

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

АРКТИЧЕСКИЙ ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ СТАНОВИТСЯ СЕЗОННЫМ?

© 2013 г. В. В. Иванов^{1,2*}, В. А. Алексеев^{2,3}, Т. А. Алексеева¹, Н. В. Колдунов⁴,
И. А. Репина^{3,5,6}, А. В. Смирнов¹

¹ Арктический и антарктический научно исследовательский институт, С.-Петербург

² Международный Арктический научный центр, Университет Аляски, Фербенкс, США

³ Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН, Москва

⁴ Институт океанологии, Университет Гамбурга, Германия

⁵ Институт космических исследований РАН, Москва

⁶ Российский государственный гидрометеорологический университет, С.-Петербург

*E-mail: Vladimir.Ivanov@aari.ru

Поступила в редакцию 22.01.2013 г.

Одной из глобальных проблем, стоящих сегодня перед человечеством, является меняющийся планетарный климат. Несмотря на то, что взгляды ученых на первопричины наблюдаемых изменений климата весьма различны, факт наличия самих изменений сомнений не вызывает. Представляют большой научный и практический интерес количественная оценка современного состояния параметров климатической системы Земли, а также обоснованный прогноз этих параметров на последующие десятилетия. В этой связи северная полярная область занимает особое место как индикатор происходящих изменений вследствие эффекта полярного усиления. Знаковым проявлением этих изменений является резкое увеличение свободной ото льда площади в Северном Ледовитом океане (СЛО) в летний сезон, произошедшее в начале 2000-х годов. В предлагаемой обзорной статье авторы показывают, что после 2007 г. ледяной покров на большей части СЛО стал сезонным, т.е. площадь, ежегодно очищающаяся ото льда, устойчиво превысила 50%. В статье обсуждаются возможные последствия произошедших изменений для других компонент климатической системы, а также качественно оценивается вероятность достижения полностью сезонно безледного СЛО в ближайшем будущем.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, морской лед, межсезонная и межгодовая изменчивость ледового покрова, климат Северного полушария

DOI: 10.7868/S0205961413040076

ВВЕДЕНИЕ

К середине лета 2007 г. стало очевидно, что площадь ледяного покрова в Арктическом бассейне Северного Ледовитого океана (СЛО) близка к достижению очередного рекордного минимума. Сам по себе этот факт не был чем-то неожиданным или из ряда вон выходящим. Устойчивый тренд на снижение летней площади ледяного покрова СЛО отмечался с начала 1970-х годов (Walsh, Charman, 2001), а ансамблевые численные эксперименты на основе различных сценариев выброса парниковых газов предсказывали свободный ото льда СЛО в летний сезон к концу 21 в. (IPCC Report, 2007). Непредвиденное случилось осенью, когда выяснилось, что площадь ледяного покрова не просто побилла очередной рекорд в сторону уменьшения, а это уменьшение достигло 38% от площади ледяного покрова на пике сезонного минимума, осредненной за период спутниковых наблюдений – с 1979 по 2000 гг. (Comiso et al., 2008). По сравнению с такой колос-

сальной потерей льда в течение нескольких летних месяцев два предыдущих рекордных минимума (15% в 2002 г. и 20% в 2005 г.) выглядели более чем скромно. Алармисты праздновали победу, а противники теории глобального потепления искали возможные объяснения столь резкого расхождения своих концепций с действительностью. По горячим следам появились публикации в научно-популярных изданиях, предупреждающие безледный СЛО в ближайшие несколько лет, а интернет пестрел громкими заголовками о возможных климатических и политико-экономических последствиях потери арктического льда. После того, как первая волна восторгов и разочарований спала, на повестку дня встал вопрос о возможных причинах произошедшего. “Мгновенное”, по климатическим меркам, исчезновение льда более чем на половине площади покрытия в предыдущем году (2006), не было никем предсказано даже приблизительно. Оно не укладывалось и в долгосрочные климатические прогнозы, согласно ко-

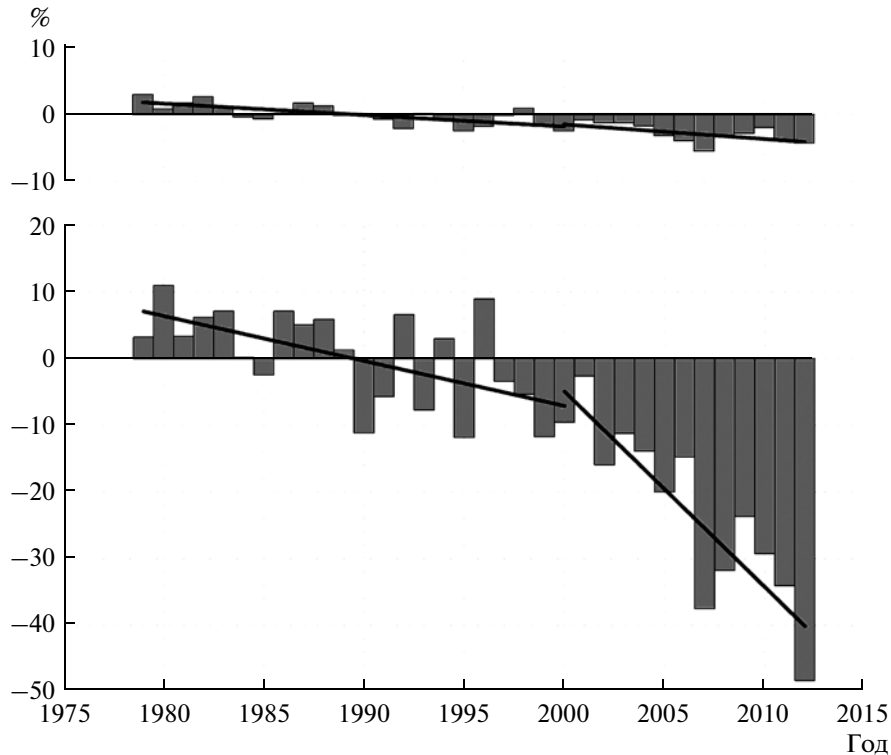


Рис. 1. Аномалия распространения льда (%) относительно среднего за период 1979–2000 гг. в марте (верхний рисунок) и в сентябре (нижний рисунок).

торым произошедшее в сентябре 2007 г. уменьшение площади ледяного покрова должно было случиться не раньше 2040–2060 гг. (Serreze et al., 2007). В течение зимы и лета 2008 г. главной “климатической интригой” был вопрос: продолжится ли дальнейшее снижение площади арктического морского льда? Когда в сентябре 2008 г. очередной минимум не дотянул до прошлогоднего около 6% (рис. 1), а в следующем году минимальная площадь ледяного покрова почти восстановилась до наблюдавшейся в 2005 г. (23%), страсти постепенно утихли. Событие 2007 г. было объявлено аномальным, и для его объяснения была даже предложена теория так называемого “идеального шторма”. Согласно этой теории, причиной “идеального шторма” стало длительное сохранение аномально высокого для летнего сезона атмосферного давления над Арктическим бассейном. Устойчивый арктический антициклон обеспечил ясную безоблачную погоду (способствующую повышенному поступлению коротковолновой солнечной радиации к поверхности океана), интенсивные затоки теплого воздуха с континентов и устойчивый вынос льда из Арктического бассейна (Stroeve et al., 2011 и ссылки в этой публикации). При этом термодинамический вклад локального таяния оценивался как менее значимый по сравнению с динамическим – выносом льда (Wang et al., 2009). Повторяемость синоптической

ситуации, благоприятствующей “идеальному шторму”, оценивалась как 1 раз в 10–20 лет (Kay et al., 2008). Однако частичное восстановление площади ледяного покрова оказалось непродолжительным, и после локального максимума в сентябре 2009 г. три последующих года летняя площадь арктического ледяного покрова непрерывно уменьшалась, достигнув в сентябре 2012 г. абсолютного минимума – 48% от среднемноголетнего сентябрьского минимума 1979–2000 гг. Так что же на самом деле произошло в сентябре 2007 г.: случайный выброс, вызванный редким стечением обстоятельств, или “мгновенное” исчезновение льда года стало закономерным результатом накопления изменений, охвативших СЛО в 1990-х и 2000-х годах? И чего ожидать в ближайшем будущем: действительно ли событие 2007 г. обозначило рубеж, за которым изменения, охватившие арктический ледяной покров, перешли на качественно новый уровень и начали заметно влиять на другие компоненты арктической климатической системы – атмосферу и океан? В предлагаемой статье мы проводим обзор опубликованных данных, свидетельствующих об изменении параметров арктического ледяного покрова, уделяя особое внимание периоду его резкого сокращения в начале 2000-х годов, и обсуждаем возможные последствия этих изменений для океана и атмосферы.

ИЗМЕНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ АРКТИЧЕСКОГО ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

В доспутниковую эру основным источником информации о состоянии ледяного покрова СЛО были визуальные наблюдения с судов, береговых станций и летательных аппаратов (самолетов и вертолетов). Очевидными недостатками данных, полученных таким способом, являются субъективный фактор (индивидуальный опыт наблюдателя) и ограниченная зона обзора. Среди определяемых визуально параметров наиболее достоверным является площадь покрытия льдом. Количественно этот параметр выражается сплоченностью льда, которая определяется отношением площади, покрытой льдом, к общей площади наблюдаемой поверхности океана. Границу между покрытой льдом поверхностью и открытой водой принято отождествлять с изолинией сплоченности, равной 0.15. Площадь океана, покрытая льдом со сплоченностью, равной или превышающей 0.15, определяется термином “распространение льда”. Объединение доступных исторических наблюдений о сплоченности позволило воссоздать эволюцию распространения морского арктического льда в течение 20 в. в пределах всего Северного полушария (Walsh, Charman, 2001), в отдельных районах СЛО – Северо-Европейском бассейне (Vinje, 2001) и в российском секторе Арктики (Mahoney et al., 2008). Несмотря на некоторые расхождения во временных рядах, рассчитанных на основе указанных массивов, выделяется ряд общих закономерностей. К ним в первую очередь следует отнести ярко выраженную сезонность временной изменчивости. Амплитуда межгодовых колебаний летней площади ледяного покрова примерно на порядок меньше, чем соответствующая зимняя амплитуда. До 1970 г. величина амплитуды летних колебаний не превышает 7–8% от среднего значения, а в зимних рядах межгодовая мода изменчивости вообще не выделяется. В последнюю треть 20 в. наблюдалось устойчивое уменьшение распространения льда в Северном полушарии: на 9–11% летом и 2–3% зимой – количественная оценка рассчитана авторами на основании данных, опубликованных в (Walsh, Charman, 2001).

С 1978 г. непрерывная регистрация состояния ледяного покрова СЛО осуществляется с помощью приборов, устанавливаемых на искусственных спутниках Земли (ИСЗ), что дало возможность охватить синхронными наблюдениями всю Арктику, за исключением “теневого” приполюсной зоны. Одним из первых спутников, производивших съемку ледяного покрова морей одновременно разными приборами в нескольких диапазонах спектра, стал отечественный ИСЗ “Океан”. Спутники этой серии функционировали в 1983–2000 гг. и оснащались сканером видимого диапазона, радаром бокового обзора и СВЧ-радиомет-

ром. Такая комплектация позволяла распознавать границы распространения однолетних и многолетних льдов, открытую воду в крупных разводьях и полыньях, а также положение кромки льдов при взволнованной открытой водной поверхности (Смирнов, 2010). В настоящее время непрерывный спутниковый мониторинг состояния поверхности СЛО ведется в рамках американских и европейских долгосрочных научных программ. Среди ныне действующих программ наиболее продолжительной является миссия, финансируемая Министерством обороны США, начатая на спутнике Nimbus-7 (1978–1987 гг., прибор SSMR) и продолжающаяся по настоящее время на спутниках серии DMSP (Defence Ministry Satellite Program F8, F11, F13, F15, F17, приборы SSM/I и SSMIS). Применяемые в рамках этой программы сканирующие многоканальные микроволновые радиометры позволяют эффективно распознавать покрытую льдом поверхность и открытую воду с пространственным разрешением 25 км. Важным преимуществом использования микроволнового диапазона в Арктике (по сравнению с видимым и ИК) является возможность получения информации при различной освещенности и облачности. Непрерывно пополняемый набор данных, получаемых в рамках программы DMSP, является общедоступным, что наряду с беспрецедентной продолжительностью наблюдений делает его выжнейшим источником фактической информации о современных тенденциях в состоянии арктического ледяного покрова.

Распространение ледяного покрова в СЛО в 1979–2012 гг.

Представленные на рис. 1 временные ряды зимнего (март) и летнего (сентябрь) распространения ледяного покрова, построены по данным SSMR-SSM/I (Meier et al., 2006; Cavalieri, 1996; <http://nsidc.org/data/nsidc-0051.html>). Сплоченность льда восстановлена с использованием алгоритма NASA Team, который был разработан сотрудниками Лаборатории гидросферных процессов в Центре космических полетов им. Годдарда (США). Обращают на себя внимание следующие характерные особенности. Во временных сериях выделяются три интервала, отличающиеся по знаку и величине аномалий. С 1979 по 1989 гг. преобладают положительные аномалии, не превышающие 10% от среднего значения. С 1990 по 1996 гг. амплитуда аномалий возрастает одновременно с чередованием их знака. С 1997 г. (сентябрь) и с 1999 г. (март) года наблюдаются только отрицательные аномалии. Величина летних аномалий устойчиво возрастает, достигая абсолютного максимума (48%) в сентябре 2012 г. Максимальные зимние аномалии не превышают 6% от среднего значения. Помимо значительной разницы в абсолютных величинах уменьшения распро-

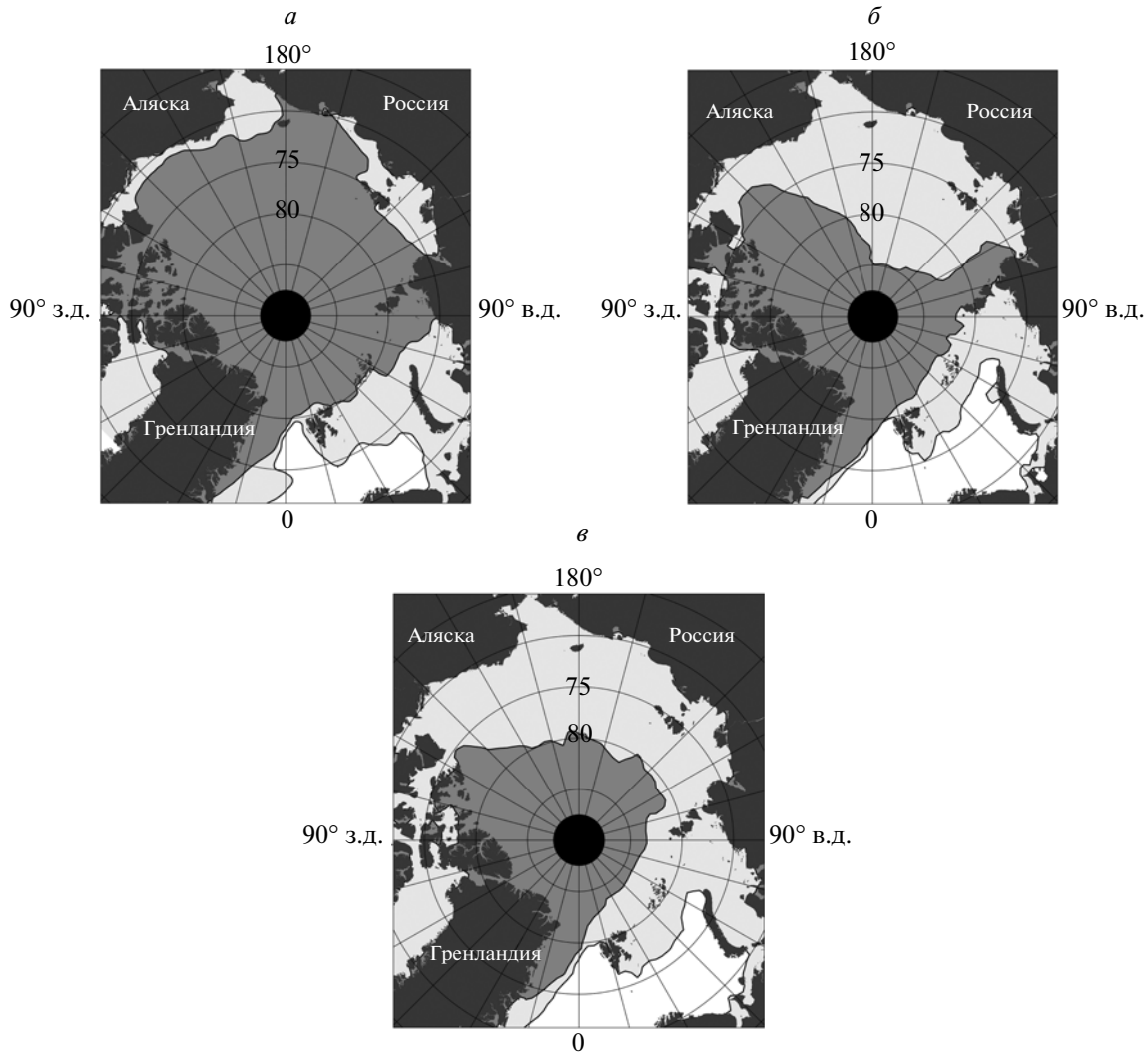


Рис. 3. Максимальное (светло-серый) и минимальное (темно-серый) летнее распространение льда в СЛО: *а* – осредненные за период 1979–2000 гг.; *б* – в 2007 г.; *в* – 2012 г.

странения льда в летний и зимний сезоны, бросается в глаза следующее принципиальное отличие. Зимние линейные тренды на интервалах 1979–2000 и 2000–2012 гг. почти одинаковы: -0.17 и $-0.21\%/год$, тогда как летние тренды в этих же временных границах составляют -0.67 и $-2.93\%/год$. Это означает, что в первое десятилетие 21 в. средняя скорость сокращения летнего ледяного покрова возросла почти в 4.5 раза! Аналогичная оценка для интервалов 1979–1998 и 1999–2010 гг. дала возрастание в 4.8 раза (Stroeve et al., 2011). Сравнительный анализ летней изменчивости ледяного покрова в широтных зонах 60° – 75° с.ш. и 75° – 90° с.ш. позволяет утверждать, что ускоренное отступление летней ледовой кромки в 2000-е годы связано с интенсивным освобождением ото льда приполюсной зоны, тогда как в субполярном широтном поясе радикальных изменений по сравнению с предшествующим годами не произошло (рис. 2 на цветн.вклейке).

Резкое возрастание сезонности арктического ледяного покрова, наблюдаемое в последние пять лет, проиллюстрировано на рис. 3, где приведены максимальное зимнее и минимальное летнее распространение льда, осредненное за 1979–2000 гг. и в годы достижения рекордных минимумов (2007 и 2012). Как следует из приведенных карт, летнее отступление льда в среднем направлено от морей сибирского и аляскинского шельфов к Гренландии и о-вам Канадского Арктического архипелага. Эта закономерность объясняется динамическими причинами – существованием устойчивой крупномасштабной циркуляционной структуры в поверхностном слое Арктического бассейна. Основными элементами этой структуры являются вынос льда из морей сибирского шельфа в генеральном направлении полюса и пролива Фрама (так называемый Трансдрифт) и антициклонический круговорот Боффорта в Канадской котловине (Никифоров, Шпайхер, 1980). Скорость и на-

правление переноса в системе Трансдрифт–круговорот Боффорта меняются в зависимости от преобладающего типа атмосферной циркуляции (Proshutinsky, Johnson, 1997), однако общая тенденция остается неизменной. Благодаря этому в районе к северу от Гренландии и о-вов Канадского Арктического архипелага накапливается старый лед, и летний ледяной покров способен сохраняться дольше, чем в других частях Арктического бассейна, что подтверждается результатами оценочных расчетов при помощи метода нейронных сетей (Belchansky et al., 2008) и прогнозов глобальных климатических моделей (IPCC Report, 2007).

Толщина льда и его возраст

Ключевым параметром, определяющим сезонность морского льда, является его толщина. Тонкий лед легче ломается, мобильнее и обладает более высокой пропускной способностью для коротковолновой радиации, что обеспечивает его ускоренное таяние по сравнению с толстым льдом при одинаковом поступлении тепла. Согласно историческим данным, полученным в 20 в., в Арктическом бассейне, вдали от берегов, нарастающий в течение одного зимнего сезона лед достигал толщины около 2 м (Romanov, 1995). Лед с толщиной более 3 м, как правило, являлся многолетним (Доронин и Хейсин, 1975). В 2000-х годах эти цифры, по всей видимости, значительно изменились. Maslanik et al. (2007) провели сравнение возраста льда, полученного при помощи анализа ежедневных полей его перемещения, и толщины, полученной при помощи лазерного альтиметра, установленного на спутнике IceSat. Анализ проводился для данных за февраль и март 2003–2006 гг. Оценочная толщина однолетнего льда составила около 1.5 м, двухлетнего – около 2 м, а трехметровой толщины достигал только лед возрастом 6–7 лет.

Постоянный ледяной покров в СЛО, наблюдавшийся в 20 в., характеризовался преобладанием многолетнего льда (Comiso, 2002). В 1999 г. почти одновременно появились сообщения о значительном утоньшении льда в Арктическом бассейне (Rothrock et al., 1999) и сокращении площади, занятой многолетним льдом (Jonahnesen et al., 1999). Вывод об уменьшении средней толщины льда в глубоководной части Арктического бассейна с 3.1 м (в 1958–1978 гг.) до 1.8 м (в 1993–1997 гг.) был обоснован результатами измерений толщины подводной части льда с американских и английских подводных лодок. Сокращение площади, занятой многолетним льдом между 1978 и 1998 гг., со скоростью 14% за десять лет было оценено по результатам обработки спутниковых снимков, полученных в рамках упоминавшейся выше программы DMSP. Belchansky et al. (2005) на основе анализа данных SSMR-SSM/I

методом нейронных сетей пришли к выводу о значительном сокращении площади многолетнего льда в канадском и сибирском секторах СЛО в период с 1979 по 2004 гг. Nghiem et al. (2007) рассчитывали дрейф льда для определения его возраста, но вместо спутниковых продуктов использовали информацию о дрейфе буев, доступную с 1950-х годов. Полученные таким образом оценки площади многолетнего льда показывают, что она уменьшается с начала 1970-х годов, но с 2000 г. отрицательный тренд значительно усилился. Независимость методов получения указанных оценок и согласованность выявленных тенденций дополнительно свидетельствуют в пользу их достоверности. Исследования толщины и возраста морского льда, выполненные в начале 2000-х годов с применением новейших методов обработки спутниковой информации и привлечением подспутниковых измерений с дрейфующих буев (Fowler et al., 2004; Rigor, Wallace, 2004), а также прямые измерения с ледоколов (Фролов и др., 2009) подтвердили значительное уменьшение средней толщины льда по всему Арктическому бассейну (Giles et al., 2008; Kwok et al., 2009). Несмотря на имеющиеся различия в числовых оценках, содержащихся в различных публикациях, общая тенденция прослеживается весьма отчетливо: уменьшение средней толщины льда в Арктическом бассейне в 2000-е годы по сравнению с 1970-ми годами составило 20–40%. Большинство авторов связывают произошедшее утончение морского льда с уменьшением доли многолетнего льда, тогда как толщина однолетнего льда в конце зимнего сезона изменилась незначительно (Kwok et al., 2009; Фролов и др., 2009). В пользу последнего утверждения наглядно свидетельствуют приведенные на рис. 4 (см. на цветн. вклейке) распределения доли многолетнего льда в Арктическом бассейне, рассчитанные по данным спутниковых альтиметрических измерений превышения льда над поверхностью океана с помощью лидара в рамках 6-летней программы IceSat (Kwok, Cunningham, 2008; <http://rkwok.jpl.nasa.gov/icesat/download.html>). Количественные оценки возрастного состава льда после 2007 г. указывают на соотношение между однолетним и многолетним льдом в конце зимнего сезона примерно 2 : 1 (Kwok et al., 2009), тогда как до начала 2000-х годов это соотношение было обратным (Stroeve et al., 2011). Устойчивый переход относительной доли однолетнего льда через 50%-ную отметку означает преобладание сезонного ледяного покрова, что произошло после аномальной потери льда летом 2007 г.

Обобщая изложенные в данном разделе факты, сформулируем основные положения об изменении параметров арктического ледяного покрова в 20 в. и первой декаде 21 в. Так, с 1900 г. до 1970-х годов значимых трендов в распространении льда в Северном полушарии не зарегистрировано. С 1970

по 2012 г. наблюдалось устойчивое сокращение площади, занятой льдом, причем средняя скорость сокращения в летний сезон ($-0.09 \times 10^6 \text{ км}^2/\text{год}$) в 4.5 раза превысила соответствующую скорость в зимний сезон ($-0.02 \times 10^6 \text{ км}^2/\text{год}$). Одновременно с общим уменьшением площади менялся и возрастной состав льда в сторону сокращения доли многолетнего льда. Средняя толщина льда в Арктическом бассейне уменьшилась с 3 м в 1970-е годы до 1.8–2.4 м в начале 2000-х годов. Совокупным результатом произошедших изменений стало то, что на значительной части СЛО ледовый покров стал сезонным. Временной отметкой устойчивого перехода к сезонному ледяному покрову на большей части СЛО можно считать 2007 г., после которого доля однолетнего льда в Арктическом бассейне превысила 50%.

ВЕРОЯТНЫЕ ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Наиболее распространенное мнение состоит в том, что основной причиной происходящего сокращения арктического ледяного покрова является глобальное потепление климата, обусловленное повышением содержания парниковых газов в атмосфере (IPCC report, 2007). Эта точка зрения, по сути, содержит два утверждения — о глобальном повышении приземной температуры воздуха и о его причинах. Помимо теории о глобальном потеплении вследствие человеческой деятельности, существует целый ряд теорий (гипотез), объясняющих современные климатические изменения долгопериодной изменчивостью процессов в атмосфере, океане и земной толще, параметров Земли, как небесного тела, процессах на Солнце и др. Ни в коей мере не желая принизить приверженцев более экзотических версий, в настоящем разделе авторы ограничатся лишь рассмотрением тех процессов, которые, с их точки зрения, являются наиболее значимыми для объяснения быстрых (в течение 5–20 лет) изменений параметров арктического морского льда — процессов в атмосфере и в океане.

Роль атмосферы

Применительно к северной полярной области более интенсивное (по сравнению с умеренными широтами) повышение приземной температуры воздуха (рис. 5 на цветн. вклейке) объясняют так называемым полярным усилением, формирующимся вследствие положительных обратных связей между процессами, обеспечивающими возрастание приземной температуры воздуха в Арктике. Полярное усиление объясняется как локальными факторами (альбедный механизм), так и влиянием “удаленных связей” вследствие атмосферных и океанических переносов (Alexeev et al., 2005; Langen, Alexeev, 2007; Alexeev, Jackson,

2012). Считается, что в наиболее позднем потеплении в Арктике альбедные механизмы играли определяющую роль (Alexeev et al., 2012). Справедливости ради следует отметить, что наибольший рост средней приземной температуры воздуха наблюдался с 1980 по 2000 гг., после чего он фактически остановился, хотя повышенный фон температуры сохраняется (IPCC Report, 2007). Раздельный анализ зимних и летних тенденций указывает на смену знака зимнего тренда на отрицательный над северной Сибирью, начиная примерно с 1990 г. (Cohen et al., 2012a, 2012b). Тем не менее тезис о значительном повышении приземной температуры воздуха в Арктике в конце 20–начале 21 вв. сомнений не вызывает (Алексеев и др., 2009). Что касается второго утверждения, — что причиной этого повышения является парниковый эффект, — то на этот счет мнения ученых разделяются. В данной статье авторы не ставили своей целью доказательство или опровержение объяснения потепления климата антропогенным фактором и не касаются в дальнейшем этой дискуссионной темы.

Помимо возрастания приземной температуры воздуха, роль атмосферы в сокращении площади ледяного покрова обычно связывают с динамическим фактором — изменением циркуляционного режима, приводящего к перераспределению плавучего льда в Арктическом бассейне и формированию устойчивого выноса льда за его пределы (Makshtas et al., 2003). В частности, действием именно этого фактора рядом авторов отводилась основная роль в событии 2007 г., когда произошло наиболее сильное сокращение площади арктического льда (рис. 1) по сравнению с предшествующим годом (L'Heureux et al., 2008; Ogi et al., 2008). Авторы указанных публикаций сходятся во мнении, что в 2007 г. аномальная синоптическая ситуация над Арктическим бассейном сформировалась в начале июля и сохранялась до сентября. В современной литературе наблюдавшуюся в поле приземного давления аномальную структуру обозначают термином летний Арктический Диполь. Он характеризуется зоной повышенного давления над морем Бофорта и Канадской котловиной и зоной пониженного давления над восточной Сибирью (Wu et al., 2006; Overland et al., 2008; Wang et al., 2009). Под действием Арктического Диполя над Восточно-Сибирским и Чукотским морями преобладают ветры южной четверти, приносящие теплый воздух с континента (что усиливает таяние льда) и ускоряющие вынос льда в направлении полюса и прол. Фрама (Wang et al., 2009). Другая важная особенность диполя состоит в том, что он также обеспечивает сохранение безоблачной погоды в море Бофорта. Это связано с повышенным давлением в регионе. Дополнительная солнечная радиация, несомненно, способствует таянию некоторого количества льда, а

более тонкий лед переносится гораздо более эффективно.

Следует заметить, что выделение указанной структуры не является чем-то принципиально новым, и ее упоминание под другими названиями, например, Баренцево-морская осцилляция, встречалось и ранее (Skeie, 2000; Tremblay 2001). По сути это структура в поле атмосферного давления, поддерживающая уже упоминавшийся выше Трансдрифт – перенос льда в направлении геострофического ветра. Она характеризуется положительной аномалией давления над американской частью Арктики и отрицательной – над Сибирью. Считается, что Трансдрифт был изначально открыт Ф.Нансеном (1906) во время его исторической экспедиции 1893–1896 гг. и позднее был подробно описан российскими/советскими учеными (Визе, 1944; Гудкович, 1961). Выделение Арктического Диполя в поле приземного давления восходит к трудам классиков советской полярной метеорологии А.Ф. Вангенгейма и А.А. Гирса (Гирс, 1974). Важность Арктического Диполя и Трансдрифта активно обсуждалась в литературе (например (Никифоров, Шпайхер, 1980)). Общепринятое мнение подтверждает значимость устойчивых трендов в состоянии Трансдрифта для достижения наблюдаемых минимумов в последней декаде. Причины изменения в поведении Трансдрифта и диполя пока не нашли однозначного объяснения. На рис. 6 (на цветн. вклейке) приведено распределение аномалий приземного давления, соответствующих моде, обеспечивающей усиление Трансдрифта (рис. 6а), и временной ряд коэффициента Фурье этой моды с 1900 г. (рис. 6б). Анализ был проведен по всем 140 годам реанализа 20 в. (Compo et al., 2011) для всех августов и сентябрей. Хорошо заметно, что, начиная примерно с 2000 г., коэффициент Фурье сохраняет положительные значения.

Общее уменьшение сплоченности льда в Арктическом бассейне гипотетически связывают с возможным увеличением скорости дрейфа, поскольку тонкий разреженный лед должен гораздо сильнее реагировать на ветровое воздействие. Hakkinen et al. (2008) обнаружили, что с 1950-х годов увеличение скорости дрейфа льда связано с увеличением напряжения трения ветра. Но для периода наиболее заметного сокращения ледяного покрова (1989–2009) Vihma et al. (2012) показали, что положительные тренды в скорости дрейфа льда не могут быть объяснены изменениями в поле ветра. Spreen et al. (2011) также обнаружили, что тренды скорости дрейфа гораздо больше, чем тренды скорости ветра.

Роль океана

Роль океана в наблюдаемом сокращении арктического морского льда, как правило, считается менее значимой. Такая точка зрения основана на

следующих общепринятых постулатах. Сезон таяния в Арктическом бассейне ограничен двумя–тремя летними месяцами. Несмотря на летнее таяние, на большей части Арктического бассейна сохраняется многолетний лед, отражающий значительную часть приходящей коротковолновой солнечной радиации и соответственно препятствующий заметной аккумуляции тепла в верхнем слое океана. В результате накопленный за летние месяцы теплозапас в верхнем перемешанном слое быстро отдается в атмосферу с началом осени и не оказывает сколь-нибудь значимого влияния на параметры морского льда. Основным адвективным источником тепла для Арктического бассейна являются теплые воды, поступающие из Северной Атлантики (атлантические воды (АВ)) и из Берингова моря (тихоокеанские воды (ТВ)) (Никифоров, Шпайхер, 1980). Однако на большей части Арктического бассейна эти водные массы отделены от верхнего перемешанного слоя резким пикноклином (слоем быстрого возрастания плотности воды) и в силу этого не могут эффективно отдавать накопленное тепло ледяному покрову. Описанная ситуация была характерна для океанографических условий в СЛО в 20 в. Но не исключено, что изменения, произошедшие с начала 1990-х годов в структуре вод Северо-Европейского и Арктического бассейнов, существенно ее изменили. В чем суть произошедших изменений? В начале 1990-х годов произошло событие, не связанное напрямую с верхним слоем океана и ледяным покровом в Арктике – в центральной части Гренландского моря исчез так называемый “купол” донных вод, постоянно регистрировавшийся еще со времен первых океанографических наблюдений в Гренландском море в начале 20 в. (Helland-Hansen, Nansen, 1909). “Купол” представлял собой крупномасштабный конусообразный изгиб изопики над Гренландской котловиной, обеспечивавший необходимые предпосылки для развития глубокой конвекции (Marshall, Schott, 1999). В динамическом аспекте существование такой структуры обеспечивало эффективную бароклинную рециркуляцию потока АВ, поступающей в Северо-Европейский бассейн из Северной Атлантики, с Норвежским течением. Благодаря этой рециркуляции объем АВ, достигавший прол. Фрама, составлял около 20% от суммарного объема, поступающего через Фареро-Шетландский прол. (Никифоров, Шпайхер, 1980). Оставшиеся 80% рециркулировали в Северо-Европейский бассейн и выносились обратно в Северную Атлантику через Датский пролив (Hansen, Osterhus, 2000). Исчезновение “купола”, очевидно, привело к ослаблению рециркуляции атлантических вод в Северо-Европейский бассейн и возрастанию объема этих вод, поступающих в Арктический бассейн (Rudels et al., 2000). В пользу этого заключения свидетельствуют долговременные серии прямых измерений течений в

проливе Фрама (Schauer et al., 2008). Одновременно с усилением расхода АВ в проливе Фрама заметно повысилась их температура (Алексеев и др., 1999; Polyakov et al., 2005).

Проникновение больших объемов АВ с повышенной температурой в Арктический бассейн способно нарушить тепловой баланс на нижней поверхности ледяного покрова вследствие усиления теплового потока снизу. Согласно оценкам в (Rothrock et al., 1999), возрастание среднего по площади Арктического бассейна вертикального потока тепла с традиционно принятых 2 Вт/м² (Untersteiner, 1961) до 4 Вт/м² вполне достаточно, чтобы обеспечить наблюдаемое утоньшение морского льда. Поскольку распределение верхней границы АВ в Арктическом бассейне весьма неравномерно (EWG, 1997, 1998), средняя величина вертикального потока тепла сильно меняется в зависимости от района. Максимальный поток тепла наблюдается вдоль траектории теплового ядра АВ между проливом Фрама и архипелагом Северная Земля, где атлантические воды находятся близко к поверхности океана (Ivanov et al., 2012). Последовательные гидрологические съемки вдоль континентального шельфа Евразии, выполненные в период Международного Полярного года (2007–2008 гг.), документально подтвердили перенос тепла от ядра АВ в вышележащий слой (Polyakov et al., 2010). В этой же статье был сделан вывод о том, что тепловой вклад океана в уменьшение толщины льда за счет повышения теплосодержания АВ в 2000-е годы сопоставим с вкладом атмосферы. Анализ данных совместной модели океана, льда и атмосферы также показывает, что во время эпизодов усиления притока тепла с АВ в северную часть моря Лаптевых есть вероятность влияния этого тепла на характеристики ледового покрова (Koldunov et al., 2010).

Свидетельство о прямом тепловом воздействии атлантических вод на ледяной покров содержится в статьях (Ivanov et al., 2012; Alexeev et al., 2013). Сопоставление временной изменчивости сплоченности льда в западной части котловины Нансена за период 1979–2011 гг., данных о зимней толщине льда в этом же районе в период 2004–2008 гг., материалов гидрологических съемок и доступной метеорологической информации позволило сформулировать базовое утверждение о значительном тепловом воздействии АВ на морской лед в западной части котловины Нансена в 2000-е годы. Для количественной оценки уменьшения толщины льда вдоль траектории АВ в каждой точке области 15°–60° в.д., 80°–85° с.ш. были рассчитаны отклонения от средней толщины однолетнего льда, нарастающего за один зимний сезон (200 ± 20 см). Результаты расчета показали, что для средней толщины однолетнего льда его дополнительный объем, который сформировался бы при отсутствии теплового влияния АВ,

составил в 2006–2008 гг. 150–200 км³/год. Это эквивалентно 20% от общего уменьшения объема льда в Арктическом бассейне с 2004 по 2008 гг., равного 900 км³/год (Kwok et al., 2009).

В тихоокеанском секторе аналогичную роль источника тепла снизу способны играть летние ТВ (Shimada et al., 2006). Глубина залегания сравнительно теплового ядра этих вод составляет около 50 м, и в отличие от глубины залегания АВ незначительно меняется по пространству (Никифоров, Шпайхер, 1980). Летнее сокращение льда в 2007 г. в наибольшей степени проявилось именно в тихоокеанском секторе. С 2001 по 2007 гг. адвекция тепла в Арктический бассейн за счет ТВ, поступающих через Берингов пролив, увеличилась вдвое, и в 2007 г. адвективный приток тепла в Чукотское море был сопоставим с поступлением коротковолновой радиации (Woodgate et al., 2010). Это косвенно указывает на возможный вклад тепла ТВ в уменьшение ледяного покрова в Канадском секторе Арктического бассейна летом 2007 г. По некоторым оценкам (Махотин, Дмитренко, 2011), теплосодержание, объем и площадь летних ТВ достигли в 2009 г. максимума за весь период наблюдений. В то же время следует заметить, что механизм контактного теплообмена, через который возможна передача тепла АВ ко льду в районе, прилегающем к прол. Фрама, не работает для ТВ. Они нигде не выклиниваются на поверхность и всегда отделены ото льда задерживающими слоями с высокими градиентами плотности.

С сокращением летнего ледяного покрова возросла также роль океана как аккумулятора тепла, поступающего из атмосферы. Согласно данным измерений с дрейфующих массобалансовых буев, определяющий вклад в интенсивное таяние льда в море Боффорта летом 2007 г. внесло таяние снизу благодаря теплу, абсорбированному верхним слоем океана (Perovich et al., 2008). Вследствие положительной обратной связи через альбедный механизм, подробно рассмотренный в следующем разделе, возрастание площади открытой воды летом 2007 г. в 5 раз(!) увеличило количество тепла, поглощенное верхним слоем океана, что, по мнению (Perovich et al., 2008), в значительной степени способствовало аномальному очищению ото льда канадско-тихоокеанского сектора Арктического бассейна.

ВОЗМОЖНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРОЦЕССОВ В ОКЕАНЕ И АТМОСФЕРЕ В СЕЗОННО БЕЗЛЕДНОМ СЛОЕ

Из общефизических соображений можно ожидать, что следствием перехода к сезонному ледяному покрову может стать кардинальная перестройка процессов в атмосфере и океане, связанная со значительным изменением свойств подстилающей поверхности. В данном дискуссии-

онном параграфе мы анализируем наблюдаемые в настоящее время изменения и рассматриваем гипотетические возможности осуществления того или иного дальнейшего сценария при условии сохранения наблюдаемых тенденций в параметрах арктического морского льда. Ключом к пониманию возможных будущих изменений являются обратные связи, которые формируются в системе “атмосфера—морской лед—океан”. Обратная связь в самом широком смысле означает отклик (ответную реакцию) на какое-либо действие или событие. В случае отрицательной обратной связи реакция системы приводит к такому сдвигу вызвавшего ее параметра, который противодействует первоначальному изменению. При положительной обратной связи, наоборот, реакция системы способствует дальнейшему отклонению вызвавшего это изменение параметра от исходного значения.

Применительно к системе “атмосфера—морской лед—океан” из теории и наблюдений известны примеры как положительных, так и отрицательных обратных связей на различных пространственно-временных масштабах. Классическим примером отрицательной обратной связи на планетарном масштабе является теория автоколебаний в системе “СЛО—Северная Атлантика”, предложенная В.В. Шулейкиным (1953). Согласно этой теории, усиление выноса льда из СЛО через Датский пролив приводит к распреснению и охлаждению субполярного круговорота, следствием чего является охлаждение Северо-Атлантического течения и уменьшение меридионального потока тепла из умеренных широт в полярные. В результате этого циркуляция в СЛО замедляется, что приводит к ослаблению адвекции льда из СЛО — потеплению в субполярном круговороте и интенсификации меридионального переноса тепла, после чего цикл повторяется. Шулейкин оценивал период этих автоколебаний в 10–12 лет. Справедливости ради следует отметить, что несмотря на формальную непротиворечивость и изящность этой теории, она не нашла неопровержимых подтверждений в данных наблюдений. Аномальный сброс льда и пресной воды в Северную Атлантику в конце 1960-х годов, породивший так называемую Великую соленостную аномалию в субполярном круговороте, не привел к ярко выраженным автоколебаниям в системе (Dickson et al., 1988), а согласованное с наблюдениями объяснение цикличности поверхностной циркуляции в Арктическом бассейне на декадном временном масштабе было предложено в конце 1990-х годов А. Прошутинским и М. Джонсоном (Proshutinsky, Johnson, 1997) на основе перемежаемости глобальных атмосферных процессов, не связанных напрямую с состоянием и динамикой арктического морского льда. В то же время необходимо подчеркнуть, что роль обратных связей на планетарном масштабе на се-

годняшний день можно скорее отнести к дискуссионным, а не к изученным научным вопросам. Так, теория Прошутинского—Джонсона, неплохо работавшая до начала 1990-х годов, в последние 20 лет дает явные сбои, т.е. ожидавшейся в начале 2000-х годов устойчивой смены атмосферного циркуляционного режима не произошло. В результате к 2008 г. в море Бофорта сформировалась беспрецедентная по объему аномалия пресной воды (McPhee et al., 2009), которая грозит катастрофическими последствиями для глобальной термохалинной циркуляции (Broecker, Wallace, 1999) в случае резкого сброса этой избыточной пресной воды в Северную Атлантику (Mauritzen, 2012). Необходимо отметить, что по вопросу о возможных последствиях перехода к сезонному ледяному покрову для глобальной термохалинной циркуляции существуют и альтернативные точки зрения. Например, в статье (Иванов, 2011) показано, что в условиях пониженной ледовитости СЛО возможно усиление водообмена между шельфом и Арктическим бассейном. Это может привести к смещению основного района образования плотной воды в Северном полушарии из Северо-Европейского бассейна в Арктический бассейн. Поскольку более плотная вода, формирующаяся в высоких широтах, обеспечивает стабильность глобальной термохалинной циркуляции, возрастание роли Арктического бассейна как источника более плотной воды для Мирового океана способно уменьшить отрицательный эффект блокирования меридионального переноса тепла вследствие таяния льдов и связанного с этим распреснения верхнего слоя океана в высоких широтах. Недавние модельные расчеты, выполненные в университете Гамбурга (A. Kohl, персональная информация) дают основания предполагать, что объем выносимой из Арктики пресной воды определяется в гораздо большей степени не ее количеством в Арктическом бассейне, а силой течений, которые выносят эту воду через прол. Фрама и прол. Канадского Арктического архипелага. Это означает, что наличие сильной аномалии пресной воды в море Бофорта не обязательно приведет к катастрофическим последствиям для глобальной термохалинной циркуляции.

К числу крупномасштабных обратных связей, вызываемых исчезновением летнего ледяного покрова в Арктике, можно также отнести изменение температурных режимов в средних (и даже низких!) широтах в результате значительных изменений атмосферной циркуляции. Так, например, похолодания в Сибири последних лет, по крайней мере частично, были вызваны аномально низкими покровами льда в отдельные годы (Cohen et al., 2012a; Overland et al., 2010). Холодные зимы в Европе также связывают с уменьшением ледяного покрова как во всем СЛО (Jaiser et al., 2012), так и локально в Баренцевом и Карском морях (Petoukhov, Semenov, 2010). Механизм, объясняющий

передачу сигнала из Арктики в средние и низкие широты, связан с ослаблением циркуляции ячеек Ферреля и Гадлея и сопутствующими значительными изменениями в зональной и меридиональной циркуляции. Тот же механизм используется для объяснения нескольких аномально холодных и снежных зим на территории США (Liu, 2012), а также снежных бурь в Китае (Na, 2012).

На сезонном временном масштабе из наблюдений хорошо известна закономерность, называемая “историчностью” или “инерционностью” процессов и используемая в физико-статистических ледовых прогнозах (Кудрявая и др., 1974). В случае аномально низкой сплоченности льда летом высока вероятность того, что появление льда и полное замерзание в последующий зимний сезон произойдут в более поздние сроки. Интуитивно эта закономерность представляется вполне очевидной, однако в силу неопределенности влияния других факторов (например, атмосферного форсинга), она справедлива лишь в статистическом смысле. Из общезначимых законов указанная закономерность объясняется тем, что при наличии большей площади открытой воды в летний сезон происходит более эффективный прогрев воды, следствием чего является повышенный теплозапас верхнего квазиоднородного слоя. В случае, если атмосферное выхолаживание в последующий осенне-зимний сезон близко к норме, для удаления аномального теплозапаса требуется больше времени, что и обуславливает запаздывание в появлении льда. О положительной обратной связи при этом речи не идет, поскольку длительный зимний сезон в значительной степени стирает “память” об отклонениях в развитии процессов прошлого лета. События последнего десятилетия заставляют пересмотреть эту точку зрения. Как было показано выше, принципиально важным изменением, произошедшим после 2007 г., стало преобладание сезонного морского льда. Благодаря тому, что площадь открытой воды в конце летнего сезона существенно возросла, к концу зимнего сезона преобладающая часть Арктического бассейна оказывается покрытой более тонким, чем в предшествующий год, льдом. Этот более тонкий лед быстрее вытает и /или выносятся течениями в сопредельные бассейны следующим летом (Lindsay et al., 2009). Здесь налицо типичный пример положительной обратной связи на годовом временном масштабе, причем связи устойчивой, поскольку для ее нарушения необходим аномально сильный и продолжительный атмосферный импульс, способный затормозить летнее таяние и/или усилить зимнее ледообразование, чтобы вернуть систему к исходному состоянию.

На масштабах времени меньше сезона наиболее значимую роль в формировании положительных обратных связей в системе атмосфера—морской лед играет уже упоминавшийся альбедный

механизм. Альbedo характеризует отражательную способность поверхности и меняется в диапазоне от 1 (при полном отражении) до 0 (при полном поглощении приходящей солнечной радиации). Специфической особенностью Арктического бассейна является то, что отражательная способность подстилающей поверхности очень резко меняется на ограниченном пространственном масштабе: альbedo льда, покрытого вновь выпавшим снегом, составляет 0.9, а альbedo открытой воды равно 0.05. Соответственно соотношение площадей, покрытых льдом, и открытой воды в значительной степени определяет тепловой баланс поверхности Арктического бассейна (Макштас, 1984). Суть положительной обратной связи, формируемой альбедным механизмом, состоит в том, что возрастание площади открытой воды в летний сезон приводит к возрастанию объема поглощенной коротковолновой солнечной радиации, что способствует дальнейшему расширению свободной ото льда поверхности. По мнению ряда авторов (напр.: Perovich et al., 2008), именно альбедный механизм сыграл ключевую роль в аномальном событии 2007 г. При этом значительный вклад в физический механизм таяния, возможно, внесло боковое таяние — тема, требующая дальнейшего серьезного анализа.

Положительная обратная связь за счет альбедного механизма имеет термодинамическую природу. Можно ожидать, что при значительном расширении зон открытой воды в летний сезон значимую роль также начнет играть положительная обратная связь динамической природы. Ее суть можно кратко описать следующим образом. Расширение свободных ото льда зон усиливает динамическое воздействие атмосферы на лед и поверхностный слой океана: увеличивается высота волн, скорость дрейфовых течений и интенсивность турбулентного перемешивания. К примеру, в сентябре 2009 г. в море Бофорта было зафиксировано проникновение волн зыби на 250 км внутрь области, покрытой многолетним льдом, что вызвало почти мгновенное раскалывание километровых ледовых полей на куски диаметром всего в 100–150 м (Asplin et al., 2012). Кроме этого возрастает скорость приливных течений, что было продемонстрировано в недавнем анализе данных подробных измерений течений в море Лаптевых (Pnyushkov et al., 2011). В современных условиях пониженной сплоченности льда в центральной части моря Лаптевых амплитуда течений волны $M2$ возросла более, чем в 4 раза! Очевидно, что все указанные процессы способствуют дальнейшему освобождению ото льда, что ведет к их дальнейшему усилению.

До сих пор при описании возможных обратных связей мы ограничивались активной ролью ледяного покрова в предположении, что реакция атмосферы и океана на изменения параметров морского льда остается в пределах, типичных для

некоторого средне-климатического состояния. Такое допущение справедливо до тех пор, пока сокращение площади летнего ледяного покрова не перешло границу, за которой условия энергообмена на границе океан–атмосфера меняются до такой степени, что начинают существенно влиять на характеристики этих двух сред. Как уже указывалось, основным внешним источником тепла для Арктического бассейна является адвективное поступление тепла с северо-атлантическими водами. При значительном уменьшении летнего ледяного покрова АВ, поступающие через прол. Фрама и через Баренцево море, будут медленнее терять свое тепло в силу того, что теплопотери на таяние льда заметно уменьшатся. В результате АВ как поверхностная водная масса с положительной температурой сможет проникнуть в Арктический бассейн на значительно большее расстояние, чем наблюдавшееся в среднем в 20 в. (EWG, 1997, 1998). Более интенсивный летний прогрев верхнего квазигоризонтального слоя за счет пониженной ледовитости (см. выше) может на каком-то этапе привести к ситуации, когда поступающие с юга АВ сольются с прогретым верхним квазигоризонтальным слоем (т.е. сезонный термоклин заметно ослабнет или даже сменит знак). Следствием этого может стать резкое (на порядок величины) возрастание глубины зимнего конвективного перемешивания вдоль траектории распространения АВ, в результате чего возможна ситуация, наблюдавшаяся в климатических условиях 20 в. в Норвежском море и в западной части Баренцева моря и наблюдаемая сейчас во всем Баренцевом море (<http://www.iup.uni-bremen.de:8084/ssmis/index.html>): круглогодично безледный режим, поддерживаемый интенсивной теплоотдачей из океана в атмосферу. При сохранении существующих тенденций в параметрах морского льда аналогичные условия можно в ближайшие несколько лет ожидать в котловине Нансена от прол. Фрама до Земли Франца-Иосифа, а возможно и до архипелага Северная Земля. Если кому-то такой сценарий покажется слишком фантастическим, то уместно напомнить, что не далее, как 10–15 лет назад, любые рассуждения о возможности сезонно безледного Арктического бассейна воспринимались не более, как научная фантастика, следующая из не слишком достоверных климатических моделей. Сходное развитие событий можно также ожидать в канадско-тихоокеанском секторе Арктического бассейна благодаря отепляющему влиянию летних тихоокеанских вод.

Вопросу о возможных изменениях в атмосфере в сезонно безледном СЛО был посвящен ряд недавних исследований. Удаление ледяного покрова существенно меняет свойства подстилающей поверхности, что не может не отразиться на интенсивности энеообмена между океаном и атмосферой. Принципиально важным при этом является то, насколько сильно изменится термо-

динамика и динамика арктической тропосферы при значительном изменении энергообмена на ее нижней границе. Согласно результатам модельных исследований (Deser et al., 2010), сезонное отсутствие морского льда в СЛО приводит к усилению теплоотдачи из океана в атмосферу вследствие возрастания потоков явного и скрытого тепла из океана. При этом наибольшее возрастание потоков происходит не в условиях летнего отсутствия льда, а в зимние месяцы (с максимумом в феврале), когда разница температуры между подстилающей поверхностью и приземным слоем атмосферы достигает максимальных значений. Следствием этого являются положительные зимние аномалии температуры воздуха над прилегающими континентами и увеличение количества осадков. Это объясняется интенсивной горизонтальной адвекцией сравнительно более теплого воздуха с акватории СЛО на континенты, что может привести к отрицательной обратной связи — охлаждению атмосферы над океаном (Alexander et al., 2004). К иному выводу пришли авторы статьи (Petoukhov, Semenov, 2010). Согласно выполненным ими модельным расчетам, уменьшение площади зимнего ледяного покрова на акватории Баренцева и Карского морей может являться причиной аномально холодных зим в Европе и северной Азии. В качестве примера такой аномально холодной зимы авторы приводят 2005/2006 г., когда индексы Североатлантического колебания и Эль-Ниньо — Южное колебание были близки к норме. Избыточный нагрев нижней тропосферы над регионом Баренцева и Карского морей уменьшает меридиональный градиент температуры воздуха в суб-Арктике, что влечет ослабление зонального переноса в умеренных широтах, а это формирует отрицательные температурные аномалии над северной Евразией.

Гипотетически изменение площади ледяного покрова должно влиять на интенсивность циклонической активности в СЛО и соответственно на траекторию перемещения циклонов, формирующихся в умеренных широтах. Проверка этой гипотезы была предпринята в рамках идеализированных модельных исследований, обсуждаемых в обзоре (Bader et al., 2011). При исследовании реакции атмосферы на изменения ледяного покрова традиционно используется идеализация, предполагающая пассивную роль ледяного покрова, — т.е. обратным воздействием атмосферы на морской лед пренебрегается. Результаты указанных исследований весьма неоднозначны. На их основе можно лишь в целом говорить о том, что наличие/отсутствие ледяного покрова в СЛО оказывает воздействие на циклоническую активность в северной полярной области и сопредельных регионах. Со значительной долей вероятности можно также сделать вывод о некотором смещении пояса максимальной циклоничности к северу в Северном полушарии в условиях уменьшенной ледовито-

сти. Однако пространственные закономерности этого смещения заметно различаются в разных моделях: от смещения к северу (Kvamstø et al., 2004) до противоположного (Alexander et al., 2004) в атлантическом секторе. В тихоокеанском секторе в расчетах, как правило, получается смещение траектории циклонов к северу. Согласно модельным экспериментам, интенсивность циклонической активности в СЛО в условиях безледного океана уменьшается. Это объясняется уменьшением меридионального градиента температуры в нижней тропосфере.

А есть ли какие-то внутренние ограничения на описанные положительные обратные связи, общий вектор которых направлен на дальнейшее уменьшение летнего ледяного покрова в Арктике? Уменьшение сплоченности и расширение свободных ото льда зон летом, очевидно, благоприятствует более интенсивному ледообразованию в последующий зимний сезон. Способно ли интенсивное ледообразование на освобожденных ото льда площадях Арктического бассейна обеспечить механизм отрицательной обратной связи, который в конечном итоге вернет систему к состоянию, наблюдавшемуся в 1979–2000 гг.? Однозначного ответа на этот вопрос у авторов нет. Если исходить из реалий последнего десятилетия, эффект положительной обратной связи, обусловленный рассмотренным выше фактором уменьшения средней толщины льда к концу сезона ледообразования, пока пересиливает отрицательную обратную связь, вызванную интенсификацией зимнего ледообразования. Нарушение сложившегося на сегодняшний день баланса факторов может произойти в случае, например, резкого похолодания в тропосфере или устойчивого изменения атмосферной циркуляции над Арктическим бассейном, которые приведут к сохранению значительного объема льда в летний сезон. Однако указанные изменения (если и произойдут в ближайшее время) будут связаны с внешними по отношению к СЛО воздействиями. Система же обратных связей, сформировавшаяся в первой декаде 21 в., обеспечивает устойчивое сохранение существующего тренда к сезонно безледному СЛО.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Во введении к статье было поставлено два основных вопроса: что представляет событие 2007 г. — случайный выброс или закономерный результат, и что ожидать в ближайшем будущем — возвращения к среднему состоянию или дальнейшее движение к сезонно безледному СЛО с соответствующими последствиями для арктического океана и атмосферы? С нашей точки зрения, проведенный анализ позволяет утверждать, что ответ на первый вопрос вполне однозначен и заключается в том, что резкое

сокращение льда в Арктическом бассейне летом 2007 г. стало закономерным результатом накопления изменений в параметрах морского льда, происходивших в течение последней трети 20 в. Толчком для “мгновенного” очищения значительной части Арктического бассейна стало благоприятное стечение обстоятельств (так называемый “идеальный шторм”), столь радикальный результат которого, однако, был бы невозможен без длительной предыстории, проявившейся также в параметрах арктической атмосферы и океана. Основным результатом произошедших изменений стало то, что ледяной покров на большей части СЛО после 2007 г. стал сезонным, т.е. площадь однолетнего льда стала устойчиво превышать площадь многолетнего. Именно с этим фактом мы связываем возможный ответ на второй вопрос, поставленный во введении, хотя должны подчеркнуть высокую степень неопределенности, которая при этом имеется.

Среди основных факторов, влияющих на изменение параметров морского льда в обозримом будущем, представляющим наибольшую ценность для практических приложений (1–10 лет), мы выделяем внутреннюю изменчивость, реализующуюся через механизмы обратных связей в системе атмосфера—морской лед—океан и внешние воздействия, природа которых может быть совершенно различной, например антропогенный фактор (Notz, Marotzke, 2012), долгопериодная изменчивость процессов на Солнце (Абдусаматов, 2009) и солнечно-земных связей (Фролов и др., 2010), изменение меридиональной термохалинной циркуляции (Broecker, Wallace, 1999) и др. Принципиальным, с нашей точки зрения, является то, что приверженцы теорий “внешних” воздействий по умолчанию предполагают линейную реакцию системы на внешний импульс, недооценивая значимость, или не всегда адекватно воспроизводя в совместных климатических моделях нелинейные обратные связи, которые в состоянии существенно усложнить развитие специфических процессов в системе атмосфера—морской лед—океан. В данной статье мы, в частности, обосновываем, что при переходе к сезонному ледяному покрову дальнейшее очищение ото льда существенно ускоряется благодаря устойчивым положительным обратным связям между отдельными процессами в системе.

Абсолютный минимум распространения морского льда в сентябре 2012 г. подтверждает такую точку зрения. Согласно оценкам ведущих специалистов в области полярной метеорологии и океанографии, опубликованным на сайте <http://skepticalscience.com/2012-arctic-storm.html>, в отличие от ситуации летом 2007 г., летом 2012 г. термические и динамические условия в атмосфере северной полярной области не были аномальны-

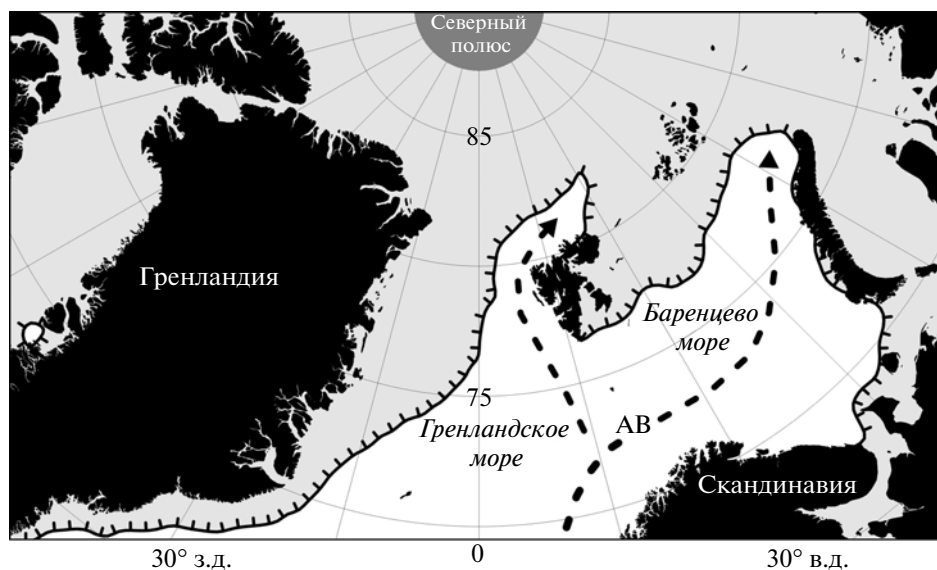


Рис.7. Граница ледовой кромки в приатлантической Арктике в третьей декаде января 2013 г. (<http://nsidc.org/data/nsidc-0051.html>). Стрелками показаны генеральные траектории распространения атлантических вод.

ми. Кратковременное усиление выноса льда из Арктического бассейна наблюдалось в начале августа, когда и так уже было ясно, что уменьшение ледяного покрова происходит по рекордной траектории, опережая график 2007 г. Осенне-зимнее наступление ледовой кромки в 2012 г. также показало, что локально накопленное в океане тепло и адвекция атлантических вод играют все более значимую роль в приатлантической Арктике (рис. 7). Чтобы в этом удостовериться, достаточно сравнить ежедневные положения ледовой кромки в Баренцевом море и котловине Нансена в ноябре 2012–феврале 2013 гг. с соответствующими положениями в период 1978–2000 гг. (<http://nsi-dc.org/arcticseaicenews/>).

Завершая статью, хотелось бы отметить следующее. Людям (и ученые в этом смысле не исключение – достаточно сравнить публикации в научной литературе на тему изменений ледяного покрова СЛО в 1990-х и 2000-х годах) свойственно быстро менять точку зрения на определенные события от “этого не может быть, потому что не может быть никогда” до “это же очевидный факт”. Поэтому переход к сезонному ледяному покрову на большей части СЛО, что случилось после “идеального шторма” 2007 г., а в нынешнем году стало непреложным фактом, уже больше интересует политиков и бизнесменов, которые строят свои ближайшие планы на новых климатических реалиях. Авторы же данной статьи придерживаются точки зрения, что в настоящее время арктический ледяной покров пребывает в неустойчивом состоянии, и, несмотря на то, что объективно в ближайшие несколько лет вероятность усиления се-

зонности ледяного покрова в Арктическом бассейне сохраняется весьма высокой, хотели бы предостеречь от чрезмерной эйфории, поскольку в более отдаленном будущем его эволюция может склониться в любую сторону.

Данное исследование было подготовлено при поддержке грантов РФФИ 11-05-12019-офи-м, 11-05-0679 и 11-05-01143, грантов европейской рамочной программы EU FP7.ACCESS и MONARCH-A (Space-2009-1 Contract no. 242446), гранта ONR-Global 62909-12-1-7013, гранта NSF ARC 0909525 и Японского агентства JAMSTEC, в рамках гранта Правительства РФ (Договор № 11.G34.31.0078) для поддержки исследований под руководством ведущих ученых и гранта Министерства науки и образования (соглашение № 8833).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдусаматов Х.И.* Солнце диктует климат Земли. СПб.: Логос, 2009. 198 с.
- Алексеев Г.В., Булатов Л.В., Захаров В.Ф., Иванов В.В.* Поступление необычно теплых атлантических вод в Арктический бассейн // Докл. РАН. 1997. Т. 356. № 3. С. 401–403.
- Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М., Кузьмина С.И., Иванов Н.Е.* Изменение площади морских льдов Северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 6. С. 723–735.
- Визе В.Ю.* Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей // Тр. ААНИИ. 1944. Т. 190. 274 с.
- Гирс А.А.* Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 488 с.

- Гудкович З.М. Связь дрейфа льда в Арктическом бассейне с ледовыми условиями в советских арктических морях // Тр. Океанографической Комиссии 11. 1961. С. 14–21.
- Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лед. Л.: Гидрометеоздат, 1975. 317 с.
- Иванов В.В. Усиление водообмена между шельфом и Арктическим бассейном в условиях снижения ледовитости // Докл. РАН. 2011. Т. 441. № 1. С. 1–5.
- Кудрявая К.И., Серяков Е.И., Скриптунова Л.И. Морские гидрологические прогнозы. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 272 с.
- Макутас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 67 с.
- Махотин М.С., Дмитренко И.А. Межгодовая изменчивость летних Тихоокеанских вод в Арктическом бассейне // Докл. РАН. 2011. Т. 438. № 3. С. 409–411.
- Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 270 с.
- Смирнов В.Н. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей. Л.: ААНИИ, 1911. 288 с.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М. Изменения климата Арктики и Антарктики — результат действия естественных причин // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. Т. 2. № 85. С. 52–61.
- Фролов С.В., Федяков В.Е., Третьяков В.Ю., Клейн А.Э., Алексеев Г.В. Новые данные об изменении толщины льда в Арктическом бассейне // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 1. С. 104–108.
- Шулейкин В.В. Физика моря. М.: АН СССР, 1953. 989 с.
- Alexander M.A., Bhatt U.S., Walsh J.E., Timlyn M.S., Miller J.S., Scott J.D. The atmospheric response to realistic Arctic sea ice anomalies in an AGCM // J. Clim. 2004. V. 17. P. 890–905.
- Alexeev V.A., Esau I.N., Polyakov I.V., Byam S.J., Sorokina S. Vertical structure of recent Arctic warming from observed data and reanalysis products // Clim. Change. 2011. V. 111. P. 215–239. doi: 10.1007/s10584-011-0192-8.
- Alexeev V.A., Ivanov V.V., Kwok R., Smedsrud L.H. North Atlantic warming and declining volume of arctic sea ice // Cryosphere. 2013. (in press).
- Alexeev V.A., Jackson C.H. Polar amplification: is atmospheric heat transport important? // Clim. Dyn. 2012. doi: 10.1007/s00382-012-1601-z. (in press).
- Alexeev V.A., Langen P.L., Bates J.R. Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in ghost forcing experiments without sea ice feedbacks // Clim. Dyn. 2005. V. 24. P. 655–666.
- Asplin M.G., Galley R., Barber D.G., Prinsenberg S. Fracture of summer perennial sea ice by ocean swell as a result of Arctic storms // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. № C06025. doi: 10.1029/2011JC007221.
- Bader J., Mesquita M.D.S., Hodges K.I., Keenlyside N., Østerhus S., Miles M. Atlantic Oscillation: Observations and projected changes // Atmosph. Res. 2011. V. 101. P. 809–834.
- Belchansky G. I., Douglas D. C., Eremeev V. A., Platonov N. G. Variations in the Arctic's multiyear sea ice cover: A neural network analysis of SMMR-SSM/I data, 1979–2004 // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. № L09605. doi: 10.1029/2005GL022395.
- Belchansky G.I., Douglas D.C., Platonov N.G. Fluctuating Arctic sea ice thickness changes estimated by an in situ learned and empirically forced neural network model // J. Clim. 2008. V. 21. № 4. P. 716–729.
- Broecker W.S., Wallace S. What if the conveyor were to shut down? Reflections on a possible outcome of the Great Global Experiment // GSA Today. 1999. V. 9. № 1. P. 1–4.
- Cohen J.L., Furtado J.C., Barlow M.A., Alexeev V.A., Cherry J.E. Arctic warming, increasing fall snow cover and widespread boreal winter cooling // Environ. Res. Lett. 2012a. V. 7. 014007. doi: 10.1088/1748-9326/7/1/014007.
- Cohen J.L., Furtado J.C., Barlow M.A., Alexeev V.A., Cherry J.E. Asymmetric seasonal temperature trends // Geophys. Res. Lett. 2012b. V. 39. doi: 10.1029/2011GL050582.
- Comiso J.C. A rapidly declining Arctic perennial ice cover // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. doi: 10.1029/2002GL015650.
- Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. № L01703. doi: 10.1029/2007GL031972.
- Comiso J.C., Josefino C. Large decadal decline of the Arctic multiyear ice cover // J. Clim. 2012. V. 25. P. 1176–1193. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00113.1.
- Compo G.P., Whitaker J.S., Sardeshmukh P.D. et al. The twentieth century reanalysis project // Quarterly J. Roy. Meteorol. Soc. 2011. V. 137. P. 1–28. doi: 10.1002/qj.776.
- Deser C., Tomas R., Alexander M., Lawrence D. The seasonal atmospheric response to projected Arctic sea ice loss in the late twenty-first century // J. Clim. V. 23. P. 333 – 351.
- Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.A., Lee A.J. The “Great Salinity Anomaly” in the northern North Atlantic 1968–1982 // Prog. Oceanogr. 1988. V. 20. P. 103–151.
- Environmental Working Group (EWG): Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean (CD-ROM) National Snow and Ice Data Centre, Boulder, Co., USA, 1997, 1998. http://www.aari.nw.ru/index_en.html
- Helland-Hansen B., Nansen F. The Norwegian-Sea: Its physical oceanography based upon the Norwegian Sea researches 1900–1904 // Rep. Norw. Fish. Mar. Invest. 1909. V. 2. P. 390.
- Fowler C., Emery W.J., Maslanik J. Satellite-derived evolution of Arctic sea ice age: October 1978 to March 2003 // IEEE Geos. Rem. Sens. Soc. Lett. 2004. V. 1. № 2. P. 71–74.
- Cavaliere D., Parkinson C., Gloersen P., Zwally H.J. Sea ice concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS passive microwave data, 1979–2010. Boulder, Colorado USA. National Snow and Ice Data Center. 1996. Digital media.
- Giles K.A., Laxon S.W., Ridout A.L. Circumpolar thinning of Arctic sea ice following the 2007 record ice extent minimum // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. № L22502. doi: 10.1029/2008GL035710.
- IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007 (AR4): http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_and_data_reports.htm
- Ivanov V.V., Alexeev V.A., Repina I.A., Koldunov N.V., Smirnov A.V. Tracing Atlantic Water signature in the Arctic sea ice cover east of Svalbard // Advances in Meteorol. 2012. V. 2012. Article ID 201818. P. 11. doi: 10.1155/2012/201818.
- Jaiser R., Dethloff K., Handorf D., Rinke A., Cohen J. Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmo-

- spheric winter circulation // *Tellus*. Ser. A. 2012. V. 64. 11595. doi:10.3402/tellusa.v64i0.1159.
- Johannessen O.M., Shalina E.V., Miles M.W.* Satellite evidence for an Arctic sea ice cover in transformation // *Science*. 1999. V. 286. P. 1936–1938.
- Kay J.E., Stroeve J., L'Ecuyer T., O'Dell C., Sereze M.* Lessons learned from the 2007 Arctic sea ice loss // *Eos Trans. AGU // Fall Meet. Suppl.* 2008. V. 89. № 53.
- Koldunov N.V., Stammer D., Marotzke J.* Present-day Arctic sea ice variability in the coupled ECHAM5/MPI-OM model // *J. Clim.* 2010. V. 23. № 10.
- Kvamsto N.G., Skeie P., Stephenson D.B.* Impact of Labrador sea-ice extent on the North Atlantic Oscillation // *Int. J. Climatol.* 2004. V. 24. P. 603–612.
- Kwok R., Cunningham G. F.* ICESat over Arctic sea ice: Estimation of snow depth and ice thickness // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. № C08010. doi: 10.1029/2008JC004753.
- Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H.J., Yi D.* Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № C07005. doi: 10.1029/2009JC005312.
- Langen P.L., Alexeev V.A.* Polar amplification as a preferred response in an idealized aquaplanet GCM // *Clim. Dyn.* 2007. V. 29. P. 305–317.
- L'Heureux M.L., Kumar A., Bell G.D., Halpert M.S., Higgins R.W.* Role of the Pacific-North American (PNA) pattern in the 2007 Arctic sea ice decline // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № L20701. doi: 10.1029/2008GL035205.
- Lindsay R.W., Zhang J.* The thinning of Arctic sea ice, 1988–2003: have we passed a tipping point? // *J. Clim.* 2005. V. 18. P. 4879–4894.
- Liu J., Curry J.A., Wang H., Song M., Horton R.M.* Impact of declining arctic sea ice on winter snowfall // *Proc. Nat. Acad. Sci.* 2012. V. 109. № 11. P. 4074–4079.
- McPhee M.G., Proshutinsky A., Morison J. H., Steele M., Alkire M.B.* Rapid change in freshwater content of the Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № L10602. doi: 10.1029/2009GL037525.
- Mahoney A.R., Barry R.G., Smolyanitsky V., Fetterer F.* Observed sea ice extent in the Russian Arctic, 1933–2006 // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. № C11005. doi: 10.1029/2008JC004830.
- Makshtas A.P., Shoutilin S.V., Andreas E.L.* Possible dynamic and thermal causes for the recent decrease in sea ice in the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № C7. doi: 10.1029/2001JC000878.
- Marshall J., Schott F.* Open-ocean convection observations, theory and models // *Rev. Geophys.* 1999. V. 37. № 1. P. 1–64.
- Maslanik J.A., Fowler C., Stroeve J., Drobot S., Zwally J., Yi D., Emery W.A.* Younger, thinner Arctic ice cover: Increased potential for rapid, extensive sea-ice loss // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. № L24501. doi: 10.1029/2007GL032043.
- Mauritzen C.* Arctic freshwater // *Nature Geosci.* 2012. V. 5. P. 162–164.
- Meier W., Fetterer F., Knowles K., Savoie M., Brodzik M.J.* Sea ice concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS passive microwave data. Boulder, Colorado USA. National Snow and Ice Data Center. 2006. Digital Media. Updated quarterly.
- Na L., Jiping L., Zhanhai Z., Hongxia C., Mirong S.* Is extreme Arctic sea ice anomaly in 2007 a key contributor to severe January 2008 snowstorm in China? // *Int. J. Climatol.* 2012. V. 32. № 13. P. 2081–2087.
- Nghiem S.V., Rigor I.G., Perovich D.K., Clemente-Colón P., Weatherly J.W., Neumann G.* Rapid reduction of Arctic perennial sea ice // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. № L19504. doi: 10.1029/2007GL031138.
- Notz D., Marotzke J.* Observations reveal external driver for Arctic sea-ice retreat // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39. № L08502. doi: 10.1029/2012GL051094.
- Ogi M., Rigor I.G., McPhee M.G., Wallace J.M.* Summer retreat of Arctic sea ice: role of summer winds // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № L24701. doi: 10.1029/2008GL035672.
- Overland J.E., Wang M.* Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice // *Tellus*. 2010. V. 62A. P. 1–9. doi: 10.1111/j.1600-0870.2009.00421.x.
- Overland J.E., Wang M., Salo S.* The recent Arctic warm period // *Tellus*. 2008. V. 60A. P. 589–597.
- Perovich D.K., Richter-Menge J.A., Jones K.F., Light B.* Sunlight, water and ice: extreme Arctic sea icemelt during the summer of 2007 // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № L11501. doi: 10.1029/2008GL034007.
- Petoukhov V., Semenov V.A.* A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. № D21111. doi: 10.1029/2009JD013568.
- Pnyushkov A.V., Polyakov I.V.* Observations of Tidally Induced Currents over the Continental Slope of the Laptev Sea, Arctic Ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 2011. V. 42. P. 78–94.
- Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A., Bacon S., Dmitrenko I.A., Fortier L., Frolov I.E., Gascard J.-C., Hansen E., Ivanov V.V., Laxon S., Mauritzen C., Perovich D., Shimada K., Simmons H.L., Sokolov V.T., Steele M., Toole J.* Arctic Ocean Warming Contributes to Reduced Polar Ice Cap // *Journ. Phys. Oceanogr.* 2010. V. 40. № 12. P. 2743–2756. doi: 10.1175/2010JPO4339.1.
- Polyakov I., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V.V., Johnson M.A., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K.A., Schauer U., Simmons H.L., Skagseth Ø., Sokolov V.T., Steele M., Timokhov L.A., Walsh D., Walsh J.E.* One more step towards a warmer Arctic // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. № L17605. P. 1–4. doi: 10.1029/2005GL023740.
- Proshutinsky A.Y., Johnson M.A.* Two circulation regimes of the wind driven Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 12493–12514.
- Rigor I.G., Wallace J.M.* Variations in the age of Arctic sea-ice and summer sea-ice extent // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. № L09401. doi: 10.1029/2004GL019492.
- Romanov I.P.* Atlas of ice and snow of the Arctic Basin and Siberian Shelf Seas. 2nd ed. Backbone Publishing Company, 1995. 277 p.
- Rothrock D.A., Yu Y., Maykut G.A.* Thinning of the Arctic sea ice cover // *Geophys. Res. Lett.* 1999. V. 26. P. 3469–3472.
- Rudels B., Meyer R., Farhbach E., Ivanov V., Osterhus S., Quadfasel D., Schauer U., Tveberg V., Woodgate R.A.* Water mass distribution in Fram Strait and over Yermak Plateau in summer 1997 // *Annal. Geophys.* 2000. V. 18. P. 687–705.
- Schauer U., Beszczynska-Möller A., Walczowski W., Fahrbach E., Piechura J., Hansen E.* Variation of measured heat flow through the Fram Strait between 1997 and 2006 / Eds. R.R. Dickson, J. Meincke, P. Rhines // *Arctic-Subarctic*

- ocean fluxes: Defining the role of the Northern Seas in climate. 2008. P. 65–85.
- Schweiger A.J., Zhang J., Lindsay R.W., Steele M.* Did unusually sunny skies help drive the record sea ice minimum of 2007? // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № L10503. doi: 10.1029/2008GL033463.
- Serreze M.C., Holland M.M., Stroeve J.* Perspectives on the arctic's shrinking Sea-Ice cover // *Science*. 2007. V. 315. № 5818. P. 1533–1536. doi: 10.1126/science.1139426.
- Shimada K., Kamoshida T., Itoh M., Nishino S., Carmack E., McLaughlin F., Zimmerman S., Proshutinsky A.* Pacific Ocean inflow: influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. № L08605. doi: 10.1029/2005GL025624.
- Skeie P.* Meridional flow variability over the Nordic seas in the Arctic Oscillation framework // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. P. 5845–5852.
- Spreeen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. C02S03. doi: 10.1029/2005JC003384.
- Spreeen G., Kwok R., Menemenlis D.* Trends in Arctic sea ice drift and role of wind forcing: 1992–2009 // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. № 19. doi: 10.1029/2011GL048970.
- Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Malanik J., Barrett A.P.* The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis // *Clim. Change*. 2011. doi: 10.1007/s10584-011-0101-1.
- Toole J.M., Timmermans M.-L., Perovich D.K., Krishfield R.A., Proshutinsky A., Richter-Menge J.A.* Influences of the ocean surface mixed layer and thermohaline stratification on Arctic Sea ice in the central Canada basin // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. № C10018. doi: 10.1029/2009JC005660.
- Tremblay B.* Can we consider the Arctic Oscillation independently from the Barents Oscillation? // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. P. 4227–4230.
- Untersteiner N.* On the mass and heat balance of Arctic sea ice // *Arch. Met. Geophys. Biokl.* 1961. V. 12. P. 151–182.
- Vihma T., Tisler P., Uotila P.* Atmospheric forcing on the drift of Arctic sea ice in 1989–2009 // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39. № L02501. doi: 10.1029/2011GL050118.
- Vinje T.* Anomalies and trends of sea-ice extent and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864–1998 // *J. Clim.* 2001. V. 14. P. 255–267.
- Walsh J.E., Chapman W.L.* 20th-century sea-ice variations from observational data // *Annales Glaciol.* 2001. V. 33. P. 444–448.
- Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J.E., Bai X., Wu B.* Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № L05706. doi: 10.1029/2008GL036706.
- Woodgate R.A., Weingartner T.J., Lindsay R.* The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea ice retreat // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. № L01602. doi: 10.1029/2009GL041621.
- Wu B.Y., Overland J.E., D'Arrigo R.* Anomalous Arctic surface wind patterns and their impacts on September sea ice minima and trend // *Tellus*. 2012. V. 64A. № 18590. doi: http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.18590.
- Wu B.Y., Wang J., Walsh J.E.* Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion // *J. Clim.* 2006. V. 19. № 2. P. 210–225. doi: 10.1175/JCLI3619.1.
- Zhang X.D., Ikeda M., Walsh J.E.* Arctic sea ice and freshwater changes driven by the atmospheric leading mode in a coupled sea ice-ocean model // *J. Clim.* 2003. V. 16. P. 2159–2177. doi: 10.1175/2758.

Does Arctic Ocean Ice Cover Become Seasonal?

V. V. Ivanov^{1,2}, V. A. Alexeev^{2,3}, T. A. Alexeeva¹, N. V. Koldunov⁴, I. A. Repina^{3,5,6}, A. V. Smirnov¹

¹ Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

² International Arctic Research Center University of Alaska, Fairbanks, USA

³ Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

⁴ Institute of Oceanography, University of Hamburg, Hamburg, Germany

⁵ Institute of Space Research Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

⁶ Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

Changing Earth climate is one of the greatest challenges for the mankind. Despite different opinions on the origins of the present climate change, the fact that these changes actually take place is generally acknowledged. Hence, the quantitative estimations of the current state of major climate parameters and prediction of this state in future is extremely timely and practical. In the climate change context the North Polar area is particularly important due to the well-known polar amplification effect. Remarkable indication of ongoing changes is rapid increase of the ice free area in the Arctic Ocean in summer, which accelerated in 2000s. In this review paper we demonstrate that after 2007 the ice cover on the dominant part of the Arctic Ocean became seasonal. This means that the ice free area in the end of summer steadily stays over 50%. In the discussion section we consider possible consequences of these changes with ice cover for other components of the Arctic climate system: ocean and atmosphere. In conclusions we give tentative prediction of the probability of totally ice free Arctic Ocean in summer season in the foreseen future.

Keyword: Arctic Ocean, sea ice, ice cover seasonal and interyear variability, Northern hemisphere climate

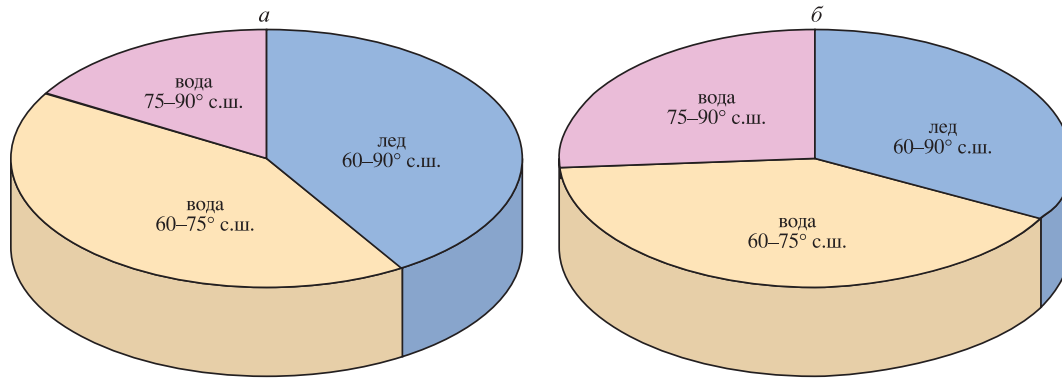


Рис. 2. Относительные доли площади открытой воды и льда (%) в различных широтных зонах в сентябре 1979–2000 гг. (а) и 2007–2012 гг. (б).

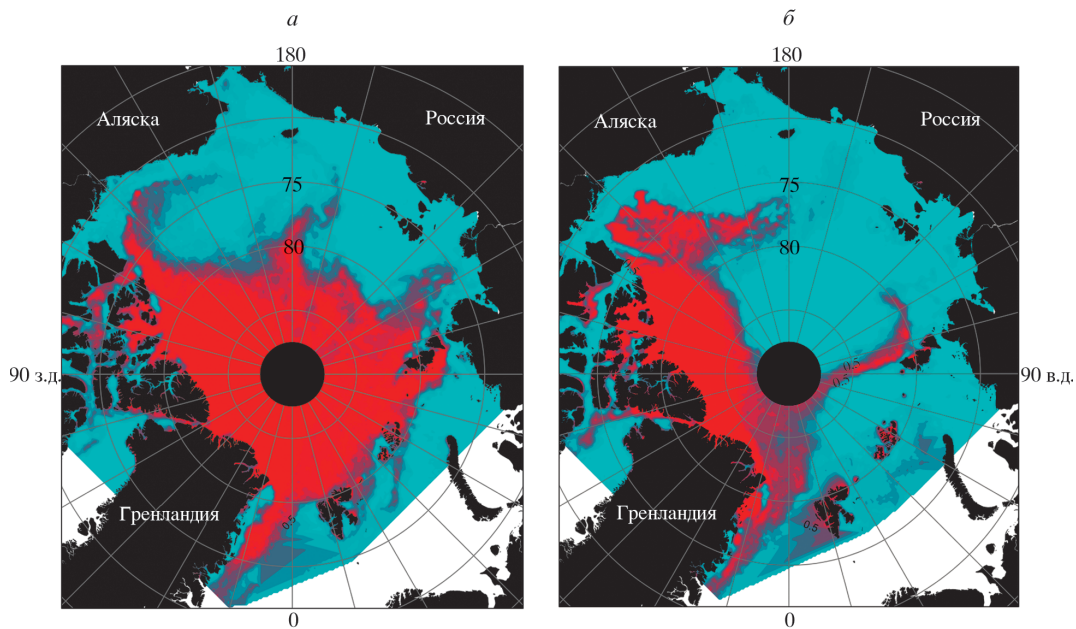


Рис. 4. Доля многолетнего льда в СЛО в феврале–марте 2004 г. (а) и 2008 г. (б). Данные представлены Р. Квоком.

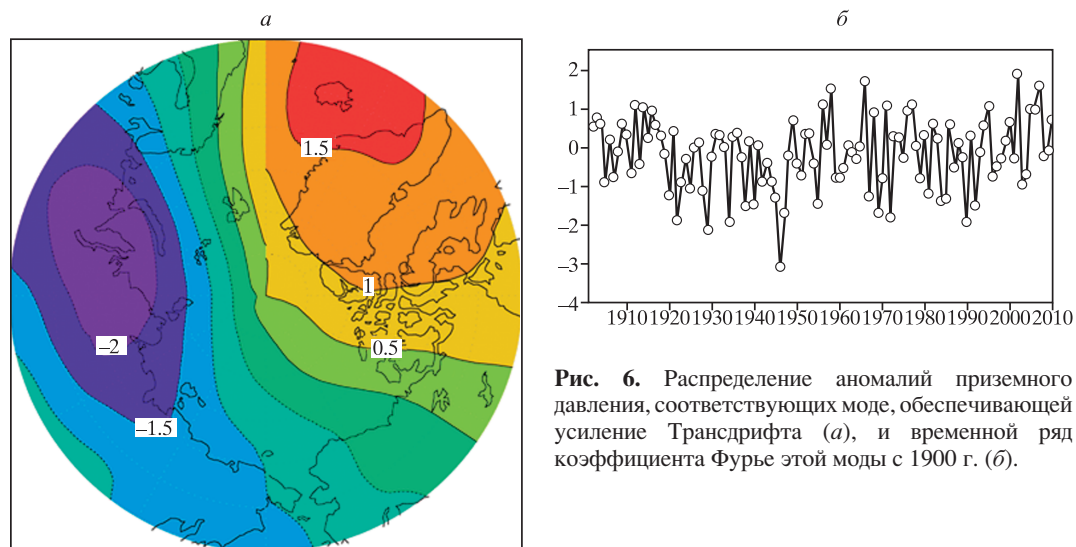


Рис. 6. Распределение аномалий приземного давления, соответствующих моде, обеспечивающей усиление Трансдрифта (а), и временной ряд коэффициента Фурье этой моды с 1900 г. (б).



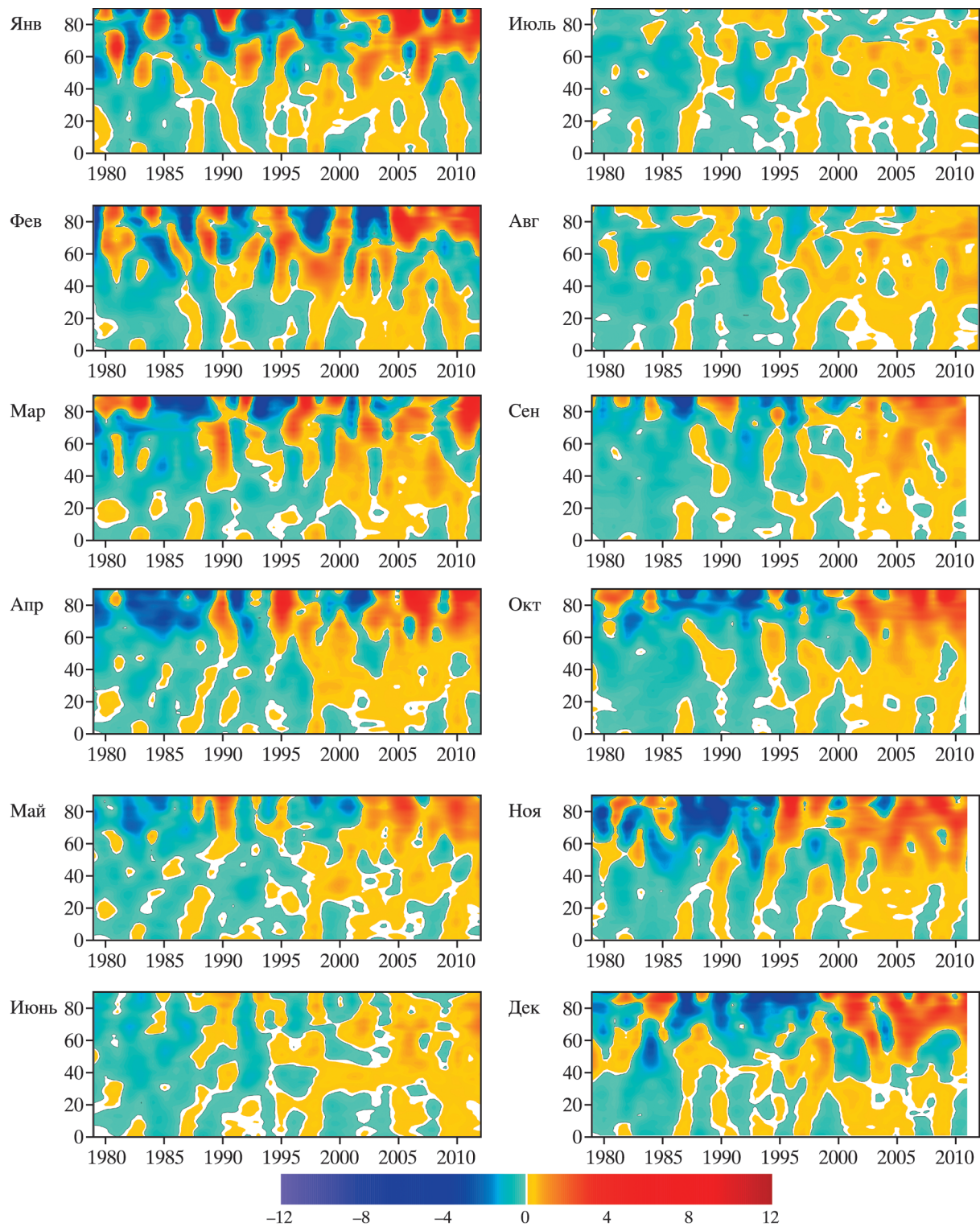


Рис. 5. Временное распределение аномалий приземной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$), осредненных вдоль широтных кругов Северного полушария.

