АРКТИЧЕСКОЕ ИЗМЕРЕНИЕ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ

Г.В. Алексеев

Арктический и антарктический институт Росгидромета

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ
- Арктическая часть глобальной климатической системы
- Энергетический баланс Арктики

НАБЛЮДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В АРКТИКЕ
- Приповерхностная температура воздуха
- Атмосферная циркуляция
- Солнечная радиация
- Морской ледяной покров
- Морская среда

ДИНАМИЧЕСКОЕ УСИЛЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА
- Роль циркуляции атмосферы и океана в формировании изменений глобального и арктического климата
- Индексы влияния зонального и меридионального переноса тепла
- Вклад переносов в потепление
- Арктическое усиление

МОРСКОЙ ЛЕД В ГЛОБАЛЬНЫХ МОДЕЛЯХ КЛИМАТА

ВЫВОДЫ

ВВЕДЕНИЕ

Арктическая часть глобальной климатической системы

Климат Арктики формируется в условиях значительно меньшего притока тепла от Солнца, чем климат неполярных областей. В значительной части этот дефицит восполняется внутренними термодинамическими процессами, протекающими как в климатической системе в целом, так и в морской Арктике (рис. 1). Значительный вклад в потепление арктического климата по сравнению с гипотетическим климатом при неподвижной и прозрачной атмосфере, вносит адвекция тепла по направлению к полюсу.

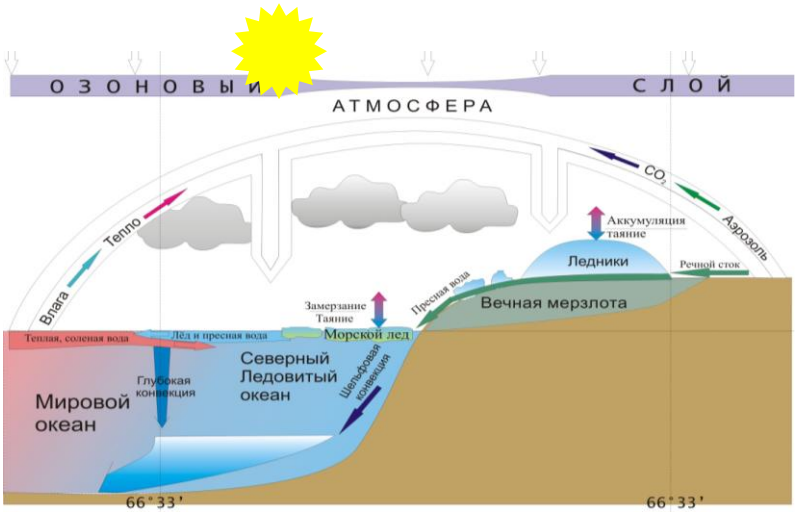

Рисунок 1. Арктическая часть глобальной климатической системы (Алексеев, 2003)

В морской Арктике изменения климата усиливаются обратными связями, среди которых особое внимание привлекает деградация морских льдов в Северном Ледовитом океане (СЛО), остро реагирующих на изменения климата. Вынос пресной воды из СЛО влияет на распространение морских льдов, термохалинную циркуляцию в прилегающей акватории Северной Атлантики и через них на региональный и глобальный климат.

Энергетический баланс Арктики

Как показывают оценки [Марчук и др., 1988; Nakamura and Oort, 1988; Хрол, 1992; Serreze et al., 2007], адвекция составляет основную часть энергетического баланса для климатической системы Земля - атмосфера в высоких широтах Северного полушария. Отрицательная адвекция в океане летом является результатом поглощения тепла на таяние льда и снега и на прогрев верхнего опресненного слоя. Недавние оценки составляющих энергетического баланса с использованием массивов реанализа атмосферных данных ERA-40 и NCEP/NCAR для области севернее 70° с.ш. (Serreze et al., 2007) показали несколько меньший вклад адвекции в атмосфере и больший приток из океана в связи с сокращением площади морских льдов и увеличением летнего прогрева верхнего слоя океана.

НАБЛЮДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В АРКТИЧЕСКОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ

Температура воздуха

В высоких широтах Северного полушария развитие потепления в 1910-1940 гг. прервано глубоким понижением ПТВ до 1970-х гг., после которого началось современное потепление (рис. 2). Эти три стадии эволюции ПТВ образуют колебание с периодом 60-70

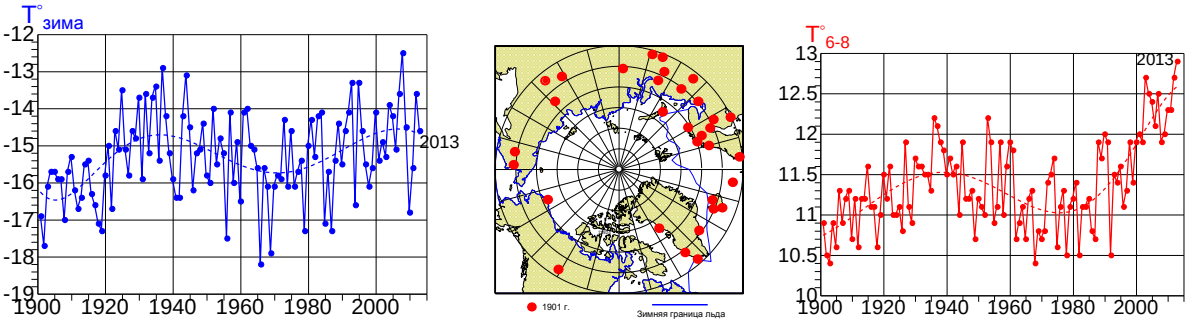

Рисунок 2. Средняя по 32 станциям к северу от 60° с.ш. ПТВ зимой и летом. В центре – положение станций (адаптирован из Алексеев и др., 2011).

лет (Schlesinger and Ramankutty, 1994), наиболее заметное в области Северной Атлантики и прилегающей суши. По этой причине его часто называют Атлантической междесятилетней осцилляцией (АМО) (Enfield et al., 2001). В многолетних изменениях ПТВ в Арктике на долю этого колебания приходится 37% изменчивости среднегодовой ПТВ. Наибольший вклад (от 22 до 45%) отмечается на станциях в Гренландско/Исландском районе, который и формирует в значительной степени вклад АМО в изменения средней температуры в Арктике.

Изменения температуры воздуха над областью морской Арктики, включающей покрытую льдами в зимний период акваторию Северного Ледовитого океана (СЛО) представляют особый интерес, поскольку, в первую очередь влияют на летнее таяние и зимнее разрастание ледяного покрова в СЛО. На рис. 3 видно быстрое убывание отрицательных температур после 1991 года и быстрый рост положительных температур после 1996 года с абсолютным рекордом в 2012 году.

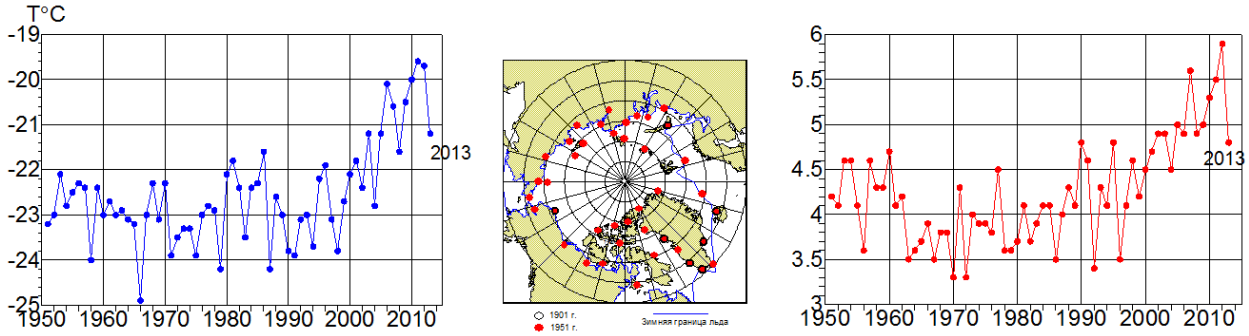

Рисунок 3. Изменения средней температуры воздуха в морской Арктике за 1951-2013 гг. Слева – зимой (ДЯФ), справа – летом (ИИА). В центре – положение станций (адаптирован из Алексеев и др., 2011).

Атмосферная циркуляция

Влияние атмосферной циркуляции на изменения климата в Арктике несомненно виду большого вклада атмосферных переносов в формирование ее энергетического баланса. Недавняя перестройка циркуляционной системы в Арктике проявилась в формировании дипольной структуры (Wu et al., 2006; Wang et al., 2009) в поле давления воздуха на уровне моря (ДУМ). В положительной фазе арктический диполь (АД) характеризуется пониженным давлением над Карским морем и морем Лаптевых и повышенным над Канадским архипелагом, распространяющимся на юго-восток Гренландии. В летние сезоны 2007-2012 гг. положительная фаза диполя сопровождалась увеличением летнего таяния и выносом льда. Изменение в структуре атмосферной циркуляции над Арктикой с преобладанием циклонического режима повлияло на формирование климатических аномалий над прилегающими умеренными широтами, в частности аномально холодных зим в Европе и в восточной Азии (Petoukhov, Semenov, 2010; Inoue et al., 2012).

Солнечная радиация

Потепление в Арктике связано также с изменениями в режиме приходящей солнечной радиации. Наблюдения за приходящей солнечной радиацией на арктических станциях обнаруживают значимые тренды ее составляющих за последние 50 лет. Суммарная радиация выросла, главным образом, в мае и июне (Weston et al., 2007). Одной из причин является увеличение нисходящей длинноволновой радиации (ДВР), которая уменьшает альбедо и способствует более раннему началу таяния. С 1979 по 2005 год количество поглощенной солнечной радиации, запасенной летом в верхнем слое Арктического бассейна увеличилось на 89% его акватории (Perovich et al., 2007).

О влиянии облачности на радиационный режим в Арктике можно судить по оценкам трендов ПТВ при различных условиях облачности. Облака повышают ПТВ почти круглый год за исключением середины лета. Тренды ПТВ при ясном и облачном небе распределены также как при общих условиях облачности, но величина трендов при ясном небе больше, чем при облачном и они положительны весной, летом и осенью. Тренды при общих условиях облачности показывают потепление в большинстве районов весной и летом (Liu et al., 2008).

Морской ледяной покров

Сокращение площади морского льда является наиболее обсуждаемым проявлением современного потепления в Арктике. Наиболее ранние оценки распространения льдов относятся к акватории Гренландского, Норвежского и Баренцева морей и прилегающих районов (Vinje, 2001; Brinck Løyning et al., 2003). Из них видно, что в период с 1920-х по

1940-е годы происходило сокращение летней площади льда в области от 30° W до 70° E и к югу от 80° N. Данные о летней площади льда в Сибирских арктических морях имеются в виде ледовых карт с 1933 года (Mahoney et al., 2008). Ряды средней в летние месяцы площади льда восстановлены с 1924 года (Захаров, 2004; Фролов и др., 2007).

Современный период сокращения площади арктического морского льда хорошо документирован по данным измерений со спутников. Произведенные на их основе комплекты ледовых карт и временные ряды различных характеристик морского ледяного покрова показывают изменения площади, занятой льдами в Арктике. В последнее полтора десятилетия происходило ее быстрое сокращение в конце летнего периода, завершившееся самым глубоким минимумом в сентябре 2012 года (3.37 млн. кв. км при среднем значении более 6 млн. (рис. 4)).

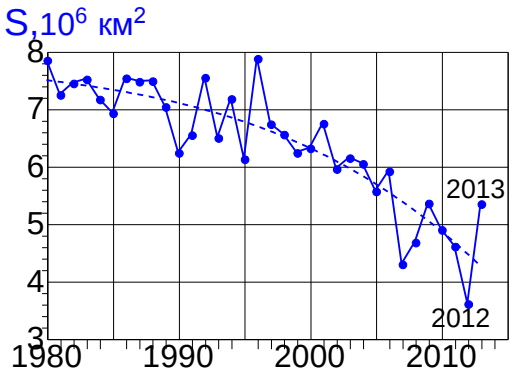

Рисунок 4. Средняя площадь морского льда в сентябре в Арктике по данным NSIDC (http://nsidc.org/data/seaice_index/index.html) в 1980-2013 гг. Пунктирная кривая – аппроксимация полиномом 3 степени.

Толщина льда

Толщина льда является наиболее трудным для массовых измерений параметром морского ледяного покрова. На основе обобщения данных, собранных ПЛ в Арктическом бассейне найдено уменьшение средней по бассейну толщины льда на 42% к середине 1990-х годов относительно средней за 1958-1977 годы (Rothrock et al., 1999). Сравнительный анализ данных попутных измерений в 1977, 1987 и 2000-х гг. показал сокращение доли многолетних льдов в 2-3 раза и, соответственно, уменьшение средней их толщины в Арктическом бассейне к 2005-2006 годам на 23% (рис. 5).

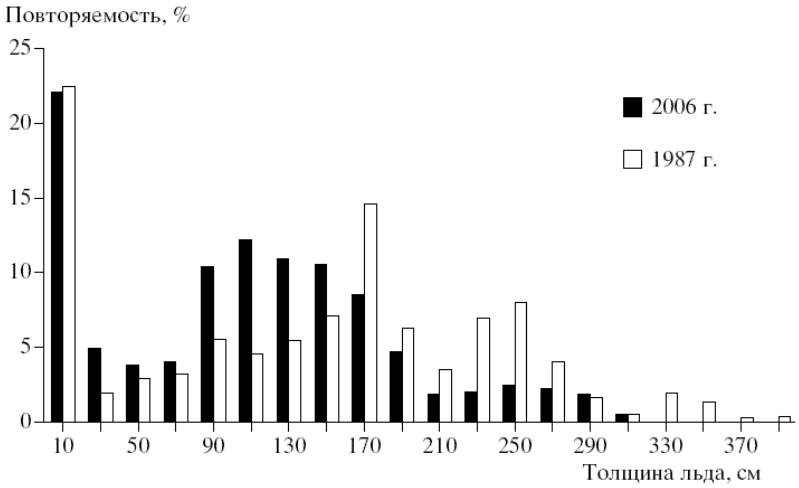

Рисунок 5. Распределение толщины ровного льда в мае на пути плавания атомного ледокола «Ямал» в 2006 г. и атомного ледокола «Сибирь» в 1987 г.

Недавно Laxon et al. (2013), используя новые данные о толщине льда, полученные со спутника CryoSat-2, оценили объем льда для зимы 2010/11 и 2011/12 гг. Сравнение с ранней (2003-2008) оценкой по данным спутника ICESat, показало, что осенью объем льда уменьшился на 4292 км^3, а зимой на 1479 км^3.

Факторы, влияющие на деградацию морского ледяного покрова

Очевидно, что причина резкого сокращения количества арктических льдов в конце летнего периода связана с потеплением климата. Корреляция между изменениями летней приповерхностной температуры воздуха и площадью, занятой морским льдом в сентябре за 1979-2013 гг. составляет -0.93. Оценки (Кулаков и др., 2012) на основе моделирования изменений летней ПМЛ под влиянием потепления и атмосферной циркуляции подтвердили, что сокращение ПМЛ в последние десять лет обусловлено, главным образом, повышением температуры воздуха. Изменения циркуляции атмосферы также повлияли на сокращение льда (Bengtsson et al., 2004; Maslanik et al., 2007; Ogi et al., 2008; Wang et al., 2009; Stroeve et al., 2011), вследствие увеличения экспорта льда через пролив Фрама в конце 1980-х – начале 1990-х гг.

Летнее таяние арктического морского льда в сильной степени зависит от распределения приходящей солнечной радиации между отраженной и поглощенной льдом и океаном частями. При этом количество поглощенной солнечной радиации системой лед-океан зависит от начала таяния и слабо связаны с продолжительностью таяния или окончанием таяния, Начало таяния столь сильно влияет потому, что на это время приходится максимум в притоке солнечной радиации и отклонения этого момента сказываются на всем периоде таяния через влияние на альбедо. Важную роль играет рост приходящей на поверхность длинноволновой радиации вследствие увеличения влажности и облачности в арктической атмосфере, а также сдвиг от многолетнего к однолетнему льду с меньшим альбедо.

Вопрос о влиянии на деградацию морского ледяного покрова в Арктике повышения температуры в подповерхностном слое воды в Арктическом бассейне остается предметом обсуждения (Timmermans et al., 2008; Shaw et al., 2009; Lenn Y.D. et al., 2009).

Среди последствий сокращения площади льда в Арктике следует отметить влияние на баланс CO_2 в арктической атмосфере. Увеличение пространства открытой воды летом в арктических морях летом способствует поглощению CO_2 из атмосферы (Semiletov et al., 2004). Зимой этот процесс продолжается посредством стока рассола, содержащего CO_2 из атмосферы, в подледный слой воды при образовании морского льда (Anderson et al., 2004). Недавно был зафиксирован противоположный поток CO_2 с поверхности нарастающего морского льда в атмосферу в результате реакции в рассоле при определенной температуре, которая сопровождается выделением CO_2 (Недашковский, Макштас, 2010; Miller et al., 2011). Эти результаты подтверждают предположение о росте амплитуда сезонных колебаний концентрации CO_2 в атмосфере над Арктическим бассейном в результате увеличении объема формирования морского льда зимой (Алексеев, Нагурный, 2007).

Морская среда

Океанографические данные за период наблюдений в арктических водах собраны в базе океанографических данных ААНИИ http://www.aari.nw.ru/projects/ECIMOt/ocean/. Они были использованы, в частности, для составления климатических цифровых океанографических атласов Северного Ледовитого океана для зимнего (EWG, 1997) и летнего (EWG, 1998) сезонов. Для мониторинга климата наиболее репрезентативны изменения содержания пресной воды в верхнем слое и температуры воды атлантического происхождения в промежуточном слое Арктического бассейна. Первое характеризует потенциал арктического влияния на климат, второе показывает состояние океанического конвейрбелта, доставляющего теплую и соленую воду из низких широт.

ДИНАМИЧЕСКОЕ УСИЛЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Роль циркуляции атмосферы и океана в формировании изменений глобального и арктического климата

Циркуляция атмосферы и океана являются важнейшими внутренними процессами в климатической системе Земли, участвующими в формировании климата и его изменчивости. Многочисленные исследования, начатые еще в 1930-е годы, показали важную роль атмосферной циркуляции в развитии региональных колебаний климата, в частности, потепления Арктики в 1930-40-е годы [Визе, 1937; Виттельс, 1946; Дзерзеевский, 1943; Гирс, 1966; Bengtsson et al., 2004] и в современный период [Алексеев, 2004; Proshutinsky and Johnson, 1997; Dickson et al., 2000; Zhang et al., 2008]. Во многих работах были предложены индексы для оценки влияния атмосферной циркуляции, прежде всего ее зональной составляющей, на колебания погоды и климата [Блинова, 1943; Вангенгейм, 1946; Дзердзеевский, Монин, 1954; Груза, 1965; Rossby, 1939; Thompson and Wallace, 1998; Hurrell et al., 2003].

Влияние зональной циркуляции на погоду и климат связано с огромной разностью в теплоемкости океана и атмосферы и с накоплением тепла в верхнем слое океана летом и последующей его передачей в атмосферу зимой. В результате обеспечивается отепляющее воздействие переносов тепла и влаги из океанических областей на погоду и климат континентальных областей и формируются их колебания вследствие изменчивости атмосферной циркуляции [Семенов, 1960; Марчук, Скиба, 1976; Николаев, 1981; Van Loon and Williams, 1976; Hurrell and van Loon, 1997]. Отепляющий эффект не ограничивается областью, в которой сосредоточен зональный перенос с океана на континент, но проявляется как в средней температуре всего Северного полушария и так и глобальной средней температуре [Алексеев и др., 1991; Алексеев, Священников, 1991; Алексеев, 2004; Alekseev, Podgorny, 1992; Wallace et al., 1995; Wallace et al., 1996].

Исследованию влияния на климат меридиональной составляющей переносов тепла и ее изменчивости под влиянием внутренней динамики атмосферы и естественных и антропогенных воздействий, уделялось особое внимание. Многие важные результаты в этом направлении были получены с использованием энергобалансовых моделей среднезонального климата (ЭБМ), предложенными М.И. Будыко [Budyko, 1969] и В. Селлерсом [Sellers, 1969]. На них были воспроизведены наблюдаемые широтные распределения дисперсий среднезональных температур с полярным усилением, возбуждаемые колебаниями меридионального переноса тепла (МПТ) [Демченко, 1984; North, 1982], включая перенос скрытого тепла [Flannery, 1984], показано влияние МПТ на чувствительность климатической системы к внешним воздействиям и рост МПТ с потеплением [Васюта и др., 1989; Демченко, Зубарев, 1989], что согласуется с эмпирическими данными о росте вихревой активности в атмосфере при потеплении и ее ослаблении при похолодании [Мохов и др., 1992; Agee, 1991].

В то же время в экспериментах с ЭБМ не было отмечено влияния МПТ на среднюю температуру, которая оставалась неизменной в диапазоне изменений МПТ от полного отсутствия до мгновенного выравнивания контрастов температуры между экватором и полюсом [North et al., 1981]. Такой результат является следствием линейного приближения для параметризации УДР, которое позволяет воспроизвести многие характеристики климата [Будыко, 1974; Мохов, Петухов, 1978; North et al., 1981], но противоречит распределению дисперсии среднезональных значений измеряемого УДР. В работах [Алексеев, 1982; Алексеев и др., 1990; Алексеев, Священников, 1991; Alekseev, Podgorny, 1990] показано, что нелинейная зависимость УДР от температуры приводит к повышению средней температуры при усилении МПТ при этом средние потери тепла с УДР остаются неизменными.

Индексы влияния зонального и меридионального переноса тепла

При усилении как зонального, так и меридионального переносов тепла пространственные контрасты ПТВ уменьшаются и, наоборот, при ослаблении переносов возрастают. На этом основании были предложены (Алексеев и др., 1990, 1991) индексы для оценки влияния колебаний переносов на среднюю ПТВ в отдельных широтных зонах, на полушарии и на глобусе. Индекс зонального переноса

$$D_Z = \frac{1}{2\pi(\sin\varphi_2 - \sin\varphi_1)} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \cos\varphi \int_0^{2\pi} (T_{\varphi\lambda} - T_\varphi)^2 d\lambda d\varphi$$

характеризует неоднородность распределения ПТВ вдоль кругов широты в области $[\varphi_1, \varphi_2]$. Индекс для меридионального переноса

$$D_M = \left\langle (T_\varphi - \langle T_\varphi \rangle)^2 \right\rangle_\varphi, T_\varphi = \left\langle T_{\varphi\lambda} \right\rangle_\lambda, \langle T_\varphi \rangle = \langle T_\varphi \rangle_\varphi$$

– неоднородность вдоль меридиана от экватора до полюса, индекс совместного влияния переносов $D = (D_Z + D_M)^{\frac{1}{2}}$. Средние квадраты отклонения ПТВ от соответствующих средних входят в определение доступной потенциальной энергии в атмосфере (Лоренц, 1970; Ван Мигем, 1977).

В таблице 1 приведены оценки корреляции индексов и средней ПТВ в разные сезоны за 1948–2009 гг., рассчитанные по данным NCEP (Н) и по модели ECHAM (М). Дополнительно рассчитана корреляция между ПТВ и индексами NAO и AO.

Таблица 1 – Корреляция между индексами D_Z, D_M, D, NAO, AO и средней ПТВ в разных областях и сезонах по данным NCEP (Н), модели ECHAM (М)

индекс		32.5 – 65.5° с.ш.				67.5 – 87.5° с.ш.				Северное полушарие			
		Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
D_Z	Н	**-0.84**	**-0.53**	**0.48**	**-0.60**	-0.26	-0.26	0.17	-0.13	-0.66	-0.49	0.50	-0.40
	М	-0.73	-0.48	0.31	-0.53	0.14	0.08	0.15	0.06	-0.42	-0.26	0.15	-0.33
D_M	Н	-0.68	-0.69	-0.66	-0.78	**-0.83**	**-0.91**	**-0.70**	**-0.86**	-0.66	-0.62	-0.19	-0.78
	М	-0.51	-0.55	-0.39	-0.34	-0.68	-0.72	-0.39	-0.69	-0.41	-0.43	0.30	-0.15
D	Н	-0.83	-0.76	-0.28	-0.84	-0.50	-0.52	-0.29	-0.59	**-0.77**	**-0.71**	**0.06**	**-0.76**
	М	-0.77	-0.64	-0.21	-0.48	-0.41	-0.61	-0.29	-058	-0.53	-0.45	0.35	-0.23
NAO		0.40	-0.06	-0.15	-0.09	0.40	0.05	-0.41	-0.17	0.30	-0.0	-0.21	-0.17
AO		0.41	0.28	0.18	0.26	0.27	0.15	-0.12	0.0	0.20	0.14	0.01	0.08

Из таблицы видно преимущество предложенных индексов для оценки влияния переносов на среднюю ПТВ во всех рассмотренных областях. Рассчитанные по данным модели новые индексы и ПТВ также связаны между собой, хотя и слабее. Кроме того, индексы показывают согласованные с ПТВ тренды, свидетельствующие об усилении роли циркуляции атмосферы в развитии потепления.

Количественные оценки вклада переносов в потепление (за 1969-2008 гг.)

Оценки для меридионального переноса (рис. 6) получены в соответствии с формулами

$$T_M = \beta_{DT} D_M \qquad T_M = \beta_{DT}(\alpha_M t + D'_M) \qquad \alpha_{MT} = \beta_{DT}\alpha_M \qquad \alpha_T = \alpha_{MT} + \alpha_{RT}$$

где β – к-т регрессии, α_M – к-т тренда D_M , α_{MT} - тренд, связанный с D_M , α_{RT} – с другими причинами.

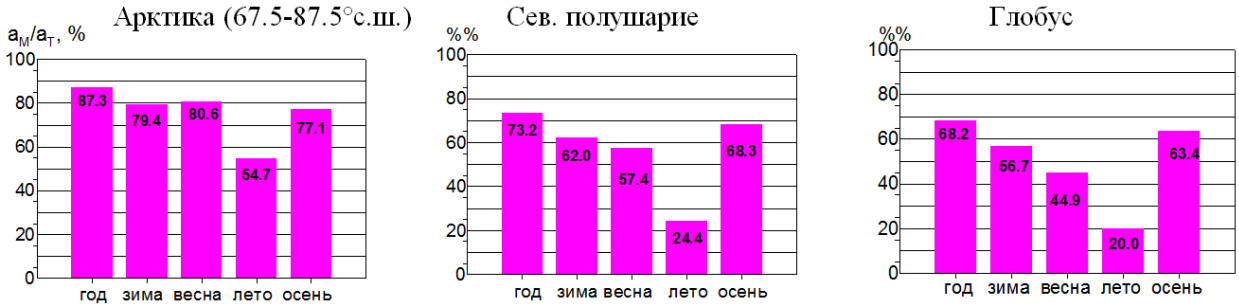

Рисунок 6. Оценки вклада усиления меридионального переноса в потепление в 1969-2008 гг.

Аналогичные оценки выполнены для зональных переносов по данным реанализа, сеточных архивов и смоделированных значений (рис. 7).

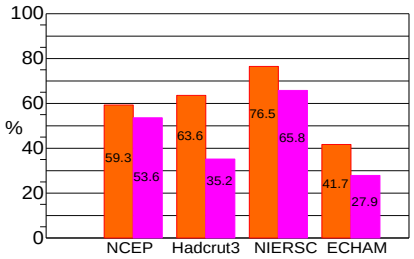

Рисунок 7. Оценки вклада усиления зонального переноса в потепление умеренных широт Северного полушария в 1969-2008 гг. Столбик слева - зимой, справа – в холодную половину года (октябрь-март).

Арктическое усиление

Исходя из определяющей роли притоков тепла в Арктику показано (Алексеев и др., 1991; Алексеев 2004) , что изменчивость приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) зимой в период полярной ночи зависит от изменчивости притоков энергии с циркуляцией атмосферы и океана:

$$\sigma_T = \frac{T_0}{4}\frac{\sigma_Q}{Q_0},$$

где T_0 и Q_0 – климатические значения температуры и притока энергии в полярную область, σ - среднеквадратичные отклонения соответствующих величин от климатических норм. Поскольку в многолетнюю изменчивость ПТВ основной вклад вносят долгопериодные изменения, включая тренд, то он также зависит от изменений циркуляции атмосферы в первую очередь. В этом случае усиление изменений ПТВ в высоких широтах по сравнению с прилегающими широтами определятся в первом приближении соотношением их площадей.

Заключение об определяющей роли адвекции тепла в усилении потепления в Арктике были подтверждены в работах (Alexeev et al., 2005; Cai, 2005; 2006) с использованием энергобалансовых моделей и модели общей циркуляции атмосферы. Хотя многие исследователи разделяют толчку зрения о решающей роли адвективного переноса тепла и влаги в высокие широты в развитие арктического потепления, исследования в этом направлении продолжаются. Более того, утверждается, что основные причины усиления остаются неизвестными.

Основная причина остающихся расхождений в оценке причин усиления связана с тем, что усиление циркуляции и переносов ведет к появлению положительных обратных связей, которые принимаются за главные причины усиления. К этим обратным связям

относится, прежде всего, сокращение площади и сплоченности морского льда и увеличение пространств открытой воды в конце летнего периода. Другая важная обратная связь появляется с увеличением поступления влаги при усилении адвективного переноса и притока длинноволновой радиации (ДВР) к поверхности.

МОРСКОЙ ЛЕД В ГЛОБАЛЬНЫХ МОДЕЛЯХ КЛИМАТА

Глобальные модели климата предоставляют эффективный инструмент для проверки знаний о процессах в климатической системе Земли, исследования ее реакции на внешние воздействия и чувствительности к изменениям параметров системы. Прогностические приложения расчетов на глобальных моделях ограничены необходимостью заранее знать внешние воздействия на систему и/или изменения внутренних ее параметров. Заранее известны лишь регулярные внешние воздействия, связанные с изменениями приходящей к Земле солнечной радиации и предполагаемые сценарии поступления малых газовых примесей и аэрозолей в результате деятельности человека.

Анализ результатов расчетов изменений площади морского льда (ПМЛ) в Арктике в первой половине 21-го столетия, которые содержатся в CMIP3, показал, что модели завышают протяженность морского льда и ошибки наиболее значительны в Баренцевом и Карском морях. Многолетние изменения ПМЛ по расчетам на моделях из CMIP5 лучше согласуются с наблюдениями по сравнению с расчетами на моделях из CMIP3. Однако по-прежнему наблюдаемое сокращение площади льда опережает модельные расчеты, а летняя температура воздуха в морской Арктике повышается значительно больше, чем в моделях.

ВЫВОДЫ

Причинами арктического усиления потепления климата и деградации ледяного покрова является увеличение поступления тепла и влаги циркуляцией атмосферы, сопровождающиеся увеличением притока ДВ радиации, накоплением тепла освобождающейся ото льда акваторией СЛО, выносом большего количества льда и переходом к преобладанию однолетних льдов.

Предложенные индексы для оценки влияния колебаний переносов энергии в атмосфере на межгодовую изменчивость средней температуры воздуха показали, что с **усилением меридиональных и зональных переносов** связана значительная часть современного глобального потепления, независимо от его антропогенного или естественного происхождения.

Недавние данные наблюдений указывают на замедление потепления в Арктике, что свидетельствует об актуальности мониторинга климата Арктики, тем более что глобальные модели климата все еще отстают в описании реальных изменений.

При подготовке тезисов использованы результаты исследований, выполненных при поддержке Минобрнауки (проект 2011-16-420-1-002), РФФИ (09-05-00232-а) и в рамках ЦНТП Росгидромета (1.3.2.1). Автор благодарит Н.Е. Иванова и. Н.Е Харланенкову за проведение расчетов по массивам данных о ПТВ, С.И. Кузмину – за подготовку данных расчетов по модели ECHAM и выборок из ансамбля расчетов CMIP5.

Список литературы

Алексеев Г.В. Взаимодействие океана и атмосферы как термодинамический процесс. Труды ААНИИ, 1982, т. 383, с. 25-34.

Алексеев Г.В. Исследования изменений климата Арктики в XX столетии. Тр. ААНИИ, 2003, т. 446, 6-21.

Алексеев Г.В. Роль циркуляции атмосферы и других факторов в формировании климата Арктики. В кн.: Формирование и динамика современного климата Арктики. Под ред. проф. Г.В. Алексеева. СПб., Гидрометеоиздат, 2004. С. 27–46.

Алексеев Г.В., Н.Е. Иванов, А.В. Пнюшков, Н.Е. Харланенкова. Климатические изменения в морской Арктике в начале XXI века. Том “Метеорологические и геофизические исследования”. Изд-во “Европейские издания”. Москва, 2011. стр. 3-25.

Алексеев Г.В., Нагурный А.П. Роль морского льда в формировании годового цикла двуокиси углерода в Арктике. // Доклады РАН. 2007. Т. 417, №4, с. 541-544.

Алексеев Г.В., Подгорный И.А., Священников П.Н. Адвективно-радиационные колебания климата. ДАН СССР, 1990, т. 315, №4, с. 824-827.

Алексеев Г.В., Подгорный И.А., Священников П.Н. Колебания отепляющего влияния океанов на глобальный климат. ДАН СССР, 1991, т. 320, №1, с. 70-73.

Алексеев Г.В., Священников П.Н. Естественная изменчивость характеристик климата Северной полярной области и северного полушария. Л., ГМИ, 1991, 159 с.

Блинова Е.Н. (1943) Гидродинамическая теория волн давления и центров действия атмосферы. ДАН СССР, 39, 7:284-287.

Будыко М.И. Изменение климата. —Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 280 с.

Ван Мигем Ж. Энергетика атмосферы. Пер. с англ. Под ред. Л.Т. Матвеева. Л., Гидрометеоиздат, 1977, 327 с.

Вангенгейм Г.Я. О колебаниях атмосферной циркуляции над северным полушарием.— Изв. АН СССР. География и геофизика, 1946, т. 10, вып. 5, с. 405-416.

Васюта Ю.В., Мохов И.И. Петухов В.К. Чувствительность малопараметрических моделей климата к изменению характеристик меридионального переноса тепла. Изв. АН СССР, ФАО, 1988, т. 24, №2, с. 115-125.

Визе В.Ю. Причины потепления Арктики // Сов. Арктика. 1937. №1.

Виттельс Л.А. Циклоны северных морей и потепление Арктики // Метеорология и гидрология. 1946. №5. С. 32-40.

Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. —Л.: Гидрометеоиздат, 1971—280 с.

Груза Г.В. Интегральные характеристики общей циркуляции атмосферы. Л., 1965. 146 с.

Демченко П.Ф. Аналитическая модель широтного хода дисперсии и спектров флуктуаций зонально-осредненной температуры. Изв АН СССР, ФАО, 1984, т. 20, с. 144-150.

Демченко П.Ф., Зубарев А.П. Оценки низкочастотной изменчивости среднезональных температур, вызванной флуктуациями меридионального переноса тепла. Изв. АН СССР, ФАО, 1989, т. 25, с. 917-924.

Дзердзеевский Б.Л. К вопросу о потеплении Арктики // Изв. АН СССР., сер. геофизическая и географическая. 1943. №2. С. 60-69.

Дзердзеевский Б.Л., Монин А.С., 1954. Типовые схемы общей циркуляции атмосферы и индекс циркуляции. Изв. АН СССР, сер. Геофиз., №6, 1954.

Захаров В.Ф. Внутривековые изменения в распространении морских арктических льдов в XX столетии. В кн.: Формирование и динамика современного климата Арктики / Под. ред. Алексеева Г.В. СПб., Гидрометеоиздат, 2004. С. 112–159.

Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В. Радиационный баланс Земли, ключевые аспекты. – М.: Наука, 1988. – 216 с.

Марчук Г.И., Скиба Ю.Н. Численный расчет сопряженной задачи для моделей термического взаимодействия атмосферы с океаном и континентом. Изв. АН СССР, ФАО, 1976, т. 12, №5, с. 16-24.

Мохов И.И., Мохов О.И., Петухов В.К., Хайрулин Р.Р. Влияние глобальных климатических изменений на вихревую активность в атмосфере. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 1992, т. 28, №1, 11-26.

Мохов И.И., Петухов В.К. Параметризация уходящей длинноволновой радиации для климатических моделей. Препринт ИФА АН СССР, М., 1978, 34 с.

Недашковский А.П., Макштас А.П. Эмиссия CO_2 в атмосферу при образовании арктического морского льда. Проблемы Арктики и Антарктики, 2010, № 3(86), с.

Николаев Ю.В. Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы и формирование аномалий погоды. —Л.: Гидрометеоиздат, 1981.—51 с.

Семенов В.Г. Влияние Атлантического океана на режим температуры и осадков на Европейской территории СССР. Л., 1960, Гидрометеоиздат, 146 с.

Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб., «НАУКА», 2007, 135 с.

Хрол В.П., 1992: Атлас энергетического баланса северной полярной области. – Л.: Гидрометеоиздат, – 52 с.

Agee E.M. Trends in cyclone and anticyclone frequency and comparison with periods of warming and cooling over the Northern Hemisphere. J. Climate, 1991, V. 4, No. 2:263-267.

Alekseev G.V., Podgorny I.A. Modelling the effect of ocean's heating on global climate fluctuations. In: C.J. Boer, Research activities in atmospheric and oceanic modeling. GAS/JSC Working Group in Numerical Experimentation. 1992, Report 17, WMO/TD 467, pp. 7.62–7.63.

Alekseev G.V., Podgorny I.A. Simulation of advective global climate fluctuations. In: C.J. Boer, Research activities in atmospheric and oceanic modeling. GAS/JSC Working Group in Numerical Experimentation. 1990, Report 14, WMO/TD 332, pp. 7.24–7.25.

Alexeev V.A., P.L. Langen, J.R. Bates. Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in ''ghost forcing'' experiments without sea ice feedbacks. Climate Dynamics (2005) DOI 10.1007/s00382-005-0018-3.

Anderson L.G., Falck E., Jones E.P., Jutterström S., Swif J. Enhanced uptake of atmospheric CO2 during freezing of seawater: A field study in Storfjorden, Svalbard // J. Geophys. Res. 2004. 109, C06004, doi:10.1029/2003JC002120.

Bengtsson, L., V. A. Semenov, and O. M. Johannessen, 2004: The early-twentieth-century warming in the Arctic—A possible mechanism. J. Climate, 17, 4045–4057.

Brinck Løyning, T., Dick, C., Goodwin, H., Pavlova, O., Vinje, T., Kjærnli, G., and Villinger, T. (2003) ACSYS historical ice chart archive (1553 – 2002), *International ACSYS/CliC Project Office*.

Budyko M.I. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. Tellus, 1969, v. 212, p. 611-619.

Cai M. Dynamical greenhouse-plus feedback and polar warming amplification. Part I: A dry radiative-transportive climate model. Climate Dynamics (2006), 26: 661–675. DOI 10.1007/s00382-005-0104-6.

Cai, M. (2005), Dynamical amplification of polar warming, Geophys. Res. Lett., 32, L22710, doi:10.1029/2005GL024481.

Dickson R.R., T.J. Osborn, J.W. Hurrel, J. Meincke, J. Blindheim, B. Adlandsvik, T. Vinje, G. Alekseev, and T. Maslowsky (2000) The Arctic Ocean response to the North Atlantic oscillation. J. Climate, 13:2671-2696.

Enfield, D.B., A.M. Mestas-Nunez, and P.J. Trimble, The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S., Geophys. Res. Lett., 28, 2077-2080, 2001.

Environmental Working Group (EWG). Joint U.S. Russian Atlas of the Arctic Ocean: Oceanography Atlas for the Winter Period. Boulder, National Snow and Ice Data Center, CO, 1997.

Environmental Working Group (EWG). Joint U.S. Russian Atlas of the Arctic Ocean: Oceanography Atlas for the Summer Period. Boulder, National Snow and Ice Data Center, CO, 1998.

Flannery B.P. (1984) Energy-balance models incorporating transport of thermal and latent energy. J. Atm. Sci. 41:414–421.

Hurrell J.W., Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck (Eds). The North Atlantic Oscillation. Climate Significance and Environmental Impacts, Geophysical Monograph Series, 134, 2003.

Hurrell J.W., and H. van Loon (1997) Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation. *Climatic Change*, 36:301-326.

Laxon, S., N. Peacock, and D. Smith. High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region. Nature, 2013, V. 425, P. 947–950.

Lenn Y.D., et al. Vertical mixing at intermediate depths in the Arctic boundary current // Geophys. Res. Lett. – 2009. – 36. – L05601, doi:10.1029/2008GL036792.

Liu Y., J.R. Key, X. Wang. The Influence of Changes in Cloud Cover on Recent Surface Temperature Trends in the Arctic. Journal of Climate, 2008, vol. 21, pp. 705-715.

Mahoney, A.R., R.G. Barry, V. Smolyanitsky, and F. Fetterer (2008), Observed sea ice extent in the Russian Arctic, 1933–2006, J. Geophys. Res., 113, C11005, doi:10.1029/2008JC004830.

Maslanik, J., S. Drobot, C. Fowler, W. Emery, and R. Barry (2007), On the Arctic climate paradox and the continuing role of atmospheric circulation in affecting sea ice conditions, Geophys. Res. Lett., 34, L03711, doi:10.1029/2006GL028269.

Miller, L. A., G. Carnat, B. G. T. Else, N. Sutherland, and T. N. Papakyriakou (2011), Carbonate system evolution at the Arctic Ocean surface during autumn freeze-up, *J. Geophys. Res.*, 116, C00G04, doi:10.1029/2011JC007143.

Nakamura, N., and A.H. Oort (1988), Atmospheric heat budgets of the polar regions, J. Geophys. Res., 93(D8), 9510–9524.

North G.R., Cahalan R.F., Coakley J.A. Energy balance climate models. —Rev. Geophys. Space Phys., 1981, vol. 19, №1, p. 91-121.

North G.R., Moeng F.J., Bell T.L., Cahalan R.F. Latitudinal dependence of the variability of sonal mean.—MWR, 1982, vol. 110, №5, p. 319—326.

Ogi M., I.G. Rigor, M.G. McPhee, and J.M. Wallace (2008), Summer retreat of Arctic sea ice: Role of summer winds, Geophys. Res. Lett., 35, L24701, doi:10.1029/2008GL035672.

Perovich, D.K., B. Light, H. Eicken, K.F. Jones, K. Runciman, and S.V. Nghiem (2007), Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback, Geophys. Res. Lett., 34, L19505, doi:10.1029/2007GL031480.

Petoukhov V., Semenov V.A. (2010) A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. J Geoph Res 2010 doi.10.1029/2009JD013568.

Proshutinsky, A.Y. and M.A. Johnson (1997), Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean, J. Geophys. Res., 102(C6), 12, 493–12, 514, doi:10.1029/97JC00738.

Rossby C.G. (1939) Relations between variations in the intensity of the zonal circulation and displacement of the semipermanent centers of action. J. Marine Res. 2:38-55.

Rothrock, D.A., Yu Y., and Maykut G.A. Thinning of the Arctic sea ice cover. Geophys. Res. Lett., 1999, V. 26(23), P. 3469-3472.

Schlesinger M.E., and N. Ramankutty, An oscillation in the global climate system of period 65-70 years, Nature, 1994, 367, p. 723-726.

Sellers W.D. A climate model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. J. Appl. Meteor., 1969, 8 p. 392-400.

Semiletov, I., A. Makshtas, S.-I. Akasofu, and E.L Andreas (2004), Atmospheric CO2 balance: The role of Arctic sea ice, Geophys. Res. Lett., 31, L05121, doi:10.1029/2003GL017996.

Serreze, M.C., A.P. Barrett, A.G. Slater, M. Steele, J. Zhang, and K.E. Trenberth (2007), The large-scale energy budget of the Arctic, J. Geophys. Res., 112, D11122, doi:10.1029/2006JD008230.

Shaw W. J., Stanton T.P., McPhee M.G., Morison J.H., Martinson D.G. Role of the upper ocean in the energy budget of Arctic sea ice during SHEBA // J. Geophys. Res. – 2009. – 114. – C06012, doi:10.1029/2008JC0049919.

Stroeve, J. C., J. Maslanik, M. C. Serreze, I. Rigor, W. Meier, and C. Fowler (2011), Sea ice response to an extreme negative phase of the Arctic Oscillation during winter 2009/2010, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L02502, doi:10.1029/2010GL045662.

Thompson D.W.J. and J.M. Wallace (1998) The Arctic Oscillations signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. Geophys Res Lett 25:1297-1300.

Timmermans M.-L., Toole J., Krishfield R., Winsor P. Ice-Tethered Profiler observations of the doublediffusive staircase in the Canada Basin thermocline // J. Geophys. Res. – 2008. – 113.

Van Loon H. and Williams J. (1976) The connection between trends of mean temperature and circulation at the surface: Part 1. Winter. Mon. Wea. Rev. 104:365-380.

Vinje, T., 2001: Anomalies and trends of sea ice extent and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864–1998. *J. Climate*, 14(3), 255–267.

Wallace J.M., Yuan Zhang, Renwick J.A. (1995) Dynamic Contribution to Hemispheric Mean Temperature Trends. Science .Vol. 270:780-783.

Wallace J.M.,Y. Zhang and L Bajuk (1996) Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature. J. Climate, 9: 249–260.

Wang J., J. Zhang, E. Watanabe, M. Ikeda, K. Mizobata, J.E. Walsh, X. Bai, and B. Wu (2009), Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent?, Geophys. Res. Lett., 36, L05706, doi:10.1029/2008GL036706.

Weston, S. T., W. G. Bailey, L. J. B. McArthur, and O. Hertzman (2007), Interannual solar and net radiation trends in the Canadian Arctic, J. Geophys. Res., 112, D10105, doi:10.1029/2006JD008000.

Wu Bingyi, Jia Wang, John E. Walsh. Dipole Anomaly in the Winter Arctic Atmosphere and Its Association with Sea Ice Motion. Journal of climate, 2006, V. 19, p. 210-225.

Zhang X.A. Sorteberg, J. Zhang, R. Gerdes, and J.C. Comiso (2008) Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system. Geophys. Res. Lett. 35 L22701 doi. 10.1029/2008GL035607.