуация, когда содержание парниковых газов и температура приземного воздуха в дальнейшем возрастают почти синхронно.

Наличие такой положительной обратной связи между климатоформирующими факторами в Арктике определяет важность проявления особого внимания к этому региону. Оно тем более актуально вследствие перспективы освоения сосредоточенных в недрах Арктики больших запасов полезных ископаемых, с одной стороны, имеющего важнейшее хозяйственное значение, но, с другой, вынуждающего соотносить меры по их добыче и обработке с необходимостью всесторонней адаптации к существующим климатическим условиям, как сегодня, так и в обозримом будущем.

При отсутствии полноценного международного соглашения по климату в последнее время усилия ведущих экономически развитых держав, в т.ч. стран Арктического региона, направлены на сокращение эмиссии короткоживущих климатических загрязнителей (Short-Lived Climate Pollutants) в атмосферу (<http://www.unep.org/ccac/Portals/24183/docs/CoalitionFramework.pdf>). К таковым относят во многом имеющие антропогенное происхождение метан, большую группу гидрофторуглеродов, аэрозоли — сажеобразующие и рассеивающие. Их комплексное воздействие на радиационный режим и на климат значительно, а время пребывания в атмосфере составляет от недель до нескольких лет, и, значит, отклик климатической системы на их ограничение окажется достаточно быстрым (Molina et al., 2009). Особое внимание уделяется сажевым частицам, поскольку Арктика — область, наиболее чувствительная к загрязнению ими (см. обзоры (Bond et al., 2013; Кароль и др., 2013)). Очевидно, предпринимаемые меры поспособствуют улучшению экологической обстановки в Арктике и в какой-то степени скажутся на ее климате. Однако в какой? Необходима большая определенность.

Все вышеперечисленные изменения арктического климата происходят в относительно небольшом регионе (площадь Арктики составляет примерно 27 млн км<sup>2</sup>, или около 5,3 % общей площади поверхности Земли). И эти изменения определяются как региональными особенностями (рельефом, альбедо поверхности, системой господствующих здесь ветров и течений, эмиссией в атмосферу парниковых газов и аэрозолей и пр.), так и переносом тепла ветрами и течениями из южных широт к полюсам. Поэтому правомерен вопрос: определяется ли эволюция современного арктического климата главным образом тем, что происходит непосредственно в Арктике, или она в значительной степени формируется извне, т.е. под действием внешних факторов большего масштаба. Согласно некоторым оценкам (см., напр., Ding et al., 2014), вклады естественного и антропогенного факторов в потепление Арктики сегодня соизмеримы. Однако роль последнего, по всей видимости, будет возрастать. В какой степени и как скоро это отразится на арктическом климате? Наконец, сколь существенно наблюдаемое в последние десятилетия смещение границ сезонов и регионов для формирования современного арктического климата? Выяснению роли и значимости для климата происходящих в Арктике процессов посвящено много модельных исследований (см., напр., обзоры в (МГЭИК, 2007; IPCC, 2013), а также (Ding et al., 2014; Мелешко, Байдин, 2013; Кароль, Киселев, 2012)). Настоящий анализ опубликованных наблюдаемых и модельных результатов дает возможность высказать некоторые соображения по вышеперечисленным вопросам.

### **В КАКОЙ СТЕПЕНИ СЕГОДНЯ АРКТИКА ФОРМИРУЕТ СВОЙ КЛИМАТ?**

Основной «местной» причиной потепления в Арктике является изменение состояния ледяного покрова, отражающегося на энергообмене между полярной атмосферой и океаном. Широкое использование как результатов спутникового зондирования

арктической зоны, так и математического моделирования климатических процессов с применением методов реанализа позволило оперативно получать и анализировать картину изменений состояния ледяного покрова в Арктике. Согласно (IPCC, 2013), наибольшая потеря льда в последнее десятилетие зафиксирована на Аляске и на периферии Гренландского ледяного щита. В евразийском арктическом секторе наиболее значительное сокращение ледяного покрова в конце лета имело место в зоне преимущественно от моря Лаптевых до моря Бофорта. А характерное смещение его границ в период интенсивного таяния показано на примере 2012 г. (см. рис. 1).



Рис. 1. Площадь арктического льда в августе 2012 г. (<http://ardini.info/21229>).

Другим существенным фактором является поток тепла с поверхности арктических морей. Согласно измерениям (Мелешко, Байдин, 2013), среднегодовая температура поверхности океана в период 2002–2011 гг. возросла на  $0,29\text{ }^{\circ}\text{C}$  по сравнению с периодом 1980–1989 гг. (аналогичное увеличение среднесезонных значений составило  $0,18\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $0,15\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $0,36\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $0,41\text{ }^{\circ}\text{C}$  для зимы, весны, лета и осени соответственно).

Вклад обоих упомянутых факторов в процесс потепления Арктики оценивается в работах (Мелешко, Байдин, 2013; Байдин, Мелешко, 2014). Авторы произвели расчеты с помощью модели атмосферы ГГО для двух периодов 1980–1989 и 2002–2011 гг. Для каждого из этих промежутков времени и краевых условий на поверхности океанов рассматриваются три варианта: основной (в нем учитываются наблюдаемые изменения температуры поверхности океана  $\Delta SST$  и площади морского льда  $\Delta SIC$ ), а также варианты, в которых поочередно отключается либо  $\Delta SST$  ( $\Delta SST = 0$ ), либо  $\Delta SIC$  ( $\Delta SIC = 0$ ). Далее сравниваются изменения средней температуры нижней и средней тропосферы  $\Delta T_s$  в зоне  $70\text{--}90^{\circ}$  с.ш. во второй рассматриваемый период относительно первого. Тем самым выделяются тенденции, характерные для последнего десятилетия. Ниже на основе модельных расчетов образованы две группы полугодовых осреднений  $\Delta T_s$ : «радиационная» А (март–август («полярный день»))

и сентябрь–февраль («полярная ночь») и «термическая» В (декабрь–май («зима») и июнь–ноябрь («лето»)). Изменения осредненной по полугодиям и среднегодовой температуры  $\Delta T_s$  в 2002–2011 гг. относительно периода 1980–1989 гг. представлены в табл. 1. В ней столбцы с цифрами в круглых скобках соответствуют абсолютным значениям прироста  $\Delta T_s$ , а столбцы с обозначениями в угловых скобках — долям  $\Delta T_s$  относительно основного варианта (напр., отношение в вариантах В2 и В1:  $1,24/1,65 \approx 0,749$  помещено в соответствующую графу столбца <1>). Также указаны соотношения  $\Delta T_s$  между рассматриваемыми полугодиями (напр., в варианте А1 частное от деления значений в столбцах (2) и (1):  $2,34/0,8 \approx 2,93$  помещено в столбец (2)/(1)) или аналогичные отношения между полугодовыми и среднегодовыми значениями (напр., для варианта А3  $0,57/1,18 \approx 0,48$ ; см. столбец (1)/(3)).

Таблица 1

**Изменения осредненной по полугодиям и среднегодовой температуры  $\Delta T_s$  в период 2002–2011 гг. относительно периода 1980–1989 гг. — абсолютные (столбцы (1), (2) и (3), в градусах Кельвина) и относительные (в долях единицы)**

А. Полярные день/ночь										
№	Вариант	«День»		«Ночь»		«Ночь»/«День»		Среднегодовые		
		(1), К	<1>	(2), К	<2>	(2)/(1)	<2>/<1>	(3), К	(1)/(3)	(2)/(3)
А1	Основной	0,80	1,00	2,34	1,00	2,93	1,00	1,57	0,51	1,49
А2	А1- $\Delta SST$	0,50	0,631	1,65	0,706	3,30	1,119	1,08	0,46	1,53
А3	А1- $\Delta SIC$	0,57	0,713	1,79	0,765	3,14	1,079	1,18	0,48	1,52

В. Зима/лето										
№	Вариант	«Зима»		«Лето»		«Лето»/«Зима»		Среднегодовые		
		(1)	<1>	(2)	<2>	(2)/(1)	<2>/<1>	(3)	(1)/(3)	(2)/(3)
В1	Основной	1,65	1,00	1,49	1,00	0,900	1,00	1,57	1,05	0,95
В2	В1- $\Delta SST$	1,24	0,749	0,92	0,617	0,742	0,824	1,08	1,15	0,85
В3	В1- $\Delta SIC$	1,12	0,677	1,24	0,832	1,107	1,229	1,18	1,037	1,05

В группе А эффект большого прироста полугодовой температуры  $\Delta T_s$  в «Полярной ночи» (2,34 К) по сравнению с «Полярным днем» (0,8 К) не связан с разницей в уровне освещенности в эти полугодия, а отражает незначительную роль полярного дня в сезонной эволюции температуры поверхности океана и площади морского льда. Здесь в вариантах А2 и А3 отношения составляют  $1,119/1,079 = 1,037$ , т.е. прирост температуры незначителен — 3,7 % (см. графу <2>/<1> табл. 1). В вариантах В2 и В3 такое же отношение составляет  $1,229/0,824 = 1,491$ , т.е. прирост 49,1 %, в 13 раз выше, чем в группе А. В варианте В2 небольшое уменьшение  $\Delta T_s$  происходит при отсутствии тепла от поверхности океана и под слабым влиянием сокращения льда в период 2002–2011 гг. В варианте В3 отмеченный 49%-ный прирост  $\Delta T_s$  обусловлен именно теплом, поступающим с поверхности океана. Таким образом, «термический» фактор оказывает существенно большее влияние на потепление по сравнению с «радиационным». В вариантах В2 и В3 отклонения от единицы в графе <2>/<1> близки:  $1 - 0,824 = 0,176$  и  $1,229 - 1 = 0,229$  соответственно, что свидетельствует о примерно одинаковом вкладе  $\Delta SIC$  и  $\Delta SST$  в итоговое изменение температуры воздуха.

Поскольку полугодовые осреднения пригодны лишь для грубых качественных оценок, обратимся к рис. 2 и 3 цв. вклейки, на которых приведены высотно-широтные распределения осредненной температуры. На рис. 2 показаны рассчитанные с помощью модели ГГО зонально осредненные сезонные тренды температуры воздуха за

период 2002–2011 гг. по сравнению с периодом 1980–1989 гг. Сокращение площади ледяного покрова стало причиной значительного потепления нижней тропосферы. Однако вследствие большой статической устойчивости полярной атмосферы повышение температуры воздуха на 1 °C и более наблюдалось зимой в слое от поверхности Земли до уровня 850 гПа в области, ограниченной параллелью 70° с.ш. Потепление осенью распространялось на большую высоту, составив 1 °C на уровне 600 гПа. Заметное повышение температуры на уровне 850 гПа отмечалось в октябре (1,9 °C) и в течение всей зимы (1,7 °C).

Меньшее по величине потепление произошло также во всей тропосфере Северного полушария, но его причина другая. На это указывает летнее потепление во всей атмосфере, которое не может быть связано с изменением площади ледяного покрова и холодной поверхностью океана. При этом на рис 2в хорошо виден заток теплого воздуха из области низких широт в средней тропосфере, вызванный, по-видимому, меридиональным переносом тепла крупномасштабными вихрями. Что касается понижения температуры в стратосфере, то причиной его может быть рост концентрации парниковых газов. Аналогичное повышение температуры в нижней тропосфере высоких широт было показано в других исследованиях с моделями атмосферы (Kumar et al., 2010; Orsolini et al., 2012; Porter et al., 2012). Данные наблюдений за период 1980–2011 гг. показывают, что самое значительное сокращение ледяного покрова в Арктике в конце лета произошло на морях, примыкающих к Евразии (преимущественно от моря Лаптевых до моря Бофорта). С наступлением осени и понижением температуры атмосферы формируется самая крупная термическая аномалия, которая, смещаясь на восток, достигает максимума своего развития во второй половине октября ( $12,7 \pm 3,7$  °C). В ноябре она ослабевает и стабилизируется в Чукотском море; затем, в декабре, затухает. Эволюция этой аномалии вдоль параллели 70° с.ш. показана на рис. 3 цв. вклейки. Поскольку осенью статическая устойчивость полярной тропосферы не так велика, потепление в это время года распространяется от поверхности океана на более высокие уровни.

На рис. 4 и 5<sup>1</sup> цв. вклейки представлены изменения приземной температуры воздуха и геопотенциала  $H_{500}$  в 2002–2011 гг. по сравнению с их значениями в 1980–1989 гг. зимой и летом. На рис. 5 цвет. вклейки близость друг к другу изоли-

<sup>1</sup> На рис. 4 и 5 помимо показанных цветом изменений температуры и геопотенциала представлены изолинии со значениями больше (меньше) единицы, характеризующие распределение параметра  $AMP_x$ . Параметр  $AMP_x$  показывает усиление (ослабление) изменения рассматриваемых переменных, обусловленных раздельным воздействием изменений только морского льда или только температуры поверхности океанов на искомую переменную.

$$AMP_x = \frac{\delta X(SIC) + \delta X(SST)}{\delta X(SIC + SST)}.$$

Здесь:  $\delta X(SIC)$ ,  $\delta X(SST)$ ,  $\delta X(SIC + SST)$  — изменения переменной  $X$ , полученной из ансамблевых экспериментов, когда на поверхности океанов изменяется только морской лед ( $SIC$ ), или только температура поверхности океанов ( $SST$ ), или лед и температура вместе ( $SIC+SST$ ). Если  $|AMP_x| > 1$ , это означает, что одновременный учет изменения полей ледяного покрова и температуры поверхности океанов ослабляют изменения переменной  $X$  по сравнению с суммарным изменением, когда указанные факторы учитываются порознь (отрицательная обратная связь). И, наоборот, при  $|AMP_x| < 1$  одновременное воздействие двух факторов усиливает изменения (положительная обратная связь).

ний геопотенциала свидетельствует, что влияние роста приземной температуры на циркуляцию в нижней половине тропосферы в разные сезоны не существенно. Более заметна разница  $\Delta T_s$  и циркуляции между рассматриваемыми периодами, однако возмущенные варианты 2 и 3 мало отличаются между собой во все сезоны, при этом зимние и весенние значения (группа В, «Зима») ближе друг к другу, чем летние и осенние (группа В, «Лето»). Зимой и весной основной циклон имеет центр в Исландии (исландский минимум). Высотный гребень идет от полюса на Японию. В Западном полушарии значительное белое пятно с синим центром отражает большую изменчивость барических полей и ненадежное изменение среднего. Белое пятно меньшей величины над Гренландией и восточной Канадой появляется осенью и в среднем за год, когда исландский минимум сильно ослабляется. Характерно постоянство белого пятна (незначимость различия и/или отрицательные отклонения температуры воздуха) на севере Гренландии и востоке Канады во все сезоны (кроме лета) и всех вариантах. Летом мала и статистически недостоверна разница в малоинтенсивной циркуляции между всеми рассматриваемыми вариантами. Характерен слабый эффект малозначимых изменений циркуляции в канадском секторе, как при учете, так и без учета дополнительного влияния  $\Delta SIC$  и  $\Delta SST$ .

#### **ВКЛАД МЕРИДИОНАЛЬНОГО ПЕРЕНОСА ЭНЕРГИИ В ЗОНУ СЕВЕРНЕЕ 70° С.Ш. В ПОТЕПЛЕНИЕ АРКТИЧЕСКОГО КЛИМАТА**

Регулярно проводимое в последние десятилетия радиозондирование атмосферы дает возможность судить об особенностях циркуляции над полярным регионом (<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/igra/>). Основной перенос энергии в Арктику происходит в средней тропосфере и нижней стратосфере, в то время как ее отток в нижней тропосфере происходит в основном из Арктики. При этом приток тепла в Арктику происходит главным образом в районе 160°–180° в.д. (северо-восточная часть Евразии) и 50° з.д. (Гренландия), а основные потоки в обратном направлении имеют место около 120° з.д. (Канада) и в области 20° в.д. – 90° в.д. (Атлантика) как зимой, так и весной. Схема атмосферной циркуляции представлена на рис. 6. По оценкам (Сорокина, Эзау 2011), средний многолетний поток энергии за период 1992–2007 гг. в слое от поверхности Земли до 30 гПа равен 70,6 Вт·м<sup>-2</sup>. Доля потока явного тепла составляет 23,2 Вт·м<sup>-2</sup> — 33 % от общего потока, скрытого тепла 28,0 Вт·м<sup>-2</sup> — 40 %, потенциальной энергии 20,0 Вт·м<sup>-2</sup> — 27 % и кинетической энергии –0,53 Вт·м<sup>-2</sup> — менее 1 % от общего потока энергии. В период с 1992 по 2007 г. меридиональный перенос энергии в Арктику ослабевал на 0,26 Вт·м<sup>-2</sup>·год<sup>-1</sup>, но распределение по широтам и в среднем менялось незначительно.

Значительный рост числа измерений в Арктике позволяет получить более подробную картину энергообмена в зоне севернее 70° с.ш. На их основе строится баланс энергии, не учитывающий, однако, перенос тепла в регион морскими течениями, которые ограничиваются так называемым «каналом Фрама», хотя некоторая доля энергии поступает с теплыми водами крупных сибирских рек. Здесь основной канал поступления тепла в зону — из атмосферы, поскольку Берингов пролив не обеспечивает заметного обмена морских вод.

Намечающееся ныне ослабление горизонтального обмена энергией Арктики с остальной атмосферой, очевидно, будет усиливаться в будущем по мере ускоренного выравнивания температур Арктики и остальной части атмосферы и гидросферы Земли, что уже отмечается наблюдателями. Из общих соображений можно предсказать,



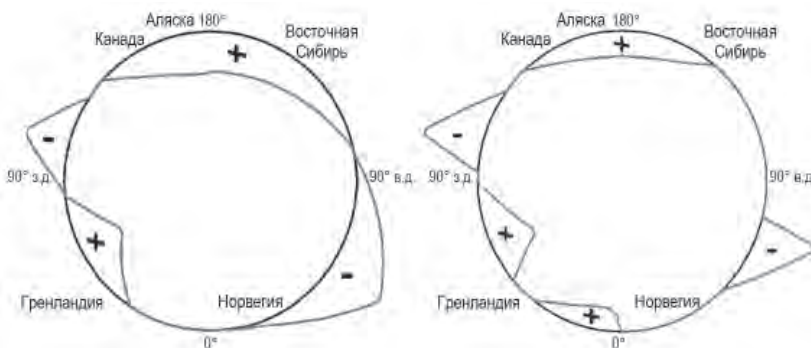


Рис. 6. Схема переноса энергии через круг 70° с.ш. для зимнего (ноябрь–март; слева) и летнего (май–сентябрь; справа) периодов. Знак «+» соответствует притоку в область севернее 70° с.ш., а знак «-» — оттоку из этой области. По данным (Сорокина, Эзау, 2011).

что восточный сектор Арктического бассейна будет теплеть и таять быстрее западного, канадского, т.к. часть океана, прилежащая к Евразии, хоть и больше по площади, чем канадско-гренландская, но мелководна и будет прогреваться быстрее (тем более что в нее теплые пресные воды несут полноводные сибирские и дальневосточные реки).

Важно отметить, что это перспектива не ближайшего, но и не столь отдаленного будущего. Согласно (Атлас океанов, 1980), общий объем воды в Северном Ледовитом океане составляет 18,07 млн км<sup>3</sup>, а ежегодный водообмен через «канал Фрама» равен приблизительно 225 тыс. км<sup>3</sup>, откуда среднее время пребывания воды здесь равно  $18,07 \cdot 10^6 / 225 \cdot 10^3 = 80,3$  лет. Это время сравнимо со средним временем пребывания воды в верхнем 200-метровом слое Северного Ледовитого океана (около 114 лет), но много меньше аналогичного среднеглобального времени, оцениваемого в несколько столетий.

В дальнейшем исследования климата в акватории Северного Ледовитого океана могут осложниться. Усугубит ситуацию образование новой конфигурации распределений температуры подстилающей поверхности и соответствующих ей новых форм циркуляции нижней атмосферы.

*Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 12-05-93092- Норв-а, 13-05-00541 и 14-05-00677а).*

## ЛИТЕРАТУРА

- Атлас океанов: Термины, понятия, справочные таблицы. М.: ГУНК МО СССР, 1980. С. 84–119.
- Байдин А.В., Мелешко В.П. Реакция атмосферы высоких и умеренных широт на сокращение площади морского льда и повышение температуры поверхности океанов // Метеорология и гидрология. 2014. № 6. С. 5–17.
- Кароль И.Л., Киселев А.А. Радиационные и температурные индексы короткоживущих атмосферных «движителей» текущего изменения климата // Труды ГГО. 2012. Вып. 567. С. 284–291.
- Кароль И.Л., Киселев А.А., Генихович Е.Л., Чичерин С.С. Сокращение выбросов короткоживущих атмосферных примесей как альтернативная стратегия замедления изменений климата // Известия РАН, сер. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 5. С. 503–522.
- Мелешко В.П., Байдин А.В. Реакция климата атмосферы на сокращение площади льда в Арктике и на другие внешние воздействия за последние десятилетия // Труды ГГО. 2013. Вып. 568. С. 80–117.

- МГЭИК, 2007. Отчет Межправительственной группы экспертов по изменению климата, 2007. URL: [http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4\\_syr\\_ru.pdf](http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr_ru.pdf) [дата обращения 01.07.2014].
- Сорокина С.И., Эзау И.Н.* Меридиональный поток энергии в Арктике по данным архива радиозондирования IGRA // Известия РАН, сер. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 5. С. 622–633.
- Bader J.* Climate science: The origin of regional Arctic warming // Nature. 2014. Vol. 509. P. 167–168, DOI:10.1038/509167a.
- Bond T.C., Doherty S.J., Fahey D.W. et al.* Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment // Journal of Geophysical Research. 2013. DOI: 10.1002/jgrd.50171.
- Ding Q., Wallace J.M., Battisti D.S., Steig E.J., Gallant A.J.E., Kim H.-J., Geng L.* Tropical forcing of the recent rapid Arctic warming in northeastern Canada and Greenland // Nature. 2014. Vol. 509. P. 209–212, DOI:10.1038/nature13260.
- GREENPEACE, 2009. Оценочный отчет «Основные природные и социально-экономические последствия изменения климата в районах распространения многолетнемерзлых пород: прогноз на основе синтеза наблюдений и моделирования» / Под ред. О.А. Анисимова. 82 с. URL: [http://permafrost.su/sites/default/files/Report\\_Rus.pdf](http://permafrost.su/sites/default/files/Report_Rus.pdf) [дата обращения 01.07.2014].
- IPCC, 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. 1535 p. URL: [http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5\\_ALL\\_FINAL.pdf](http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_ALL_FINAL.pdf) [дата обращения 01.07.2014].
- Kumar A., Perlwitz J., Eischeid J., Quan X., Xu T., Zhang T., Hoerling M., Jha B., Wang W.* Contribution of sea ice loss to Arctic amplification // Geophysical Research Letters. 2010. Vol. 37. L21701, DOI: 10.1029/2010GL045022.
- Molina M., Zaelke D., Madhava Sarma K. et al.* Reducing abrupt climate change risk using the Montreal Protocol and other regulatory actions to complement cuts in CO<sub>2</sub> emissions // Proceedings of National Academy of Sciences. 2009. Vol. 106. No. 49. P. 20616–20621.
- Orsolini Y., Senan R., Benestad R., Melsom A.* Autumn atmospheric response to the 2007 Low Arctic sea ice extent in coupled ocean–atmosphere hind casts // Climate Dynamics. 2012. Vol. 38. P. 2437–2448. DOI: 10.1007/s00382-011-1169-z.
- Perovich, D., Kwok R., Meier W., Nghiem S.V., Richter-Menge J.* Sea Ice Cover / Arctic Report Card 2009). 2009. URL: <http://www.arctic.noaa.gov/reportcard> [дата обращения 01.07.2014].
- Poter D F., Cassano J.J., Serreze M.C.* Local and large-scale atmospheric responses to reduced Arctic sea ice and ocean warming in the WRF model // Journal of Geophysical Research. 2012. Vol. 117. D11115, DOI: 10.1029/2011JD016969.



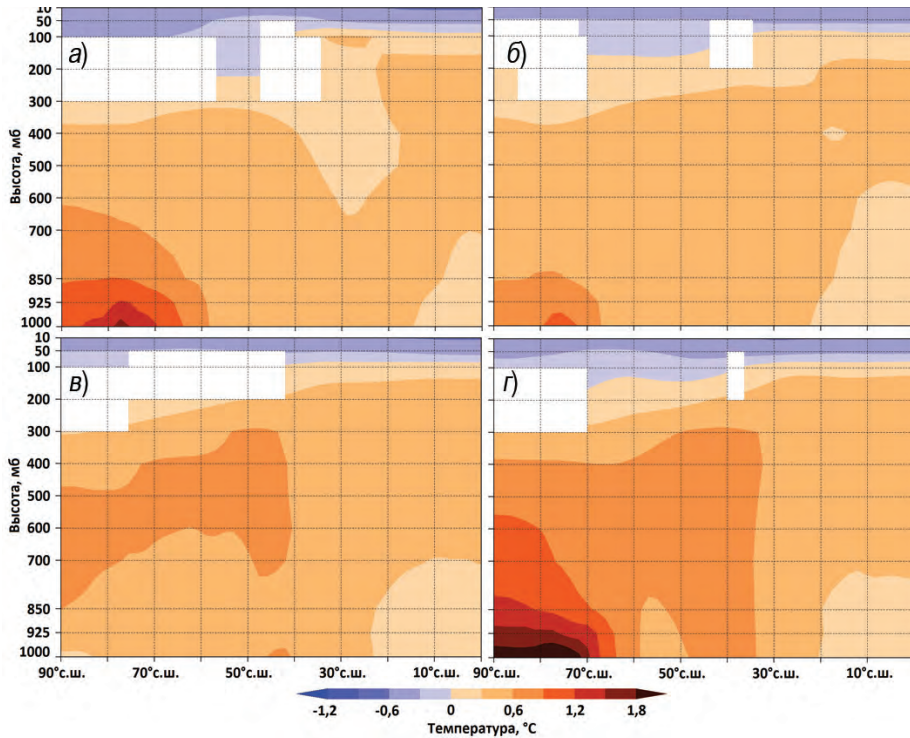


Рис. 2. Высотно-широтные изменения зонально усредненной температуры воздуха в Северном полушарии зимой (а), весной (б), летом (в) и осенью (г) 2002–2011 гг. по сравнению с соответствующими сезонами периода 1980–1989 гг., рассчитанные по модели атмосферы ГГО. Здесь и в последующих рисунках белые области означают, что искомые изменения статистически незначимы при доверительной вероятности 90 %.

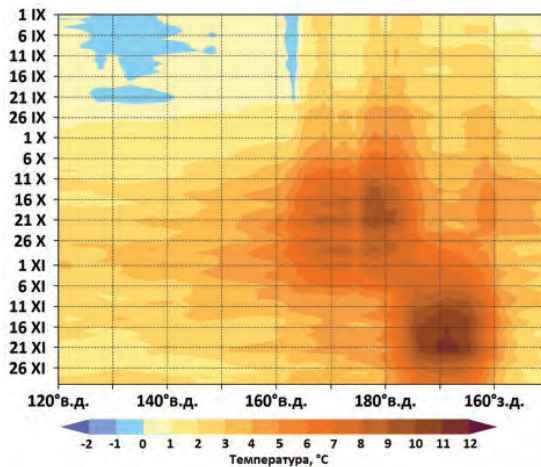


Рис. 3. Временной ход изменений средней суточной температуры приземного воздуха с начала сентября по конец ноября 2002–2011 гг. по сравнению с периодом 1980–1989 гг. вдоль прибрежной зоны Сибири (70° с.ш.) от п-ова Таймыр (120° в.д.) до п-ова Аляска (150° з.д.).

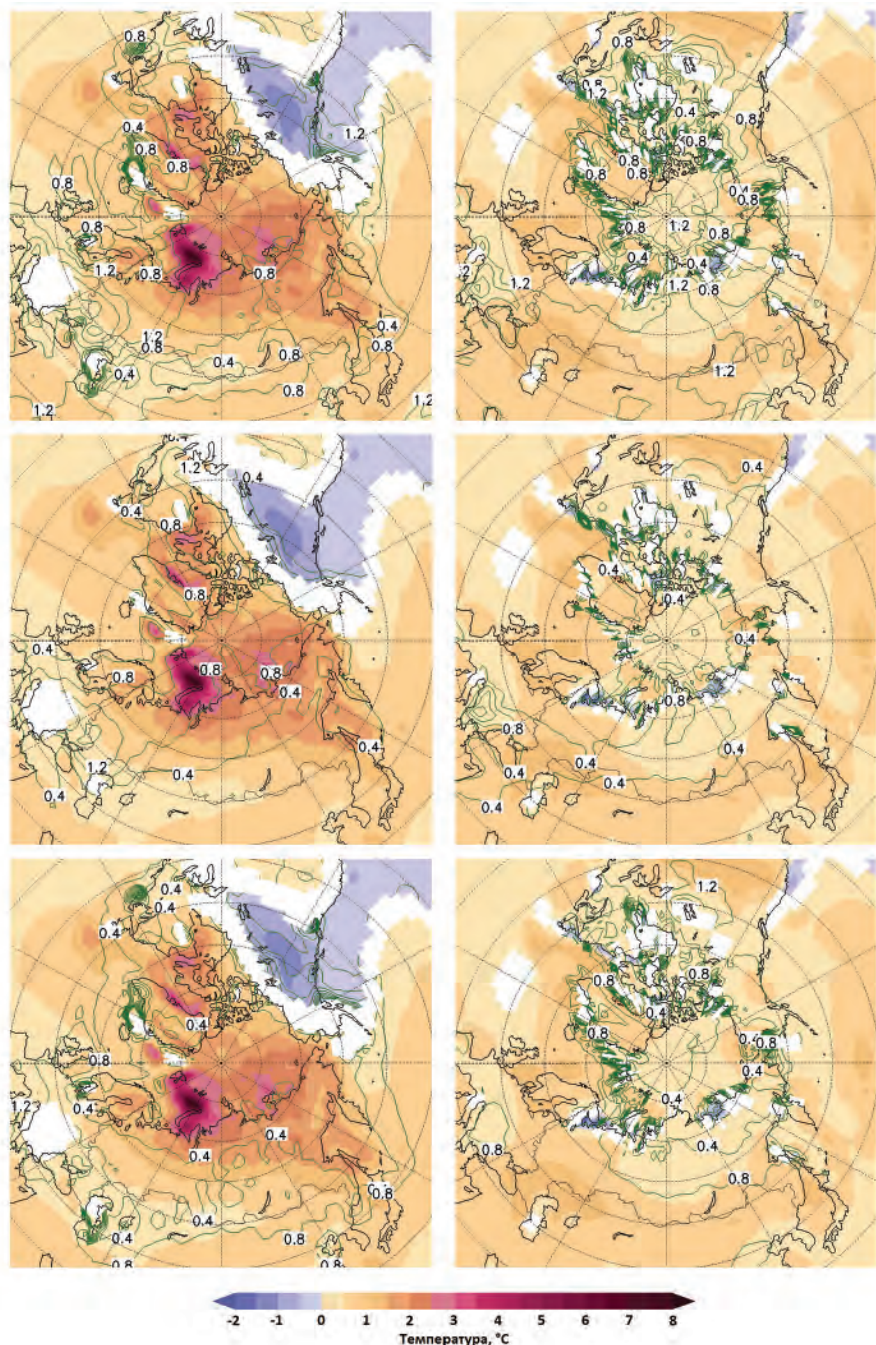


Рис. 4. Изменение температуры приземного воздуха в 2002–2011 гг. по сравнению с ее значениями в 1980–1989 гг. зимой (слева) и летом (справа). Варианты: основной (вверху), основной –  $\Delta SST$  (в центре) и основной –  $\Delta SIC$  (внизу).



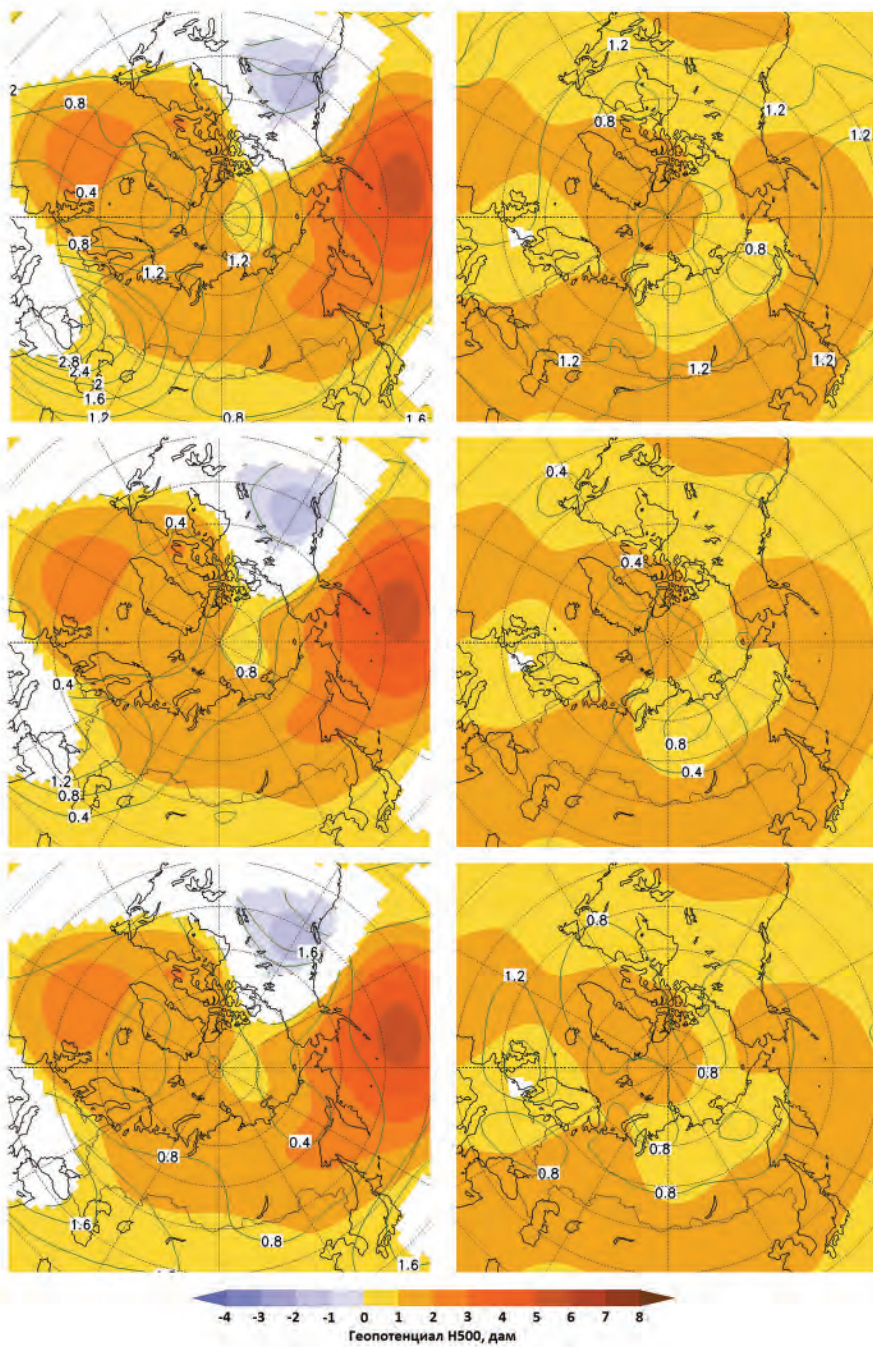


Рис. 5. Изменение  $H_{500}$  (декаметры) в 2002–2011 гг. по сравнению с ее значениями в 1980–1989 гг. зимой (слева) и летом (справа). Варианты: основной (вверху), основной –  $\Delta SST$  (в центре) и основной –  $\Delta SIC$  (внизу).