



**Фундаментальная  
и прикладная  
климатология**



Federal Service  
for Hydrometeorology  
and Environmental Monitoring  
(Roshydromet)

ISSN 2410-8758

**FUNDAMENTAL AND APPLIED  
CLIMATOLOGY**

Volume 1

Moscow 2015

Федеральная служба  
по гидрометеорологии и мониторингу  
окружающей среды  
(Росгидромет)

ISSN 2410-8758

**ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ  
КЛИМАТОЛОГИЯ**

Том 1

Москва 2015

## ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ

2015 год Том 1

Научный журнал, публикующий оригинальные статьи о процессах и явлениях регионального и глобального масштабов по следующей тематике: формирование климата Земли, естественные и антропогенные факторы изменения климатической системы, выявление и атрибуция трендов ее состояния и соответствующих рисков. Издается по решению Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды.

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:** С.М. Семенов (главный редактор), К.Н. Анахаев, М.Ю. Бардин (заместитель главного редактора), Р.В. Бекряев, Е.М. Володин, А.В. Елисеев, А.Н. Золотокрылин, А.Л. Иванов, В.М. Катцов (заместитель главного редактора), А.В. Кислов, А.В. Клепиков, А.Г. Костяной, В.Н. Крупчатников, С.А. Лавров, Г.В. Малкова, Е.С. Нестеров, Б.Н. Порфирьев, Л.А. Прохорова (ответственный секретарь), Э.Я. Ранькова, В.А. Семенов, А.М. Стерин, Е.И. Хлебникова.

Все статьи рецензируются.

Адрес для первичного представления материалов для публикации: РФ, 107258, г.Москва, ул. Глебовская, д. 20Б, ИГКЭ, Семенову С.М.; [Semenov@igce.ru](mailto:Semenov@igce.ru).

Правила оформления рукописей и их представления для публикации – см. <http://www.igce.ru/>.

ISSN 2410 – 8758

© Оформление журнала: ФГБУ «ИГКЭ Росгидромета и РАН», 2015

## FUNDAMENTAL AND APPLIED CLIMATOLOGY

2015 Volume 1

A scientific journal publishing original papers on events and processes of regional and global scales on the following topics: Earth's climate forming processes, natural and anthropogenic factors of changes in the climate system, detection and attribution of its trends and associated risks. Published by the decision of the Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring.

**EDITORIAL BOARD:** S.M. Semenov (Editor-in-Chief), K.N. Anakhaev, M.Yu. Bardin (Deputy Editor-in-Chief), R.V. Bekriaev, E.M. Volodin, A.V. Eliseev, A.N. Zolotokrylin, A.L. Ivanov, V.M. Kattsov (Deputy Editor-in-Chief), A.V. Kislov, A.V. Klepikov, A.G. Kostianoy, V.N. Krupchatnikov, S.A. Lavrov, G.V. Malkova, E.S. Nesterov, B.N. Porfiriev, L.A. Prokhorova (Executive Secretary), E.Ya. Ran'kova, V.A. Semenov, A.M. Sterin, E.I. Khlebnikova.

All papers are subject for peer-reviewing.

Primary submission of manuscripts: Semenov S.M., IGCE, Glebovskaya str, 20B, 107258, Moscow, Russian Federation; e-mail: [Semenov@igce.ru](mailto:Semenov@igce.ru).

Rules for the preparation and submission of manuscripts are available at <http://www.igce.ru/>.

ISSN 2410 – 8758

© Design: FSBI "IGCE" 2015

---

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>ФРОЛОВ А.В.</b> Климатология: история и современность.....	5
<b>ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ</b> .....	9
<b>Алексеев Г.В.</b> Проявление и усиление глобального потепления в Арктике.....	11
<b>Бекряев Р.В.</b> Изменения потоков нисходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения подстилающей поверхности в высоких широтах.....	27
<b>Большаков В.А.</b> Орбитальные факторы долгопериодных колебаний климата плейстоцена.....	49
<b>Володин Е.М.</b> Естественные колебания климата на временных масштабах порядка десятилетия.....	78
<b>Дианский Н.А., Гусев А.В.</b> Моделирование процесса изменения климата и современного замедления глобального потепления с помощью модели INMOM.....	96
<b>Елисеев А.В., Мохов И.И.</b> Влияние внеземных факторов на климат: возможные механизмы воздействия и результаты моделирования.....	119
<b>Кононова Н.К.</b> Изменения циркуляции атмосферы Северного полушария в XX-XXI столетиях и их последствия для климата.....	133
<b>Логинов В.Ф.</b> Влияние солнечной активности и других внешних факторов на климат Земли.....	163
<b>Панин Г.Н., Выручалкина Т.Ю., Соломонова И.В.</b> Климатические изменения в Арктике, Северной Атлантике, районе Каспия и их взаимосвязь.....	183
<b>Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М.</b> Динамика тропосферы и стратосферы и изменения современного климата.....	211
<b>Семенов В.А.</b> Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера – арктические льды – океан.....	232

## CONTENTS

<b>FROLOV A.V.</b> Climatology: past and present.....	5
<b>FROM THE EDITORIAL BOARD</b> .....	9
<b>Alekseev G.V.</b> Development and amplification of global warming in the Arctic.....	11
<b>Bekryaev R.V.</b> Changes in the downward and net longwave surface radiation fluxes in high latitudes.....	27
<b>Bol'shakov V.A.</b> Orbital factors of long-period climate oscillations in Pleistocene.....	49
<b>Volodin E.M.</b> Natural climate fluctuations at decadal time scales.....	78
<b>Diansky N.A., Gusev A.V.</b> Simulation of the climate change process and the present global warming deceleration with INMOM.....	96
<b>Eliseev A.V., Mokhov I.I.</b> Extra-terrestrial factors' influence on climate: possible mechanisms and modeling results.....	119
<b>Kononova N.K.</b> Changes in the Northern Hemisphere atmospheric circulation in the 20 <sup>th</sup> – 21 <sup>st</sup> centuries and their consequences for climate.....	133
<b>Loginov V.F.</b> The influence of solar activity and other external factors on the Earth's climate.....	163
<b>Panin G.N., Vyruchalkina T.Yu., Solomonova I.V.</b> Climatic changes in the Arctic, North Atlantic, the Caspian Sea region, and their relationships.....	183
<b>Perevedentsev Yu.P., Shantalinskiy K.M.</b> Dynamics of the tropo- and stratosphere and the modern climate changes.....	211
<b>Semenov V.A.</b> Oscillations of present-day climate associated with feedbacks in atmosphere – arctic ice –ocean system.....	232

## **КЛИМАТОЛОГИЯ: ИСТОРИЯ И СОВРЕМЕННОСТЬ**

### **Уважаемые коллеги!**

Выпуск первого номера журнала по климатологии – хороший повод вспомнить истоки этой науки и основные вехи развития, осветить ее современные задачи.

Климатология, как географическая наука, всегда была связана с идеей типичности. Климат в трудах Р. Фицроя, В.П. Кёппена, Б.П. Алисова, А.И. Воейкова и других ученых понимался как средняя погода, типичное состояние атмосферного процесса, а основным предметом исследования было его распределение в географическом пространстве.

Развитие физико-математических основ науки о климате долгое время шло независимо от географических аспектов. Фундаментальное значение парникового эффекта было обнаружено и осмыслено благодаря открытию Г.-Б. де Соссюра и трудам Ж.-Б. Ж. Фурье, Дж. Тиндалла и С.А. Аррениуса. Роль орбитальных факторов в формировании палеоклимата выявлена в трудах Дж. Гершеля, А. Гумбольдта и М. Миланковича. Теория влияния астрофизических факторов на климат Земли связана, прежде всего, с именем А.Л. Чижевского, который изучал циклы солнечной активности.

С образованием национальных гидрометеорологических служб, внедрением инструментальных методов измерения гидрометеорологических величин и ростом числа пунктов наблюдений перед климатологией открылись новые возможности. Они связаны с обработкой данных глобальных сетей наблюдений за атмосферой, поверхностными водами суши, океаном и криосферой, их анализом, изучением статистических свойств гидрометеорологических полей и процессов, выявлением пространственных закономерностей и временных трендов.



**А.В. Фролов**

Руководитель Федеральной службы  
по гидрометеорологии и мониторингу  
окружающей среды  
(Росгидромет)

Довольно быстро было установлено, что современный климат также не является статистически стационарным процессом и меняется на протяжении веков и десятилетий. Возникла задача объяснения причин этих изменений, а также оценки будущих изменений. Советский академик М.И. Будыко, опираясь на предшествующее развитие теории парникового эффекта, связал увеличение концентрации углекислого газа  $\text{CO}_2$  с ростом глобальной температуры и в 1972г. в своей работе «Влияние человека на климат» дал прогноз глобального антропогенного потепления вследствие роста содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Этот прогноз совершенно оправдался к настоящему времени.

Настоящей революцией в методах исследования климата стало применение моделей общей циркуляции атмосферы, основанных на уравнениях Навье-Стокса, записанных в сферической системе координат с учётом неадиабатических процессов переноса энергии в облачной среде и с учётом нелинейного взаимодействия атмосферы с неоднородной подстилающей поверхностью Земли.

Этот этап развития климатологии стал возможен благодаря трудам выдающихся отечественных ученых И.А. Кибеля, К.Я. Кондратьева, Н.Н. Моисеева, А.М. Обухова, Г.И. Марчука и зарубежных – В. Бьеркнеса, К.-Г. Россби, Дж. Чарни и многих других. Одна из первых глобальных климатических моделей была создана группой учёных в США под руководством С. Манабе. С помощью этой модели впервые в мире были выполнены численные эксперименты по оценке реакции климатической системы на изменение концентрации парниковых газов в атмосфере.

В дальнейшем климатические модели пополнились блоками общей циркуляции океана, морского льда, гидрологии суши и фотохимических процессов в атмосфере. На повестке дня стоит задача создания моделей системы планеты Земля, включающих помимо вышеперечисленных также блоки верхней атмосферы, аэрозольного состава атмосферы, растительного покрова и биосферы.

В России физически полные глобальные модели климатической системы созданы и развиваются в Институте вычислительной математики РАН и Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова Росгидромета. С помощью этих моделей можно исследовать физические механизмы формирования климата, оценивать вклад различных факторов, включая деятельность человека, в изменчивость и изменения современного климата.

К концу XX века по мере накопления научных знаний стали появляться мнения о том, что изменения климата в некоторых регионах могут иметь неблагоприятные и даже опасные последствия для здоровья населения, для природных и хозяйственных систем. Эта обеспокоенность вышла за границы

---

академического сообщества в общественность и правительственные круги.

Для подготовки взвешенных научных докладов о наблюдаемых и ожидаемых изменениях климата, их возможных воздействиях на человека, природу и мировую экономику Всемирной метеорологической организацией совместно с Программой ООН по окружающей среде в 1988г. была образована Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК). Сейчас в деятельности МГЭИК участвуют 195 стран. Основным информационным продуктом МГЭИК являются оценочные доклады. Они издаются периодически (раз в 5-7 лет) и содержат обобщение данных, представленных в научной литературе, о том, как меняется и будет меняться глобальный климат, каковы последствия этих изменений для природных и социально-экономических систем, а также, какие ответные стратегии возможны в области адаптации и смягчения антропогенных воздействий на климатическую систему.

МГЭИК осуществляет научное сопровождение выработки и выполнения международных климатических соглашений. Базовое международное соглашение в области климата было открыто к подписанию в 1992г. Это – Рамочная конвенция ООН об изменении климата (РКИК ООН). В его статье 2 была сформулирована в общем виде конечная цель соглашения: «...стабилизация концентраций парниковых газов в атмосфере на таком уровне, который не допускал бы опасного антропогенного воздействия на климатическую систему». Однако сами уровни названы не были. Лишь в 2009г. на Конференции сторон РКИК ООН в Копенгагене было достигнуто согласие по «глобальной цели» – отсутствие превышения (в течение климатически значимого времени) средней глобальной температуры в приповерхностном слое уровня 2°C относительно ее доиндустриального значения. Надо отметить, что это чисто «прагматическое» решение, не имеющее достаточного научного обоснования.

Пятый оценочный доклад МГЭИК, вышедший в свет в 2013-2014 годах, объясняет большую часть глобального потепления с середины XX века обогащением атмосферы парниковыми газами в ходе хозяйственной деятельности. В докладе указывается, что в течение XXI века влияние изменений климата будет усиливаться, если меры по ограничению антропогенного воздействия на климатическую систему Земли не будут приниматься или же будут недостаточно решительными. Меры адаптации могут смягчить отрицательные последствия изменений климата, но не могут решить проблему в целом без снижения антропогенного воздействия на климатическую систему.

Ведущими специалистами Росгидромета, РАН и Высшей школы в 2008 и 2014 годах были подготовлены два национальных

---

оценочных доклада об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Их выводы перекликаются с оценками МГЭИК. При этом отмечается в два раза более высокая скорость роста приземной температуры воздуха на территории Российской Федерации по сравнению со средней глобальной температурой, быстрое сокращение площади ледяного покрова в Северном ледовитом океане, что свидетельствует о необходимости разработки научно обоснованных мер адаптации секторов экономики и регионов к ожидаемым изменениям климата.

Таким образом, климатология, зародившись как географическая наука, стала наукой междисциплинарной. Помимо метеорологов, физиков, математиков, специалистов по вычислительной технике к решению её многочисленных проблем в настоящее время привлекаются экономисты, политологи, медики и учёные многих других специальностей.

Однако в Российской Федерации до сих пор нет специализированного периодического научного издания, посвященного проблемам современной климатологии. В связи с этим, Росгидрометом принято решение об организации издания нового научного журнала – «Фундаментальная и прикладная климатология». Надеюсь, что это издание станет эффективной дискуссионной площадкой для обсуждения упомянутых выше вопросов, будет стимулировать развитие новых научных подходов и способствовать привлечению молодых ученых к работе над проблемами фундаментальной и прикладной климатологии.

*Желаю редколлегии журнала, редакционному коллективу и, надеюсь, многочисленным авторам больших творческих успехов в получении новых знаний и их применении для решения практически важных задач!*

## ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ

Журнал предназначен для публикации оригинальных статей о процессах и явлениях регионального и глобального масштабов по следующей тематике: формирование климата Земли, естественные и антропогенные факторы изменения климатической системы, изменчивость климатической системы, выявление и атрибуция (объяснение причин) трендов ее состояния и соответствующих рисков. Кроме оригинальных научных исследований в журнале будут публиковаться обзорные работы и информация о важных событиях в научном мире в области фундаментальной и прикладной климатологии, а также дискуссионные материалы.

В настоящее время, отмечая все классические достижения климатологии, а также впечатляющие успехи последних десятилетий, связанные с математическими моделями климатической системы и их компьютерным воплощением, следует признать необходимость в систематизации основ нашей науки и дальнейшем развитии её на базе современных данных и представлений о функционировании земной системы. В особенно существенном обосновании и развитии нуждаются прикладные аспекты климатологии, связанные с проблемами современных глобальных изменений климата, поскольку именно на них основываются оценки рисков для природных и социально-экономических систем, а также рекомендации по ответным стратегиям, выполнение которых может потребовать значительных издержек от мирового сообщества.

В России, как и во всем мире, сейчас наблюдается растущий интерес к проблемам изменения климата, и многие периодические издания публикуют статьи этого направления. Однако специализированного научного журнала, предназначенного для публикаций в области фундаментальной и прикладной климатологии, в России нет. Организация издания данного журнала восполняет этот пробел. На его страницах ученые смогут высказываться по вопросам, которые считают актуальными и важными, предлагать новые идеи и подходы, в частности, обсуждать те проблемы, по которым нет выраженного согласия в научном мире. Особенно надеемся на заинтересованное участие молодых ученых, поскольку климатологическая школа в России сейчас немногочисленна, а задачи, стоящие перед нашей наукой, весьма серьезны.

Редколлегия будет стремиться обеспечить авторам максимально комфортную обстановку для изложения научных результатов и объективную оценку их работ при решении вопроса о возможности публикации, привлекая ведущих российских специалистов в соответствующих областях в качестве рецензентов. Вместе с тем, к ста-

---

твям будут предъявляться определенные требования. В том числе, авторы должны четко формулировать:

- к какой проблематике относится тема статьи, какова ее актуальность;
- в чем состоит конкретная задача исследования;
- какими методами она решалась;
- каковы полученные результаты исследования, в чем их оригинальность и новизна;
- как они соотносятся с результатами других исследований (основных).

В статье должно быть резюме на русском и английском языках (перевод должен быть качественным). В список литературы следует включать лишь необходимые источники. Все технические требования полностью будут доступны на веб-странице журнала.

Отметим особо требования, предъявляемые к тону дискуссии, которая, конечно, может возникать в научных публикациях. Poleмика должна быть максимально корректной, доброжелательной, позитивной.

Хотя конечная ответственность за результаты, излагаемые в статьях, лежит на авторах, очевидным требованием является отсутствие внутренних противоречий в статье и противоречий с фундаментальными законами природы.

Эти требования направлены на обеспечение качества публикуемых статей, и их выполнение должно быть предметом заботы и авторов, и рецензентов, и редколлегии.

Редколлегия выражает признательность Федеральной службе по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды за очень своевременную инициативу – решение об организации издания этого научного журнала.

УДК 551.582: 551.583

## ПРОЯВЛЕНИЕ И УСИЛЕНИЕ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ В АРКТИКЕ

Г.В. Алексеев

Федеральное государственное бюджетное учреждение  
«Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт»,  
Россия, 199397, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38, [alexgv@aari.ru](mailto:alexgv@aari.ru)

**Резюме.** В статье представлены оценки изменений климата Арктики в период развития современного глобального потепления и рассмотрена роль различных факторов в арктическом усилении этих изменений. Показано, что в 1990 годах начался рост приповерхностной температуры воздуха, достигший максимума в 2012г. Одновременно происходило ускоренное сокращение арктического морского ледяного покрова в конце летнего периода, завершившееся самым глубоким минимумом в сентябре 2012г. При этом изменения летней температуры воздуха в морской Арктике и площади льда в сентябре согласованы между собой с коэффициентом корреляции равным  $-0,93$  за 1980-2014гг. Квадратичная и линейная модели связи между летней температурой и площадью льда указали на период 2029-2037гг., когда может произойти исчезновение льда в сентябре. Зимой на изменения площади льда влияют приток теплой и соленой атлантической воды и смещения границы ее распространения в приатлантической Арктике, особенно заметные в Баренцевом море. Показано, что наибольший вклад в потепление арктического климата вносит атмосферный перенос тепла по направлению к полюсу, определивший почти 90% тренда средней температуры в Арктике, большую часть тренда средней за год температуры Северного полушария и более половины тренда глобальной температуры за 1969-2008гг.

**Ключевые слова.** Арктика, изменения климата, глобальное потепление, арктическое усиление.

## DEVELOPMENT AND AMPLIFICATION OF GLOBAL WARMING IN THE ARCTIC

G.V. Alekseev

Arctic and Antarctic Institute,  
Beringa str., 38, 199397, St.-Petersburg, Russia, [alexgv@aari.ru](mailto:alexgv@aari.ru)

**Summary.** The paper presents the evaluation of climate change in the Arctic during the development of the global warming, and considers the role of various factors in the Arctic amplification of changes. It is shown that the increase of surface air temperature began in the 1990's and reached its peak in 2012. Rapid

---

reduction of the Arctic sea ice cover at the end of the summer period occurred concurrently and reached the deepest minimum in September 2012. The changes of summer air temperature in the marine Arctic and sea ice extent in September correlate with the coefficient equals to  $-0,93$  for 1980-2014. Quadratic and linear models of relationships between the summer air temperature and sea ice extent indicate the period 2029-2037 as that of September ice disappearance. The inflow of warm and salty Atlantic water and displacement of its limits distribution in the sub-Atlantic Arctic, especially noticeable in the Barents Sea, influence changes of the winter sea ice extent. It is shown that the greatest contribution to amplified warming of the Arctic climate is that of the poleward atmospheric heat transport. This transport accounts for almost 90% of the trend in average temperature in the Arctic, most of the trend of average temperature in the Northern Hemisphere and more than half of the global mean temperature trend from 1969-2008.

**Keywords:** Arctic, climate change, global warming, arctic amplification.

### Введение

Климат Арктики формируется в условиях значительно меньшего притока тепла от Солнца, чем климат неполярных областей. Отчасти этот дефицит восполняется внутренними термодинамическими процессами, протекающими как в климатической системе в целом, так и в морской Арктике.

Наибольший вклад в потепление арктического климата по сравнению с гипотетическим климатом при неподвижной и прозрачной атмосфере, вносит адвекция тепла по направлению к полюсу. Благодаря этому процессу климат Арктики в районе Северного полюса «теплеет» почти на 60 К по сравнению с климатом при отсутствии адвекции, в то время как парниковый эффект атмосферы повышает приповерхностную температуру воздуха здесь на более, чем в два раза меньшую величину (рис. 1).

Из рисунка видно, что при переходе от термического режима, соответствующего лучистому равновесию в неподвижной «прозрачной» атмосфере ( $\delta = \delta_0$  и  $k = 0$ ) к термическому режиму при  $\delta = \delta_1$  и  $k = k_1$  («современный» климат), средняя температура полушария увеличивается на 32,98 К, из которых на долю парникового эффекта приходится около 90%, остальное повышение (чуть больше 10%) происходит за счет включения меридионального переноса в атмосфере. У полюса вклад меридионального переноса в формирование «современного» термического режима составляет 77%, а на долю парникового эффекта приходится 23% при общем повышении температуры на полюсе на 86,28 К по сравнению с неподвижной «прозрачной» атмосферой.

Диаграммы показывают, что меридиональный перенос усиливает на 0,45 К парниковый эффект в средней температуре полушария и на 9 К полярный парниковый эффект. В свою очередь, парниковый эффект усиливает вклад меридионального переноса в суммарный «разогрев»

атмосферы. У экватора основной вклад в повышение температуры вносит парниковый эффект, а усиление меридионального переноса ведет к понижению температуры и ослаблению парникового эффекта (в модели отсутствует перенос через экватор).

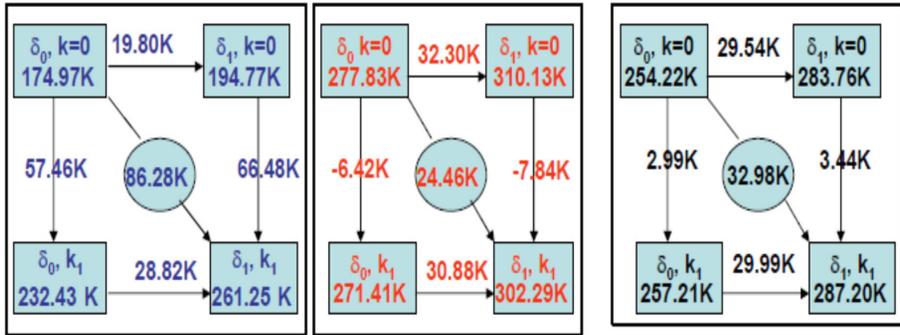


Рисунок 1 – Диаграммы изменений температуры на полюсе, экваторе и средней по полушарию (слева направо) в энергобалансовой модели климата в экспериментах с разными значениями интегральной прозрачности атмосферы ( $\delta$ ) и коэффициента макродиффузии ( $k$ ) (Алексеев, Подгорный, 1991; Алексеев, 2014 а).

Разность температуры у экватора и полюса возрастает при уменьшении прозрачности в неподвижной атмосфере, но более чем в два раза убывает при включенном меридиональном переносе в прозрачной атмосфере. Парниковый эффект вновь увеличивает эту разность, но в меньшей степени. Таким образом, контраст температуры между экватором и полюсом реагирует на изменения меридионального переноса тепла и, следовательно, отражает влияние меридионального переноса на среднюю температуру.

В морской Арктике, составляющей часть Северного Ледовитого океана, покрываемую льдом зимой (Алексеев и др., 2009; Алексеев, 2014б), изменения климата под влиянием колебаний меридионального переноса тепла усиливаются обратными связями, среди которых особое внимание привлекает деградация морских льдов в Северном Ледовитом океане (СЛО), остро реагирующих на изменения климата.

Анализ исторических данных о морских арктических льдах обнаруживает значительные изменения в распространении льдов. В.Ф. Захаров (2004) выделяет в XX столетии четыре стадии в развитии морских арктических льдов: две стадии разрастания (1900-1918 и 1938-1968гг.) и две стадии сокращения ледяного покрова (1918-1938 и 1968-1999гг.), выраженные на фоне векового сокращения площади арктических льдов.

Обобщение данных инструментальных наблюдений за морскими льдами со спутников после 1978 года показывают сокращение их протяженности, ускорившееся за последние два десятилетия (напр., Фролов и др., 2007; Алексеев и др., 2009, 2012; Johannessen et al., 2004; Stroeve et al., 2007; Comiso et al., 2008; Kwok, Rothrock, 2009; Stroeve et al., 2011; Иванов и др., 2013; Алексеев и др., 2015).

В.Ю. Визе (1937) первым указал на усиление циркуляции атмосферы и океана как на основную причину арктического потепления в 1930-40 годы и, как следствие, сокращения морского ледяного покрова в приатлантической Арктике от западной Гренландии до Карского моря зимой и в Баренцевом и Карском морях летом. Очевидно, что причина наблюдаемого в настоящее время сокращения количества арктических льдов также связана с потеплением климата, на что указывает корреляция между изменениями летней приповерхностной температурой воздуха и площадью, занятой морским льдом в сентябре с коэффициентом за 1979-2012гг. равным  $-0,94$  (Алексеев, 2013).

Влияние атмосферной циркуляции на изменения климата в Арктике подтверждается расчетами вклада атмосферных переносов в формирование ее энергетического баланса. Как показывают оценки (Марчук и др., 1988; Nakamura, Oort, 1988; Хрол, 1992; Serreze et al., 2007), меридиональный перенос тепла в атмосфере составляет основную часть энергетического баланса для климатической системы Земля – атмосфера в высоких широтах Северного полушария (рис. 2). Вследствие этого усиление атмосферной циркуляции и повышение температуры воздуха здесь тесно связаны между собой.

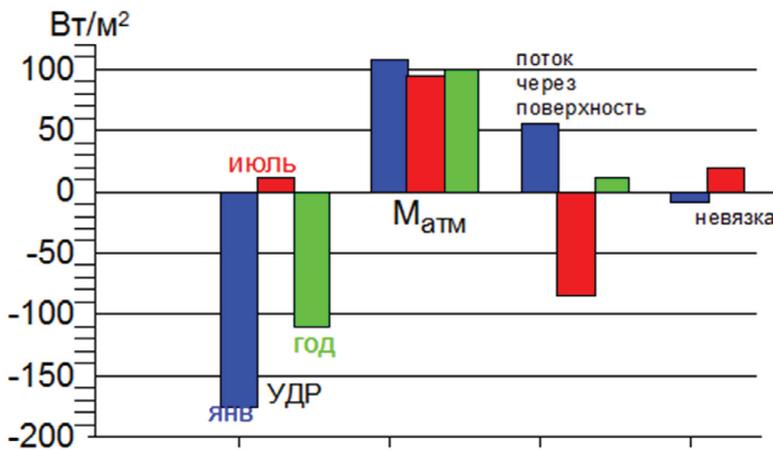


Рисунок 2 – Составляющие энергетического баланса атмосферы к северу от  $70^{\circ}\text{ш.}$ , рассчитанные по данным реанализов ERA-40 (NCEP/NCAR) (Serreze et al., 2007). УДР – радиационный баланс на верхней границе атмосферы,  $M_{\text{атм}}$  – меридиональный приток энергии через  $70^{\circ}\text{ш.}$

Отрицательный поток через поверхность летом является результатом поглощения тепла на таяние льда и снега и на прогрев верхнего опресненного слоя. Зимой это тепло поступает в атмосферу при охлаждении и замерзании воды в верхнем слое океана. Его величина увеличилась по сравнению с более ранними оценками, что связано с сокращением площади морских льдов и увеличением летнего прогрева верхнего слоя.

Цель настоящей статьи – представить оценки происходящих в Арктике изменений климата в период развития современного глобального потепления как продолжение более ранних изменений и определить роль различных факторов, в первую очередь, меридионального переноса, в арктическом усилении наблюдаемого потепления.

### Происходящие изменения в арктической климатической системе

*Приповерхностная температура воздуха* (ПТВ) используется как один из основных показателей изменения климата в высоких широтах Северного полушария. Метеорологические наблюдения здесь начались еще в 19-ом столетии на нескольких станциях, расположенных севернее 60°с.ш., (Александров, Дементьев, 1995). Однако, достаточно надежная оценка средней ПТВ в этой области возможна с начала 20-го столетия, когда число станций увеличилось.

На рисунке 3 показаны средние ПТВ на 32 станциях за зимние и летние месяцы. Прослеживается развитие потепления в 1910-1940гг., прерванное глубоким понижением ПТВ до 1970 гг., после которого началось современное потепление. Эти три стадии эволюции ПТВ образуют колебание с периодом около 60 лет, проявляющееся на станциях в приатлантической области от западной Гренландии до Баренцева моря (Алексеев и др., 2011), в изменениях площади морских арктических льдов (Фролов и др., 2007; Miles et al., 2014), которые связаны с Атлантической междесятилетней осцилляцией (АМО): Enfield et al., 2001; Chylek et al., 2009).

Можно заметить на рисунке слева, что ПТВ в первое потепление зимой была практически одинаковой с ПТВ при современном потеплении, в то время как летом (на правом рисунке) ПТВ в современное потепление значительно превысило летнюю ПТВ при первом потеплении.

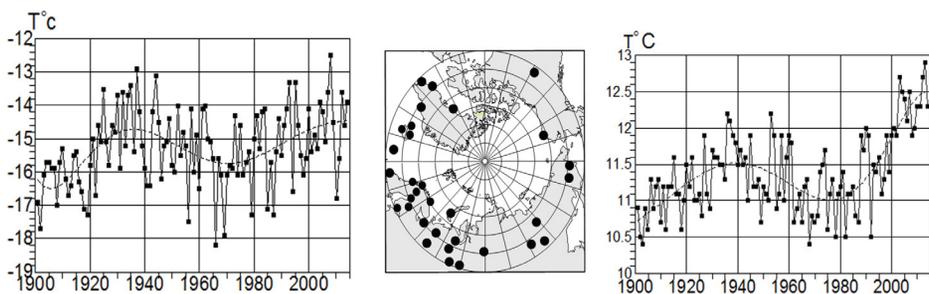


Рисунок 3 – Средняя ПТВ на 32 станциях к северу от 60°с.ш. (в центре) зимой (декабрь – февраль, слева) и летом (июнь-август, справа) в 1901-2014гг. Пунктир – полином 6-й степени.

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. 4 видно быстрое убывание отрицательных температур после 1991 года и быстрый рост положительных температур после 1996 года с абсолютным рекордом в 2012 году. После 2012 года температура понижается в оба сезона.

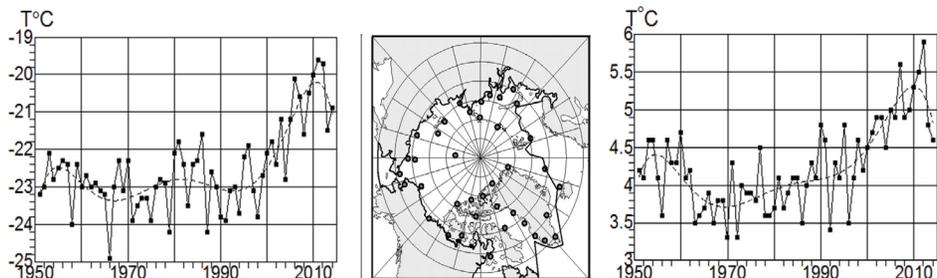


Рисунок 4 – Изменения средней температуры воздуха в морской Арктике в 1951-2014гг. Слева – зимой, справа – летом. В центре – положение станций. Пунктир – полином 6 степени.

Сокращение площади арктического морского льда (ПМЛ) является наиболее обсуждаемым проявлением глобального потепления в Арктике. Современный период сокращения ПМЛ 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 последние 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. кв.км. Подобного сокращения площади льдов не наблюдалось ранее за период не только инструментальных, но любых случайных и попутных наблюдений со времен появления современного человека в высоких широтах.

Очевидно, что причина резкого сокращения количества арктических льдов в конце летнего периода связана с потеплением климата. Чтобы количественно оценить эту связь, рассчитана корреляция между изменениями летней приповерхностной температурой воздуха в морской Арктике и площадью, занятой морским льдом в сентябре. Коэффициент корреляции по данным за 1979-2014гг. составил -0,93, что свидетельствует о почти функциональной зависимости между летней ПТВ и сентябрьской ПМЛ (рис. 5).

В зимний сезон многолетний тренд указывает на уменьшение ПМЛ в Арктике значительно более медленное по сравнению с летним сокращением, хотя скорость роста ПТВ зимой по абсолютной величине превышает тренд летней ПТВ. Одна из причин заключается в том, что зимой отсутствует вклад арктических морей, полностью покрываемых льдом, в сокращение ПМЛ. Поэтому изменения максимальной зимней ПМЛ в Арктике связаны с изменениями положения кромки морского льда в ее приатлантической части, где максимальное распространение льда определяется гра-

ницей между распресненной водой арктического происхождения и соленой, и теплой атлантической водой (Захаров, 1978; 1981). Соответственно изменчивость максимальной ПМЛ в Арктике наряду с короткопериодными колебаниями, связанными с воздействием атмосферной циркуляции, содержит составляющую, определяемую колебаниями притока теплой и соленой атлантической воды, и смещениями границы ее распространения.

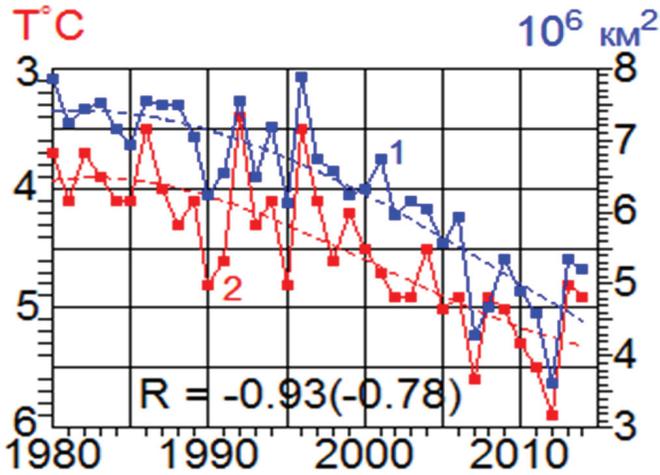


Рисунок 5 – 1 – площадь, занятая морским арктическим льдом в сентябре по данным NSIDC (<http://www.nsidc.colorado.edu>). 2 – средняя приповерхностная температура воздуха в июне-августе в морской Арктике. Пунктир – полином 2-й степени.  $R$  – коэффициент корреляции между (1) и (2) за 1980-2014гг., в скобках – то же между отклонениями от аппроксимирующих полиномов.

Влияние этой составляющей на зимнюю ПМЛ хорошо заметно в Баренцевом море, где имеются данные о морских льдах с 1928 года (данные ААНИИ) и о температуре воды на разрезе по Кольскому меридиану с 1900 года (данные ПИНРО <http://www.pinro.ru/n22/index/phpstructure/labs/labhidro>). Корреляция между изменениями среднемесячной ПМЛ в Баренцевом море и температуры воды на разрезе по Кольскому меридиану достигает 0,86 в мае после достижения площадью льда зимнего климатического максимума.

Такое распределение связи между температурой воды на разрезе и площадью льда объясняется тем, что в начале зимы лед в Баренцевом море начинает формироваться в северной части моря под значительным влиянием атмосферной циркуляции, что приводит к значительным межгодовым колебаниям площади льда в этот период. В то же время теплая вода, поступающая в южную часть моря, препятствует распространению льда на юг, максимум которого приходится на апрель. Тем самым усиление или ослабление притока теплой воды, отражаемое наблюдениями на разрезе, определяет ее распространение по акватории

моря и влияет на положение максимальной южной границы льдов в Баренцевом море.

Одна из обратных связей, усиливающих потепление в Арктике в результате сокращения ПМЛ, проявляется в усилении положительного тренда температуры воздуха поздней осенью и в начале зимы (рисунок 6). В этот период, начинающийся переходом температуры воздуха к отрицательным значениям, в атмосферу поступает тепло, накопленное в освободившихся ото льда акваториях, площадь которых росла по мере развития потепления. Дополнительный вклад в усиление потепления вносит повышение содержания водяного пара в приповерхностном слое воздуха, сопровождающееся увеличением притока нисходящей длинноволновой радиации.

Период 1993-2013гг. для оценки трендов выбран потому, что в эти годы развивалось быстрое повышение ПТВ. Максимальные тренды ПТВ приходятся на декабрь-январь месяцы, их превышение над фоновым значением за февраль-сентябрь соответствует 75% вкладу усиления тренда в эти месяцы с участием рассматриваемого механизма.

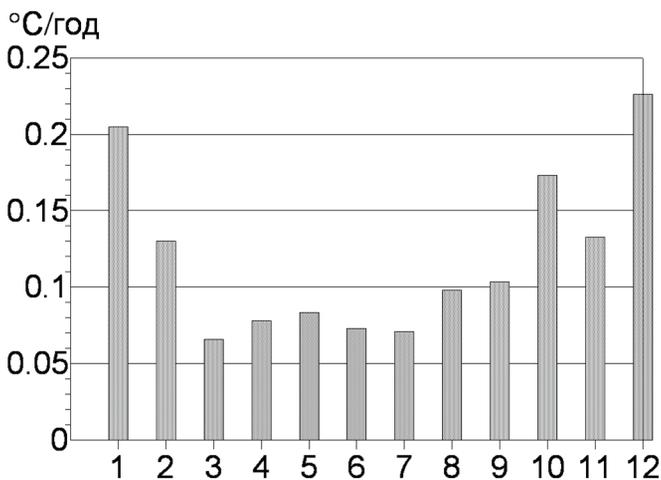


Рисунок 6 – Коэффициенты линейного тренда приповерхностной температуры воздуха в морской Арктике за 1993-2012гг.

Тесная связь между повышением температуры воздуха летом и сокращением площади льда в сентябре позволяет выполнить экстраполяцию эволюции сентябрьской площади льда, используя статистическую модель этой зависимости. Наряду с этим приемом можно экстраполировать и наблюдаемую площадь льда в сентябре, что повышает достоверность экстраполяции в случае совпадения результатов обоих методов. Рисунок 7 показывает результаты применения обоих методов экстраполяции и подтверждает их совпадение в указании на возможное исчезновение льда в сентябре к середине 2030 гг., что укладывается в

диапазон оценок исчезновения льда в расчетах по глобальным моделям климата (Павлова, Катцов, 2013; Overland and Wang, 2013).

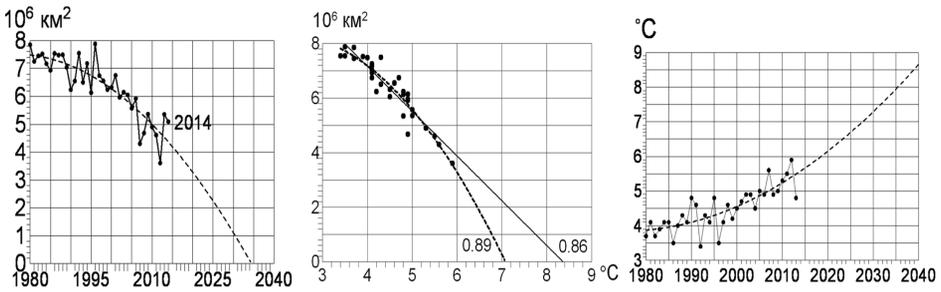


Рисунок 7 – Слева – экстраполяция полиномом 2 степени площади льда (к-т детерминации 0,78) в сентябре до его исчезновения около 2035г.; в центре – линейная (к-т детерминации 0,85) и квадратичная (к-т 0,89) экстраполяция зависимостей между летней температурой и площадью льда в сентябре, показывающая температуру, при которой лед исчезнет (8,4 и 7,1°C); справа – квадратичная экстраполяция (к-т детерминации 0,65) летней температуры воздуха, указывающая на достижение 7,1 и 8,4°C около 2027 и 2038гг., соответственно.

### Оценка роли меридионального переноса в атмосфере в усилении потепления в Арктике.

Исследованию влияния на формирование климата и его изменений меридиональной составляющей переносов тепла и ее изменчивости под влиянием внутренней динамики атмосферы и естественных и антропогенных воздействий, уделялось особое внимание (обзор в ст. Алексеев, 2014а). Здесь мы используем результат, полученный на энергобалансовой модели климата о репрезентативности изменений температурного контраста между низкими и высокими широтами в качестве индикатора изменений меридионального переноса в атмосфере.

На этом основании предложен (Алексеев и др., 1990, 1991) индекс для оценки влияния колебаний меридионального переноса на среднюю ПТВ. Индекс характеризует неоднородность распределения ПТВ вдоль меридиана от экватора до полюса:

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

Угловые скобки обозначают осреднение по широте ( $\varphi$ ) или долготе ( $\lambda$ ). Средние квадраты отклонения ПТВ от соответствующих средних входят в определение доступной потенциальной энергии в атмосфере (Лоренц, 1970; Ван Мигем, 1977):

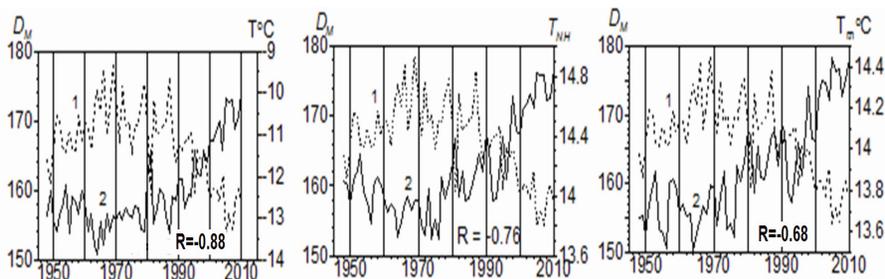
$$A_E = \int_{atm} \frac{1}{2} \gamma c_p [(T')^2] dm$$

В таблице 1 представлены коэффициенты корреляции между индексом  $D_M$  и средней температурой высоких широт Северного полушария в разные сезоны года и в среднем за год. Они показывают сильную обратную зависимость между неоднородностью распределения среднесезональной температуры вдоль меридиана и средней температурой высоких широт, которая усилена весной и осенью. Это усиление можно объяснить ослаблением влияния на меридиональный контраст зонального переноса между сушей и океаном в эти сезоны. Подобное распределение связи между индексом и температурой характерно и для расчетов по глобальной модели.

**Таблица 1 – Корреляция между индексом  $D_M$  и средней температурой в области 67,5-87,5°с.ш. по данным NCEP за 1948-2010 гг.**

сезон	год	зима	весна	лето	осень	$R^2$
год	<b>-0,88</b>	-0,67	-0,65	-0,25	-0,77	<b>0,77</b>
зима	-0,68	<b>-0,79</b>	-0,45	0,03	-0,49	<b>0,62</b>
весна	-0,83	-0,59	<b>-0,9</b>	-0,34	-0,62	<b>0,81</b>
лето	-0,65	-0,37	-0,5	<b>-0,67</b>	-0,61	<b>0,45</b>
осень	-0,82	-0,55	-0,54	-0,22	<b>-0,86</b>	<b>0,74</b>

Высокая корреляция индекса  $D_M$  наблюдается и со средней температурой воздуха на всем Северном полушарии и на Земном шаре в целом (рис.8), что можно рассматривать как подтверждение динамического усиления глобальных изменений температуры воздуха.



*Рисунок 8. Слева направо – изменения индекса  $D_M$  (1) и средней годовой температуры воздуха (2) в высоких широтах (67,5 – 87,5°с.ш.), в Северном полушарии и на Земле в целом, рассчитанные по данным реанализа NCEP.*

*$R$  – коэффициент корреляции индекса  $D_M$  и соответствующего ряда температуры.*

В пространственном распределении коэффициента корреляции между средними за зиму  $D_M$  и температурой на Северном полушарии, заданной в узлах регулярной сетки (рис. 9) выделяется дипольная структура потепления в Арктике и умеренных широтах с максимумом над Евразией и похолоданием в субтропическом поясе с экстремумом над Северной Африкой при уменьшении меридионального контраста в распределении температуры (усилении меридионального переноса). Заметно также понижение температуры в области Эль-Ниньо и в районе Северо-западной Атлантики и прилегающей части Северной Америки.

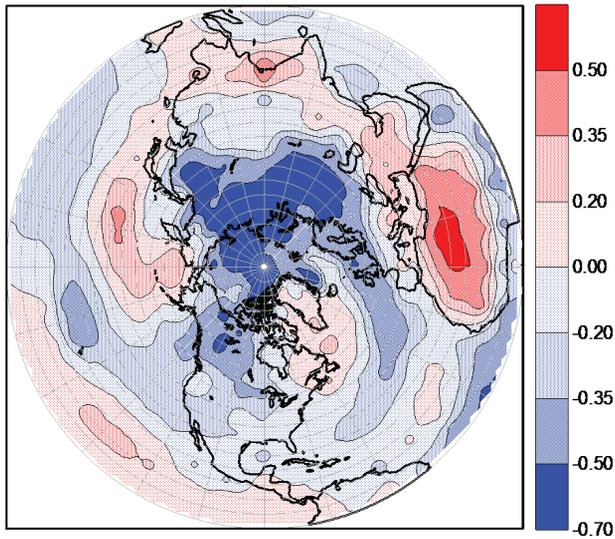


Рисунок 9 – Корреляция между зимними значениями индекса меридионального переноса  $D_M$  и температурой воздуха зимой в Северном полушарии, рассчитанная по данным NCEP за 1948-2010гг.

Используя связь между индексом меридионального переноса и средней температурой разных областей, оценим вклад переноса в потепление этих областей после 1969 года. В этот год были отмечены самые низкие средние температуры в зимний период в средних широтах Северного полушария, после чего началось повышение температуры воздуха.

Индекс  $D_M$  отражает меридиональный перенос тепла (явного и скрытого) циркуляцией атмосферы, влияющий на изменения меридионального контраста температуры воздуха. Кроме того, некоторый вклад в формирование изменений температурного контраста вносит перенос тепла океанской циркуляцией и обратные связи, возникающие при усилении или ослаблении переносов. Поскольку вклад обратных связей в формирование контрастов также является следствием усиления переносов, то можем считать индекс обобщенным показателем влияния переносов на среднюю температуру рассматриваемых областей.

Оценки влияния меридионального переноса на потепление (тренд средней температуры) могут быть получены в соответствии с формулами:

$$T_M = \beta_{DT} D_M$$

$$T_M = \beta_{DT} (\alpha_M t + D'_M)$$

$$\alpha_{MT} = \beta_{DT} \alpha_M$$

$$\alpha_T = \alpha_{MT} + \alpha_{RT}$$

где:

$T_M$  – часть изменений температуры, определяемая переносом;

$\beta$  – к-т регрессии;

$\alpha_M$  – коэффициент тренда  $D_M$ ;

$\alpha_{MT}$  – тренд температуры, связанный с  $D_M$ ;

$\alpha_{RT}$  – с другими причинами.

Вклад переноса в тренд температуры определен как

$$C_M = \frac{\alpha_{MT}}{\alpha_T} 100\% .$$

Результаты расчета  $C_M$  представлены на рис. 10.

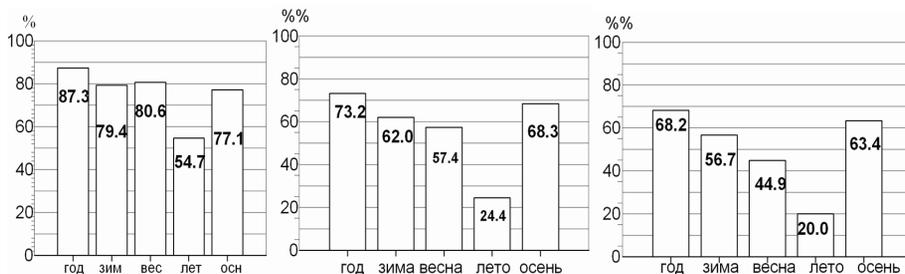


Рисунок 10 – Вклад усиления меридионального переноса (%) в тренд средней температуры воздуха в 1969-2008гг., рассчитанный по данным реанализа NCEP. Слева направо – в высоких широтах (67,5 – 87,5°с.ш.), на Северном полушарии, для Земного шара в целом.

Из рисунка видно, что рост индекса меридионального переноса в Северном полушарии вносит основной вклад в тренд средней температуры в высоких широтах, составляющий около 80% во все сезоны, кроме лета и почти 90% в тренд средней за год температуры. Этот вклад составляет большую часть трендов средней за сезоны (кроме лета) и за год температуры Северного полушария и более половины тренда глобальной температуры средней за год, зиму и осень.

### Заключение

В многолетних изменениях приповерхностной температуры воздуха в Арктике с 1901 по 2014гг. выделяется колебание с периодом около 60 лет, соответствующее Атлантической междесятилетней осцилляции в температуре воды на поверхности Северной Атлантики.

Изменения приповерхностной температуры воздуха над областью морской Арктики, включающей покрытую льдами в зимний период акваторию Северного Ледовитого океана, характеризуются повышением зимних температур после 1991г. и ростом летних температур после 1996г. с абсолютным максимумом в 2012г.

В последние 15 лет происходило ускоренное сокращение арктического морского ледяного покрова в конце летнего периода, завершившееся самым глубоким минимумом в сентябре 2012г., после которого площадь льда увеличилась.

Летняя приповерхностная температура воздуха в морской Арктике интегрирует влияние разных факторов на сокращение площади льда, поэтому изменения приповерхностной температуры воздуха и площади льда согласованы с коэффициентом корреляции между ними за 1980-2014гг. равным -0,93.

Квадратичная и линейная модели связи между изменениями температуры и площади льда объясняют почти 90% изменчивости площади льда в Арктике в сентябре за 1980-2014гг. Обе модели указывают на период 2029-2037гг., в который может произойти исчезновение льда в конце летнего сезона при сохранении наблюдаемых темпов потепления.

На изменения площади арктического морского льда зимой влияют приток теплой и соленой атлантической воды и смещения границы ее распространения в приатлантической Арктике, особенно заметные в Баренцевом море. Корреляция между температурой воды и площадью льда в мае составляет здесь 0,86 за 1951-2009гг. Это объясняется тем, что теплая атлантическая вода поступает в южную часть моря и зимой препятствует распространению льда к югу, максимум которого приходится на апрель-май месяцы.

Наибольший вклад в потепление арктического климата вносит атмосферный перенос тепла по направлению к полюсу. При усилении переноса пространственные контрасты приповерхностной температуры воздуха уменьшаются и, наоборот, при ослаблении – возрастают. На этом основании были предложен индекс для оценки влияния меридионального переноса на среднюю температуру воздуха в Арктике, на полушарии и на Земле в целом.

Рост меридионального переноса вносит основной вклад в тренд средней температуры в Арктике за 1969-2008гг., составляющий около 80% во все сезоны, кроме лета и почти 90% в тренд средней за год температуры. Этот вклад определяет и большую часть трендов средней за сезоны (кроме лета) и за год температуры Северного полушария и более половины тренда глобальной температуры, средней за год, зиму и осень.

---

### **Благодарности**

*В статье использованы результаты исследований, выполненных при поддержке Минобрнауки (соглашение №14.610.21.0006, ИД RFMEFI61014X0006), гранта РФФИ 15-05-03512 и ЦНТП Росгидромета (темы 1.3.1.1, 1.5.3.7). Автор благодарит Н.Е. Иванова, Н.Е. Харланенкову за проведение расчетов и помощь в подготовке рисунков. Данные реанализа NCEP обеспечены NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, на сайте <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>, данные о площади, занятой морским льдом на Северном полушарии обеспечены NSIDC на сайте (<http://www.nsidc.colorado.edu>), данные о температуре воды на разрезе по Кольскому меридиану обеспечены ПИНРО <http://www.pinro.ru/n22/index/phpstructure/labs/labhidro/>.*

### **Литература**

- Александров Е.И., Дементьев А.А. 1995. База приземных метеорологических данных полярных районов и ее использование // В кн.: Формирование базы данных по морским льдам и гидрометеорологии. –СПб.: Гидрометеиздат, с. 67-75.
- Алексеев Г.В. 2003. Исследования изменений климата Арктики в XX столетии. Тр. ААНИИ., т.446, с. 6-21.
- Алексеев Г.В. Потепление в морской Арктике – настоящее и будущее. –М.: Метеоспектр, 2013, №3, с. 92-95.
- Алексеев Г.В. 2014а. Динамическое усиление глобального потепления. Труды международной конференции памяти академика А.М.Обухова. –М.: ГЕОС, 2014, стр. 290-306.
- Алексеев Г.В. 2014б. Арктическое измерение глобального потепления. Лед и снег. 2014, №2, с.53-68.
- Алексеев Г.В., Е.И. Александров, Н.И. Глок, Н.Е. Иванов, В.М. Смоляницкий, Н.Е. Харланенкова, А.В. Юлин. 2015. Эволюция площади морского ледяного покрова Арктики в условиях современных изменений климата. «Исследование Земли из космоса», №2 (в печати).
- Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М., Кузьмина С.И., Иванов Н.Е. 2009. Морские льды Северного полушария в связи с изменениями климата в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Известия АН, Серия ФАО, т.45, №6, с. 723-735.
- Алексеев Г.В., Данилов А.И., Смоляницкий В.М. 2012. Летнее сокращение морских льдов в Арктике в 2012г. // Российские полярные исследования, №3 (9), с. 11-13.
- Алексеев Г.В., Иванов Н.Е., Пнюшков А.В., Харланенкова Н.Е. 2011. Климатические изменения в морской Арктике в начале XXI
-

века: Т. «Метеорологические и геофизические исследования». – М.: изд. «Европейские издания», с. 3-25.

Алексеев Г.В., Подгорный И.А. 1991. Роль адвекции и других факторов в формировании полярного климата // В кн.: Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. / Под ред. Б.А. Крутских, –СПб.: Гидрометеиздат, с. 4-18.

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

Ван Мигем Ж. 1977. Энергетика атмосферы / Под ред. Л.Т. Матвеева, –Л.: Гидрометеиздат, 327 с.

Визе В.Ю.1937. Причина потепления Арктики // Советская Арктика, № 1, с. 1-7.

Захаров В.Ф. 1978. Мировой океан и ледниковые эпохи плейстоцена. –Л.: Гидрометеиздат, 64 с.

Захаров В.Ф. 1981. Льды Арктики и современные природные процессы. –Л.: Гидрометеиздат, 136 с.

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

Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. 2013. Арктический ледяной покров становится сезонным? Исследование Земли из космоса, № 4, с.50-65.

Лоренц Э.Н. 1970. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат, 259 с.

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

Павлова Т.В., Катцов В.М. 2013. Площадь ледяного покрова Мирового океана в расчетах с помощью моделей CMIP5. Тр. ГГО, 2013, т. 568, с. 7-35.

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

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

Chylek, P., C.K. Folland, G. Lesins, M.K. Dubey, and M. Wang. 2009. Arctic air temperature change amplification and the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L14801, doi:10.1029/2009GL038777.

---

Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L. 2008. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // *Geophys. Res. Lett.* 35. L01703, doi:10.1029/2007GL031972.

Enfield D.B., Mestas-Nunez A.M., Trimble P.J. 2001. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. // *Geophys. Res. Lett.* № 28, P. 2077-2080.

Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Nagurnyi A.P., Zakharov V.F., Bobylev L.P., Pettersson L.H., Hasselmann K., Cattle H.P. 2004. Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea ice variability // *Tellus.* 56A, P.328-341.

Kwok R., Rothrock D.A. 2009. Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958 – 2008. *Geophys. Res. Lett.* 36. L15501, doi:10.1029/2009GL039035.

Miles, M.W., D.V. Divine, T. Furevik, E. Jansen, M. Moros, and A.E.J. Ogilvie. 2014. A signal of persistent Atlantic multidecadal variability in Arctic sea ice, *Geophys. Res. Lett.*, 41, doi:10.1002/2013GL058084.

Nakamura N., Oort A.H. 1988. Atmospheric heat budgets of the polar regions // *Journ. Geophys. Res.* 93(D8), P. 9510-9524.

Overland J.E., Wang M. 2013. When will the summer Arctic be nearly sea ice free? // *Geophys. Res. Lett.* 40. P.2097-2101, doi:10.1002/grl.50316.

Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G., Steele M., Zhang J., Trenberth K.E. 2007. The large-scale energy budget of the Arctic *Journ. Geophys. Res.* № 112. D11122. doi:10.1029/2006JD008230.

Stroeve J., Holland M.M., Meier W., Scambos T., Serreze M. 2007. Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophys. Res. Lett.* 34. L09501, doi:10.1029/2007GL029703.

Stroeve J.C., Maslanik J., Serreze M.C., Rigor I., Meier W., Fowler C. 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.

УДК 551.582:551.521

## ИЗМЕНЕНИЯ ПОТОКОВ НИСХОДЯЩЕЙ ДЛИННОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ И ЭФФЕКТИВНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ

Р.В. Бекряев<sup>1,2)</sup>

<sup>1)</sup> Санкт-Петербургский государственный университет,  
Институт наук о Земле,  
Россия, г. Санкт-Петербург, 10-я линия ВО, 33

<sup>2)</sup> Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова,  
Россия, 194021, г. Санкт-Петербург, Карбышева 7, [bekryaev@mail.ru](mailto:bekryaev@mail.ru)

**Резюме.** Одной из важнейших с энергетической точки зрения компонент климатической системы высоких широт является длинноволновый радиационный баланс подстилающей поверхности. Рассматриваются изменения потоков нисходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения за последние два десятилетия на основе данных наземных актинометрических измерений на станциях Нью Алесунд (Ny Alesund) и Барроу (Barrow). Показано, что исследуемый период характеризуется значительным ростом среднегодовых значений нисходящей длинноволновой радиации, достигающим  $\sim 5$  Вт/м<sup>2</sup> за 10 лет. Изменения эффективного излучения подстилающей поверхности, особенно в осенне-зимние месяцы, также значительны и связаны, в основном, с частотой повторяемости облачных и безоблачных ситуаций.

**Ключевые слова:** Арктика, изменения климата, длинноволновая радиация, водяной пар, облачность, температура воздуха.

## CHANGES IN THE DOWNWARD AND NET LONGWAVE SURFACE RADIATION FLUXES IN HIGH LATITUDES

R.V. Bekryaev<sup>1,2)</sup>

<sup>1)</sup> Saint Petersburg State University, Earth Science Institute,  
Russia, Saint Petersburg

<sup>2)</sup> Voeikov Main Geophysical Observatory,  
Russia, 194021, Saint Petersburg, Karbyshev street 7, [bekryaev@mail.ru](mailto:bekryaev@mail.ru)

**Summary.** Longwave radiation balance at the earth's surface is one of the most important components of the climate system at high latitudes. Changes in the downward flux of longwave radiation and net longwave radiation during the last twenty years are considered on the basis of surface observations' data at Ny Alesund and Barrow polar stations. It is shown that substantial increase in the annual downward flux of longwave radiation is intrinsic of the period, up to  $\sim 5$  W/m<sup>2</sup> per 10 years. Changes in net longwave radiation of the earth's surface are

---

also substantial. They are associated mainly with the frequency of cloudy and clear sky conditions.

**Keywords:** Arctic, climate change, longwave radiation, water vapor, cloudiness, air temperature.

### Введение

Изменения длинноволнового излучения с поверхности земли (ULF – Upwelling Longwave Fluxes) и противоизлучения атмосферы (DLF – Downwelling Longwave Fluxes) вносят существенный вклад в общую картину климатических вариаций в высоких широтах и могут быть ответственными за формирование полярного усиления глобального потепления. Последние десятилетия характеризовались увеличением нисходящей длинноволновой радиации в Арктике (Francis and Hunter, 2007). Это увеличение происходило синхронно с ростом температуры приземного воздуха (Bekryaev et al, 2010), резким сокращением площади распространения и толщины дрейфующих льдов в Северном ледовитом океане (СЛО) (Serreze et al, 2007, Smedsrud et al, 2008, Comiso et al, 2008, Stroeve et al, 2012, Jeffries et al, 2013), необычайно интенсивным и ранним сезонным таянием ледникового щита Гренландии (Rignot et al, 2008, Mote, 2008, Nghiem et al, 2012), а также рядом других важных в климатическом плане изменений.

В работе (Weston et al, 2007) на основании наземных радиационных измерений было показано, что для двух станций, расположенных на островах Канадского архипелага (Alert ( $82^{\circ}30' N$ ,  $62^{\circ}20' W$ ) и Resolute Bay ( $74^{\circ}42' N$ ,  $94^{\circ}50' W$ )), изменения среднегодовых значений DLF за предшествующие 40 лет составляют около  $9 \text{ Вт/м}^2$ . Использование спутниковых данных и модели радиационного переноса позволило (Francis & Hunter, 2007) оценить тренды DLF в весенние месяцы для шести Арктических морей (Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское и Бофорта). Среднее по шести регионам значение тренда DLF оказалось равным  $6,9 \text{ Вт/м}^2$  за десять лет.

Поскольку основные парниковые газы, за исключением  $\text{H}_2\text{O}$ , практически равномерно распределяются по различным широтным зонам, причина такого драматического усиления DLF в высоких широтах в последние десятилетия связана, очевидно, с изменением характера облачности и влажности тропосферы. По результатам (Francis & Hunter, 2007) вклад изменений балла облачности и интегрального по высоте содержания водяного пара в формирование аномалий DLF примерно одинаков.

Роль водяного пара в создании парникового эффекта в земной атмосфере является определяющей. Примерно 60% (около  $75 \text{ Вт/м}^2$ ) глобального длинноволнового радиационного форсинга, определяемого как разность собственного излучения земной поверхности и уходящей длинноволновой радиации на верхней границе атмосферы, обязаны своим существованием наличию водяного пара (Kiehl and Trenberth, 1997). Помимо этого, содержание водяного пара определяет в значительной степени длинноволновый радиационный баланс на подстилающей поверхности

---

сти. Водяной пар примерно в 2-3 раза усиливает чувствительность глобальной приземной температуры воздуха к росту содержания углекислого газа (Held, Soden, 2000). В отличие от  $\text{CO}_2$ , метана и большинства других парниковых газов, время жизни которых в атмосфере составляет десятки и сотни лет, характерное время нахождения в атмосфере водяного пара оценивается примерно в неделю (Schneider et al, 2010, Bengtsson, 2010). Роль крупномасштабного атмосферного перемешивания, выравнивающего содержание углекислого газа и метана над различными регионами земного шара, для водяного пара оказывается, таким образом, ограниченной. Водяной пар распределен по регионам крайне неравномерно, следуя, в основном, за температурой воздуха.

Зависимость упругости насыщения водяного пара от температуры, описываемая уравнением Клаузиуса-Клапейрона, подразумевает возможность реализации положительной обратной связи нисходящей длинноволновой радиации и температуры воздуха в нижней тропосфере (Bony et al, 2006). Рост температуры воздуха приводит к увеличению содержания водяного пара в единице объема, что вызывает увеличение потока нисходящей длинноволновой радиации. Усиление нисходящей длинноволновой радиации, в свою очередь, приводит к нагреву подстилающей поверхности и приземного воздуха. Существенно, что количество водяного пара, содержащегося в единице объема воздуха, определяется в основном его температурой, поскольку относительная влажность, хотя и испытывает весьма сильные колебания на временном масштабе до нескольких суток, в климатическом плане является достаточно консервативной характеристикой (Held, Soden, 2000, Ramanathan, Inamdar, 2006, Sherwood et al, 2010b). В работе Dai, 2006 на основе данных наземных наблюдений был сделан вывод, что за период 1976-2004гг. изменения глобальной приземной относительной влажности не превышали 0,6% от среднего значения. К аналогичным выводам о незначительных или отсутствующих изменениях относительной влажности воздуха за период 1970-2008гг. пришли авторы работы (McCarthy et al, 2009), анализируя данные радиозондирования атмосферы в северном полушарии. Соответственно, интегральное по высоте содержание водяного пара в атмосфере характеризуется выраженным годовым ходом с максимумами в наиболее теплые месяцы и минимумами в самые холодные. Для арктических станций интегральное содержание водяного пара изменяется в годовом ходе в несколько раз.

Влияние облачности на тепловое состояние подстилающей поверхности, как в планетарном масштабе, так и в высоких широтах неоднозначно. В целом для планеты облачность вызывает охлаждающий эффект, отражая в космос значительную часть приходящей солнечной коротковолновой радиации (Ramanathan et al, 1989). В тоже время облачный покров играет значительную роль в формировании парникового эффекта, поглощая значительную часть собственного теплового излучения земли и формируя поток нисходящей длинноволновой радиации. Относительная роль облачности в формировании нисходящей длинноволновой радиации в высоких широтах очевидно должна быть больше, поскольку в тропиках покрытие

---

облаками в целом существенно ниже, а чувствительность содержания водяного пара к изменениям температуры выше (Held, Soden, 2000, Sherwood et al, 2010a). Оценка длинноволнового облачного форсинга на подстилающей поверхности в Арктике, полученная по данным проекта SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic), составляет в среднем за год около  $38 \text{ Вт/м}^2$  (Intrieri et al, 2002). Коротковолновый облачный форсинг отрицателен и существенно меньше по абсолютной величине, около  $-10 \text{ Вт/м}^2$ .

Общее количество облачности в Арктике обладает выраженным годовым ходом с максимумом летом и минимумом в зимне-весенний период. В работе (Dong et al, 2010) рассматривались результаты оценок степени облачного покрытия на основе радарно-лидарных и сейсмометрических измерений на станции Барроу с июня 1998 по май 2008гг. Было показано, что облачный покров (в долях единицы) увеличивается с марта по май ( $0,57 \rightarrow 0,84$ ), остается относительно высоким с мая по октябрь ( $\sim 0,8-0,9$ ) и затем уменьшается с ноября по март ( $0,8 \rightarrow 0,57$ ), составляя в среднем за год  $0,76$ . Воспроизведение годового хода облачности в ряде моделей реанализа (за исключением реанализа ERA-Interim) было рассмотрено в работе (Walsh et al, 2009) путем сопоставления с данными наблюдений на мысе Барроу за 1999-2006гг. Хотя в целом успешность моделей в описании облачной климатологии ограничена, зимний минимум и летний максимум облачного покрова отчетливо воспроизводятся. В работах (Chernokulsky and Mokhov, 2012, Чернокульский, 2012) на основе большого объема спутниковых и наземных наблюдений, а также результатов наиболее успешных современных реанализов были рассмотрены характеристики общей облачности севернее  $60^{\circ}$  широты. Оценка среднего балла общей облачности по совокупности данных в целом для СПО составила  $0,70 \pm 0,03$ . Годовой цикл, построенный по данным наземных наблюдений, характеризуется максимумом в августе-октябре и минимумом в феврале-апреле. Следует отметить, что в высоких широтах как северного, так и южного полушария наблюдаются наибольшие расхождения в оценках облачности по различным источникам данных наблюдений и, особенно, по климатическим реанализам (Чернокульский, Мохов, 2010).

Целью работы является оценка изменений компонент длинноволнового излучения у подстилающей поверхности на арктических станциях за последние двадцать лет и роли этих изменений в общем потеплении климата высоких широт. Предпринята попытка оценить относительный вклад изменений содержания водяного пара и вариаций облачности в формирование трендов нисходящей длинноволновой радиации.

### Данные

Для оценки компонент длинноволнового радиационного баланса на подстилающей поверхности нами рассматривались радиационные и метеорологические характеристики за 1993-2014гг. на арктических станциях Нью Алесунд, Шпицберген,  $78^{\circ}55'N$   $11^{\circ}56'E$  и Барроу, Аляска,  $71^{\circ}18'N$   $156^{\circ}46'W$ . Данные были получены с сайта Baseline Surface Radiation

---

Network (BSRN), <http://www.bsrn.awi.de>. Для станции Барроу данные за 2010-2014 годы были взяты с сайта NOAA, <ftp://afftp.cmdl.noaa.gov/data/radiation/baseline/brw/>. Данные о радиации, полученные в рамках BSRN, являются уникальными как по временному разрешению, так и по точности используемых приборов (Ohmura et al, 1998). В частности, среднеквадратическая ошибка измерений нисходящей длинноволновой радиации уже к 1995 году не превышала  $10 \text{ Вт/м}^2$ .

Измерения нисходящего и восходящего длинноволнового потока радиации на этих станциях проводились с использованием пиргеометра Эппли (Pyrgometer, Eppley). Одновременно с радиационными характеристиками фиксировались также температура приземного воздуха, относительная влажность воздуха и атмосферное давление. До 1997г. дискретность наблюдений на станции Барроу составляла 3 минуты, с 1998г. измерения стали ежеминутными. На станции Нью Алесунд до 1998г. измерения осуществлялись каждые 5 минут, с 1999г. ежеминутно.

Оценка интегральных характеристик влажности атмосферы проводилась с использованием результатов аэрологического зондирования атмосферы, представленного в базе данных университета Вайоминга, <http://weather.uwyo.edu/upperair/>.

### **Особенности длинноволнового радиационного баланса на станциях Нью Алесунд и Барроу**

Далее мы анализируем компоненты длинноволнового излучения на станции Ny Alesund за 1993-2013гг. и на станции мыс Барроу за 1994-2014гг. Расчеты, проведенные с осредненными по месяцам данными, показали существенную нестационарность временных рядов (рис. 1а), согласующуюся с глобальным потеплением климата. Линейные тренды среднегодовых значений DLF значимы на 5% уровне в предположении о независимости испытаний и составляют в Нью Алесунде  $5,3 \text{ Вт/м}^2/10\text{лет}$ , а на станции Барроу  $4,8 \text{ Вт/м}^2/10\text{лет}$ . За 20 лет изменения в поступающей длинноволновой радиации достигают около  $10 \text{ Вт/м}^2$ . При отсутствии других обратных связей (в первую очередь, роста уходящего длинноволнового излучения при повышении температуры воздуха), этого было бы достаточно для сокращения сезонного прироста морского льда примерно на метр.

Следует отметить, что представленные в работе (Sorteberg et al, 2007) оценки трендов DLF для северной полярной области (СПО) за 1958-1998гг. по данным реанализов ERA-40 и NCEP/NCAR существенно меньше. Для ERA-40 тренд DLF  $1,22 \text{ Вт/м}^2/10\text{лет}$ , тренд ULF  $1,00 \text{ Вт/м}^2/10\text{лет}$ . Для NCEP/NCAR соответствующие оценки составили 0,73 и 1,34  $\text{Вт/м}^2/10\text{лет}$ . Весьма близкие результаты для СПО были получены в работе (Wang et al, 2012) на основе спутниковых данных (AVHRR APP-x) за 1982-2004гг. В частности, тренд среднегодовых значений DLF на подстилающей поверхности составляет примерно  $1,23 \text{ Вт/м}^2/10\text{лет}$ , тренд ULF 1,57

Вт/м<sup>2</sup>/10лет. Отличие наших оценок от полученных в перечисленных работах связано, вероятно, как с пространственным осреднением спутниковых данных и данных реанализов, так и с ускорением процесса потепления высоких широт в последние десятилетия (Bekryaev et al, 2010) и соответствующим увеличением тренда DLF.

Рисунок 1 – а

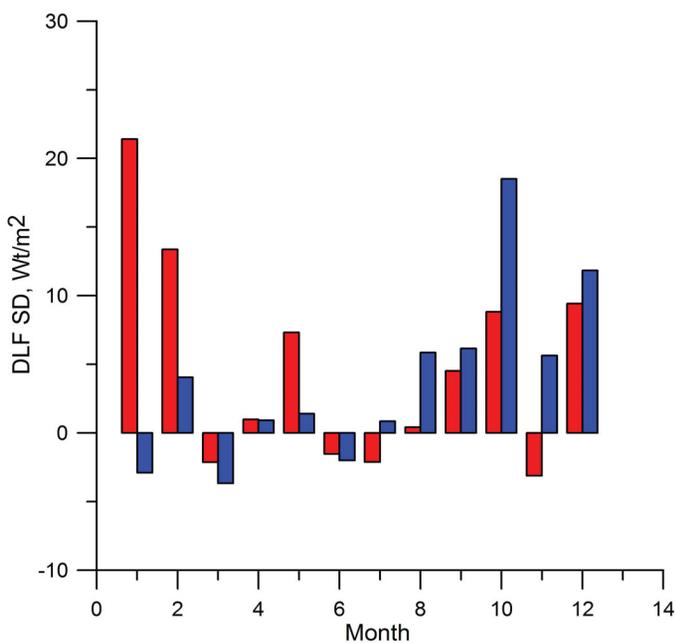
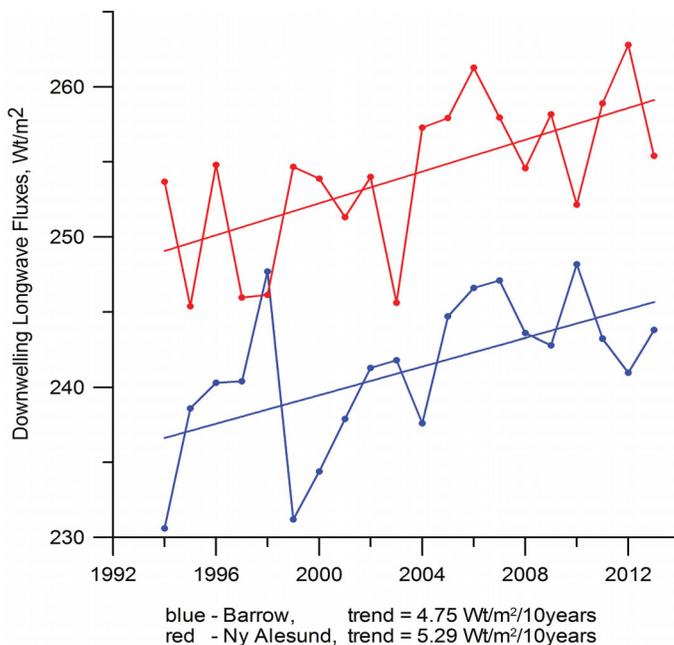


Рисунок 1 – б

Рисунок 1 – с

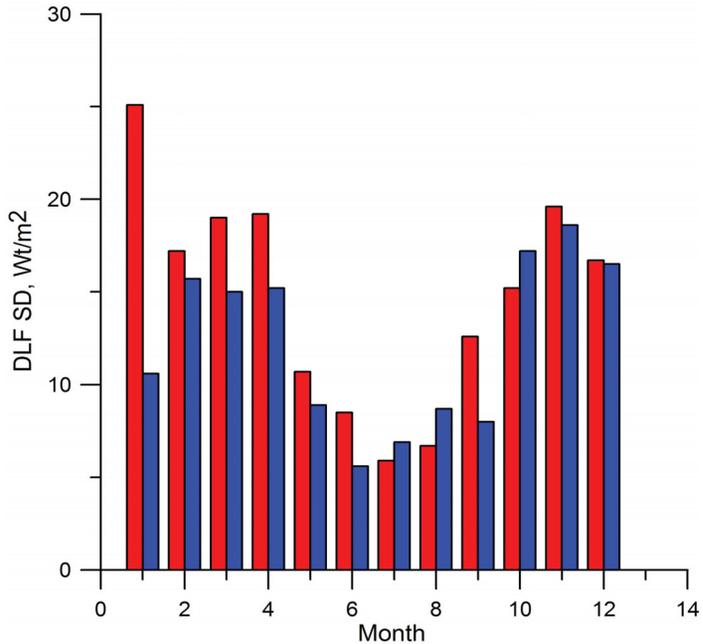


Рисунок 1 – Изменения нисходящей длинноволновой радиации у подстилающей поверхности.

- a) Среднегодовая нисходящая длинноволновая радиация и её линейные тренды на станциях Барроу (синие линии), Нью Алесунд (красные линии),
- b) Распределение по месяцам оценок линейных трендов нисходящей длинноволновой радиации для станций Барроу (синие колонки), Нью Алесунд (красные колонки).
- c) Распределение по месяцам оценок СКО (среднеквадратических отклонений) среднемесячной нисходящей длинноволновой радиации для станций Барроу (синие колонки), Нью Алесунд (красные колонки).

Полученные оценки линейных трендов DLF близки к результатам, приведенным (Francis and Hunter, 2007 и Weston et al, 2007). Однако наибольший рост длинноволнового нисходящего излучения на рассматриваемых станциях наблюдался не в весенние месяцы, как отмечалось в данных работах, а захватывал период с октября по февраль в Нью Алесунде и с октября по декабрь в Барроу (Рис. 1b). Такая особенность может быть связана с сокращением площади и толщины морского ледяного покрова в Арктике, поскольку в осенне-зимний период увеличивается поступление явного и скрытого тепла из океана в атмосферу. Следует отметить, что тренды DLF, полученные для отдельных месяцев года, в большинстве своём не являются статистически значимыми. Так, для станции Барроу линейный тренд с доверительной вероятностью 95% значим только в октябре, на станции Нью Алесунд – в январе. Очевидно, что недостаточная длина временных рядов и значительная межгодовая изменчивость в разные месяцы года (рис. 1c) не позволяют сделать надежных выводов о сезонном распределении изменений нисходящей длинноволновой радиации.

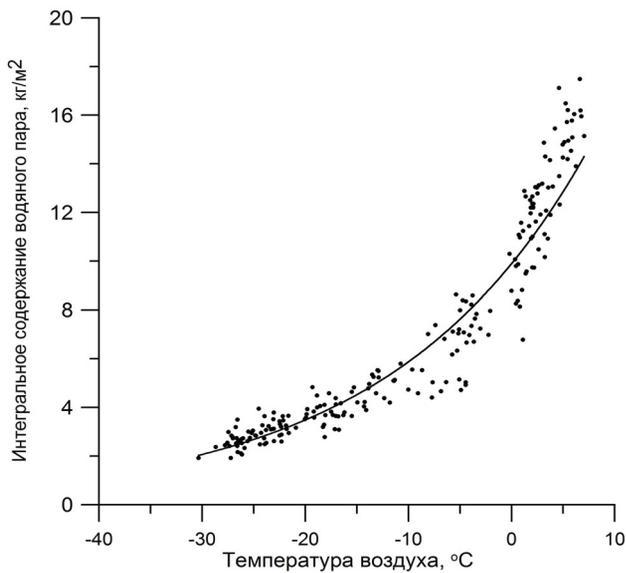


Рисунок 2 – а

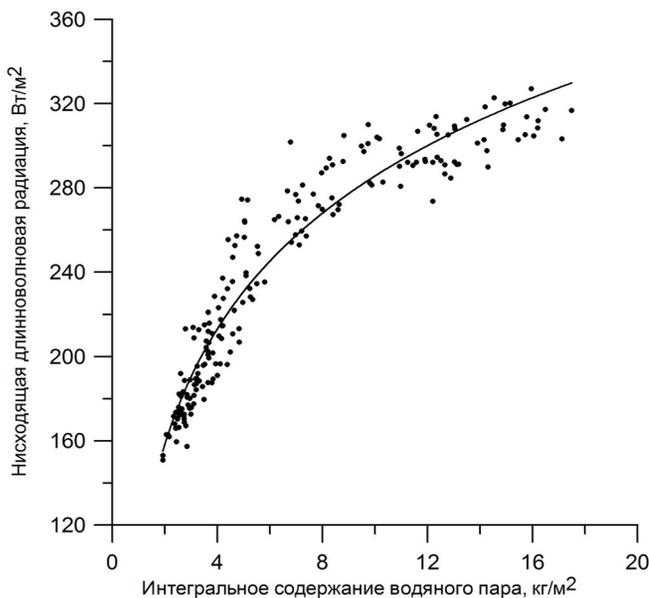


Рисунок 2 – b

Рисунок 2а – Интегральное содержание водяного пара в атмосферном столбе единичного сечения ( $PW$ ) как функция приземной температуры воздуха. Используются среднемесячные данные для станции Барроу. Сплошной линией показана аппроксимация экспоненциальной функцией,

$$PW = 9,9 \exp(0,052t_0), R^2 = 0,94$$

2b – Нисходящая длинноволновая радиация как функция интегрального содержания водяного пара. Станция Барроу. Сплошной линией показана аппроксимация логарифмической функцией,

$$DLF = 79,11 \ln(PW) + 103,5, R^2 = 0,92$$

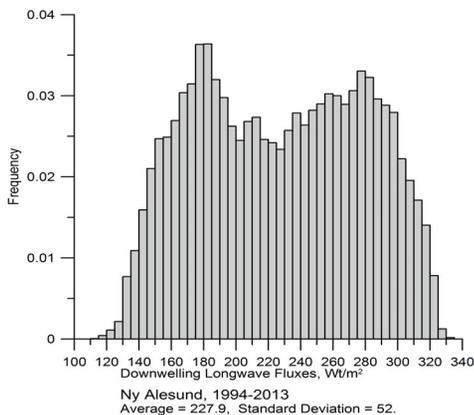
Существенный рост DLF согласуется с общим потеплением климата Арктики и, соответственно, с ростом содержания водяного пара в атмосфере. На рис. 2а приведена зависимость интегрального содержания водяного пара (PW – Precipitable Water) в слое от поверхности земли до 8 000 м от температуры приземного воздуха на станции Барроу.

При росте температуры на 1К содержание водяного пара в атмосферном столбе увеличивается примерно на 5,2%, то есть  $\frac{1}{PW} \frac{\partial PW}{\partial T} = 0.052$

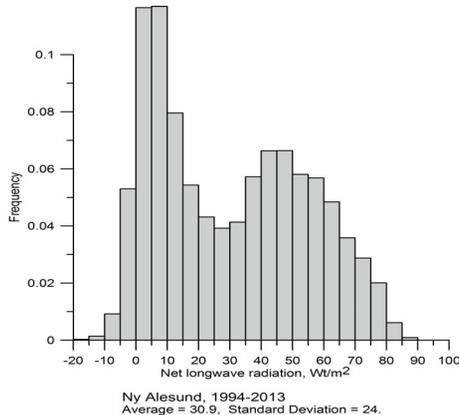
полученная зависимость интегрального содержания водяного пара от температуры приземного воздуха близка к оценкам, сделанным ранее в работах (Raval, Ramanathan, 1989, Stephens, 1990, Duvel, Breon, 1991, Slingo et al, 2000). Изменение содержания водяного пара в атмосфере северного полушария за 1973-2006гг., рассмотренное в работе (Durre et al, 2009), демонстрирует значимый положительный тренд, составляющий около 0,4 кг/м<sup>2</sup>/10лет. Последняя оценка согласуется с результатами (O’Gorman & Muller, 2010), определившими на основе анализа численных экспериментов с моделями СМIP3, что среднее количество водяного пара в атмосфере Земли увеличивается при росте глобальной температуры приземного воздуха с относительной скоростью 7,3% К<sup>-1</sup>. Последняя цифра весьма близка к теоретической оценке, следующей из анализа формулы Клаузиуса-Клапейрона. Зависимость DLF от интегрального содержания водяного пара в целом подтверждает результаты, полученные ранее в работе Zhang et al, 2001 для ситуаций ясного неба весной по данным на станциях Барроу и Мак Граф (Аляска). Степень корреляции DLF и логарифма PW весьма высока, аппроксимирующая кривая позволяет описать примерно 92% дисперсии. Достаточно высокие корреляции сохраняются и при использовании данных за фиксированный месяц, то есть при исключенном годовом ходе.

На рисунке 3 представлены нормированные гистограммы нисходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения на станциях Нью Алесунд и Барроу в январе. В этот месяц года на обеих станциях полярная ночь, когда радиационный баланс поверхности полностью определяется длинноволновыми компонентами. Кроме того, наибольшие изменения нисходящей длинноволновой радиации наблюдались на станции Нью Алесунд именно в январе. Обе величины характеризуются бимодальным распределением, что определяется, очевидно, облачностью, являющейся важным фактором формирования DLF. Как правило, преобладают ситуации с безоблачным небом или с 100% облачностью. В высоких широтах такая особенность проявляется наиболее отчетливо. В условиях ясного неба эффективное излучение принимает сравнительно большие значения, при плотной облачности DLF практически уравнивает ULF. Интересно, что, несмотря на очевидные климатические отличия регионов рас-

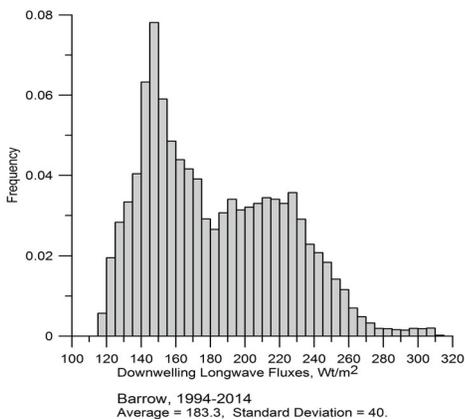
положения станций, оценки распределений эффективного излучения весьма близки как по форме, так и по количественным показателям: Барроу, среднее  $29,7 \text{ Вт/м}^2$ , СКО  $24 \text{ Вт/м}^2$ , Нью Алесунд, среднее  $30,9 \text{ Вт/м}^2$ , СКО  $24 \text{ Вт/м}^2$ .



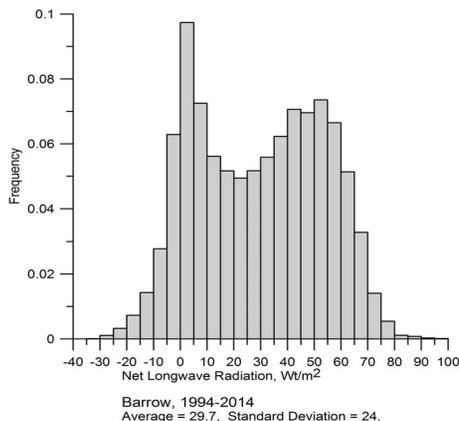
3a



3b



3c



3d

Рисунок 3 – Нормированные гистограммы длинноволновой нисходящей радиации (a, c) и эффективного излучения (b, d),  $\text{Вт/м}^2$ , в январе на станциях Нью Алесунд (a, b) и Барроу (c, d). По оси ординат – частота.

Бимодальность распределения эффективного излучения в Арктике отмечалась, в частности, в работе Stamler et al, 2011 на основе изучения комплексных наблюдений в период проведения эксперимента SHEVA. Для зимнего периода были выделены две моды эффективного излучения, соответствующие значениям около  $0 \text{ Вт/м}^2$  и около  $40 \text{ Вт/м}^2$ . Наши результаты, представленные на рис. 3, демонстрируют лишь немного

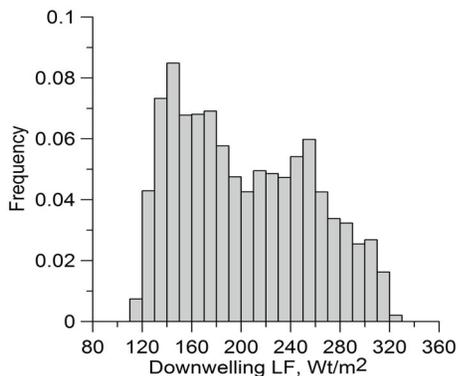
большой размах – первая мода в диапазоне значений от 0 до  $10 \text{ Вт/м}^2$ , вторая в диапазоне от 40 до  $60 \text{ Вт/м}^2$ . Однако частота повторяемости “теплых” ситуаций ( $\text{NetLF} \approx 0$ ) в работе (Stamler et al, 2011) оказалась примерно в 2,5 раза меньше, чем повторяемость «холодных» ситуаций ( $\text{NetLF} \approx 40$ ). Напротив, наши оценки (рис. 3) показывают максимальную частоту повторяемости для ситуаций с  $\text{NetLF}$  близким к нулю, хотя сама «теплая» мода оказывается довольно узкой по сравнению с «холодной» модой. Stamler et al, 2011 показали, что две выраженные моды определяются не только наличием или отсутствием облачности, но и существенно отличающимся вертикальным распределением температурных и влажностных характеристик тропосферы. Интересно отметить, что на обеих станциях реализуются ситуации с отрицательными значениями эффективного излучения. На станции Барроу доля случаев, когда нисходящая длинноволновая радиация превышает по абсолютной величине восходящую, несколько больше, чем на станции Нью Алесунд.

Бимодальность распределения облачности в высоких широтах отмечается во многих исследованиях (Curry et al, 1996). Во время проведения эксперимента SHEBA примерно в 70% случаев наблюдалась облачность, покрывающая более 0,95 неба, в 20% случаев облачность была ниже 0,05 (Chen et al, 2006). Зимой случаи ясной погоды наблюдались чаще, чем летом. Интересно, что бимодальное U – образное распределение облачной фракции с максимумами, соответствующими ясной погоде и сплошной облачности, фиксируется на мысе Барроу практически во все месяцы года, за исключением октября, когда ясная погода почти не наблюдается (Clark & Walsh, 2010), причем высота нижней границы облаков, как правило, не превышает нескольких сот метров.

Для оценки роли облачного покрова и водяного пара в формировании радиационного длинноволнового баланса мы рассмотрели изменения выборочных гистограмм повторяемости DLF и  $\text{NetLF}$  в январе, разбив временной интервал на пятилетия. Такое разбиение определялось как ограниченностью имеющихся наборов данных, так и попыткой оценить изменения компонент длинноволнового радиационного баланса в период ускоренного сокращения сезонного ледяного покрова в СЛО (Stroeve et al, 2012). На рисунке 4 приведены соответствующие этим периодам выборочные гистограммы распределения нисходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения. Очевидно, что DLF и  $\text{NetLF}$  помимо климатических трендов демонстрируют значительную низкочастотную изменчивость. Для станции Барроу изменения DLF и  $\text{NetLF}$  оказались связаны, главным образом, со значительным уменьшением эффективного излучения (на  $\sim 8\text{-}9 \text{ Вт/м}^2$ ) в 2004-2008гг. и увеличением DLF в эти годы (на  $\sim 10 \text{ Вт/м}^2$ ). Такое поведение определялось, очевидно, существенным ростом облачности в 2004-2008гг. Последний период (2009-2014) на станции Барроу характеризовался возвращением к фоновым значениям нисходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения. На станции Нью Алесунд изменения были связаны со значительным ростом DLF, составив-

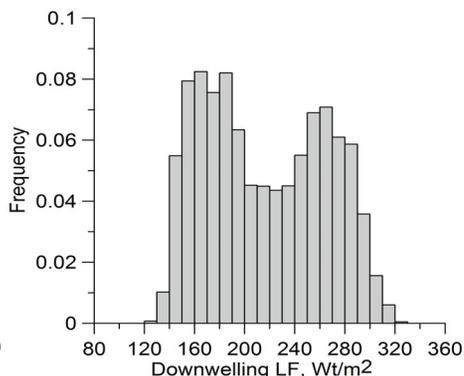
шим за 20 лет около  $33 \text{ Вт/м}^2$ . Эффективное излучение уменьшилось за период наблюдений примерно на  $8 \text{ Вт/м}^2$ . Следует отметить, что изменения эффективного излучения были связаны, главным образом, с увеличением повторяемости случаев, соответствующих первому максимуму распределения NetLF, то есть состоянию сплошной облачности. На станции Нью Алесунд повторяемость таких случаев увеличилась в 2009-2013гг. по сравнению с 1994-1998гг. примерно в 1,5 раза. На станции Барроу повторяемость «облачных» ситуаций в 2004-2008гг. также существенно превышала фоновые значения.

Таким образом, можно сделать вывод об увеличении облачности на станции Нью Алесунд. Однако, поскольку изменения эффективного излучения на этой станции существенно (примерно в 4 раза) уступают изменениям нисходящей длинноволновой радиации, естественно предположить, что положительный тренд январских значений DLF в Нью Алесунде за период 1994-2013гг. связан в первую очередь с ростом температуры воздуха и соответствующим увеличением содержания водяного пара в тропосфере.



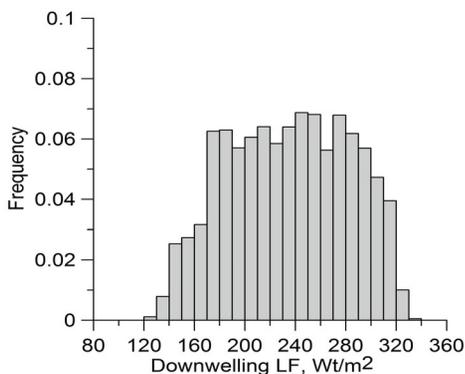
Ny Alesund, 1994-1998  
Av=203.9, SD=54

4.1a



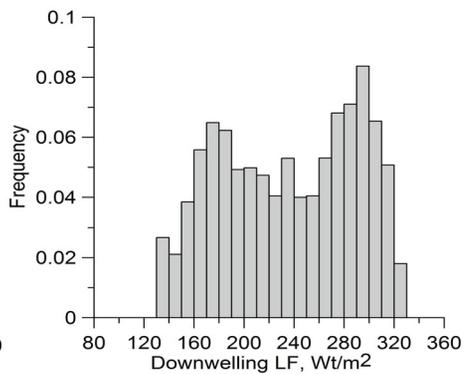
Ny Alesund, 1999-2003  
Av=216.6, SD=48

4.1b



Ny Alesund, 2004-2008  
Av=235.5, SD=48

4.1c



Ny Alesund, 2009-2013  
Av=236.5, SD=54

4.1d

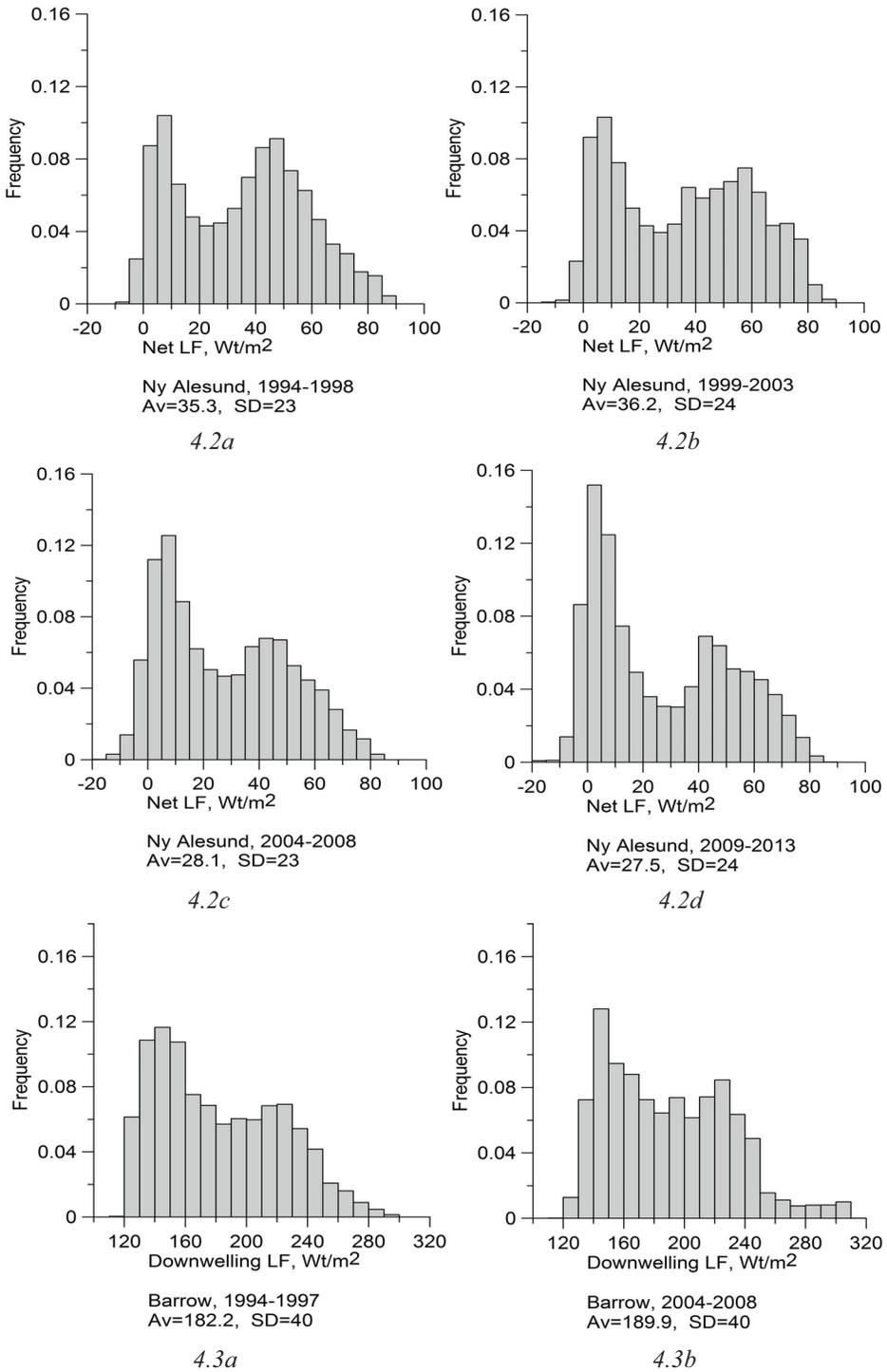
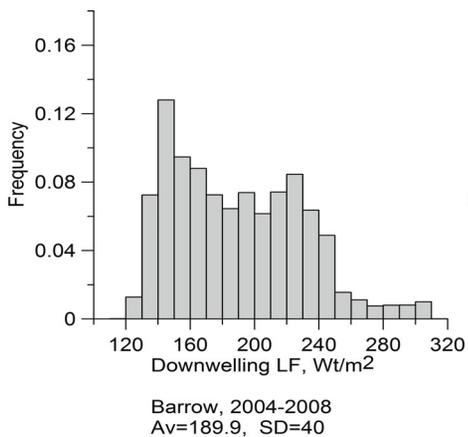
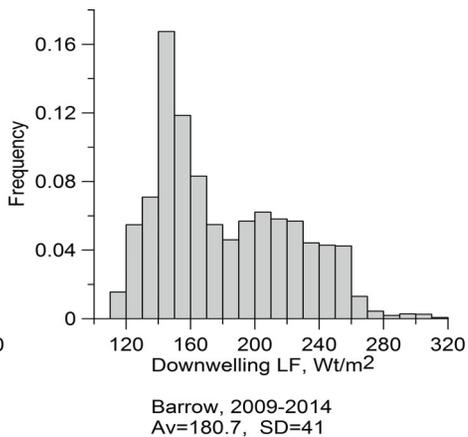


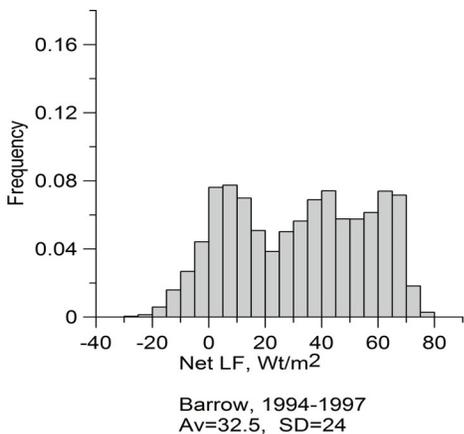
Рисунок 4 – Нормированные гистограммы длинноволновой нисходящей радиации (4.1, 4.3) и эффективного излучения (4.2, 4.4). Январь. Нью Алесунд, (4.1, 4.2), а) 1994-1998, б) 1999-2003, в) 2004-2008, д) 2009-2013. Барроу, (4.3, 4.4), а) 1994-1997, б) 1998-2003, в) 2004-2008, д) 2009-2014.



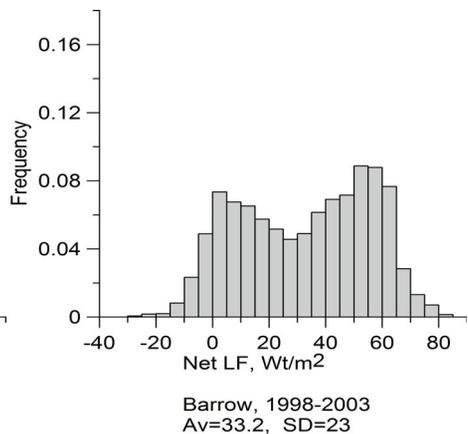
4.3c



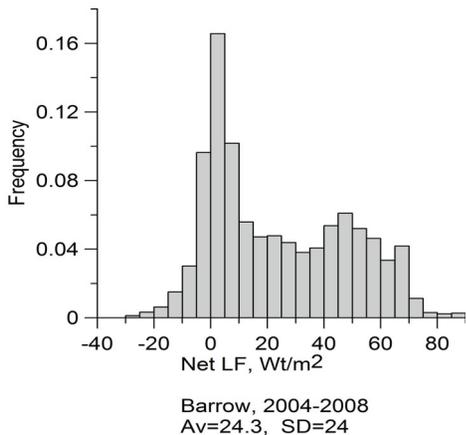
4.3d



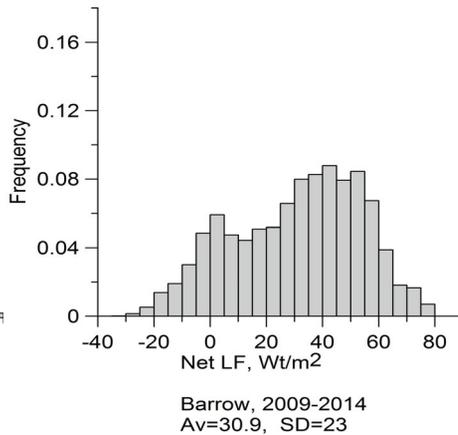
4.4a



4.4b



4.4c



4.4d

Рисунок 4 – Нормированные гистограммы длинноволновой нисходящей радиации (4.1, 4.3) и эффективного излучения (4.2, 4.4). Январь. Нью Алесунд, (4.1, 4.2), a) 1994-1998, b) 1999-2003, c) 2004-2008, d) 2009-2013. Барроу, (4.3, 4.4), a) 1994-1997, b) 1998-2003, c) 2004-2008, d) 2009-2014.

Для дальнейшего выделения влияния облачности была предпринята попытка оценить облачный длинноволновый радиационный форсинг, Cloud Radiative Forcing (CRF). Такой форсинг оценивается как разность между наблюдаемым DLF и оцениваемым длинноволновым нисходящим излучением ясного неба  $DLF_{CS}$ ,  $CRF = DLF - DLF_{CS}$ . Для оценки  $DLF_{CS}$  использовались различные параметризации (Маршунова, 1980, Makshtas et al, 1998, Maykut and Church, 1973, Konig-Langlo and Augstein, 1994, Brutsaert, 1975, Prata, 1996). Оценки средних январских значений  $DLF_{CS}$  существенно варьируют, от  $127 \text{ Вт/м}^2$  при использовании формулы Брента до  $171 \text{ Вт/м}^2$  при применении параметризации Маршуновой. Расчетам по методикам Братсера, Лангло-Аугштайна и Прато соответствуют оценки  $157$ ,  $135$  и  $168 \text{ Вт/м}^2$ . Оценить при таком подходе абсолютные значения облачного радиационного форсинга проблематично, однако независимо от выбранной параметризации оценки линейных трендов CRF оказались близки. На станции Нью Алесунд в январе облачный радиационный форсинг за исследуемый период увеличился примерно на  $10 \text{ Вт/м}^2$ .

Чувствительность длинноволнового CRF по оценкам (Shupe, Intrieri, 2004) к изменениям облачности варьирует в пределах от  $0,3$  до  $0,8 \text{ Вт м}^{-2} \%^{-1}$  при среднем значении  $0,65 \text{ Вт м}^{-2} \%^{-1}$ . Такой результат согласуется с оценкой, полученной Chen et al, 2006 также по данным SHEBA на основе метода нейронных сетей и составляющей от  $0,1$  до  $0,9 \text{ Вт м}^{-2} \%^{-1}$  при среднем значении  $0,68 \text{ Вт м}^{-2} \%^{-1}$ . Численные эксперименты с моделями IPCC AR4 в условиях антропогенного форсинга позволили получить для Арктики довольно размытые оценки изменения DLF при изменении облачности;  $0,96 \pm 1,1 \text{ Вт м}^{-2} \%^{-1}$  зимой и  $0,45 \pm 0,85 \text{ Вт м}^{-2} \%^{-1}$  летом (Sorteberg et al, 2007). Полученная нами оценка изменения длинноволнового облачного форсинга близка к оценкам изменения эффективного излучения и соответствует увеличению общего количества облачности в январе на станциях Барроу (в 2004-2008) и Нью Алесунд (в 2004-2013) примерно на 1 балл.

### Обсуждение результатов

Расчеты по радиационной модели CRM (Column Radiative Model) с использованием средних по ансамблю моделей CMIP3 профилей температуры и влажности воздуха за 1900-1949 и 2150-2199гг. привели авторов статьи (Вое et al, 2009) к выводу об увеличении эффективного излучения подстилающей поверхности в Арктике в результате глобального потепления. Заключение Вое et al, 2009 расходится с результатами реанализа (Screen & Simmonds, 2010), а также моделирования будущих изменений климата (Sorteberg et al, 2007). (Screen & Simmonds, 2010), на основе реанализа ERA-Interim (Simmons et al, 2006) показали, что практически для всего арктического бассейна с 1989г. по 2009г. период с октября по январь

характеризуется отрицательными трендами NetLF. Результаты численного воспроизведения климата в 20-21 вв. двадцатью совместными моделями IPCC AR4 в соответствии со сценарием A2 также демонстрируют уменьшение эффективного излучения в высоких широтах при потеплении климата (Sorteberg et al, 2007). Осредненные по ансамблю модельных прогонов изменения за столетний период (средние значения за 2080-2100 минус средние значения за 1980-2000) составили для DLF  $30,1 \text{ Вт/м}^2$ , для ULF  $27,1 \text{ Вт/м}^2$ , то есть эффективное излучение уменьшилось на  $3,0 \text{ Вт/м}^2$ . Приходящая к поверхности коротковолновая радиация уменьшилась при этом на  $10,7 \text{ Вт/м}^2$ , что очевидно объясняется увеличением количества облачности, однако за счет уменьшения поверхностного альбеда отраженная коротковолновая радиация сократилась еще сильнее, на  $13,2 \text{ Вт/м}^2$ . Таким образом, радиационный баланс поверхности в высоких широтах северного полушария в среднем по ансамблю моделей вырос за 100 лет примерно  $5,5 \text{ Вт/м}^2$ .

Результаты исследований долгопериодных изменений как количества общей облачности, так и отдельных типов облаков достаточно противоречивы. Wang and Key 2003, 2012 на основе спутниковых данных анализировали изменения облачного покрова в области к северу от  $60^\circ \text{с.ш.}$  за период 1982-1999 гг. Рассмотренные тренды облачной фракции обнаруживали выраженную сезонность, – весной и летом облачность возрастала, соответственно на  $3\%/10 \text{ лет}$  и  $1,5\%/10 \text{ лет}$ , что связывалось с увеличением циклонической активности в этот период. Однако осенью над центральной Арктикой, а зимой над большей частью Арктики имела место тенденция к уменьшению количества облачности, зимой до  $-5\%/10 \text{ лет}$ , несмотря на рост частоты и интенсивности циклонов в холодное время года. Уменьшение количества облачности над СЛО в зимние месяцы за период с 1982 г. по 2000 г. было зафиксировано также в работе (Liu et al, 2007), в которой помимо спутниковых данных изучались результаты атмосферного реанализа. В качестве причины такого уменьшения рассматривалось сокращение притока водяного пара, особенно в регионах Карского и Баренцева морей. Последний результат вызывает большие сомнения, поскольку потепление климата неизбежно сопровождается увеличением меридионального переноса водяного пара в высокие широты (Bengtson et al, 2011, Zhang et al, 2013).

В работе (Eastman and Warren, 2010) анализировались синоптические наблюдения за облачностью в широтной зоне  $60^\circ\text{-}90^\circ \text{с.ш.}$  за более длительный интервал, охватывающий 1971-2007 гг. Общая картина изменений выглядит достаточно размытой, поскольку тренды пространственно неоднородны и зависят от типа облаков. В целом за рассматриваемый период для всех сезонов года наблюдалось увеличение общего балла облачности.

Полученные нами оценки изменений эффективного излучения для января на станциях Барроу и Нью Алесунд также не позволяют сделать однозначного вывода о тенденциях изменения облачного покрова в арктическом регионе. Если на станции Нью Алесунд за 20 лет эффективное излу-

---

чение уменьшилось примерно на  $8 \text{ Вт/м}^2$ , то на мысе Барроу существенных изменений NetLF не фиксировалось.

Оценки изменений нисходящей длинноволновой радиации являются более определенными. Хотя при использовании месячного осреднения данных оценки трендов почти для всех месяцев статистически незначимы, годовое осреднение показывает статистически значимые тренды, хорошо согласующиеся с результатами других исследований. Следует отметить, что увеличение нисходящей длинноволновой радиации в зимний и весенний периоды является, по-видимому, определяющим фактором в сокращении площади и толщины морского ледяного покрова Северного ледовитого океана (Kapsh et al, 2013, Kapsh et al, 2014).

Важным фактором является существенное отличие полученных нами оценок изменений DLF и NetLF для станции Нью Алесунд. Поскольку изменения нисходящей длинноволновой радиации в январе за 20 лет оказались примерно в 4 раза больше изменений NetLF, а изменения эффективного излучения, в свою очередь, были связаны с увеличением повторяемости облачных ситуаций (рис. 4) можно заключить, что основную роль в росте DLF сыграло увеличение интегрального содержания водяного пара в атмосфере.

Роль облачности в будущих изменениях климата высоких широт, и в частности, в судьбе морского ледяного покрова в Арктике не вполне очевидна. Рассмотрение периодов быстрого сокращения морского льда в СЛЮ, проведенное в работе (Vavrus et al, 2011) на основе ансамблевых расчетов на 21 век по модели CCSM3 (Community Climate System Model) показало, что такому сокращению способствует аномально большое количество облаков осенью и аномально малое в летний период. Анализ спутниковых наблюдений за пять лет позволил обнаружить отрицательную корреляцию количества облачности и площади ледяного покрова, а также увеличение средней по акватории СЛЮ облачности за октябрь и март (на 7 и 10%, соответственно) при одновременном уменьшении среднегодовой площади льдов на 5-7% (Palm et al, 2010). Такие результаты были проинтерпретированы как свидетельство положительной обратной связи, обусловленной увеличением DLF при росте облачности и способствующей таянию дрейфующих льдов. Однако следует иметь в виду, что предполагаемая связь между облачностью и состоянием морского льда в Арктике не может носить линейный характер, поскольку уже сейчас среднегодовая площадь облачного покрытия составляет в этом регионе около 82%, и, гипотетически, при сохранении существующих трендов, достигнет 100% через 12-15 лет (Palm et al, 2010).

### Выводы

Оценки компонентов длинноволнового баланса подстилающей поверхности, полученные на основе данных актинометрических наблюдений на станциях Барроу и Нью Алесунд, свидетельствуют о положительных трендах нисходящей длинноволновой радиации за последние два десятилетия. В частности, тренды среднегодовых значений DLF составляют для стан-

ции Нью Алесунд  $5,3 \text{ Вт/м}^2/10\text{лет}$ , а на мысе Барроу  $4,8 \text{ Вт/м}^2/10\text{лет}$ . В осенне-зимний период изменения DLF и NetLF выражены наиболее сильно. В частности, DLF в январе, осредненная за 2009-2013 годы, составляла на станции Нью Алесунд  $236,5 \text{ Вт/м}^2$ , что почти на  $33 \text{ Вт/м}^2$  больше аналогичных оценок за 1994-1998гг.

Зимние (январские) распределения NetLF для обеих станций оказались весьма близки и характеризуются двумя выраженными модами. Первая мода соответствует значительному эффективному излучению в диапазоне  $45-60 \text{ Вт/м}^2$ , что очевидно определяется безоблачными (малооблачными) условиями. Вторая мода соответствует слабому NetLF ( $0-10 \text{ Вт/м}^2$ ) и может быть связана с типичными условиями сплошного облачного покрова. Для станции Нью Алесунд зафиксировано существенное уменьшение эффективного излучения, составившее примерно  $8 \text{ Вт/м}^2$ . Для станции Барроу значительное сокращение NetLF, имевшее место в период между 1998 и 2008 гг., сменилось в последние годы возвратом к фоновым значениям.

Следует отметить, что изменения NetLF на станции Нью Алесунд в январе по абсолютной величине примерно в 4 раза меньше изменений DLF. Аналогичным образом оценки изменений длинноволнового облачного радиационного форсинга в 3-4 раза уступают оценкам изменений DLF. Это говорит, по-видимому, о ведущей роли интегрального содержания водяного пара в формировании трендов нисходящей длинноволновой радиации в Арктике.

## Литература

Маршунова М.С. 1980. Условия формирования и характеристики радиационного климата Антарктиды. –Л., Гидрометеиздат, 211с.

Чернокульский А.В., Мохов И.И. 2010. Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям. Исследование Земли из космоса, № 3, с.12-29.

Чернокульский А.В. 2012. Климатология облачности в арктических и субарктических широтах по спутниковым и наземным наблюдениям и данным реанализа. Солнечно-земная физика, № 21, с. 73-78.

Bekryaev R.V., Polyakov I.V., and Alekseev V.A. 2010. Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming. J. Climate, Vol.23, pp. 3888-3906.

Bengtsson L. 2010. The global atmospheric water cycle. Environ.Res.Lett., №5, 025001 (8pp), doi:10.1088/1748-9326/5/2/025001.

Bengtsson L., Hodges K.I., Koumoutsaris S., Zahn M., and Keenlyside N. 2011. The changing atmospheric water cycle in Polar Regions in a warmer climate. Tellus, vol. 63A, pp. 907-920.

- Boe J., Hall A., and Qu X. 2009. Current GCM's unrealistic negative feedback in the Arctic. *J.Climate*, vol.22, pp. 4682-4695.
- Bony S., Colman R., Kattsov V.M., Allan R.P., Bretherton C.S., Dufresne J.-L., Hall A., Hallegatte S., Holland M.M., Ingram W., Randall D.A., Soden D.J., Tselioudis G., and Webb M.J. 2006. How well do we understand and evaluate climate change feedback processes, *J. Climate*, 19, pp. 3445-3482, doi:10.1175/JCLI3819.1.
- Brutsaert W. 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, Vol. 11, №5, pp. 742–744.
- Chen Y., Aires F., Francis J.A., and Miller J.R. 2006. Observed relationships between Arctic longwave cloud forcing and cloud parameters using a neural network. *J.Climate*, vol.19, pp. 4087-4104.
- Chernokulsky A. and Mokhov I.I. 2012. Climatology of Total Cloudiness in the Arctic: An Intercomparison of Observations and Reanalyses. *Advances in Meteorology*, vol. 2012, Article ID 542093, 15 pages, doi:10.1155/2012/542093.
- Clark J.V., and Walsh J.E. 2010. Observed and reanalysis cloud fraction. *J.Geophys.Res.*, 115, D23121, doi:10.1029/2009JD013235.
- Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., and Stock L. 2008. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. *Geophys.Res.Lett.*, vol.35, L01703, doi:10.1029/2007GL031972
- Curry J.A., Rossow W.B., Randall D., Schramm J.L. 1996. Overview of Arctic cloud and radiation characteristics. *J.Climate*, vol.9, pp.1731-1764.
- Dai A. 2006. Recent climatology, variability, and trends in global surface humidity. *J.Climate*, vol.19, pp. 3589-3606.
- Dong X., Xi B., Crosby K., Long C.N., Stone R.S., and Shupe M.D. 2010. A 10 years climatology of Arctic cloud fraction and radiative forcing at Barrow, Alaska. *J.Geophys.Res.*, 115, D17212, doi:10.1029/2009JD013489.
- Durre I., Williams C.N. (Jr.), Yin X., and Vose R.S. 2009. Radiosonde-based trends in precipitable water over the Northern Hemisphere: An update. *J.Geophys.Res.*, vol. 114, D05112, 8 pp., doi:10.1029/2008JD010989.
- Duvel J.Ph., and Breon F.M.. 1991. The clear-sky greenhouse effect sensitivity to a sea surface temperature change. *J.Climate*, vol.4, 1162-1169.
- Eastman R., and Warren S.G. 2010. Interannual variations of Arctic cloud types in relation to sea ice. *J.Climate*, vol.23, pp. 4216-4232.
- Francis, J.A., and Hunter E. 2007. Changes in fabric of the Arctic's greenhouse blanket. *Environ. Res. Lett.*, vol.2, 45011 (6pp), doi:10.1088/1748-9326/2/4/045011.

Held I.M., and Soden B.J. 2000. Water vapor feedback and global warming. *Annu.Rev.Energy Environ.*, vol.25, pp. 441-475.

Intrieri J.M., Fairall C.W., Shupe M.D., Persson P.O.G., Andreas E.L., Guest P.S., and Moritz R.E. 2002. An annual cycle of Arctic surface cloud forcing at SHEBA. *J. Geophys. Res.*, vol.107, № C10, 8039, doi:10.1029/2000JC000439.

Jeffries M.O. Overland J.E., and Perovich D.K. 2013. The Arctic shifts to a new normal. *Physics Today*, 66(10), pp. 35-40, doi: 10.1063/PT.3.2147.

Kapsch M.L., Graversen R.G., Tjernstrom M. 2013. Springtime atmospheric energy transport and the control of Arctic summer sea ice extent. *Nature Climate Change*, 3(8), pp. 744-748.

Kapsch, M.-L., Graversen R.G., Economou T., and Tjernstrom M. 2014. The importance of spring atmospheric conditions for predictions of the Arctic summer sea ice extent, *Geophys. Res. Lett.*, 41, pp. 5288-5296, doi:10.1002/2014GL060826.

Kiehl J.T. and Trenberth K.E. 1997. Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 78, No. 2, pp. 197-208.

Konig-Langlo G., and Augstein E. 1994. Parameterization of the downward long-wave radiation at the Earth's surface in polar regions. *Meteorol. Zeitschrift*, N.F. 3, H.6, 343-347.

Liu Y., Key J.R., Francis J.A., and Wang X. 2007. Possible causes of decreasing cloud cover in the Arctic winter, 1982-2000. *Geophys.Res.Lett.*, 34, L14705, doi:10.1029/2007GL030042.

McCarthy M.P., Thorne P.W., and Titchner H.A. 2009. An analysis of tropospheric humidity trends from radiosondes. *J.Climate*, vol.22, pp. 5820-5838.

Makshtas A.P., Andreas E.L., Svyashchennikov P.N., and Timachev V.F. 1998. Accounting for clouds in sea ice models. *CRREL Report* 98-9, p. 30.

Maykut G.A., and Church P.E. 1973. Radiation Climate of Barrow, Alaska, 1962-66. *J. Appl. Meteorol.*, vol.12, pp. 620-628.

Mote T.L. 2008. Greenland surface melt trends 1973-2007: Evidence of a large increase in 2007. *Geophys.Res.Lett.*, vol. 34, L22507, doi:10.1029/2007GL031976.

Nghiem S.V., Hall D.K., Mote T.L., Tedesco M., Albert M.R., Keegan K., Shuman C.A., DiGirolamo N.E. and Neumann G. 2012. The extreme melt across the Greenland ice sheet in 2012. *Geophys. Res. Lett.*, Volume 39, Issue 20, doi:10.1029/2012GL053611.

O’Gorman P.A. and Muller C.J. 2010. How closely do changes in surface and column water vapor follow Clausius-Clapeyron scaling in climate change simulations? *Environ.Res.Lett.*, vol. 5.

- Ohmura A., Dutton E.G., Forgan B., Fröhlich C., Gilgen H., Hegner H., Heimo A., König-Langlo G., McArthur B., Müller G., Philipona R., Pinker R., Whitlock C.H., Dehne K., and Wild M. 1998. Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New Precision Radiometry for Climate Research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 79, No. 10, pp. 2115-2136.
- Palm S.P., Strey S.T., Spinhirne J., and Markus T. 2010. Influence of Arctic sea ice extent on polar cloud fraction and vertical structure and implications for regional climate. *J.Geophys.Res.*, 115, D21209, doi:10.1029/2010JD013900.
- Prata A.J. 1996. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Q.J.R.Meteorol.Soc.*, vol.112, pp.1127-1151.
- Ramanathan V., Cess R.D., Harrison E.F., Minnis P., Barkstrom B.R., Ahmad E., and Hartmann D. 1989. Cloud-Radiative Forcing and Climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science, New Series*, vol. 243, No. 4887. (Jan. 6, 1989), pp. 57-63.
- Ramanathan V., and Inamdar A. 2006. The radiative forcing due to clouds and water vapor, in *Frontiers of Climate Modeling*, eds. J.T.Kiehl and V.Ramanathan, pp. 119-151.
- Raval A., Ramanathan V. 1989. Observational determination of the greenhouse effect. *Nature*, vol. 342, pp. 758-761.
- Rignot E., Box J.E., Burgess E., and Hanna E. 2008. Mass balance of the Greenland ice sheet from 1958 to 2007. *Geophys.Res.Let.*, vol. 35, L20502, 2008, doi:10.1029/2008GL035417.
- Schneider T., O’Gorman P.A., and Levine X.J. 2010. Water vapor and the dynamics of climate changes. *Rev. Geophys.*, 48, RG3001, doi:10.1029/2009RG000302.
- Screen J.A. and Simmonds I. 2010. Increasing fall-winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic temperature amplification. *Geophys.Res.Lett.*, 37, L16707, doi:10.1029/2010GL044136.
- Serreze M.C., Holland M.M., Stroeve J. 2007. Perspectives on the Arctic’s shrinking sea-ice cover. *Science*, vol.315, pp.1533-1536, doi:10.1126/science.1139426.
- Sherwood S.C., Ingram W., Tsushima Y., Satoh M., Roberts M., Vidale P.L., and O’Gorman P.A. 2010a. Relative humidity changes in a warmer climate. *J.Geophys.Res.*, 115, D09104, doi:10.1029/2009JD012585.
- Sherwood S.C., Roca R., Weckwerth T.M., and Andronova N.G. 2010b. Tropospheric water vapor, convection and climate. *Rev. Geophys.*, 48, RG 2001, doi:10.1029/2009RG000301.
- Shupe M.D. Intrieri J.M. 2004. Cloud radiative forcing of the Arctic surface: The influence of cloud properties, surface albedo, and solar zenith angle. *J.Climate*, vol. 17, pp. 616-628.

- Simmons A., Uppala S., Dee D., and Kobayashi S. 2006. ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. Newsletter 110, 2006/07, ECMWF, 11 pp.
- Slingo A. Pamment J.A., Allan R.P., and Wilson P.S. 2000. Water vapor feedback in the ECMWF Reanalysis and Hadley Centre Climate Model. *J.Climate*, vol.13, pp. 3080-3098.
- Smedsrud L.H., Sorteberg A., and Kloster K. 2008. Recent and future changes of the Arctic sea-ice cover. *Geophys.Res.Lett.*, Vol.35, L20503, doi:10.1029/2008GL034813.
- Sorteberg A., Kattsov V., Walsh J.E., Pavlova T. 2007. The Arctic surface energy budget as simulated with the IPCC AR4 AOGCMs. *Clim. Dyn.*, 29, pp. 131-156, doi:10.1007/s00382-006-0222-9.
- Stramler K., Del Genio A.D., Rossow W.B. 2011. Synoptically driven Arctic winter states. *J.Climate*, vol. 24, pp. 1747-1762.
- Stephens G.L. 1990. On the relationship between water vapor over the oceans and sea surface temperature. *J.Climate*, vol. 3, pp. 634-645.
- Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Malanik J., Barrett A.P. 2012. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. *Climatic Change*, vol. 110, pp. 1005-1027, doi:10.1007/s10584-011-0101-1.
- Vavrus S., Holland M.M., Bailey D.A. 2011. Changes in Arctic clouds during intervals of rapid sea ice loss. *Clim. Dyn.*, vol.36, №7-8, pp. 1475-1489, doi:10.1007/s00382-010-0816-0.
- Walsh J.E., Chapman W.L. and Portis D.H. 2009. Arctic cloud fraction and radiative fluxes in atmospheric reanalysis. *J.Climate*, vol.22, pp. 2316-2334.
- Wang X.J. and Key J.R. 2003. Recent trends in Arctic surface, cloud, and radiation properties from space. *Science*, 299, pp. 1725-1728.
- Wang X., Key J., Liu Y., Fowler C., Maslanik J., and Tschudi M. 2012. Arctic climate variability and trends from satellite observations. *Advances in Meteorology*, vol. 2012, 22 pages, doi:10.1155/2012/505613
- Weston S.T., Bailey W.G., McArthur L.J.B., and Hertzman O. 2007. Interannual solar and net radiation trends in the Canadian Arctic. *J. Geophys. Res.*, 112, D10105, doi:10.1029/2006JD008000.
- Zhang T., Stamnes K., Bowling S.A. 2001. Impact of the Atmospheric Thickness on the Atmospheric Downwelling Longwave Radiation and Snowmelt under Clear-Sky Conditions in the Arctic and Subarctic. *J. Climate*, 14, pp. 920-939.
- Zhang X., He J., Zhang J., Polyakov I., Gerdes R., Inoue J., Wu P. 2013. Enhanced poleward moisture transport and amplified northern high-latitude wetting trend. *Nature Climate Change*, vol.3, pp. 47-51, doi:10.1038/nclimate1631.

УДК 551.583.7: 551.583.14

## ОРБИТАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ДОЛГОПЕРИОДНЫХ КОЛЕБАНИЙ КЛИМАТА ПЛЕЙСТОЦЕНА

В.А. Большаков

МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
Россия, 119991, г.Москва, Ленинские горы, д. 1, [vabolshakov@mail.ru](mailto:vabolshakov@mail.ru)

**Резюме.** Кратко изложены основы и история развития орбитальной теории палеоклимата. Показано, что главными недостатками теории Миланковича являются использование для палеоклиматического моделирования вариаций неполной инсоляции и механизма линейного отклика на эти вариации изменений температуры, а также отсутствие должного учёта обратных связей в климатической системе. Изложена новая концепция орбитальной теории палеоклимата, представляющая новый взгляд на принципы глобального климатического воздействия орбитальных вариаций инсоляции. Сделан вывод, что наиболее вероятным механизмом, с единых позиций объясняющим главные проблемы орбитальной теории палеоклимата плейстоцена, является механизм, предполагающий элементы резонансного отклика на орбитальные воздействия.

**Ключевые слова.** Орбитальная теория палеоклимата, инсоляция, ледниковые циклы, плейстоцен, изотопно-кислородные данные

## ORBITAL FACTORS OF LONG-PERIOD CLIMATE OSCILLATIONS IN PLEISTOCENE

V.A. Bol'shakov

Department of Geography, Moscow State University,  
Leninskiye gory 1, 119991, Moscow, Russia, [vabolshakov@mail.ru](mailto:vabolshakov@mail.ru)

**Summary.** The fundamentals and history of the orbital theory of paleoclimate are briefly outlined. It is shown that main drawbacks of the Milankovitch theory are the use of discreet variations of the insolation in modeling the paleoclimate and linear transformation of these variations into temperature changes, as well as ignoring the feedbacks in the climate system. A new concept of the orbital theory of paleoclimate presented in the paper provides a new perspective on the influence of orbital variations of the insolation on the global climate. The conclusion is made that the resonance response to the orbital forcing most consistently explains the main features of climate oscillations in Pleistocene.

**Keywords:** Orbital theory of paleoclimate, insolation, ice age, cycles, Pleistocene, oxygen isotope data.

### Введение

Среди многочисленных гипотез, выдвинутых для объяснения существовавших в геологическом прошлом оледенений, наибольшее распространение получила орбитальная гипотеза (теория), которую часто

---

называют астрономической теорией, или теорией Миланковича (Миланкович, 1939). Однако, оба последних названия менее удачны. Первое – потому, что выдвигались и другие астрономические (космические) гипотезы. Например, одна из них предполагала существенные колебания солнечной постоянной, другая – попадание Солнечной системы в пояса космической пыли при её движении вокруг центра Галактики. Второе название обозначает лишь одну из версий орбитальной теории палеоклимата, связанную с именем создателя этой версии М.Миланковича.

Итак, орбитальная теория палеоклимата (ОТП) – это теория, связывающая глобальные колебания климата, прежде всего оледенения и межледниковья плейстоцена, с вариациями приходящей к Земле солнечной радиации (инсоляции). Эти изменения вызваны колебаниями орбитальных параметров планеты, характеризующих положение Земли и её оси вращения в пространстве при движении планеты по орбите вокруг Солнца. Несмотря на то, что орбитальная гипотеза была предложена более 150 лет назад, строгая орбитальная теория палеоклимата не создана до сих пор.

Особая актуальность корректной разработки ОТП плейстоцена заключается в уникальной возможности понимания работы глобальной климатической машины, опираясь на огромный эмпирический материал. Ведь накопленные к настоящему времени данные по глобальным колебаниям климата, особенно по оледенениям и межледниковьям последнего миллиона лет, содержат ценную информацию о причинно-следственных связях изменений климата с вариациями инсоляции, обусловленными орбитальными факторами. Таким образом, открывается возможность разработать модель климатической системы Земли, входным сигналом в которой являются вариации инсоляции на верхней границе атмосферы, а выходным – эмпирические палеоклиматические данные. Климатическая система Земли и есть тот механизм, включающий в себя многочисленные прямые и обратные связи, который преобразует инсоляционные сигналы в изменения земного климата.

К сожалению, представления о работе климатической машины противоречивы. Построение корректной теории климатической системы, исходя лишь из теории Миланковича (Миланкович, 1939), представляется автору невозможным (Большаков, 2003а, 2013а). В то же время такая теория очень нужна. Ведь уже в течение длительного времени остаются нерешенными важные проблемы ОТП плейстоцена: преобладание 100-тысячелетней периодичности в колебаниях климата последнего миллиона лет, причины и механизм среднеплейстоценового перехода и др.

Анализ развития орбитальной теории и ее проблем (Большаков, 2001, 2003а, 2010; Большаков, Капица, 2011) привел к разработке новой концепции ОТП, основой которой является новый взгляд на механизмы воздействия вариаций орбитальных элементов на климат.

Целью настоящей статьи, с одной стороны, является популяризация идей новой концепции ОТП, изложенной в работах (Большаков, 2001, 2003а; Bol'shakov, 2008), а с другой стороны – обобщение результатов исследования проблем орбитальной теории, получивших отражение в публикациях (Большаков, 2010, 2014, 2015; Bol'shakov, Kuzmin, 2014).

---

### Орбитальные элементы и их влияние на инсоляцию

Гравитационное взаимодействие Земли с другими планетами Солнечной системы, а также с Луной и Солнцем, вызывают квазипериодические (циклические) изменения трёх орбитальных элементов: эксцентриситета эллиптической орбиты Земли  $e$ , угла наклона  $\varepsilon$  земной оси к перпендикуляру к плоскости эклиптики и прецессионного изменения проекции земной оси на плоскость эклиптики (рис. 1, 2). Изменения перечисленных орбитальных параметров приводят к вариациям приходящей на верхнюю границу атмосферы Земли солнечной радиации.

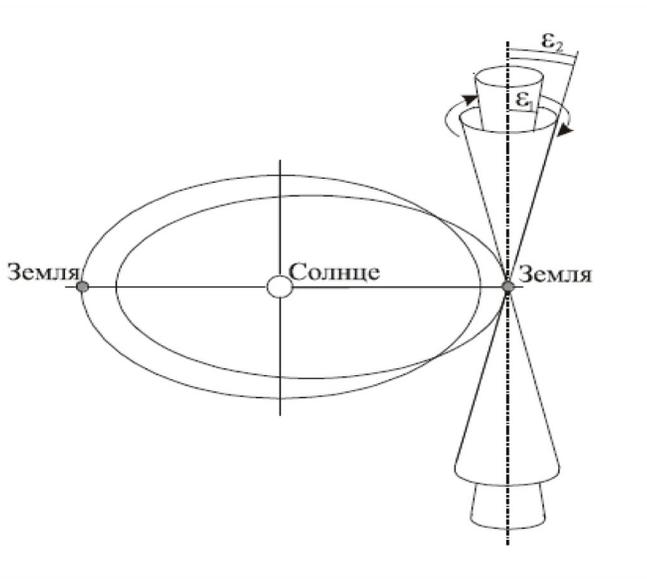


Рисунок 1 – Орбитальные элементы Земли.

При вариациях эксцентриситета происходит смещение эллиптической орбиты Земли относительно Солнца и изменение степени её вытянутости, за счёт изменения длины малой оси эллипса орбиты. Стрелкой показана прецессия земной оси. Подчёркнём принципиальные структурные различия вариаций инсоляции, связанных с тремя орбитальными элементами (Большаков, 2003а; Bol'shakov, 2008).

1. Только вариации эксцентриситета  $e$  (главные гармоники около 400 и 100 тысяч лет, рис. 2а) изменяют приходящую к Земле в целом полную годовую солнечную радиацию, хотя эти изменения невелики. За последний миллион лет они не превышали 0,2%. Инсоляция увеличивается при увеличении  $e$  и уменьшается при его уменьшении, когда орбита Земли приближается к круговой.

2. Вариации угла наклона земной оси  $\varepsilon$  к перпендикуляру к плоскости эклиптики (основная гармоника 41 тысяч лет, рис. 2б), если считать форму Земли шарообразной, что близко к действительности, не изменяют инсоляцию всей планеты, но перераспределяют её по широтам: увеличение инсоляции высоких широт обоих полушарий сопровождается её уменьшением в низких широтах и наоборот. При увеличении угла  $\varepsilon$  увеличивается

годовая инсоляция «высоких» (выше  $44^\circ$ ) широт и уменьшается годовая инсоляция «низких» (ниже  $43^\circ$ ) широт обоих полушарий. При уменьшении  $\epsilon$  происходят обратные изменения инсоляции. При изменении  $\epsilon$  происходит и изменение сезонных контрастов инсоляции, особенно заметное в высоких широтах. Так, при увеличении  $\epsilon$  контрасты летней и зимней инсоляции возрастают, так как увеличивается летняя инсоляция и уменьшается зимняя; при уменьшении  $\epsilon$ , наоборот, сезонные контрасты уменьшаются. Изменение полной годовой инсоляции высоких широт происходит за счет того, что увеличение или уменьшение летней инсоляции превышает противоположное изменение зимней (Croll, 1875; Миланкович, 1939).

3. Климатическая прецессия (главные гармоники 23 и 19 тысяч лет, рис. 2с) приводит к изменению сезонных контрастов инсоляции, однако при этом годовое изменение инсоляции равно нулю для любой широты, так как увеличение летней инсоляции компенсируется уменьшением зимней и наоборот. Прецессионные изменения противоположны в разных полушариях и модулируются изменениями эксцентриситета (рис. 2а, 2с).

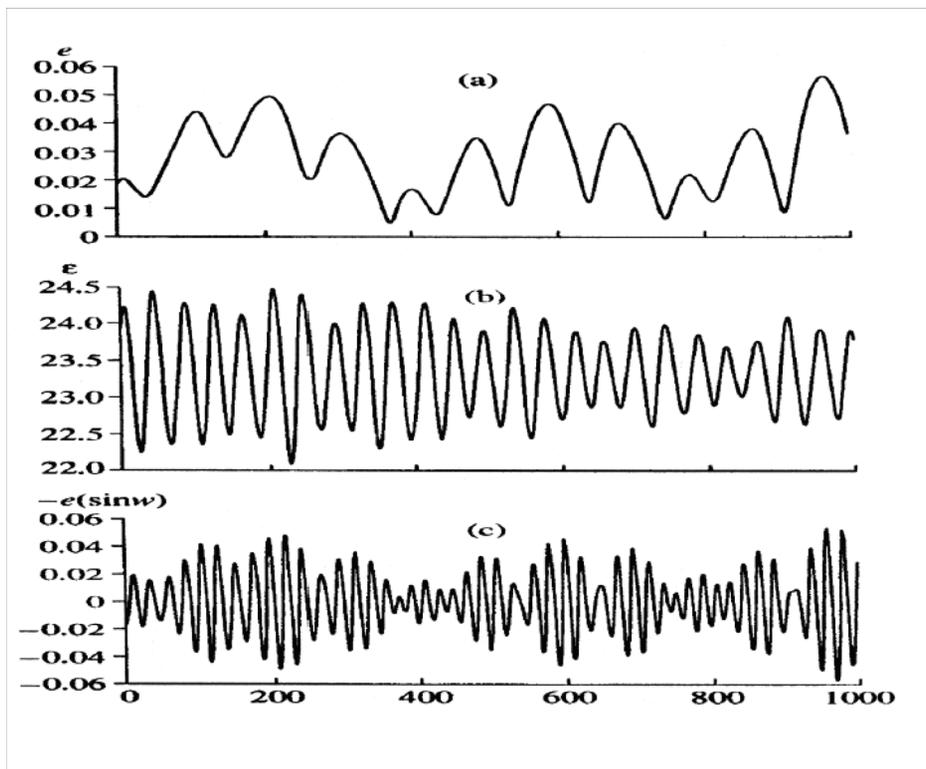


Рисунок 2 – Изменения эксцентриситета  $e$  (а), угла наклона земной оси  $\epsilon$  (в градусах) (b), и климатической прецессии  $e(\sin w)$  (с) за последний миллион лет (по (Berger, Loutre, 1991)). Прецессионный индекс  $e(\sin w)$ , где  $w$  – долгота перигелия относительно точки весеннего равноденствия, пропорционален разности расстояний между Землей и Солнцем в день летнего солнцестояния и зимнего солнцестояния Северного полушария. Прецессионный индекс взят со знаком «минус», чтобы графические минимумы рис. 2с соответствовали похолоданиям, как и на рис. 2а и 2b.

Вследствие прецессионного изменения сезонных контрастов инсоляции в том полушарии, день зимнего солнцестояния которого придётся на афелий, будут осуществляться климатические условия с длительной холодной зимой и жарким коротким летом, в соответствии с увеличенными контрастами инсоляции. В то же время в противоположном полушарии, с пониженными контрастами сезонной инсоляции, длительное прохладное лето будет сменяться мягкой короткой зимой. Очевидно, что различия в длительности зимы и лета будут тем больше, чем больше эксцентриситет орбиты Земли.

### **Основные этапы развития орбитальной теории**

Считается, что орбитальная гипотеза палеоклимата была впервые высказана (опубликована) Ж.Адемаром в 1842г. (Adhemar, 1842). Адемар связывал изменения климата с прецессией равноденствий и полагал, что оледенение будет в том полушарии, день зимнего солнцестояния которого приходится на афелий. По мнению Адемара, именно холодная длинная зима и является причиной оледенения в указанном полушарии. Соответственно, в другом полушарии в это время будет межледниковье. Подтверждение своей теории Адемар видел в оледенении Антарктиды, расположенной в полушарии, контрасты инсоляции которого соответствуют именно длинной холодной зиме и жаркому короткому лету.

Однако теория Адемара противоречила представлениям Дж. Гершеля и А.Гумбольдта (Большаков, 2003а; Имбри, Имбри, 1988; Croll, 1875). Они указывали, что средняя температура полушария определяется не соотношением длительности зимы и лета, а количеством калорий солнечной энергии, которое оно получает за весь год. А так как годовое количество солнечной энергии одинаково для каждого полушария и не зависит от прецессии, то нет причин для противоположных изменений климата (температуры) в этих полушариях. Соответственно, нет причин и для наступления оледенений в одном полушарии и межледниковий – в другом.

Тем не менее, два десятилетия спустя орбитальная гипотеза Ж.Адемара была вновь востребована Дж. Кроллем в его «Теории вековых изменений земного климата» (Croll, 1875). Кроллю было известно приведённое выше мнение Гершеля и Гумбольдта, он понимал незначительность *прямого* воздействия орбитально обусловленных вариаций инсоляции на глобальный климат. Тем не менее, Кролль полагал, что эти вариации инсоляции могут вовлечь в действие физические агенты, которые приведут к глобальным изменениям климата, в частности, к оледенениям, несмотря на противофазные изменения связанных с прецессией зимней и летней инсоляции. (Кролль, как и Адемар, полагал, что оледенение будет в полушарии, характеризующемся наличием длительной холодной зимы).

Под физическими агентами Кролль подразумевал обратные связи, которые в цепочке «воздействующая причина – результат» взаимно усиливают друг друга. Таким образом, Дж. Кролль первым ввел в рассмотрение влияние *положительных обратных связей*, усиливающих климатическое

---

воздействие орбитально обусловленных вариаций инсоляции и трансформирующих указанные вариации в глобальные климатические изменения – оледенения и межледниковья. Кролль рассматривал в основном два механизма влияния на температуру положительных обратных связей: 1) изменения площади снежного и ледового покрова (альбедная связь) и 2) смещение экваториального течения Атлантики. Кролль впервые правильно описал механизм влияния вариаций наклона земной оси на глобальный климат. Однако он всё же не учитывал его в основной части своей теории, считая главным влияние прецессии.

По теории Кролля, оледенения на Земле происходили в периоды особенно больших значений эксцентриситета, когда прецессионные контрасты инсоляции в одном из полушарий особенно велики. В эти длительные промежутки времени попеременно, примерно через 10,5 тысяч лет (среднее время полупериода климатической прецессии), подвергалось оледенению каждое из полушарий, а именно то, в котором, в соответствии с прецессионными изменениями, день зимнего солнцестояния приходился на прохождение Земли афелия. В то же время в другом полушарии были, наоборот, межледниковые условия.

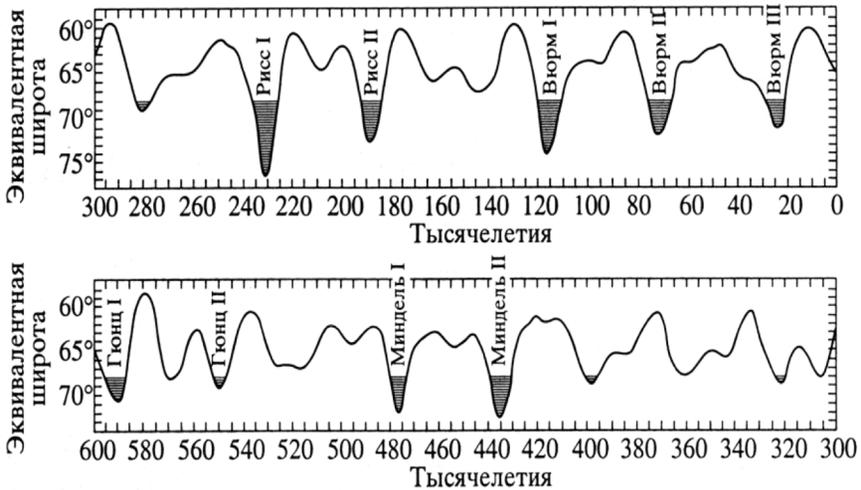
К концу XIX столетия были обнаружены противоречия теории Кролля эмпирическим данным. Это послужило основной причиной отказа от теории Кролля. К сожалению, и достижения Дж. Кролля были забыты. Наибольшее сожаление вызывает то, что не было оценено по достоинству главное, выдающееся достижение его теории – открытие положительных обратных связей в климатической системе.

М. Миланкович начал свои исследования на полвека позже Дж. Кролля. Его версия орбитальной теории палеоклимата отличалась от развитых ранее теорий Адемара, Кролля и др. математически строгими вычислениями орбитально обусловленных вариаций инсоляции на верхней границе атмосферы. В своих расчётах Миланкович пренебрёг прямым вкладом изменений эксцентриситета в инсоляционную кривую: основной количественный вклад в вариации инсоляции обеспечивался прецессией и изменениями угла наклона земной оси. Кроме этого, в отличие от Кролля, он считал, по совету метеоролога В.П. Кёппена (Миланкович, 1939; Имбри, Имбри, 1988), что оледенению в данном полушарии способствует не холодная длительная зима, а прохладное длительное лето.

Суть теории Миланковича (ТМ) заключается в том, что он придавал прямую палеоклиматическую значимость вычисленным им неполным (*для летнего* калорического полугодия и на 65°с.ш.) вариациям инсоляции. Например, наименьшие значения летней инсоляции на 65°с.ш. интерпретировались им как оледенения (рис. 3). Выделенные Миланковичем на его инсоляционной диаграмме четыре оледенения за последние 600 тысяч лет хорошо соотносились с распространённой тогда альпийской схемой Пенка и Брюкнера, в которой выделялись оледенения Вюрм, Рисс, Миндель и Гюнц, причём миндель-рисское межледниковье также было самым длительным. Данное обстоятельство поспособствовало широкому признанию

---

теории Миланковича. Однако, по мере развития науки, с получением новых эмпирических и расчётных данных, эта теория подвергалась всё большей критике, что в целом привело в 60 годах XX века к отказу от этой теории.



*Рисунок 3 – Вековой ход летних сумм радиации на 65° северной широты (инсоляционная диаграмма Миланковича). Затенёванные участки соответствуют оледенениям (по (Миланкович, 1939, Диаграмма II)). «Эквивалентная широта» – это та широта, которая в настоящее время получает столько же тепла, как и широта 65° с.ш. в рассматриваемое тысячелетие геологического прошлого.*

Резюмируя, можно сказать, что теория Миланковича оказала двойное влияние на развитие орбитальной теории палеоклимата. С одной стороны, это был шаг вперёд, связанный с использованием точных математических расчётов инсоляции. С другой стороны, развитие орбитальной теории было отброшено почти на столетие назад, во времена Адемара – ведь Миланкович не принял во внимание обоснованное заключение Гершеля и Гумбольдта: для объяснения глобальных колебаний климата он использовал вычисления полугодовой инсоляции, да ещё под одной широтой! Кроме того, используя линейный механизм климатического усиления, Миланкович придавал прямую палеоклиматическую значимость вычисленным им вариациям инсоляции. Вследствие этого для разработки теории ему оказалось не нужным в должной степени развивать дальше предложенные Кроллем механизмы обратных связей.

В 1976г. Хейс, Имбри и Шеклтон (Hays et al., 1976), путём анализа глубоководных палеоклиматических данных показали, что около 80% глобальной климатической изменчивости последних 500 тысяч лет связаны с орбитальными периодичностями. Очень важно то, что была показана не только близость выявленных главных периодичностей палеоклиматических записей орбитальным периодичностям – около 100, 41, 23 и 19 тысяч лет. (Палеоклиматическая запись – представленное в численной или гра-

фической форме изменение косвенных (проху) климатических характеристик во времени; например, изотопно-кислородная запись). Было получено и фазовое соответствие орбитальных сигналов и палеоклиматического отклика. Например, выделенная 40-тысячелетняя палеоклиматическая компонента отставала по фазе (как и должно быть, учитывая инерцию климатической системы) от соответствующего ей изменения инсоляции, связанного с колебаниями наклона земной оси. При этом уменьшение угла  $\epsilon$  соответствовало похолоданию на климатической кривой, что согласуется с механизмом глобального климатического влияния вариаций наклона земной оси, разработанным ещё Дж. Кроллем (Croll, 1875). Таким образом, исследование (Hays et al., 1976) не оставляло сомнений в правильности орбитальной гипотезы палеоклимата.

### **Противоречия и недостатки теории Миланковича**

Исследование Хейса и др. (Hays et al., 1976) показало, что более 50% климатических изменений характеризуются эксцентриситетной 100-тысячелетней периодичностью, которой нет в ТМ. Это повлекло за собой и изменение, в целом, дат оледенений, по сравнению с датами, рассчитанными Миланковичем. Таким образом, было выявлено первое существенное противоречие ТМ эмпирическим данным (получившее название «проблема 100-тысячелетнего периода»), за которым последовали и другие (Большаков, 2003а; Большаков, Капица, 2011). Выделим ещё три из них:

1. Около миллиона лет назад основная климатическая периодичность изменилась от 41 тысяч лет к 100 тысяч лет, что не согласуется с теорией Миланковича, поскольку характер вариаций орбитальных элементов не изменялся в это время (проблема «среднеплейстоценового перехода»).
2. Ледниковые события, согласно эмпирическим данным, попадают на минимумы эксцентриситета, тогда как в теории Миланковича они (самые глубокие минимумы на инсоляционной диаграмме) в основном приходятся на повышенные значения эксцентриситета.
3. Глобальные климатические изменения синхронны (в пределах тысячи лет) в обоих полушариях (по крайней мере, для максимума последнего оледенения и оптимума голоцена), тогда как соответствующие этим климатическим событиям экстремумы инсоляционных кривых, вычисленных Миланковичем для летнего калорического полугодия на  $65^\circ$  северной и южной широты, смещены не менее, чем на 5 тысяч лет. Это обусловлено противофазным влиянием прецессии в противоположных полушариях.

Для преодоления этих противоречий было сделано немало попыток «модернизировать» теорию Миланковича. Например, было предложено использовать месячную или даже суточную летнюю инсоляцию под  $65^\circ$ с.ш. вместо полугодовой инсоляции, использованной Миланковичем. Очевидно, что это даже худший вариант, поскольку прецессионный вклад

---

в среднемесячные, а тем более суточные вариации инсоляции, ещё выше, чем в полугодовые. Это выявило ещё одно противоречие между теорией Миланковича и эмпирическими данными – несоответствию между наибольшей амплитудой прецессионной гармоник инсоляционного воздействия (месячными или суточными вариациями летней инсоляции под  $65^{\circ}\text{с.ш.}$ ) и наименьшей амплитудой той же гармоник в климатических палеоданных (рис. 4).

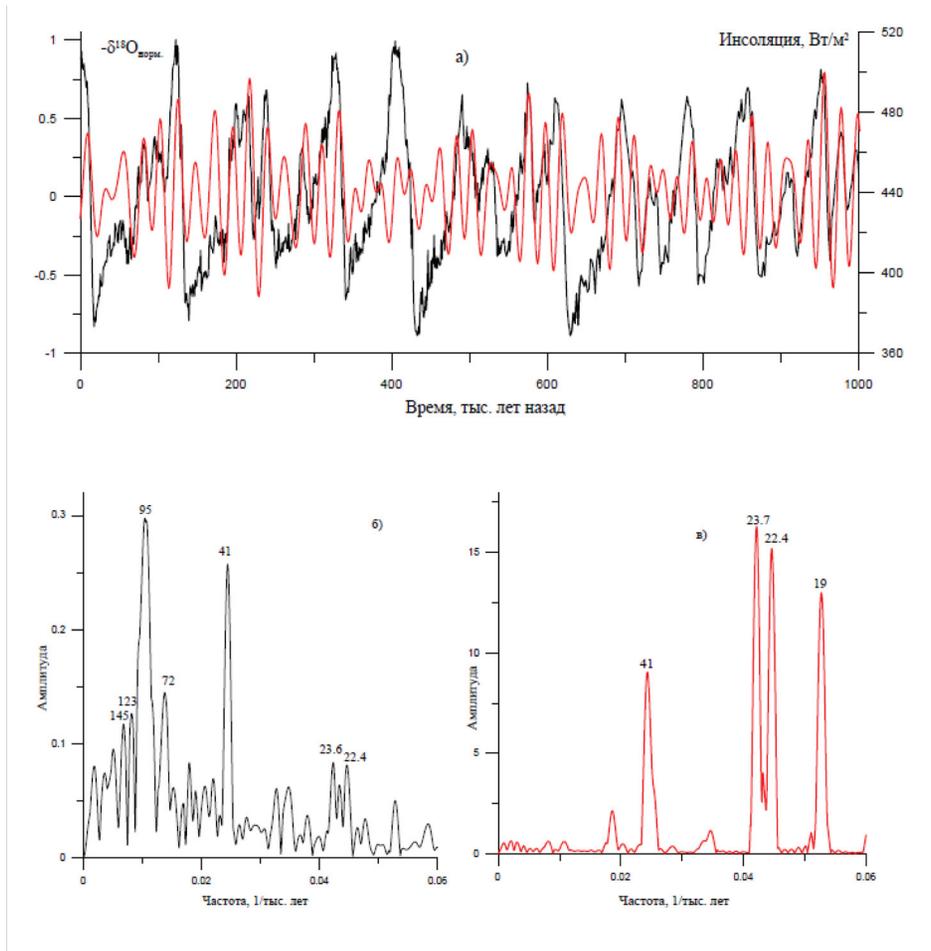


Рисунок 4 – Сопоставление изменений изотопно-кислородной (ИК) кривой LR04 (Lisiecki, Raymo, 2005) с изменениями июльской инсоляции под  $65^{\circ}\text{с.ш.}$  (Berger, Loutre, 1991): а) красная линия – изменения инсоляции, черная – нормированные изменения LR04, взятые со знаком «минус» для удобства сопоставления с кривой инсоляции; б) амплитудно-частотный спектр ИК кривой; в) амплитудно-частотный спектр инсоляционной кривой. Цифры на графиках – наиболее значимые гармоники ИК и инсоляционных вариаций.

Проведённый анализ ТМ (Большаков, 2003а) выявил её следующие основные недостатки.

1. Придание палеоклиматической значимости рассматриваемым индивидуально вариациями инсоляции, вычисленным для отдельных географических широт и полугодий. Это пренебрежение обоснованным мнением Гершеля и Гумбольдта о необходимости учёта реально действующей, полной годовой инсоляции, усугублённое приданием глобальной климатической значимости неполным вариациям инсоляции только для одной широты. При этом глобально палеоклиматически значимыми Миланкович считал изменения летней инсоляции на  $65^{\circ}\text{с.ш.}$ , однако математически строгого обоснования выбора именно лета и этой широты Северного полушария сделано не было. Также не было показано, почему можно пренебречь противофазными изменениями зимней инсоляции.

2. Отсутствие должного учёта обратных связей. Это проявляется прежде всего в том, что Миланкович (1939), предполагая линейный механизм климатического отклика на вариации инсоляции, напрямую сопоставлял изменения летней и зимней температуры для разных широт с вычисленными им вариациями летней и зимней инсоляции этих широт. В результате получалось, что, например, во время оледенений летняя температура средних и низких широт должна уменьшаться, а зимняя – увеличиваться, что, как теперь известно, не соответствует действительности.

3. Отсутствие учёта качественных различий инсоляционных сигналов, связанных с вариациями различных орбитальных элементов. В инсоляционной кривой Миланковича механически соединены качественно (структурно) различные инсоляционные сигналы отдельных орбитальных элементов (см. выше). Это делает неправомерным использование инсоляционного сигнала как единого целого при палеоклиматическом анализе и моделировании. Данное заключение представляется достаточно очевидным, исходя из того, что различные структурно сигналы будут по-разному воздействовать на климатическую систему, в частности, неодинаково реагировать на те или иные обратные связи (альбедную, связанную с парниковыми газами, аэрозолями и т.д.). Оно подтверждается и тем фактом, что в климатических колебаниях первой половины плейстоцена (2600-1300 тысяч лет назад) выделена практически только одна орбитальная периодичность, представляющая вариации наклона земной оси.

Исходя из перечисленных недостатков ТМ, был сделан вывод (Большаков, 2012), что инсоляционная диаграмма Миланковича, рассчитанная для летнего калорического полугодия под  $65^{\circ}\text{с.ш.}$ , не имеет глобальной палеоклиматической значимости и не может быть достаточной для современных палеоклиматических интерпретаций и моделирования. Здесь необходимо отметить критическое отношение к использованию неполной инсоляции в работе (Imbrie, 1982, p. 413): «У исследователей также была тенденция полагать, что они могут моделировать ответ системы, исходя из кривой радиации, представляющей входной сигнал для одной широты и сезона (Milankovitch, 1941; Kukla, 1968; Broecker and van Donk, 1970). Так как никто не может быть уверен, какая инсоляционная кривая, если она есть, была решающей, исследователи имеют широкие возможности выбрать ту кривую, которая согласуется с их данными. Понятно, что выте-

---

кающая из этого двусмысленность много сделала, чтобы подорвать доверие к обоснованности временных предсказаний. Начиная с 1976г., с приходом численных моделей, учитывающих влияние инсоляции для всех широт и сезонов, эта ситуация была значительно улучшена».

### **О новой концепции орбитальной теории палеоклимата**

Отмеченные недостатки теории Миланковича привели к необходимости создания новой концепции орбитальной теории палеоклимата. Она была сформулирована следующим образом (Большаков, 2003а).

Глобальные колебания климата, характеризующиеся периодичностями в десятки-сотни тысяч лет, определяются вариациями поступающей солнечной радиации, вызванными изменениями орбитальных элементов Земли. Климатическая значимость вариаций каждого орбитального элемента определяется: а) спецификой изменения полной годовой, с учетом внутригодовой изменчивости (летней и зимней, или для всех месяцев года) и глобальной (для всех широт Земли) инсоляции; б) земными обратными связями, избирательно (специфически) преобразующими соответствующие инсоляционные сигналы. Степень и характер воздействия обратных связей, в конечном итоге и трансформирующих орбитальные инсоляционные сигналы в глобальные климатические колебания, зависят от глобального палеогеографического (распределение по поверхности планеты материков и океанов) и палеоклиматического (термозеры и гляциозеры) состояния Земли.

Таким образом, новая концепция имеет следующие четыре существенных отличия от теории Миланковича.

1. Учет реально действующих, полных годовых и для всей поверхности Земли, вариаций инсоляции, в отличие от полугодовых, среднемесячных, или даже суточных, вариаций инсоляции под 65°с.ш. в ТМ и ее последователей. Иными словами, в новой концепции предлагается обязательно учитывать различия временной и пространственной структуры инсоляционных сигналов, обусловленных вариациями всех трех орбитальных элементов.

2. В отличие от ТМ, согласно которой климатические, в частности температурные, изменения определяются в основном (а для умеренных и низких широт просто подобны) вычисленным специфическим вариациям инсоляции, в новой концепции не меньшая роль отводится земным обратным связям, благодаря которым происходит преобразование и усиление климатического воздействия слабых инсоляционных сигналов.

3. Перечисленные в первых двух пунктах особенности новой концепции приводят к выводу о возможности непосредственного климатического воздействия вариаций инсоляции, связанных со всеми тремя орбитальными элементами, а не только с прецессией и наклоном земной оси, как в теории Миланковича и его последователей. Это позволяет предложить простое решение известной проблемы 100-тысячелетнего периода.

4. В новой концепции говорится о зависимости от глобального климатического состояния планеты степени и характера влияния земных обрат-

ных связей на силу климатического воздействия орбитально обусловленных вариаций инсоляции. Отсюда вытекают логичные представления о специфике климатических колебаний, характеризующихся орбитальными периодичностями, в течение термо- и гляциоэр фанерозоя, не всегда правильно интерпретируемые палеоклиматологами (Большаков, 2003б). С этих же позиций предложено объяснение СПП (Большаков, 2001, 2003а; Bol'shakov, Kuzmin, 2014). Поскольку характер орбитальных вариаций в плейстоцене оставался одним и тем же, смена основной периодичности климатических колебаний объясняется изменением отклика климатической системы на орбитальное воздействие, вызванным переходом планеты в целом в новое климатическое состояние, характеризующееся увеличением глобального объема льда и понижением температуры (см. ниже).

### **Построение орбитально-климатической диаграммы (ОКД)**

Итак, для создания корректной теории палеоклимата необходимо учитывать полные годовые и глобальные изменения инсоляции (с учетом внутригодовой изменчивости и для всех широт) и все воздействующие на них обратные связи в климатической системе Земли. В настоящее время эта задача не представляется полностью разрешимой, по крайней мере, по двум причинам:

- недостаточное знание механизмов обратных связей, самыми сложными из которых считаются влияние облачности и аэрозолей;
- огромный ресурс компьютерного времени, требуемый для таких расчётов.

Тем не менее, исходя из положений новой концепции и эмпирических данных о влиянии вариаций орбитальных элементов на климат, был предложен (Большаков, 2000) простой способ построения палеоклиматической диаграммы, которая названа ОКД. ОКД представляет условную относительную вероятность  $\Delta P$  осуществления оледенений (для отрицательных  $\Delta P$ ) и межледниковий (для положительных  $\Delta P$ ) за последний миллион лет. Такая диаграмма была построена как сумма центрированных (т.е. вычисленных относительно среднего значения) вариаций орбитальных элементов, умноженных на так называемые коэффициенты климатической значимости (ККЗ). ККЗ находились путем подбора так, чтобы получаемая ОКД в наибольшей степени соответствовала палеоклиматическим изотопно-кислородным кривым (рис. 5а и 5б). Наиболее подходящими оказались ККЗ, равные 1, 0,7 и -0,55 соответственно для вариаций эксцентриситета, наклона земной оси и прецессии. Соотношение абсолютных значений ККЗ указывает на то, что наибольший вклад в ОКД и, соответственно, в климатические изменения вносят вариации эксцентриситета, наименьший – прецессионные вариации, что соответствует эмпирическим данным (см. рис. 4б).

Здесь необходимо остановиться на двух особенностях построения

---

ОКД. Первая – это учёт равноправного, наряду с двумя другими орбитальными элементами, непосредственного воздействия на глобальный климат вариаций эксцентриситета. Использование неполных вариаций инсоляции Миланковичем и его последователями автоматически приводило к пренебрежению прямыми эксцентриситетными вариациями инсоляции: «Однако, прямое влияние эксцентриситета на глобальный энергетический баланс Земли очень мало» (Ganopolski, Calov, 2011, p. 1415). Поэтому преобладание эксцентриситетной периодичности в палеоклиматических записях плейстоцена объяснялось разными экзотическими гипотезами. Например, в работе (Hays et al., 1976) предполагалось, что эксцентриситетный инсоляционный сигнал усиливался «нелинейно», а сигналы двух других орбитальных элементов усиливались «линейно».

Однако, новая концепция ОТП, предполагающая необходимость рассмотрения полных вариаций инсоляции, приводит к принципиально иному рассмотрению данной проблемы. Согласно перечисленным выше структурным особенностям инсоляционных сигналов трёх орбитальных элементов, единственным, изменяющим годовую инсоляцию всей Земли (которая и должна рассматриваться при анализе глобальных колебаний климата), является эксцентриситетный сигнал. Полные годовые и глобальные вариации инсоляции двух других элементов равны нулю. С этих логичных, как представляется, позиций «нелинейно» должны усиливаться, наоборот, нулевые сигналы этих двух орбитальных элементов, чтобы быть выраженными в глобальных палеоклиматических записях. Таким образом, действительная значимость вариаций орбитальных элементов будет в значительной мере определяться специфическими обратными связями, усиливающими воздействие того или иного орбитального инсоляционного воздействия.

Как уже отмечалось выше, точный расчёт обратных связей представляет сложную проблему. Поэтому упрощенный учёт обратных связей – на качественном уровне – является второй особенностью построения ОКД. Дж. Кролль первым указал на возможность климатического воздействия нулевых («скомпенсированных», как он писал) орбитальных инсоляционных сигналов. Наиболее наглядно это можно продемонстрировать на примере объяснения механизма глобального климатического влияния вариаций наклона земной оси. Для решения этого вопроса необходимо использовать введенный Кроллем альбедный механизм положительной обратной связи, усиливающий орбитально обусловленные вариации инсоляции.

Достаточно очевидно, что наибольшее изменение альбеда земной поверхности обусловлено вариациями площади снежного и ледового покрова более холодных и заснеженных высоких широт обоих полушарий. Поскольку в низких широтах такой же сильной обратной связи нет из-за отсутствия столь же обширного динамично изменяющегося снежного и ледового покрова, то глобальные колебания климата, связанные с колебаниями наклона земной оси, будут в основном определяться вариациями инсоляции высоких широт.

---

Легко представить работу такого механизма. Допустим, угол  $\epsilon$  уменьшается, вследствие чего уменьшается годовая инсоляция высоких широт. Уменьшение годовой инсоляции вызывает понижение среднегодовой температуры, что приводит к увеличению площади снежного и ледового покрова в этих широтах, т.е. к увеличению альбедо. Последнее вызывает, за счет положительной альбедной обратной связи, дополнительное понижение температуры и дальнейшее расширение площади снега и льда. Процесс похолодания в высоких широтах обоих полушарий будет продолжаться, ежегодно усиливаясь в связи с направленным понижением годовой инсоляции, в течение полупериода (примерно 20,5 тысяч лет) вариаций наклона земной оси. Разумеется, описанный процесс похолодания будет распространяться посредством циркуляции атмосферы и гидросферы и на низкие широты. После этого угол  $\epsilon$  начнет возрастать, вызывая увеличение инсоляции высоких широт, и механизм обратной связи будет теперь работать на потепление по следующей цепочке: увеличение инсоляции  $\rightarrow$  повышение температуры  $\rightarrow$  уменьшение площади снега и льда (таяние)  $\rightarrow$  уменьшение альбедо  $\rightarrow$  повышение температуры и т.д.

Однако столь же прозрачный механизм прямого климатического влияния вариаций инсоляции, приводящего к глобальному похолоданию или потеплению, для прецессионных изменений инсоляции придумать сложно. Как уже говорилось, во-первых, прецессионные изменения инсоляции противофазны для разных полушарий. Во-вторых, и это главное, прецессия не изменяет полного годового количества солнечной энергии, приходящей к каждой широте Земли, поскольку увеличение летней инсоляции компенсируется точно таким же уменьшением зимней, и наоборот. Как такой скомпенсированный (по сути – нулевой для каждой широты) инсоляционный сигнал будет усиливаться какой-либо положительной обратной, например, той же альбедной, связью – вопрос не тривиальный.

Его рассмотрение с чисто качественных позиций привело к следующему предположению (Большаков, 2003а). В Северном, континентальном полушарии, развитию оледенения должны способствовать условия, характеризующиеся длительным прохладным летом и мягкой короткой зимой. Такие малоконтрастные климатические условия ассоциируются с морским типом климата, более благоприятствующим развитию оледенения, нежели более сухой континентальный климат. При этом существующие одновременно в Южном полушарии условия с длительной холодной зимой и жарким коротким летом могут способствовать похолоданию этого океанического полушария (более подробно см. (Большаков, 2010)). Иными словами, учет физико-географических различий противоположных полушарий может сгладить проблему противофазного климатического влияния прецессии в этих полушариях. В таком случае ОКД можно считать эталонным глобальных колебаний климата последнего миллиона лет. Итак, при построении ОКД предполагалось, что уменьшение эксцентриситета орбиты и угла наклона земной оси к перпендикуляру к плоскости эклиптики приводят к глобальному похолоданию. Также был принят опи-

---

санный сейчас механизм глобального климатического влияния прецессии (поэтому у ККЗ прецессии стоит знак «минус»).

Вначале ОКД была построена для последнего миллиона лет (Большаков, 2000, 2003а), затем было показано, что 100-тысячелетние циклы имеют место в более широком интервале времени – около 1240 тысяч лет (Большаков, 2013б, 2014). На рис. 5 ОКД продолжена до 1500 тысяч лет назад для сравнения с изотопно-кислородной (ИК) записью LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005). ИК запись LR04 представляет собой составную, глобально осредненную по 57 глубоководным колонкам палеоклиматическую запись по бентосным фораминиферам для интервала времени от современности до 5,3 млн. лет назад.

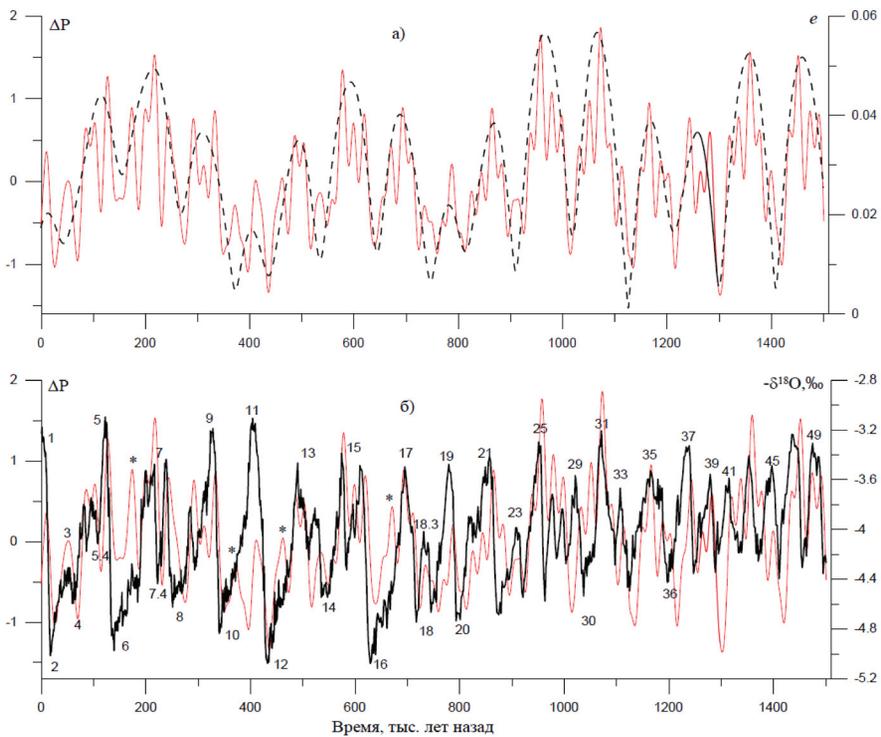


Рисунок 5 – Сравнение орбитально-климатической диаграммы (ОКД, тонкая красная линия): с вариациями эксцентриситета  $e$  (Berger, Loutre, 1991), рисунок 5а, штриховая линия) и ИК кривой LR04 (Lisiecki, Raymo, 2005) рисунок 5б, черная сплошная линия;).  $\Delta P$  – условная относительная вероятность потеплений (межледниковий) или похолоданий (оледенений), соответственно для положительных и отрицательных значений  $\Delta P$ . На рисунке 5б цифрами показаны традиционно используемые морские изотопные стадии (МИС) и подстадии ИК-шкалы. Обратим внимание на то, что изменения  $\delta^{18}O$  умножены на (-1) для удобства сравнения с ОКД, поэтому графические «максимумы» или «минимумы» ИК записи LR04, о которых говорится в тексте, реально отвечают соответственно пониженным или повышенным, положительным значениям  $\delta^{18}O$  для бентосных фораминифер. Другие пояснения см. в тексте.

Вариации тяжелого изотопа кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  отражают колебания глобального объема льда и глубоководной температуры: увеличение  $\delta^{18}\text{O}$  (на рисунке 5б – минимумы ИК кривой) указывает на увеличение глобального объема льда и уменьшение температуры (похолодание), уменьшение  $\delta^{18}\text{O}$  (максимумы на рис. 5) – на потепление. Наиболее выраженные максимумы и минимумы трактуются как межледниковья и оледенения и называются морскими изотопными стадиями (МИС). Межледниковым стадиям присвоены нечётные номера, ледниковым – чётные (рис. 5б).

### Некоторые результаты сопоставления ОКД и LR04

Сравнение рис. 5а и 5б показывает, что продемонстрированное в работе (Haas et al., 1976) для последних 500 тысяч лет совпадение оледенений на ИК-кривой с минимумами эксцентриситета можно распространить до 1200 тысяч лет. В этом интервале времени ОКД неплохо согласуется с LR04. Наиболее хорошо это сходство проявляется и по хронологии, и по форме кривых для стадий 1 – 5, 7 (с глубоким минимумом в середине стадии – подстадия 7.4), 13 – 15, 17 – 21. Особо отметим, что соответствующий МИС 19 максимум диаграммы приходится на интервал времени 770–790 тысяч лет. Это соответствует новой оценке возраста палеомагнитной инверсии Матуяма–Брюнес – около 780 тысяч лет (Spell, McDougall, 1992; Cande, Kent, 1995), которая приходится примерно на середину МИС 19 (deMenocal et al., 1990; Schneider et al., 1992; Bassinot et al., 1994; Tauxe et al., 1996; Большаков, 1999).

ОКД логично опережает по времени ИК-запись изменения глобального объема льда и температуры, отражая инерцию ответа климатической системы на орбитальное (инсоляционное) воздействие. Эта инерционная задержка для наиболее надежно определенных временных реперов позднего неоплейстоцена оценивается в 5-6 тысяч лет, что позволяет хронометрировать ИК-записи путем временного сопоставления наиболее характерных экстремумов (максимумов потепления или похолодания) ИК-записей и ОКД (Большаков, 2003в; Большаков и др., 2005). Таким образом, ОКД гораздо лучше сопоставляется с ИК записью LR04, нежели кривые неполной инсоляции (Большаков, 2012; рис. 4а и рис. 5б).

Отметим частные соответствия ОКД и LR04, связанные с максимумами МИС 3, МИС 18.3, МИС 23. Эти три потепления на ИК-кривой имеют общие особенности. Они приходятся на минимальные значения эксцентриситета, однако отражают межстадиальные потепления внутри оледенений. Следовательно, эти потепления связаны с совокупным однонаправленным изменением двух орбитальных параметров – прецессии и угла наклона земной оси, которое, в соответствии с вызываемыми ими изменениями инсоляции, должно приводить к потеплению (см. рис 2 б, в; рис. 4а). Отметим здесь и случаи также логичного, но противоположного, вызывающего похолодание при максимуме е инсоляционного климатического воздействия вариаций угла  $\epsilon$  и прецессии. Например, подстадии 5.4 и 7.4 отражают наиболее существенные похолодания внутри межлед-

никовых МИС 5 и МИС 7 (рис. 5б). Они приходятся на максимумы эксцентриситета, но обусловлены приводящими к похолоданию изменениями параметров прецессии и угла  $\varepsilon$ , хорошо отраженными на ОКД.

Тем не менее, есть и несоответствия, которые вполне ожидаемы при столь простом способе построения диаграммы палеоклиматических изменений (более подробно см. (Большаков, 2014)). Остановимся на несоответствиях, отмеченных звездочкой на рис. 5б. Они представляют практически не отраженные в ИК-записи, но тем не менее значительные максимумы ОКД, которые приходятся на понижения или даже минимумы  $e$ . Из этого следует, что максимумы ОКД связаны с совокупным однонаправленным увеличением двух других орбитальных параметров – прецессии и угла наклона земной оси, которое должно приводить к потеплению. Однако в отмеченных конкретных случаях указанные орбитальные воздействия, по-видимому, не влияют должным образом на климатические изменения, так как не проявляются в значительном потеплении (уменьшении объема льда) на ИК кривой. Данный факт следует отметить особо, поскольку он касается важной проблемы установления механизмов отклика климатической системы на орбитальное инсоляционное воздействие. Вероятно, рассматриваемая ситуация связана с особенностями процессов трансформации инсоляционного сигнала в самой климатической системе, так как есть случаи, рассмотренные нами выше, когда аналогичный сигнал, наоборот, отражается потеплением на ИК кривой.

Таким образом, возвращаясь к отмеченным звездочкой на рис. 5б максимумам ОКД, можно констатировать, что за последний миллион лет климатическое воздействие вариаций инсоляции, обусловленных прецессией и наклоном земной оси, не всегда адекватно, в соответствии с общепринятыми механизмами их климатического влияния, отражалось в палеоклиматической записи.

В целом же эксцентриситетные 100-тысячелетние циклы ОКД хорошо согласуются с аналогичными циклами ИК-записи последних 1240 тысяч лет, до максимума МИС 37, как видно на рис. 5б. Далее ИК запись представлена меньшими, но более однородными по амплитуде, относительно равномерными и более короткопериодными колебаниями, которые затруднительно объединить в 100-тысячелетние циклы. Таким образом, изменение ритмики оледенений, или среднеплейстоценовый переход (СПП, смена 41-тысячелетней цикличности, связанной с вариациями наклона земной оси, на эксцентриситетную 100-тысячелетнюю) совпадает с максимумом МИС 37 и соответствует 1,240 млн. лет по хронологии LR04 и 1,239 млн. лет по хронологии ОКД, с учетом задержки в 5 тысяч лет (Большаков, 2013б, 2014).

Это явление сопровождалось увеличением среднего объема льда на планете, бóльшим размахом колебаний уровня Мирового океана, глобального объема льда и глобальной температуры в циклах оледенение–межледниковье, что не могло не отразиться на многих геофизических параметрах Земли. Несмотря на столь значительную, связанную с СПП перестройку природной среды, согласованного мнения о причинах и механизме этого явления до сих пор нет.

### О механизме СПП

Проблема СПП заключается в основном в том, что смена ритмики оледенений произошла, несмотря на то, что орбитально обусловленные вариации инсоляции, с которыми, в основном, связывают глобальные колебания климата в плейстоцене, не изменяли своего характера в течение всего четвертичного периода (последние 2,6 млн. лет).

Одной из попыток объяснения СПП можно рассматривать, например, работу (Berger et al., 1999). Авторы предлагают модель изменения объёма льда на планете за последние 3 миллиона лет. В этой модели рассматривается два внешних фактора, воздействующих на климатическую систему Земли: линейное уменьшение концентрации  $\text{CO}_2$  в течение трёх миллионов лет и вариации инсоляции июля на  $65^\circ\text{с.ш.}$  По мысли авторов, уменьшение концентрации  $\text{CO}_2$  вызывает постепенное глобальное понижение температуры и рост глобального объёма льда. По мере роста объёма льда климатическая система будет по-разному реагировать на инсоляционный сигнал. В интервале времени 3-1 млн. лет назад, когда объём ледников был невелик, будет действовать механизм Миланковича, согласно которому оледенения наступают тогда, когда летняя (в данном случае июльская) инсоляция достигает минимума. Авторы работы (Berger et al., 1999, fig. 1, б) полагают, что такой механизм позволяет лучше всего проявляться 41-тысячелетнему воздействию вариаций наклона земной оси, хотя в изменениях месячной инсоляции, как это видно и из приведённого выше рис. 4, очевидно преобладание влияния прецессии.

Иной механизм воздействия инсоляции на климат во временном интервале 1-0 млн. лет назад, когда из-за уменьшения  $\text{CO}_2$  и понижения температуры глобальный объём льда увеличился. Авторы считают, что при этом оледенения начинают длиться дольше, чем межледниковья. Далее они пишут: «В этом ледниковом мире осуществление межледниковий требует очень большой летней инсоляции высоких широт, т.е. совпадения высокого эксцентриситета, большого угла наклона земной оси и лета Северного полушария в перигелии... Поскольку эксцентриситет достигает максимума примерно каждые 100 тысяч лет, межледниковья происходят каждые 100 тысяч лет. Это особенно ясно для последних 0.8 млн. лет: в нашей модели полное, или почти полное таяние ледников Северного полушария происходит, только когда июльская инсоляция для  $65^\circ\text{с.ш.}$  превышает  $460 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ , что также относится к временам высокого эксцентриситета» (Berger et al., 1999, p.8).

Помимо отсутствия обоснования линейного уменьшения концентрации  $\text{CO}_2$  и неубедительного объяснения преобладания 41-тысячелетней периодичности оледенений в интервале времени 3-1 млн. лет назад, в работе (Berger et al., 1999) есть 4 существенных недостатка в обосновании смены 41-тысячелетней периодичности оледенений 100-тысячелетней периодичностью, т.е. в установлении механизма СПП. Первый заключается в том, что для последнего миллиона лет объясняется наступление не оледенений, а межледниковий. Эта задача искусственна, поскольку она искажает дей-

---

ствительное положение дел: изменения климата кайнозоя и, в частности, плейстоцена, заключались именно в похолодании и в постепенном увеличении объёма льда. И на рубеже 1 млн. лет назад, в процессе СПП, похолодание продолжалось, но мир этого времени нельзя назвать «ледниковым». Это следует хотя бы из того, что три четверти планеты занимал Океан, в основном, свободный ото льда. Необходимо помнить и то, что большая часть суши даже во время максимального распространения оледенений на территории Европы и Северной Америки (от высоких широт до 50 и 40 градусов северной широты соответственно) в плейстоцене также была свободна ото льда. Так что исходное, базовое состояние «плейстоценового мира» всё же межледниковье, а не оледенение.

Поэтому надо объяснять наступление не межледниковий, а оледенений, что, кстати, и делали основатели орбитальной теории на разных стадиях её развития, в том числе М. Миланкович. На мой взгляд, то, что межледниковье является исходным состоянием, отражено и в несимметричной пилообразной форме ИК кривых последнего миллиона лет, согласно которым переход к оледенению происходит обычно медленнее, труднее, чем возвращение к межледниковью. Такая динамика изменений логично связывается с тем, что выход из более устойчивого состояния в менее устойчивое состояние требует больших энергетических затрат, нежели возвращение назад в более устойчивое состояние.

Второй недостаток видится в следующем. В периоды максимальных значений эксцентриситета имеют место не только максимальные, но и минимальные значения месячной инсоляции, следующие за максимальными через ~ 11 тысяч лет (см. рис. 4а). Это происходит из-за решающего вклада в месячную инсоляцию прецессионной компоненты, которая модулируется эксцентриситетом. Исходя из этого факта, необходимо объяснить, почему значительные увеличения инсоляции приводят к таянию, уменьшению объёма льда, а следующие прямо за ними тоже значительные уменьшения инсоляции не вызывают возвращения к оледенению. Авторы (Berger et al., 1999) это почему-то не рассматривают. Тогда остается неясным – а что же приводит к оледенению? Если следовать логике авторов, это должно быть значительное уменьшение июльской инсоляции. Однако, поскольку оледенения приходились, как известно, на минимумы эксцентриситета, соответствующие минимумы инсоляции, как правило, будут менее глубокими, чем те, которые приходятся на максимумы  $e$  (рис. 4а). Очевидное противоречие здесь заключается в том, что к межледниковью приводят условия с максимальным в 100-тысячелетнем цикле значением инсоляции, а к оледенению – условия с наименее (а не наиболее) глубоким минимумом инсоляции.

Третий недостаток заключается в том, что авторы работы (Berger et al., 1999), по-видимому, забыли о главной, 400-тысячелетней периодичности изменений  $e$ , которая определяет, в частности, изменения амплитуды вариаций эксцентриситета в 100-тысячелетнем цикле (рис. 5а). Поэтому максимальные значения инсоляции, соответствующие некоторым максимумам  $e$ , могут быть меньше (или равны) максимумов инсоляции, прихо-

дящихся на некоторые минимумы эксцентриситета. Примером могут быть изменения инсоляции, приходящиеся на интервалы времени непосредственно до и сразу после 400 тысяч лет назад (рис. 4а). Изменения инсоляции незначительны и примерно подобны в этих интервалах времени, однако более раннему интервалу соответствует на ИК шкале самое значительное за последний миллион лет потепление, отражающее известную «проблему МИС 11» (Большаков, 2010). А практически таким же колебаниям инсоляции, происходящим сразу после 400 тысяч лет назад, соответствует оледенение МИС 10 (см. рис. 4а, 5б). Отсюда сразу следует, что не колебания месячной инсоляции являются причиной 100-тысячелетнего цикла.

Помимо этого, наличие главного цикла  $e$ , 400-тысячелетнего, должно приводить, согласно механизму авторов (Berger et al., 1999), к проявлению в палеоклиматических записях последнего миллиона лет, наряду с 100-тысячелетней, и 400-тысячелетней периодичности. Однако, как известно (Большаков, 2003б, 2015; Imbrie et al., 1993), 400-тысячелетняя цикличность климатических изменений в плейстоцене отсутствует.

Четвертый, решающий недостаток модели заключается в том, что она использует входной сигнал, не отражающий всю реально воздействующую на климатическую систему инсоляцию, а только её часть – инсоляцию июля на  $65^{\circ}\text{с.ш.}$  Это следует и из приведенной выше цитаты, и из рис. 6 статьи (Berger et al., 1999), на котором результаты моделирования сопоставляются с инсоляцией июля на  $65^{\circ}\text{с.ш.}$  Очевидно, что если входной сигнал неадекватен действительности, то трудно ожидать адекватных, реальных результатов от используемой модели. Видимо, авторы понимают это, поскольку декларируют необходимость использования вариаций полной годовой и для всех широт инсоляции, см. статьи (Berger et al., 1998; Loutre et al., 2004).

Обратимся к механизму СПП, изложенному в публикациях (Большаков, 2001, 2003а, Bol'shakov, Kuzmin, 2014). Согласно этим работам, среднеплейстоценовый переход может быть связан с механизмом, напоминающим механизм параметрического резонанса. Возможность резонанса, или автоколебаний в климатической системе и, следовательно, наличие у этой системы собственных частот допускается рядом авторов, например, (Сергин, Сергин, 1969, 1978; Hagelberg et al., 1991; Ashkenazy, Tziperman, 2004 и др.). В соответствии с этим механизмом, изменения внешних условий вызывают изменения параметров системы и ее резонансных частот (периодов). Под изменением внешних условий подразумевается направленное похолодание в интервале времени от 3 до 1 млн. лет назад, которое началось еще в эоцене. Это должно было привести к изменению объема ледников высоких широт и, следовательно, к изменению их инерционности и периода собственных колебаний. Возможный механизм изменения цикличности климатических осцилляций на рубеже 1 млн. лет назад может быть представлен следующим образом.

До одного миллиона лет назад объем льда не был достаточно велик, а температура поверхности планеты не была достаточно низка, чтобы обе-

---

спечить разрастание ледников до размеров, сравнимых с размерами ледниковых щитов второй половины плейстоцена. В этом случае изменение объема ледников, сосредоточенных в основном в высоких широтах, управлялось относительно короткопериодным воздействием вариаций наклона земной оси, в соответствии с обнаруженной эмпирически 41-тысячелетней периодичностью этих изменений. Напомню, что климатическое воздействие вариаций наклона земной оси наиболее эффективно как раз в высоких широтах (Croll, 1875; Миланкович, 1939; Большаков, 2003а). Основываясь на полученных данных, логично предположить, что такова же была и периодичность собственных (резонансных) ледниковых осцилляций в это время. Длиннопериодное воздействие эксцентриситетных вариаций инсоляции и определяемые ими осцилляции глобальной температуры оказывались слишком слабыми, чтобы вызвать дальнейшее разрастание ледниковых щитов. С течением времени, при нарастании глобального похолодания, увеличивались и объём, и площадь ледников.

Вероятно, около 1,2 миллиона лет назад, температура поверхности планеты и масса ледников в высоких широтах стали критическими по отношению к влиянию изменений инсоляции, вызванных 100-тысячелетними вариациями эксцентриситета. В этом случае, с одной стороны, «эксцентриситетное» понижение температуры оказывалось уже достаточным для предотвращения таяния распространяющихся от высоких широт ледников в более низких широтах. С другой стороны, с увеличением массы и площади ледников увеличились и положительные обратные связи за счет альбедо и содержания в атмосфере парниковых газов, которые, в свою очередь, усиливали распространение оледенения. Естественно, также повысилась и постоянная времени (резонансный период) собственных ледниковых осцилляций, заключающихся в разрастании и распаде ледников. Видимо, совокупное действие этих трех факторов и определило новую ритмику оледенений последнего миллиона лет.

Таким образом, динамика развития глобальных оледенений в последние три миллиона лет определяется в основном совместным воздействием вариаций эксцентриситета и наклона земной оси, усиленных влиянием положительных обратных связей, на фоне глобального понижения температуры. Осознавая некую гипотетичность предложенного резонансного механизма, тем не менее, в его поддержку приведу следующие доводы. Во-первых, это хорошая выраженность 100-тысячелетних эксцентриситетных циклов в записи LR04, подобная аналогичным циклам, отражённым в орбитально-климатической диаграмме (Большаков, 2013; 2014, см. также рис. 5). То обстоятельство, что главные минимумы и максимумы ОКД в 100-тысячелетнем цикле хорошо соответствуют, с некоторым опережением по времени, аналогичным минимумам и максимумам бентосной кривой LR04, подтверждает механизм прямого климатического воздействия вариаций эксцентриситета в последние 1240 тысяч лет. Напомню, что основной вклад в ОКД дают вариации эксцентриситета, а возможность непосредственного, прямого влияния на климат вариаций эксцентриситетной инсоляции следует из новой концепции (Большаков, 2003а, 2014) ОТП и подтверждается совпадением минимумов  $e$  с оледенениями – см. рис. 5.

Во-вторых, резонансный механизм предполагает избирательность: резонансно усиливаются только те сигналы, периоды которых близки характерным периодам собственных колебаний в климатической системе. В данном случае эта избирательность проявляется в том, что в последний миллион лет резонансно усиливается именно 100-тысячелетний, но не 400-тысячелетний, эксцентриситетный сигнал. Основываясь на этом предположении, предложен способ усовершенствования ОКД (Большаков, Прудковский, 2013), из которой был исключен вклад 400-тысячелетней эксцентриситетной составляющей. Полученная новая орбитально-климатическая диаграмма еще лучше соответствует ИК-записи LR04 – коэффициент корреляции, при учете задержки климатического отклика на 6 тысяч лет, увеличился с 0,57 до 0,74. Данное обстоятельство может также служить подтверждением предложенного резонансного механизма.

В-третьих, согласно предложенной схеме, дальнейшее увеличение площади распространения ледников приведет не только к увеличению их объема, но и к увеличению периода собственных ледниковых осцилляций. Поэтому при дальнейшем разрастании кайнозойского оледенения следует ожидать климатического проявления более длительного эксцентриситетного цикла, 400-тысячелетнего, который не проявлялся в течение последних 3 млн лет (Imbrie et al., 1993; Lisiecki, 2010; Большаков, 2015). Именно такая возможность подтверждается опубликованными данными (Heckel, 1986; Veevers, Powell, 1987), согласно которым в течение максимальной фазы пермо-карбонового оледенения проявлялась 400-тысячелетняя климатическая цикличность, выражавшаяся в колебаниях уровня океана. Как известно, пермо-карбоновое оледенение Гондваны отличалось большими, по сравнению с плейстоценовым, размерами – граница его распространения доходила до 30° южной широты (Veevers, Powell, 1987).

Помимо этого, резонансному механизму логично соответствует наблюдаемая эмпирически прямая зависимость между амплитудой климатических колебаний и их периодичностью в плейстоцене. Значит, приведённые выше данные можно считать подтверждающими предложенный резонансный механизм связи между колебаниями инсоляции, обусловленными вариациями угла наклона земной оси и эксцентриситета, изменениями объема ледниковых щитов и ритмики их разрастания и убывания.

Отчётливо выраженная как в ОКД, так и в ИК-записи LR04 столетняя эксцентриситетная цикличность предполагает закономерное наступление следующего оледенения при условии сохранения глобальной палеоклиматической обстановки последнего миллиона лет. Последнее означает, в частности, сохранение среднего глобального объёма льда, так как если он растает вследствие антропогенного воздействия, то исчезнет самая сильная обратная связь – альбедная. Увеличение же объёма льда может привести, в согласии с резонансным механизмом, к проявлению 400-тысячелетней ледниковой цикличности.

Итак, при сохранении природного климатического тренда, время последующего оледенения может быть определено посредством продолжения ОКД на 100 тысяч лет в будущее. Такая процедура была выполнена

---

(Большаков, 2003а) и получено, что в будущем следует ожидать две фазы оледенения, экстремумы которого наступят через 20-21 тысяч и 59-60 тысяч лет (рис. 6). Полученный результат противоречит заключению работы (Berger et al., 2003), согласно которой оледенения не должно быть в предстоящие 100 тысяч лет из-за низкого значения эксцентриситета, обусловленного его 400-тысячелетней цикличностью.

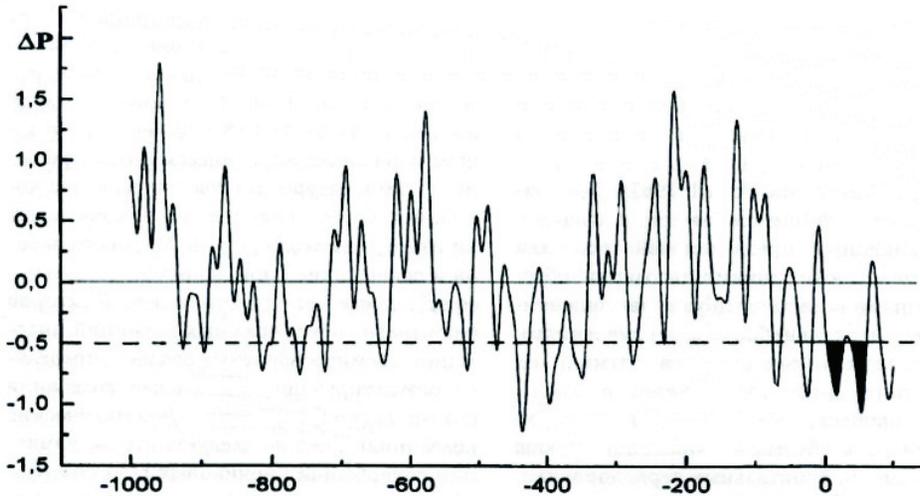


Рисунок 6 – Продолжение ОКД с коэффициентами климатической значимости 1:0,7:0,55 на 100 тысяч лет в будущее. Затенённые участки – фазы прогнозируемого оледенения, экстремумы которого на ОКД приходятся на 15 тысяч и 54 тысяч лет (с учетом климатической задержки – 20-21 тысяч и 59-60 тысяч лет вперёд). По оси абсцисс – время в тысячах лет. При построении диаграммы использованы результаты вычислений из работы (Berger, Loutre, 1991). Данные вычислений любезно предоставлены автору M.F. Loutre.

Однако, похожая ситуация, с пониженным значением  $e$ , имела место 400 тысяч лет назад, но оледенение МИС 10 (рис. 5б), в соответствии с сотысячелетней цикличностью эксцентриситета, имело место. Если проводить полную аналогию сравнения ОКД и LR04 в интервале предстоящих 100 тысяч лет (рис. 6) с интервалом времени 430-330 тысяч лет назад на рис. 5б, можно допустить отсутствие будущей фазы оледенения около 20 тысяч лет. Это можно обосновать невыраженностью в палеоклиматической ИК-записи обозначенного звездочкой максимума около 370 тысяч лет назад (и, соответственно, важного в данном случае предстоящего ему минимума, отражающего похолодание) ОКД. Тем не менее, фаза оледенения 60 тысяч лет, в соответствии с изложенными выше представлениями о механизме сотысячелетнего цикла оледенений и сравнением с рис. 5б, должна быть, аналогично оледенению МИС 10. Поэтому возникает естественное сомнение в обоснованности сделанного в работе (Berger et al., 2003) прогноза. В частности, возникает вопрос: «Как могут авторы, не решившие проблему 100-тысячелетней периодичности последнего миллиона лет, делать прогноз на 100 тысяч лет вперёд?».

### О «геохимической» теории оледенений плейстоцена

В последние годы отмечено появление публикаций, в которых в качестве управляющего воздействия на климатическую систему рассматриваются вариации углекислого газа  $\text{CO}_2$ . Наиболее обстоятельно это отражено в заказном обзоре («invited review») Д.Пайяра (Paillard, 2015) под названием «Четвертичные оледенения: от наблюдений к теориям». Именно непригодность астрономической теории Миланковича для объяснения проблемы стотысячелетнего периода привела автора (Paillard, 2015) к необходимости развития новой, «геохимической» теории. Суть ее заключается в утверждении, что основным фактором, определяющим четвертичные оледенения, наряду с орбитально обусловленными вариациями инсоляции, являются независимые колебания  $\text{CO}_2$  в атмосфере, воздействующие на климат Земли посредством парникового эффекта. Иными словами, вариации  $\text{CO}_2$ , как и вариации инсоляции, рассматриваются в качестве входного сигнала, воздействующего на климатическую систему.

Таким образом, изменения  $\text{CO}_2$  являются, по мнению Пайяра, не следствием, а причиной глобальных климатических колебаний в плейстоцене. Поскольку изменения  $\text{CO}_2$ , зафиксированные в ледовых ядрах Антарктиды (Petit et al., 1999; Jouzel, 2013), подобны изменениям температуры в Антарктиде и изменениям  $\delta^{18}\text{O}$  глубоководных осадков, то в записях  $\text{CO}_2$  имеют место те же орбитальные периодичности, которые зафиксированы в указанных палеоклиматических записях. Тогда, используя простой линейный механизм преобразования  $\text{CO}_2$ -сигнала, легко объяснить наличие орбитальных периодичностей в палеоклиматических записях и, в частности, получить решение проблемы стотысячелетней периодичности оледенений. Но тогда для объяснения оледенений становится не нужной теория Миланковича. Данное заключение следует признать логичным, учитывая показанные выше недостатки ТМ и ее противоречия эмпирическим данным.

А вот с позиций новой концепции орбитальной теории нет нужды как раз в геохимической теории. (Кстати, то же утверждал по поводу «гипотезы  $\text{CO}_2$ » Миланкович (1939, с. 167), считая свою теорию достоверно объясняющей оледенения плейстоцена: «Нам нет надобности прибегать к помощи подобных гипотез»). В самом деле, не представляется разумным начинать разработку новой теории, не исчерпав всех возможностей первоначальной. Это тем более верно, что в работе (Hays et al., 1976) подтверждены используемые в орбитальной теории механизмы климатического воздействия отдельных орбитальных элементов. Так, оледенения совпадают с минимумами эксцентриситета, соответствующими уменьшениям глобальной инсоляции; похолодания в 40-тысячелетней гармонике палеоклиматических изменений соответствуют понижению угла наклона зем-

---

ной оси; обусловленные прецессией понижения контрастов инсоляции Северного полушария совпадают с фазами похолодания в 23-тысячелетней гармонике палеоклиматических записей.

Ещё одним доводом против отказа от орбитальной теории является то, что перед геохимической теорией, помимо проблемы определения механизма колебаний  $\text{CO}_2$ , встанут те же проблемы объяснения в полученной эмпирически записи  $\text{CO}_2$  наличия орбитальных периодичностей и соотношения степени их влияния на изменения  $\text{CO}_2$ . Совсем неразрешимой, с позиций не зависящих от изменения земного климата вариаций  $\text{CO}_2$ , представляется проблема СПП, которая как раз предполагает зависимость климатического отклика на внешнее воздействие от общего климатического состояния Земли. И последнее. Учитывая, что новая концепция ОТП даёт объяснение главным особенностям климатических колебаний в плейстоцене, развигать новую теорию нет необходимости. Напомним, что колебания  $\text{CO}_2$  в новой концепции рассматриваются как одна из положительных обратных связей, возникающих в процессе климатических изменений, контролируемых орбитально обусловленными вариациями инсоляции.

### Заключение

Проведённое рассмотрение истории развития орбитальной теории палеоклимата и анализ теоретических версий ОТП, развитых Миланковичем и его последователями, показывает их недостаточность для решения важных проблем палеоклиматов плейстоцена. Главным недостатком теоретических версий является использование, в качестве управляющего сигнала, неполных вариаций инсоляции.

Предложенная автором новая концепция ОТП, свободная от этого недостатка, предлагает, пока в основном на качественном уровне, решение основных проблем палеоклиматов плейстоцена: проблем преобладания 100-тысячелетней периодичности и отсутствия 400-тысячелетней периодичности палеоклиматических колебаний, проблемы среднеплейстоценового перехода. Впервые предложенное единое, комплексное решение этих проблем внутренне непротиворечиво и хорошо соответствует эмпирическим данным о плейстоцене, что выгодно отличает его от других способов объяснения указанных проблем.

Дальнейшая работа в этом направлении видится в конкретизации механизмов, предложенных для решения указанных проблем, с использованием (и получением), по возможности, количественных характеристик. Также необходимо более широкое сопоставление полученных результатов с эмпирическими данными, с привлечением палеоклиматических данных, охватывающих более широкий (за пределами плейстоцена) временной интервал, как для океанских, так и для континентальных отложений. При этом остаётся актуальной проблема возможно более точной временной привязки палеоклиматических записей.

## Литература

- Большаков В.А. 1999. О глубине фиксации палеомагнитной записи и климатостратиграфическом положении инверсии Матуяма-Брюнес в глубоководных осадках // Физика Земли, №6, с. 93-96.
- Большаков В.А. 2000. Новый способ построения диаграммы палеоклиматических изменений плейстоцена // Докл. АН. География, т. 374, №5, с. 692-695.
- Большаков В.А. 2001. Новая концепция астрономической теории палеоклимата: шаг вперед, после двух шагов назад // Физика Земли, №11, с. 50-61.
- Большаков В.А. 2003а. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. –М.: МГУ, 256 с.
- Большаков В.А. 2003б. Климатические циклы фанерозоя с позиций новой концепции орбитальной теории палеоклимата // Известия РАН. Серия Географическая, №3, с. 14-25.
- Большаков В.А. 2003в. Новый способ хронометрирования изотопно-кислородных записей колонок глубоководных осадков // Докл. АН. т. 388, №1, с. 105-108.
- Большаков В.А. 2010. Проблема межледниковой 11-й морской изотопной стадии с позиций новой концепции орбитальной теории палеоклимата // Океанология, т. 50, №2, с. 236-247.
- Большаков В.А. 2012. Орбитально-климатическая диаграмма как альтернатива использования дискретных инсоляционных кривых для палеоклиматических интерпретаций и корреляций. // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, т. 83, с.95-103.
- Большаков В.А. 2013а. Ответ на комментарии И.И. Смульского // Вестник РАН, т. 83, №1, с. 40-44.
- Большаков В.А. 2013б. Исследование характеристик «среднеплейстоценового перехода» с помощью сопоставления изотопно-кислородной записи LR04 с орбитально-климатической диаграммой // Докл. АН, т. 449, №3, с. 338-341.
- Большаков В.А. 2014. Связь глобальных колебаний климата в плейстоцене с вариациями орбитальных параметров Земли // Стратиграфия. Геологическая корреляция, т. 22, №5, с. 97-112.
- Большаков В.А. 2015. Проблема 400-тысячелетней периодичности природных изменений плейстоцена: анализ эмпирических данных по глубоководным и континентальным разрезам // Стратиграфия. Геологическая корреляция, т. 23, №1, с. 50-67.
-

- Большаков В.А., Капица А.П. 2011. Уроки развития орбитальной теории палеоклимата // Вестник РАН, т. 81, №7, с. 603-612.
- Большаков В.А., Прудковский А.Г. 2013. Совершенствование орбитально-климатической диаграммы как инструмента интерпретации и анализа палеоклиматических записей плейстоцена. // Вестник МГУ, Сер. 5, География, №6, с. 30-39.
- Большаков В.А., Иванова Е.В., Прудковский А.Г. 2005. Некоторые результаты применения нового метода хронометрирования палеоклиматических записей глубоководных колонок донных осадков // Океанология, т. 45, №6, с. 916-926.
- Имбри Дж., Имбри К.П. 1988. Тайны ледниковых эпох. –М.: Прогресс, 264 с.
- Миланкович М. 1939. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. –М.: –Л.: ГОНТИ, 207 с.
- Сергин В.Я., Сергин С.Я. 1969. Как возникали оледенения Земли. // Природа, №9, с.10-17.
- Сергин В.Я., Сергин С.Я. 1978. Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. –Л.: Гидрометеоиздат, 279 с.
- Adhémar J.A., 1842. *Revolutions de la Mer: Déluges Périodiques.* Carilian-Goëury et V. Dalmont, Paris.
- Ashkenazy Y., E. Tziperman 2004. Are the 41 kyr glacial oscillations a linear response to Milankovitch forcing? // *Quat. Sci. Revs.* V.23. pp. 1879-1890
- Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleure X., Shackleton N.J., Lancelot Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. // *Earth and Planetary Science Letters* 126, pp. 91-108.
- Berger A.L., Loutre M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. // *Quaternary Science Reviews* 10, pp. 297-317.
- Berger A.L., Loutre M.F., Gallee H., 1998. Sensitivity of the LLN climate model to the astronomical and CO<sub>2</sub> forcings over the last 200 ky. // *Climate Dynamics* 14, pp. 615-629.
- Berger A., Li X., Loutre M. 1999. Modelling northern hemisphere ice volume over the last 3 Ma. // *Quaternary Science Reviews* 18, pp. 1-11.
- Berger A., Loutre M.F., Crucifix M. 2003. The Earth's climate in the next hundred thousand years (100 kyr.). *Surveys in Geophysics*, V.24 pp. 117-138
- Bol'shakov V.A. 2008. How long will the «precession epoch» last in terms of Pleistocene glacial cycles? // *Rus. J. Earth Sci.* V.10. ES3004, doi: 10.2205/2008ES000299.

- Bol'shakov V.A. and Ya.V. Kuzmin. 2014. Evolution and variability of the pleistocene ice ages: A new view. // *Russ. J. Earth. Sci.*, 2014. 14, ES1003, doi:10.2205/2014ES000537.
- Broecker W., van Donk J., 1970. Insolation changes, ice volumes, and the  $^{18}\text{O}$  record in deep-sea cores. // *Reviews of Geophysics and Space Physics* 8, pp. 169-198.
- Cande S.C., Kent D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. // *Journal of Geophysical Research* 100(B4), pp. 6093-6095.
- Croll J. 1875. *Climate and time in their geological relations: a theory of secular changes of the Earth's climate*. London: Edward Stanford, 577 p.
- De Menocal P.B., Ruddiman W.F., Kent D.V., 1990. Depth of post-depositional remanence acquisition in deep-sea sediments: a case study of the Brunhes-Matuyama reversal and oxygen isotopic Stage 19.1. // *Earth and Planetary Science Letters* 99, pp. 1-13.
- Ganopolski A., Calov R. 2011. The role of orbital forcing, carbon dioxide and regolith in 100 kyr glacial cycles // *Clim. Past* V. 7. pp. 1415-1425
- Hagelberg T., Pisias N., Elgar S. 1991. Linear and nonlinear couplings between orbital forcing and the marine  $\text{d}^{18}\text{O}$  record during the Late Neogene. // *Paleoceanography* V.6. pp. 729-746.
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N. 1976. Variation in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. // *Science*. V.194. pp. 1121-1132.
- Heckel P.H. 1986. Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along midcontinent outcrop belt, North America // *Geology* V.14. pp. 330-334.
- Imbrie J. 1982. Astronomical theory of the Pleistocene Ice Ages: A brief historical review. // *Icarus* 50, pp. 408-422.
- Imbrie J., Berger A., Boyle E.A., Clemens S.C., Duffy A., Howard W.R., Kukla G., Kutzbach J., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Molino B., Morley J.J., Peterson L.C., Pisias N.G., Prell W.L., Raymo M.E., Shackleton N.J., Toggweiler J.R. 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000-year cycle // *Paleoceanography* V.8, pp. 699-735.
- Jouzel J. A 2013 A brief history of ice core science over the last 50 years // *Clim. Past*, V.9, pp. 2525-2547.
- Kukla G.J. 1968. Comment to: Pleistocene epoch and the evolution of man. // *Current Anthropology* V.9. p. 37.
- Lisiecki L.E., 2010. Links between eccentricity forcing and the 100,000-year glacial cycle. *Nature Geosciences* 3, pp. 349-352.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57
-

globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. // *Paleoceanography* V.20, PA 1003; doi:10.1029/2004PA001071.

Loutre M.F., Paillard D., Vimeix F., Cortijo E. 2004. Does mean annual insolation have the potential to change the climate? // *Earth and Planetary Science Letters* V. 221, pp. 1-14.

Milankovitch M., 1941. *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Royal Serbian Academy, Beograd.

Paillard D. 2015. Quaternary glaciations: from observations to theories // *Quatern. Sci. Rev.* V. 107, pp. 11-24.

Petit J, Jouzel J., Raynaud D. et al., Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V.399. pp. 429-436.

Schneider D.A., Kent D.V., Mello G.A., 1992. A detailed chronology of the Australasian impact event, the Brunhes-Matuyama geomagnetic polarity reversal, and global climate change. // *Earth and Planetary Science Letters* 111, pp. 395-405.

Spell T., McDougall I., 1992. Revisions to the age of the Brunhes-Matuyama boundary and the Pleistocene geomagnetic polarity timescale. // *Geophysical Research Letters* 19, pp. 1181-1184.

Tauxe L., Herbert T., Shackleton N., Kok Y., 1996. Astronomical calibration of the Matuyama-Brunhes boundary: consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and Asian loess sequences. // *Earth and Planetary Science Letters* 140, pp. 133-146.

Veevers J.J., Powell C.M.A. 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequence in Euramerica. // *Geological Society of America Bulletin* V.94. pp. 475-487.

## ЕСТЕСТВЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА НА ВРЕМЕННЫХ МАСШТАБАХ ПОРЯДКА ДЕСЯТИЛЕТИЯ

Е.М. Володин<sup>1,2)</sup>

<sup>1)</sup> Институт вычислительной математики РАН,  
Россия, 119333, г.Москва, ул. Губкина 8,

<sup>2)</sup> Институт прикладной физики РАН,  
Россия, 603950, г. Н.Новгород, ул. Ульянова 46, [volodinev@gmail.com](mailto:volodinev@gmail.com)

**Резюме.** Рассматривается природа нескольких наиболее важных мод естественных колебаний климата. Это тихоокеанское десятилетнее колебание (ТДК), арктическое колебание (АК) и атлантическое десятилетнее колебание (Atlantic Multidecadal Oscillation. АМО). ТДК является наиболее изученным колебанием. Оно достигает значительной величины благодаря положительной обратной связи, когда ослабление пассатов в приэкваториальной части Тихого океана приводит к ослаблению разности температуры поверхности между западом и востоком Тихого океана, что приводит к дальнейшему ослаблению пассата. Смена фазы ТДК происходит благодаря отрицательной обратной связи с запаздыванием, при которой во время теплой аномалии в тропическом Тихом океане приземным ветром порождаются течения, направленные из субтропиков к экватору, постепенно приносящие более холодную воду в приэкваториальный Тихий океан. Арктическое колебание является чисто атмосферной модой, которая достигает большой величины благодаря взаимодействию волн Россби со средним потоком. Тем не менее, природа колебаний индекса АК на временных масштабах порядка десятилетий известна недостаточно хорошо. Работы, объясняющие механизм поддержания АМО делятся на два типа. Первый предполагает взаимодействие меридиональной циркуляции в Атлантике с аномалиями плотности. Второй механизм, в котором изменения атлантической меридиональной циркуляции не являются определяющими, известен как термические или соленостные волны типа волн Россби.

**Ключевые слова:** климат, колебание, механизм, океан, атмосфера, взаимодействие.

## NATURAL CLIMATE FLUCTUATIONS AT DECADEAL TIME SCALES

Е.М. Volodin<sup>1,2)</sup>

<sup>1)</sup> Institute of Numerical Mathematics, RAS,  
Russia, 119333, Moscow, Gubkina 8,

<sup>2)</sup> Institute of Applied Physics, RAS,  
Russia, 603950, Ulianova 46, [volodinev@gmail.com](mailto:volodinev@gmail.com)

**Summary.** The mechanisms of several most important modes of natural cli-

---

mate fluctuations are considered. Pacific Decadal Oscillation (PDO), Arctic Oscillation (AO) and Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) are the most important decadal modes. PDO is investigated most comprehensively. It reaches high amplitude because of positive feedback between trade winds in the tropical Pacific and temperature difference between the east and west Pacific. Change of phase happens because of delayed negative feedback between the warm anomaly in tropical Pacific and advection of relatively cold water from subtropics by surface winds induced by this anomaly. Arctic oscillation is the atmospheric mode that reaches large amplitude due to the interaction of Rossby waves with zonal mean flow. Nevertheless, the origin of decadal fluctuations of AO is still poorly understood. Studies of the mechanism of AMO can be separated into two types. According to the first one there is interaction between Atlantic meridional circulation and water density anomalies. The second mechanism explains the oscillation as propagation of thermal or salinity Rossby wave, while meridional circulation plays secondary role.

**Keywords:** climate, oscillation, mechanism, ocean, atmosphere, interaction.

### Введение

Естественные колебания вносят заметный вклад в изменения климата, наблюдавшиеся в течение 20 столетия. Например, несмотря на монотонное повышение концентрации основных парниковых газов, изменение температуры поверхности земли не было монотонным, а содержало в себе заметные колебания с характерным временем несколько десятков лет, природа которых до конца не ясна. Поэтому вопрос о том, какова природа естественных колебаний климата, вызывает все больший интерес. В настоящее время известно несколько мод естественных колебаний климата с таким временным масштабом. Современные представления о том, какова их природа, изложены в настоящей работе.

Работы по исследованию потенциальной и реальной предсказуемости естественных колебаний климата на временных масштабах порядка десятилетий начались лишь в последние несколько лет, тем не менее, в этой области уже получены некоторые интересные результаты. Толчком к интенсивному исследованию предсказуемости естественных колебаний климата послужило включение численных экспериментов по этому направлению в программу по сравнению климатических моделей CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 5) (Taylor et al, 2012).

Потенциальной предсказуемостью в данном случае будем считать предсказуемость естественных колебаний климата в какой-либо климатической модели. Пусть имеются результаты контрольного численного эксперимента, проведенного с климатической моделью. Рассмотрим временной ход интересующего нас индекса естественного колебания климата. Если, проводя ансамбль численных экспериментов с немного измененными начальными данными, всегда удастся получить временной ход некоторого индекса на определенном интервале времени близким к полу-

---

ченному в контрольном эксперименте, то говорят, что данный индекс потенциально предсказуем на этом интервале. Количественно потенциальная предсказуемость может определяться для заданного интервала как отношение дисперсии сигнала (то есть ряда индекса, усредненного по всем членам ансамбля) к дисперсии шума (то есть дисперсии отклонений элементов ансамбля от среднего). Если значение определенного таким образом отношения «сигнал/шум» превосходит определенный порог для всех интервалов заданной длины, то будем говорить, что индекс потенциально предсказуем на этом временном масштабе. Потенциальная предсказуемость определяется тем точнее, чем больше количество численных экспериментов в ансамбле. Она, конечно, зависит от того, какая именно климатическая модель используется. Если модель близка к природе (что, в данном случае не очевидно), и имеется высокая потенциальная предсказуемость некоторого индекса, то, стартуя модель с реальных начальных данных, можно надеяться на правильный прогноз временного хода данного индекса в природе. В этом случае говорят о реальной предсказуемости индекса.

Перечислим некоторые результаты, относящиеся к предсказуемости колебаний климата порядка десятилетия. Согласно (Teng and Branstator, 2011) предсказуемость естественных колебаний в климатической модели CCSM3 в тропиках Тихого океана составляет примерно 3 года, если рассматривать температуру поверхности в каждой точке, а предсказуемость затем осреднять по всей рассматриваемой площади. В более северных широтах Тихого океана сигнал от начальных данных можно проследить на 6-7 лет вперед, при этом потенциальная предсказуемость связана с существованием моды изменчивости с максимумом в районе отрыва Куроисио от берега Японии. Характерный период этой моды составляет около 15 лет. Аномалия теплосодержания верхнего 300-метрового слоя океана предсказуема лучше, чем температура поверхности. Механизмы, ответственные за поддержание этой моды в модели, а также наличие аналогичной моды в реальной климатической системе в работе не обсуждаются.

Аналогичная работа, посвященная анализу потенциальной предсказуемости в северной Атлантике (Teng et al, 2011) показывает, что здесь сигнал от начальных данных сохраняется дольше, в среднем по площади примерно до 10 лет, и обусловлен в основном колебаниями атлантической термохалинной циркуляции с периодом около 20 лет. Меридиональная функция тока, а также теплосодержание верхнего слоя океана предсказуемы лучше, чем температура поверхности, что в данном случае говорит о том, что наличие предсказуемых естественных колебаний – проявление океанической моды.

Согласно (Kim et al, 2012), по данным моделей, участвовавших в CMIP5, существует статистически значимая потенциальная предсказуемость глобально осредненной температуры воздуха у поверхности Земли на 5-8 лет, индекса ТДК на 3-6 лет, и индекса АМО на 4-7 лет. Это результаты, усредненные по всем моделям, предоставившим соответствующие данные. Данные (Branstator et al, 2012) показывают, что в отдельных райо-

---

нах, прежде всего в Северной Атлантике, потенциальная предсказуемость температуры поверхности сохраняется на временном интервале, превышающем 15 лет. Конкретные районы наибольшей предсказуемости, а также ее временной предел, заметно различаются от модели к модели. При этом, многие модели реалистично воспроизводят наблюдаемую дисперсию 5-летней средней температуры на севере Тихого океана и Атлантики.

Предсказуемость естественных колебаний в климатической системе напрямую связана с наличием либо океанских мод, либо мод в совместной системе атмосфера – океан, с характерным временем порядка десятков лет. Тогда закономерно возникает вопрос о механизмах, отвечающих за поддержание таких мод, а также о том, насколько близки модельные моды аналогичным процессам, происходящим в реальной климатической системе. Последний вопрос не рассматривается в данной статье. Результаты исследования вопроса о том, насколько моды климатической изменчивости, получаемые в моделях, похожи на те моды, которые наблюдаются, можно найти, например, на сайте: <http://www2.cesm.ucar.edu/working-groups/cvcwg/cvdp/data-repository>.

Ниже приведено описание механизмов естественных колебаний климата, связанных с ТДК, АК и АМО.

### **Механизм тихоокеанского десятилетнего колебания**

Тихоокеанское десятилетнее колебание является, пожалуй, наиболее изученной модой естественной изменчивости климата на таком временном масштабе. Основные механизмы, ответственные за его поддержание, рассмотрены в (Latif and Barnett, 1994), (Barnett et al, 1999). Изложим основные положения этих механизмов, которые будут проиллюстрированы данными численного моделирования, полученными по климатической модели Института вычислительной математики РАН INMCM4 в режиме 500-летнего прединдустриального эксперимента. ТДК в климатической модели определим, как первую эмпирическую ортогональную функцию (ЭОФ) 5-летней средней температуры поверхности в Тихом океане, а соответствующий главный компонент (ГК – проекцию поля на ЭОФ) будем считать индексом ТДК.

Первая ЭОФ, на которую приходится 21% дисперсии представлена на рис. 1. Эта функция представляет собой аномалию положительного знака в тропиках Тихого океана и отрицательную аномалию в субтропиках, особенно в западной части океана. Это близко к пространственной структуре ТДК, известной по данным наблюдений (Mantua and Hare, 2002). Временной спектр первой ГК показывает, что статистически значимые пики существуют на временных масштабах около 15 лет и 50-60 лет. Временной ряд наблюдаемого индекса ТДК (Mantua and Hare, 2002) недостаточно длинен, чтобы можно было строить его спектр и судить о статистической значимости соответствующих пиков. Тем не менее, можно заметить колебания с характерным временем 10-15 лет и колебание с периодом 45-50 лет.

Для иллюстрации механизма ТДК по данным модели вычислены ком-

позиты аномалий различных полей для положительной и отрицательной фазы ТДК. В среднем за все время численного эксперимента, поскольку в тропиках на западе Тихого океана температура выше, чем на востоке, то над западом происходит подъем воздуха, а над востоком опускание (рис. 2).

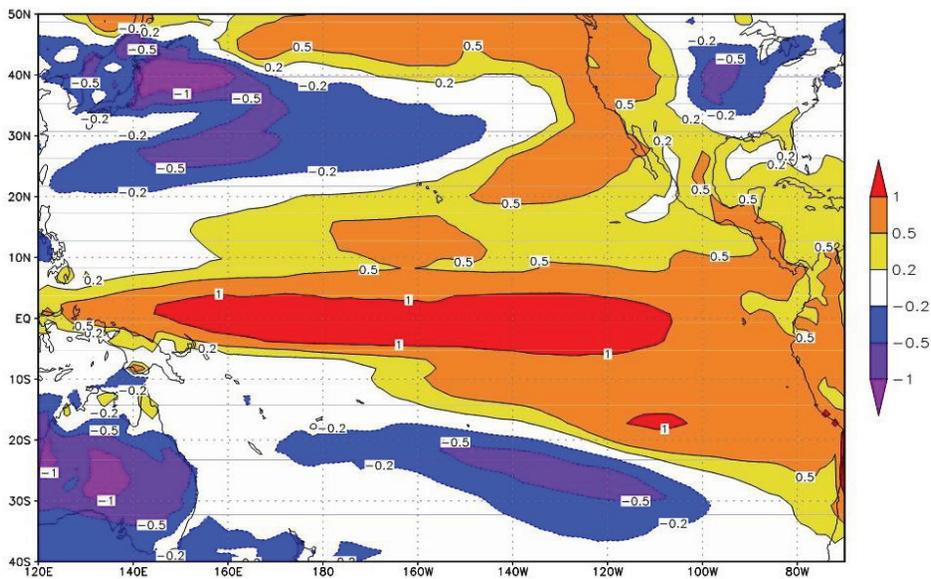


Рисунок 1 – Первая ЭОФ температуры поверхности в Тихом океане в модели INMCM4.

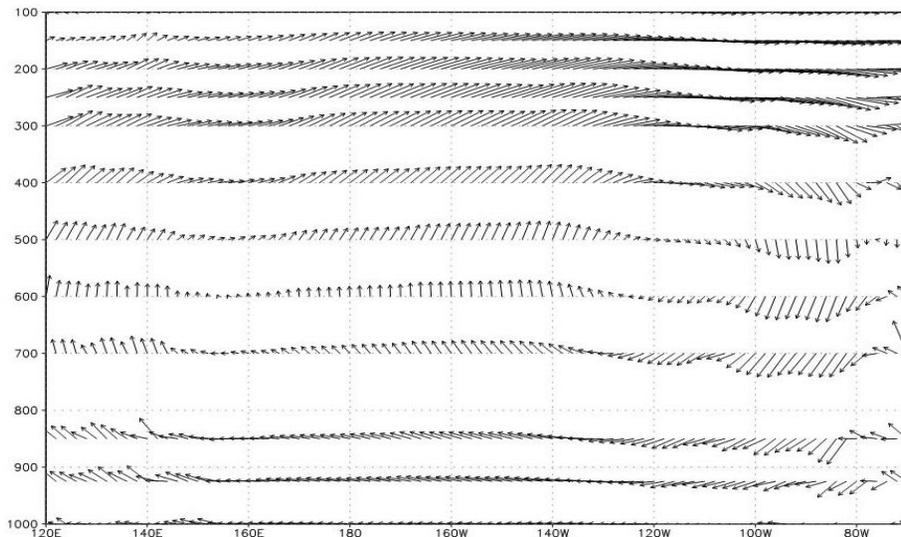


Рисунок 2 – Вертикальная и зональная скорости ветра (представленные как векторы с соответствующими вертикальным и горизонтальными компонентами) осредненные по тропикам (20ю.ш. – 20с.ш.) Тихого океана в модели INMCM4. Данные осреднены за весь преиндустриальный эксперимент. По вертикальной оси показано давление (гПа).

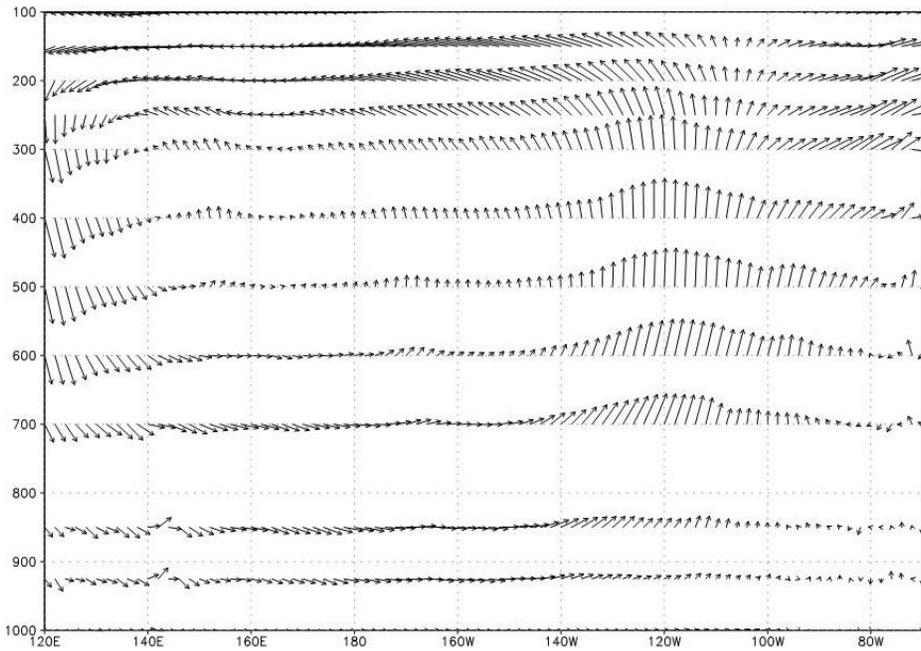


Рисунок 3 – Композит аномалии вертикальной и зональной скорости ветра в модели INMCM4 для положительной фазы ТДК.

Это – хорошо известная циркуляция Уокера. При положительном индексе ТДК наиболее существенно теплеет в восточной части Тихого океана, поэтому происходит ослабление циркуляции Уокера (рис. 3), в том числе ослабление приземного восточного ветра. Это уменьшает поток импульса из атмосферы в океан, что приводит к дальнейшему уменьшению разности температуры поверхности между западом и востоком Тихого океана (положительная обратная связь). Отрицательная обратная связь с запаздыванием, определяющая характерный период колебания, состоит в следующем. При аномалии подъема воздуха над востоком Тихого океана вблизи экватора он растекается в верхней тропосфере на север и на юг, и, вследствие сохранения полной завихренности, образует область отрицательной завихренности к северу от экватора и положительной – к югу (рис. 4). От этих областей завихренности распространяются стационарные волны Россби вдоль дуги большого круга, образуя, например, новую область положительной завихренности в умеренных широтах Тихого океана. В нижней тропосфере этому соответствует усиление западного ветра на всех широтах от умеренных до экватора (рис. 4). Если соответствующее напряжение трения приложить к верхнему слою океана, то из-за экмановского поворота ветровые течения в верхнем слое будут направлены с северо-запада на юго-восток (рис. 5), что приводит к переносу более холодной воды в тропики Тихого океана, и к смене фазы ТДК.

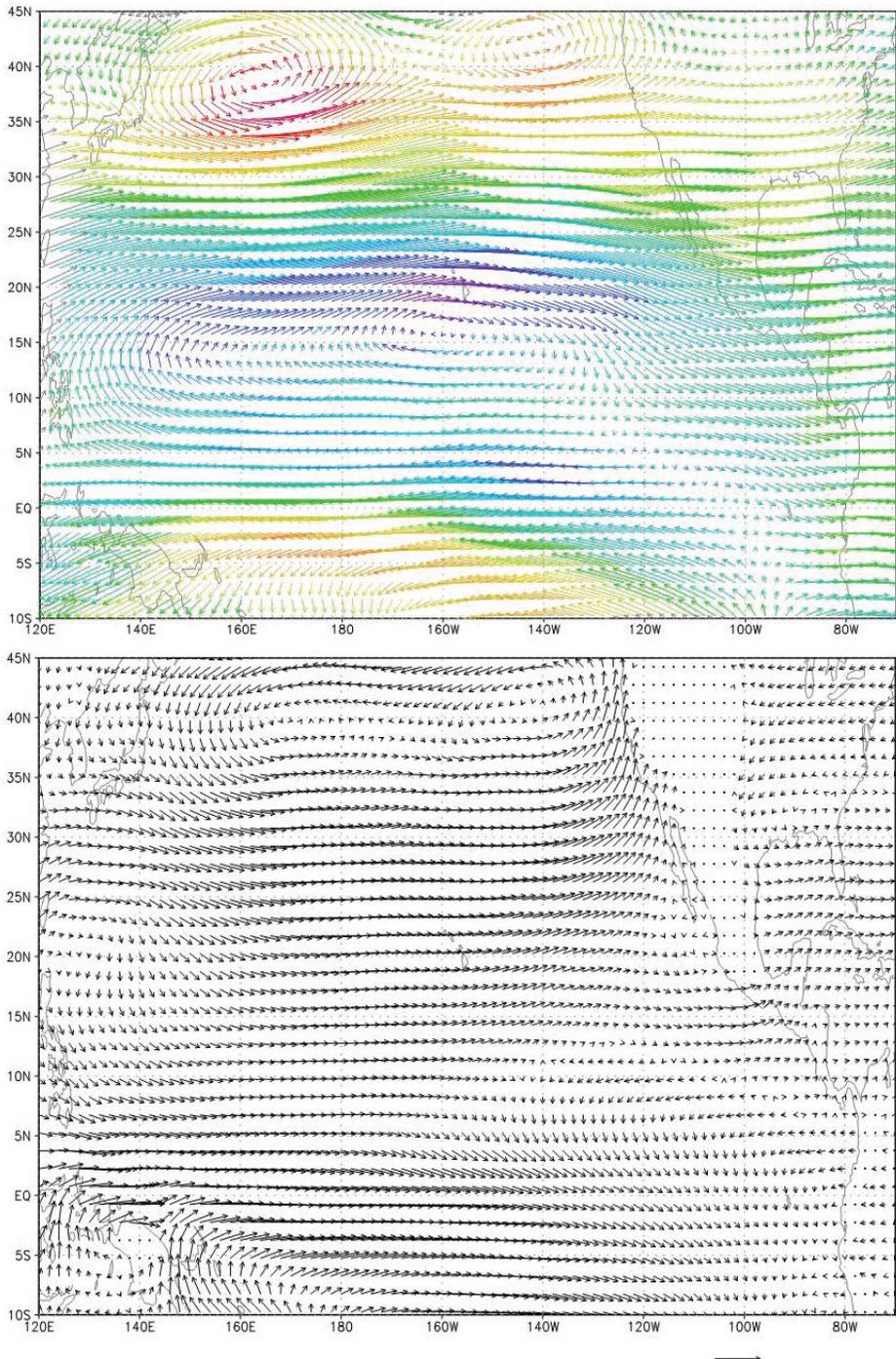


Рисунок 4 – Композиты аномалии зональной и меридиональной скорости ветра в модели INMCM4 для положительной фазы ТДК на 200 гПа (вверху) и 925 гПа (внизу). На верхнем рисунке синим показаны области отрицательной, красным – положительной завихренности.

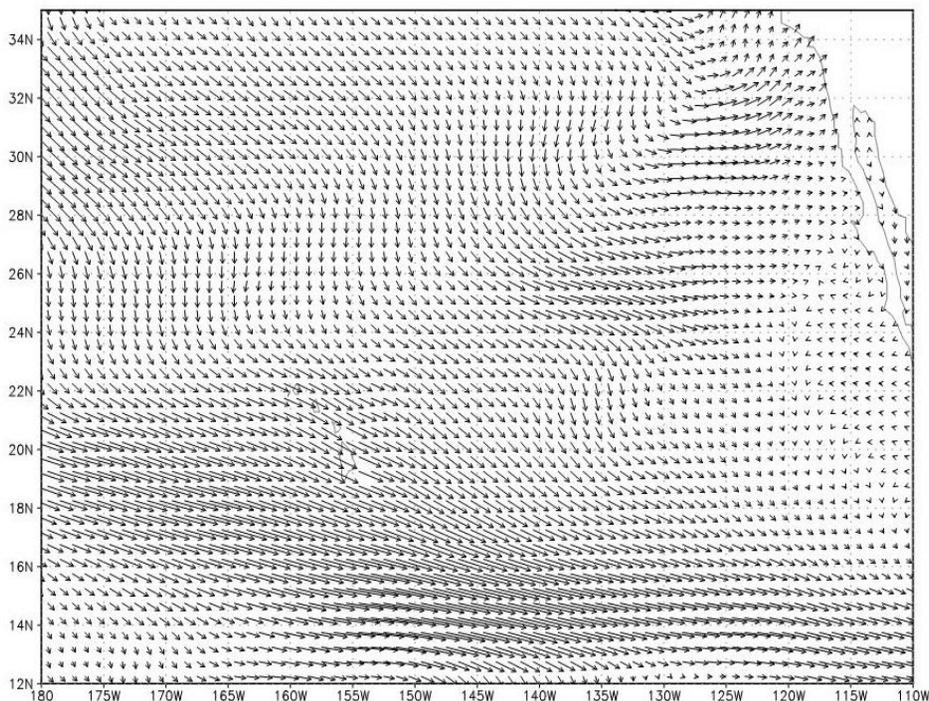


Рисунок 5 – Композит аномалии скорости течения на поверхности океана в модели для положительного индекса ТДК.

### Арктическое колебание

Согласно (Thompson and Wallace, 1998), арктическое колебание определяется как первая ЭОФ давления на уровне моря в северном полушарии. Она представляет собой аномалию давления в Арктике одного знака и в субтропиках – другого знака (рис. 6). Принято считать, что положительному индексу АК соответствует положительная аномалия давления в субтропиках и отрицательная – в высоких широтах. Положительному индексу АК соответствует более высокая, чем обычно, температура на большей части Евразии, и более низкая, чем обычно, на северо-востоке Канады, что происходит вследствие более сильного, чем обычно, приземного западного ветра. Более сильный западный ветер в умеренных широтах при положительном индексе АК имеет место и на высотах по крайней мере до 10 гПа (рис. 7), что соответствует, в силу соотношения термического ветра, более холодной полярной нижней стратосфере. Основным механизмом поддержания этой моды является положительная обратная связь между зональным потоком и распространяющимися волнами Россби (Володин и Галин 1998). При более сильном западном потоке волны Россби в верхней тропосфере более интенсивно распространяются из умеренных широт на север и на юг, что создает западное ускорение в умеренных широтах, способствуя поддержанию первоначальной аномалии западного ветра. Это приводит к тому, что аномалии индекса АК опреде-

ленного знака, начавшись, могут существовать долгое время, иногда в течение сезона. Известно, что в холодное полугодие на индекс АК может оказывать некоторое влияние фаза квазидвухлетнего колебания скорости ветра в экваториальной стратосфере, фаза солнечной активности (Labitzke and Kunze, 2009), наличие сульфатного аэрозоля в стратосфере после извержения вулканов (Stenchikov et al., 2002).

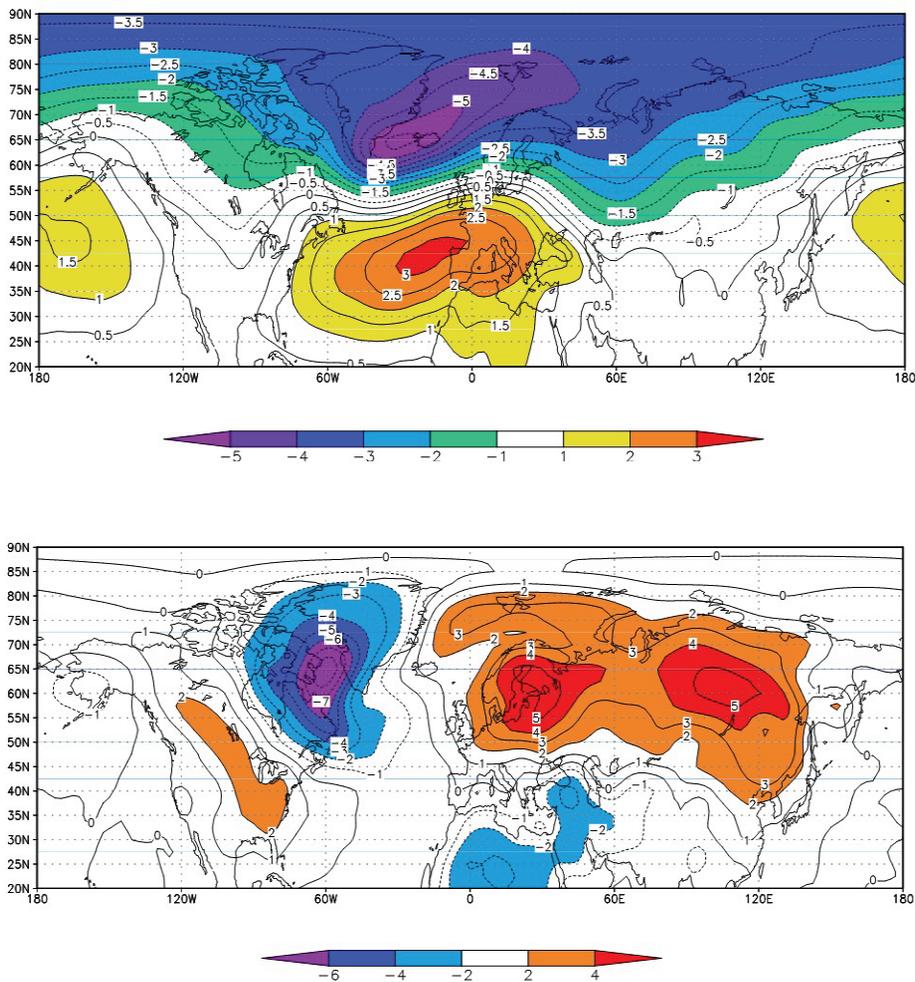


Рисунок 6 – Аномалия давления на уровне моря, гПа (вверху) и температуры воздуха у поверхности, К (внизу), соответствующие положительному индексу АК.

Во всех этих случаях механизмом является изменение скорости зонального ветра в стратосфере, изменение условия для распространения волн Россби, которое приводит к изменению переноса импульса и поддержанию преимущественно отрицательной или положительной фазы АК. Тем

не менее, причины колебаний индекса АК с характерным временем порядка десятков лет являются понятными не до конца. Одним из примеров такой изменчивости индекса АК является преимущественно положительный индекс в последнее двадцатилетие 20 века и преимущественно отрицательный индекс в предыдущее и последующее двадцатилетие (рис. 8). Интересно, что аналогичные аномалии давления наблюдались и в южном полушарии. Частично такие аномалии можно воспроизвести, если задать в климатической модели наблюдаемое распределение концентрации озона. Однако, величина аномалии давления в модели оказывается примерно в 2 раза меньше, чем наблюдается. Механизм влияния аномалий озона связан с тем, что уменьшение озона в нижней стратосфере в конце 20 века приводит к ее выхолаживанию и, опять-таки, изменению условий распространения волн Россби в нижней стратосфере (Володин и Галин, 1998).

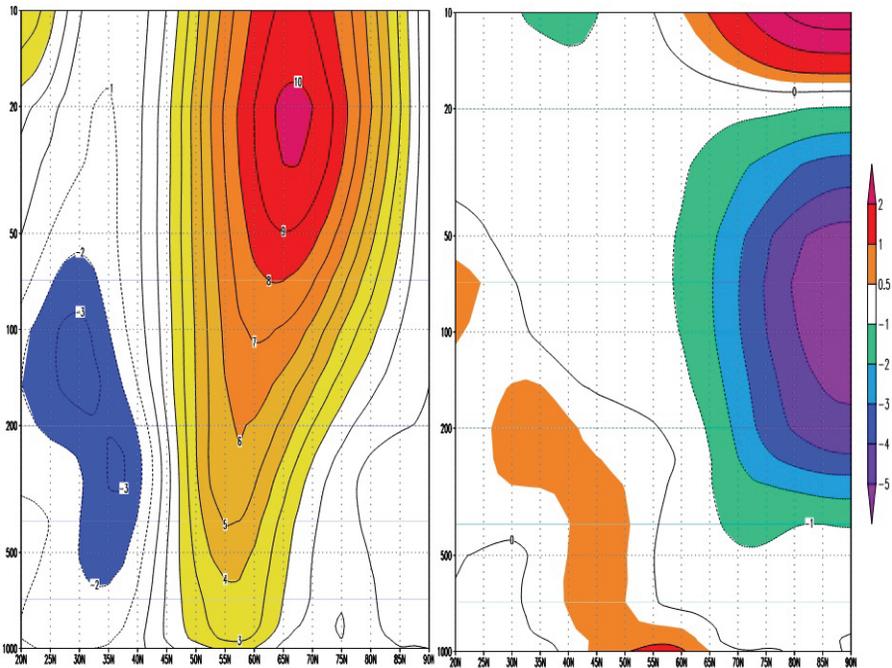


Рисунок 7 – Аномалия зональной скорости ветра, м/с (слева) и температуры, К (справа) соответствующие положительному индексу АК.

Таким образом, поскольку в ближайшее столетие вклад антропогенных воздействий в изменение климата будет, по-видимому, еще больше, чем в 20 веке, то именно эти воздействия и будут в основном определять изменения климата в ближайшие сто или несколько сотен лет, то есть это будет вынужденное изменение климата. Тем не менее, если речь идет об изменении климата в ближайшие десятилетие или 2-3 десятилетия, то вклад естественных колебаний климата может быть в некоторых случаях сопоставим с вкладом роста парникового эффекта вследствие деятельности человека.

### Вероятные механизмы естественных колебаний в Северной Атлантике и Арктике

Район северной Атлантики является наиболее интересным в смысле предсказуемости естественных колебаний, т.к. там согласно вышеприведенным исследованиям, а также, например, (Bellucci et al, 2013) память о начальном состоянии сохраняется дольше, чем в других местах.

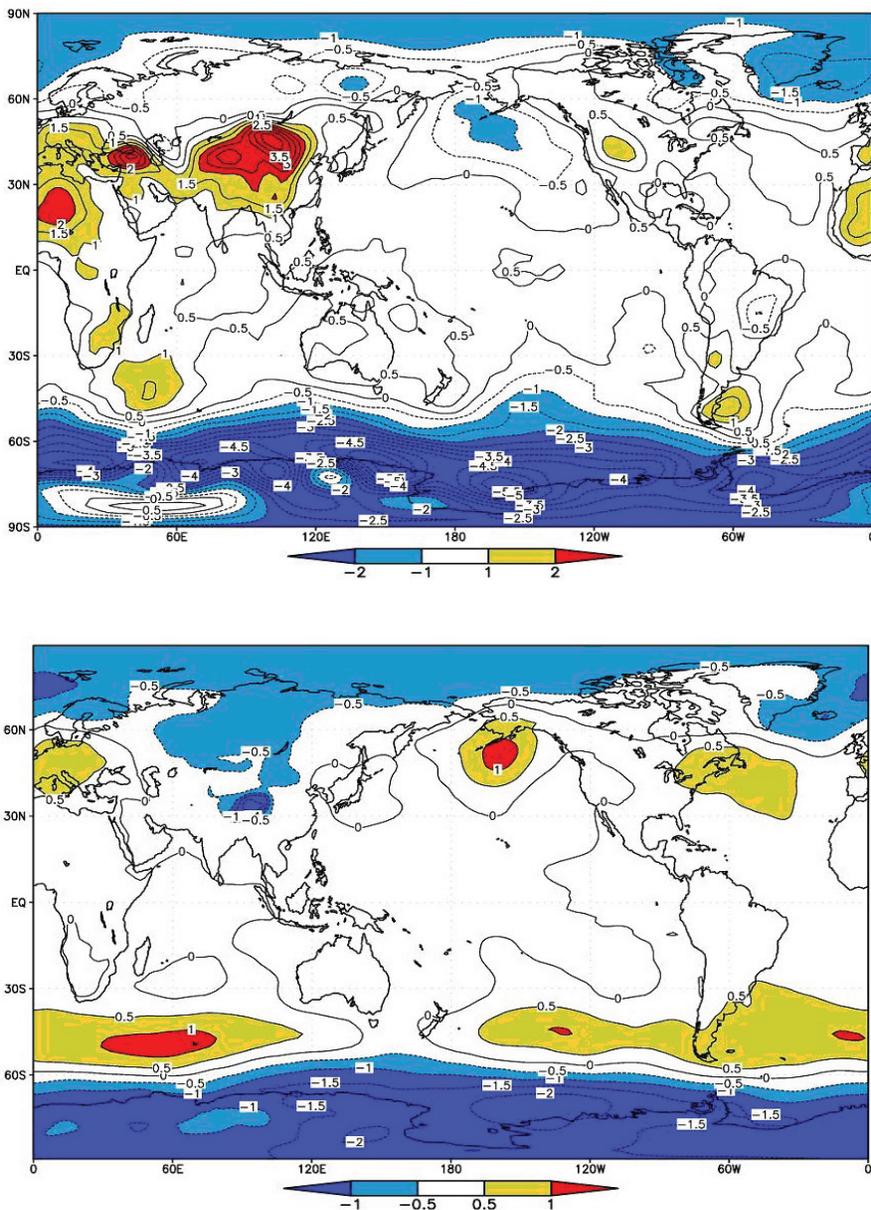


Рисунок 8 – Разность давления на уровне моря (гПа) в 1981-2000гг. по сравнению с 1961-1980гг. по данным реанализа NCEP (вверху) и модели INMCM4 (внизу).

Несмотря на значительный прогресс в понимании многих погодных и климатических явлений, механизмы декадных естественных колебаний климата в Арктике и Северной Атлантике все еще до конца не ясны. Предложены несколько механизмов, связанных с колебанием меридиональной функции тока в Атлантике. Так, в (Delworth et al, 1993) в совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана были найдены колебания климата в северной Атлантике с характерным периодом около 50 лет. Механизмом колебаний являются колебания термохалинной циркуляции из-за колебаний плотности воды в районах глубокой конвекции. Колебания плотности сами зависят от интенсивности термохалинной циркуляции, а также от ее взаимодействия с приповерхностными течениями.

В (Griffies and Tzipermann, 1995) в простой четырехблочной модели найдена колебательная мода с периодом около 50 лет. Механизм этой моды, также, как и в (Griffies and Tzipermann, 1995), состоит во взаимодействии термохалинной циркуляции с меридиональным потоком тепла и пресной воды, переносимым этой циркуляцией. В (Griffies and Tzipermann, 1995), как и в (Delworth and Greatbatch, 2000) показано, что стохастическое атмосферное воздействие возбуждает океанскую моду. В работе (Timmermann et al, 1998) в качестве механизма 35-летних колебаний климата в северной Атлантике предлагается колебание термохалинной циркуляции, но в данном случае, по мнению авторов, существенно взаимодействие аномалий ТПО с северо-атлантическим колебанием (САК). Интенсификация термохалинной циркуляции приводит к положительной аномалии ТПО. Откликом на нее является положительный индекс САК. Это приводит к увеличению экмановского переноса более пресной и легкой воды с севера в район глубокой конвекции, что, в свою очередь, постепенно ослабляет термохалинную циркуляцию и приводит к отрицательной фазе колебания. В (Jungclaus et al, 2005) показано, что колебания меридиональной циркуляции и глубокой конвекции в северной Атлантике модулируются переносом пресной воды из Арктики. В идеализированной двухблочной модели Атлантики и Тихого океана (Heidt and Dijkstra, 2007) показано, что максимальная изменчивость на десятилетних временных масштабах концентрируется в районе глубокой конвекции и формирования придонных вод.

В других работах колебание меридиональной циркуляции не является главной причиной междекадных колебаний климата в северной Атлантике. В (Dijkstra et al, 2008) показано с помощью вычисления собственных мод линеаризованного оператора упрощенных уравнений динамики океана, что причиной колебаний климата с характерным временем порядка десятилетий и распространения на запад аномалии ТПО в северной Атлантике может быть «термическая волна Россби». В аналогичном исследовании для Северного Ледовитого океана (Frankcombe and Dijkstra, 2010) предлагается механизм «соленостной волны Россби». Авторы этой работы, а также (Frankcombe and Dijkstra, 2011) показывают, что декадные колебания климата в Арктике в климатической модели GFDL CM2.1 также, вероятно, объясняются «соленостными волнами Россби». Два пери-

---

ода декадных колебаний в северной Атлантике в модели GFDL CM2.1 объясняются «термическими волнами Россби» в северной Атлантике и влиянием «соленостных волн Россби» из Арктики (Frankcombe and Dijkstra, 2011).

В климатической модели INMCM4 в Арктике и Северной Атлантике реализуется, по-видимому, последний из предложенных механизмов. Рассмотрим его подробнее.

Эволюцию модельного арктико-атлантического колебания можно видеть по композитам аномалии температуры, составленных для различных фаз этого колебания. Композит для года 0 вычислялся как аномалия, усредненная по 5-летним интервалам, когда первый ГК температуры возрастал. Это означает, что выбирались такие 5-летние интервалы, что разность ГК для следующего 5-летнего интервала и предыдущего по отношению к выбранному была больше одного среднеквадратичного отклонения этой величины для всех 5-летних интервалов. Композит для года -5 вычислялся как аномалия, усредненная по всем 5-летним интервалам, непосредственно предшествующим тем, когда ГК возрастал. Композит для года -10 есть средняя аномалия за 5-летние интервалы, на 10 лет, предшествующие тем, когда ГК возрастал. Аналогично определяются композиты для года 5 и года 10. В целом, поскольку рассматривается колебание с периодом 35-50 лет, композиты для лет от -10 до 10 показывают эволюцию выбранной переменной примерно для половины периода колебания, с отрицательной до положительной фазы.

На рис. 9 представлены композиты аномалии плотности воды для лет -10, -5, 0, 5, 10. В год -10 можно видеть отрицательную аномалию на большей части Арктики, в то время как положительная аномалия расположена в северной Атлантике. В год -5 аномалия плотности в Арктике начинает уменьшаться по величине и сдвигается на юго-запад, к восточному побережью Гренландии. В год 0 можно видеть градиент плотности, направленный с северо-запада на юго-восток, с отрицательной аномалией у восточного берега Гренландии и положительной аномалией у западного побережья Европы. Аномалия в Арктике становится небольшой. В течение следующих 10 лет снова появляется и увеличивается градиент плотности с северо-запада на юго-восток, но с противоположным знаком по сравнению с годом -10. В год 10 аномалия плотности в Арктике положительна, а в северной Атлантике отрицательна. В рассматриваемом районе аномалии плотности в основном определяются аномалиями солёности, а не температуры. В основном, аномалии температуры имеют тот же знак, что и аномалии плотности (рис. 9), и это вносит вклад противоположного знака в аномалию плотности, но вклад солёности примерно на порядок больше. Индекс атлантической меридиональной циркуляции, определенный как максимум меридиональной функции тока в районе 25-35°с.ш., 1000-2000м глубины, имеет минимум в год 5, примерно через 5 лет после минимума приповерхностной плотности в районе глубокой конвекции и формирования глубинных вод. Временной спектр индекса атлантической меридиональной циркуляции имеет максимум на периодах 35-50 лет, как и первый ГК температуры. Существует связь между индексом САК и арктико-атлантическим колебанием, а именно, отрицательная фаза САК имеет место в годы с -10 по -5.

---

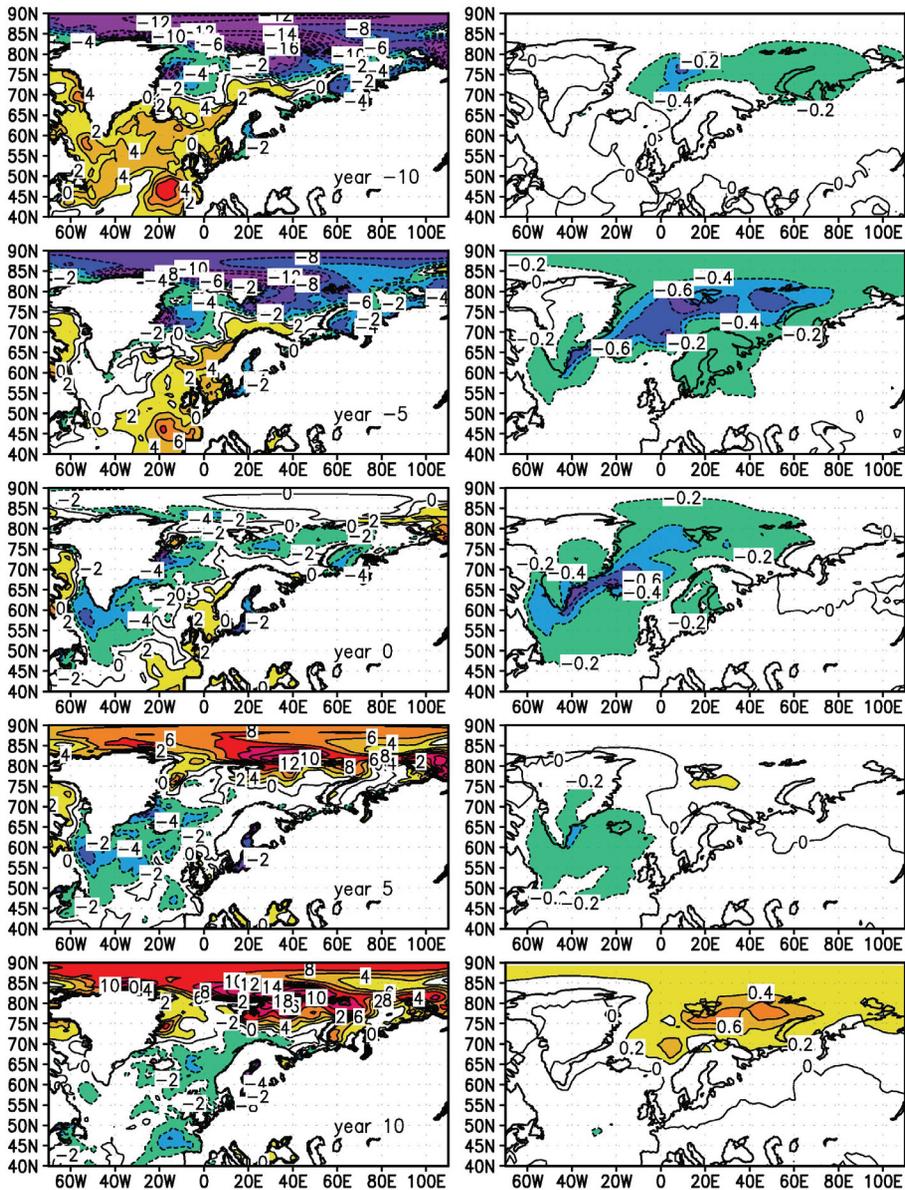


Рисунок 9 – Компоzиты аномалии приповерхностной плотности воды,  $10^{-2}$   $кг/м^3$  (слева) и приповерхностной температуры, K (справа) для лет -10, -5, 0, 5, 10 (см. пояснения в тексте) по результатам модели INMCM4.

Однако, лишь небольшую часть всей дисперсии САК на межгодовых масштабах можно объяснить, как взаимодействие с арктико-атлантическим колебанием. Во временном спектре индекса САК в модели нет статистически значимого пика на 35-50 годах.

Конечно, очень трудно аккуратно доказать, что в модели реализуется

именно этот механизм естественных колебаний климата в Арктике и северной Атлантике. Тем не менее, полагаем, что этот механизм аналогичен тому, что предложен в работе (Dijkstra et al, 2008), поскольку это единственный из предложенных на сегодня механизм, благодаря которому происходит распространение аномалии плотности на запад или юго-запад. Единственное отличие состоит в том, что в нашем случае не аномалии температуры, а аномалии солености вносят основной вклад в аномалию плотности и термохалинные течения. Рисунок 10 схематически представляет механизм распространения аномалии плотности в океанском бассейне. Ось X соответствует долготе, ось Y – широте, ось Z – высоте. Сначала у нас есть отрицательная аномалия плотности вдоль северной стены бассейна. Непосредственно к югу от отрицательной аномалии плотности мы имеем вертикальный сдвиг зональной скорости в соответствии с уравнением термического ветра:

$$\frac{\partial U_x}{\partial z} = \frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho'}{\partial y} \quad (4)$$

где:

$g$  – ускорение свободного падения;

$\rho_0$  – средняя плотность воды;

$f$  – параметр Кориолиса;

$\rho'$  – аномалия плотности.

Вследствие термического течения около восточного края бассейна происходит подъем воды из глубины, а около западного края – опускание воды с поверхности в глубину. Чтобы выполнялось условие устойчивости, необходимо, чтобы потенциальная плотность возрастала с глубиной. Поэтому подъем приводит к переносу воды с более высокой, а опускание – к переносу воды с более низкой потенциальной плотностью. Через некоторое время  $\tau$  следует ожидать появления отрицательной аномалии плотности у западной границы и положительной аномалии плотности у восточной границы. Повторяя наши рассуждения еще раз, можно заметить, что еще через время  $\tau$  следует ожидать положительной аномалии плотности у северной границы и отрицательной – у южной, то есть ситуации противоположной тому, что было в начальный момент. Здесь временной интервал  $\tau$  – есть четверть периода колебания. Мы можем оценить его следующим образом. Пусть характерный масштаб аномалии плотности вдоль осей X, Y, Z есть соответственно  $\Delta x$ ,  $\Delta y$  и  $\Delta z$ . Тогда, согласно уравнению неразрывности, скорость вертикального течения  $U_z$  около западной или восточной границы вычисляется следующим образом:

$$U_z = \frac{\Delta z \Delta z g \rho'}{\Delta x \Delta y \rho_0 f} \quad (5),$$

а тенденция плотности вследствие вертикальной адвекции есть:

---

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} = -U_z \frac{\partial \rho_0}{\partial z} \quad (6)$$

где:  $\partial \rho_0 / \partial z$  – вертикальный градиент средней потенциальной плотности.

Величина  $\tau$  может быть оценена как время, через которое аномалия плотности вследствие вертикальной адвекции около восточной или западной стенки достигнет той же величины, что и исходная аномалия у северной стенки  $\rho'$ :

$$\tau = \frac{\rho'}{\partial \rho' / \partial t} = \frac{\Delta x \Delta y \rho_0 f}{\Delta z \Delta z g \partial \rho_0 / \partial z} \quad (7)$$

Подставляя численные значения величин, типичные для климата модели в рассматриваемом регионе  $\Delta x = 3 \cdot 10^6 \text{ м}$ ,  $\Delta y = 10^6 \text{ м}$ ,  $\Delta z = 100 \text{ м}$ ,  $\partial \rho_0 / \partial z = 5 \cdot 10^{-3} \text{ кг м}^{-4}$ ,  $f = 6 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ ,  $g = 10 \text{ м с}^{-2}$  можно оценить, что  $\tau \approx 11$  лет. Это вполне соответствует периоду колебания в 35-50 лет, который был найден в модели.

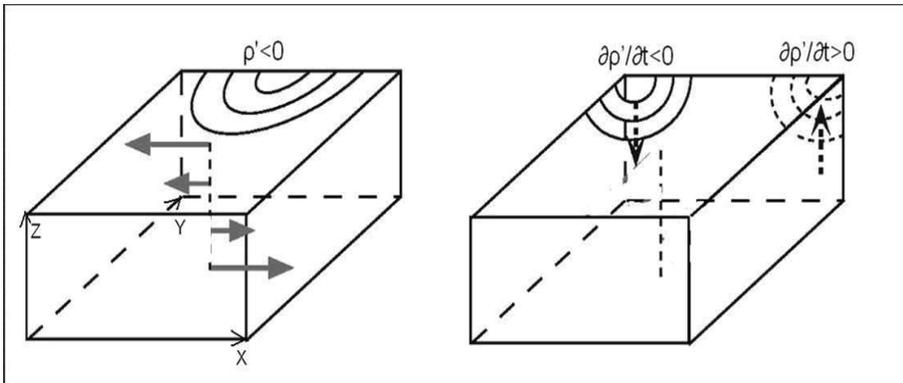


Рисунок 10 – Схема аномалий плотности, термического течения, подъема, опускания и тенденции плотности для арктико-атлантического колебания в модели. Рисунок аналогичен рисунку 5 в (Dijkstra et al, 2008), но с аномалией плотности вместо аномалии температуры.

Колебания атлантической меридиональной циркуляции, вероятно, играют лишь второстепенную роль в механизме поддержания модельной изменчивости в северной Атлантике, поскольку величина тенденции плотности вследствие аномалии меридиональной циркуляции примерно на порядок меньше, чем величина тенденции плотности вследствие термического течения. Также, по всей видимости, взаимодействие с САК не является столь существенным для рассматриваемой моды, как в случае, представленном в (Timmermann et al, 1998), поскольку минимум индекса

САК в нашем случае случается за четверть периода до минимума температуры в северной Атлантике, а не одновременно, как в (Timmermann et al, 1998).

### Заключение

В настоящей работе были рассмотрены наиболее известные на настоящий момент явления, порождающие естественные колебания климата с временным масштабом порядка десятков лет. Тем не менее, современное понимание природы этих явлений далеко от совершенного. Вероятно, в последующие годы мировое научное сообщество будет уделять все большее внимание природе естественных колебаний климата и их предсказуемости.

*Работа выполнена при поддержке гранта «Ведущие научные школы» № 6147.2014.5*

### Литература

- Володин Е.М., Галин В.Я. 1998. Исследование первой моды низкочастотной зимней атмосферной изменчивости атмосферной циркуляции в средних широтах северного полушария. Метеорология и гидрология, №9, с. 26-40.
- Barnett T.P., D.W. Pierce, M. Latif, D. Dommenges, and R. Saravanan. 1999. Interdecadal interactions between the tropics and midlatitudes in the Pacific basin. Geophys. Res. Lett. V.26. pp. 615-618.
- Bellucci A., Gualdi S., Masina S., Storto A., Scoccimarro E., Cagnazzo C. 2013. Decadal climate predictions with a coupled OAGCM initialized with oceanic reanalyses. Climate Dyn. V.40. pp. 1483-97.
- Branstator G., Teng H., Meehl G., Kimoto M., Knight J.R., Latif M., Rosati A. 2012. Systematic Estimates of Initial-Value Decadal Predictability for Six AOGCMs. J Climate V.25. pp. 1827-46.
- Delworth T., Manabe S., Stouffer R.J. 1993. Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean – atmosphere model. J. Climate. V.6. pp. 1993-2011.
- Delworth T.L., Greatbatch R.J. 2000. Multidecadal thermohaline circulation variability driven by atmospheric surface flux forcing. J. Climate. V.13. pp. 1481-1495.
- Dijkstra H.A., Frankcombe L.M. von der Heydt A.S. 2008. A stochastic dynamical systems view of the Atlantic Multidecadal Oscillation Phil Trans R Soc A. V.366. doi:10.1098/rsta.2008.0031.
- Frankcombe L.M. and Dijkstra H.A. 2010. Internal modes of multidecadal variability in the Arctic ocean. J Phys Oceanogr V.40 pp. 2496-2510.
- Frankcombe L.M., Dijkstra H.A. 2011. The role of Atlantic – Arctic exchange in North Atlantic multidecadal climate variability. Geophys Res Lett. V.8. doi:10.1029/2011GL048158.

- Griffies S.M., Tzipermann E. A linear thermohaline oscillator driven by stochastic atmospheric forcing. *J Climate* 1995. V.8. pp. 2440-2453.
- Heidt A., and Dijkstra H.A. 2007. Localization of multidecadal variability. Part I. Cross-equatorial transport and interbasin exchange. *J Phys Oceanogr.* V. 37. pp. 2401-2414.
- Jungclauss J.H., Haak H., Latif M., Mikolaevicz U. 2005. Arctic – North Atlantic interactions and multidecadal variability of the meridional overturning circulation *J Climate.* V.18. pp. 4013-4030.
- Kim H.M., Webster P.J., Curry J.A. 2012. Evaluation of short term climate change prediction in multimodel CMIP5 decadal hindcasts. *Geophys. Res. Lett.* V.39. L10701, doi:10.1029/2012GL051644.
- Labitzke K., Kunze M. 2009. Variability in the stratosphere: the Sun and the QBO. *Climate and Weather of the Sun-EarthSystem (CAWSES): Selected Papers from the 2007 Kyoto Symposium*, Edited by T. Tsuda, R. Fujii, K. Shibata, and M.A. Geller, pp. 257-278. TERRAPUB, Tokyo, 2009.
- Latif, M. and T.P. Barnett. 1994. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science.* V.266. pp. 634-637.
- Mantua N.J., Hare S.R. 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography.* V.58 pp. 35-44. doi:10.1023/A:1015820616384.
- Stenchikov G., A. Robock, V. Ramaswamy, M.D. Schwarzkopf, K. Hamilton, and S. Ramachandran. 2002. Arctic Oscillation response to the 1991 Mount Pinatubo eruption: Effects of volcanic aerosols and ozone depletion. *J. Geophys. Res.* V.107, doi:10.1029/2002JD002090.
- Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. 2012. An Overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* V.93, pp. 485-498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Teng H., Branstator G. 2011. Initial value predictability of prominent modes of North Pacific subsurface temperature in a CGCM. *Climate Dyn.* V. 36. pp. 1813-1836. doi:10.1007/s00382-010-0749-7.
- Teng H., Branstator G., Meehl G.A. 2011. Predictability of the Atlantic Overturning Circulation and Associated Surface Patterns in Two CCSM3 Climate Change Ensemble Experiments. *J. Climate.* V.24. pp. 6064-6076.
- Timmermann A., Latif M., Voss R., Groetzner A. 1998. Northern Hemisphere interdecadal variability: coupled air – sea mode *J. Climate.* V. 11. pp. 1906-1931.
- Thompson D., Wallace J.M. 1998. The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.* V. 25. №9, pp. 1297-1300.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И СОВРЕМЕННОГО ЗАМЕДЛЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ МОДЕЛИ INMOM

Н.А. Дианский, А.В. Гусев

Институт вычислительной математики (ИВМ) РАН,  
119333, г. Москва, ул. Губкина 8, [nikolay.diansky@gmail.com](mailto:nikolay.diansky@gmail.com)

**Резюме.** Представлены результаты расчётов глобальной циркуляции океана и ее межгодовой изменчивости за период 1948-2007гг. с помощью модели общей циркуляции океана ИВМ РАН (INMOM – Institute of Numerical Mathematics Ocean Model). Выявлена междекадная изменчивость климата, в том числе заметное уменьшение интенсивности Атлантической термохалинной циркуляции, меридионального переноса тепла в Северной Атлантике и поступления тепла из Северной Атлантики в атмосферу с конца 1990 годов. Это – отрицательная обратная связь в климатической системе Земли, направленная на замедление потепления климата («hiatus»), вызванного в последние десятилетия, в основном, антропогенными факторами. Выявлена также долгопериодная – около 60 лет – изменчивость Атлантической термохалинной циркуляции, которая с задержкой около 10 лет влияет на термическое состояние поверхности Северной Атлантики. Обосновывается предположение о том, что этот механизм может делать вклад в формирование собственной долгопериодной изменчивости Атлантической термохалинной циркуляции.

**Ключевые слова:** общая циркуляция океана, численное моделирование, физика морских льдов, изменения климата

## SIMULATION OF THE CLIMATE CHANGE PROCESS AND THE PRESENT GLOBAL WARMING DECELERATION WITH INMOM

N.A. Diansky, A.V. Gusev

Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences,  
Gubkina st., 8, 119333, Moscow, RUSSIA,  
[nikolay.diansky@gmail.com](mailto:nikolay.diansky@gmail.com) , [anatoly.v.gusev@gmail.com](mailto:anatoly.v.gusev@gmail.com)

**Summary.** Simulations of the global ocean circulation and its inter-annual variability for 1948-2007 were conducted using ocean general circulation model INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model). The inter-decadal climatic variability was found, in particular, a discernible decrease in Atlantic thermohaline circulation, meridional heat transport in the North Atlantic, and heat transport from the North Atlantic to the atmosphere since the late 1990's. This constitutes the negative feedback in the Earth's climate system leading to

---

deceleration («hiatus») of climate warming caused primarily by anthropogenic factor in the last decades. Long-term variability of 60-year period in Atlantic thermohaline circulation was found. It influences the thermal state of the North Atlantic surface with 10 years delay. The hypothesis is justified that this mechanism can contribute to inherent long-term variability of Atlantic thermohaline circulation.

**Keywords:** ocean general circulation, numerical simulation, sea ice physics, climate change

### Введение

В связи с происходящими современными климатическими изменениями весьма актуальной задачей является подробное причинно-следственное и количественное описание процессов, происходящих в океане – важнейшем звене климатической системы Земли (Володин и др., 2010). Это невозможно сделать, опираясь только на диагностический анализ данных наблюдений, поскольку их недостаточно, особенно в глубоководных частях Мирового океана (МО). Поэтому важнейшим современным инструментарием решения таких задач является численное моделирование и вычислительный эксперимент. Они позволяют получать количественные оценки межгодовых изменений термохалинной циркуляции в МО в целом и его отдельных акваториях.

Исследования изменчивости состояния вод МО с использованием численных моделей, основанных на решении трехмерных уравнений геофизической гидродинамики, начались с середины 1960 годов (см. классические работы (Саркисян, 1966; Bryan, 1969). С тех пор произошёл значительный прогресс в развитии моделей общей циркуляции океана (МОЦО). При этом заметные успехи достигнуты в математической постановке, численных методах решения уравнений и параметризациях подсеточных процессов. В наибольшей степени эти достижения определяются бурным развитием вычислительной техники, что позволило в МОЦО перейти от пространственных разрешений по горизонтали в  $5^\circ$  до порядка  $1/10^\circ$  (Ибраев и др., 2012). Однако на нынешнем этапе развития столь высокое пространственное разрешение не позволяет проводить практические расчеты на сотни лет. Поэтому для долгосрочных расчетов по воспроизведению и прогнозу климата океана в настоящее время применяются модели с относительно невысоким разрешением порядка  $1/2^\circ$ .

Наиболее близка тематике воспроизведения характеристик общей циркуляции океана международная программа Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (CORE) (Griffies et al., 2009; Danabasoglu et al., 2014). Ее целью является исследование циркуляции МО и её изменчивости на основе мультимодельного подхода, при котором все модели, участвующие в сравнении, должны использовать одинаковые сценарии экспериментов и одни и те же исходные данные для расчёта атмосферного воздействия. Первая серия расчётов CORE-I (Griffies et al., 2009) посвящена воспроизведению среднеклиматического квазистационарного

---

состояния океана и морского льда, а вторая – CORE-II (Danabasoglu et al., 2014) – их межгодовой изменчивости, при этом проводится сравнение результатов моделирования с комплексом разнородных данных наблюдений. В данной работе представлены результаты экспериментов с МОЦО INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), проведенных в рамках CORE-II (Danabasoglu et al., 2014). В настоящей статье приводятся некоторые дополнительные характеристические оценки океанической циркуляции, важные с точки зрения авторов для анализа климатической изменчивости.

### **1 Описание модели общей циркуляции океана INMOM и сценария численного эксперимента**

Разработанная в ИВМ РАН МОЦО INMOM относится к классу  $\sigma$ -моделей океана (Griffies, 2005) Современные МОЦО представляют собой сложные вычислительные комплексы, которые включают системы уравнений, описывающих крупномасштабную циркуляцию океана, методологию их численного решения, алгоритмы и программную реализацию, обработку результатов численных экспериментов (Griffies et al., 2009; Danabasoglu et al., 2014; Griffies, 2005, Marchuk et al., 2003; Дианский, 2013; Zalesny et al., 2012). Их создание, тестирование и оценка адекватности воспроизведения реальных процессов предполагает совместную информационную обработку результатов расчётов и данных наблюдений. Современные модели должны обеспечивать адекватное воспроизведение широкого спектра процессов, протекающих в океанах и морях.

Наиболее полно модель INMOM описана в (Дианский, 2013). В её основе лежит система примитивных уравнений в приближениях гидростатики и Буссинеска, записанная в обобщенных ортогональных координатах по горизонтали и в  $\sigma$ -системе координат по вертикали. Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура, солёность и отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности (Дианский, 2013; Zalesny et al., 2010). Для расчёта плотности используется уравнение состояния, учитывающее сжимаемость морской воды и специально предназначенное для моделей циркуляции океана (Brydon et al., 1999).

При численной реализации INMOM используется метод расщепления (Марчук, 2009; Marchuk et al., 2005) по физическим процессам и пространственным координатам, что является ее отличительной особенностью от других известных моделей (Griffies, 2005). Для этого уравнения динамики океана записываются в специальной симметризованной форме. Она позволяет представить оператор дифференциальной задачи в виде суммы более простых операторов, каждый из которых является неотрицательным в норме, определяемой законом сохранения полной энергии. Это дает возможность расщепить оператор полной задачи на ряд более простых подзадач и построить их пространственные аппроксимации так, чтобы энергетическим законам

---

сохранения, выполняющимся для исходной дифференциальной задачи, удовлетворяли все расщепленные дискретные задачи. Разностные аппроксимации по пространственным координатам строятся на «С» – сетке (Лебедев, 1964; Mesinger and Arakawa, 1976).

Метод расщепления позволяет эффективно реализовывать неявные и малодиссипативные полунеявные схемы интегрирования по времени, которые дают возможность использовать шаг по времени в несколько раз больший, чем в моделях океана, основанных на явных схемах, с аналогичными пространственным разрешением и коэффициентами вязкости и диффузии.

Для переноса импульса используется полунеявная схема Кранка-Николсон по времени и полудивергентная аппроксимация по пространству, гарантирующая неотрицательность оператора переноса и каждого из его компонентов при расщеплении по направлениям (Марчук, 2009). Оператор боковой вязкости представляет собой комбинацию операторов 2-го и 4-го порядков (Дианский, 2013; Zalesny et al., 2012). Для вязкости 2-го порядка используется неявная схема по времени и трёхточечная аппроксимация по выделенному направлению. Для вязкости 4-го порядка используется явная схема по времени с двукратным применением пятиточечного шаблона по горизонтальному подпространству.

Компоненты горизонтального градиента давления рассчитываются с использованием уравнения гидростатики в специальной форме (Zalesny et al., 2012), которая позволяет уменьшить погрешности при разностных аппроксимациях в  $\sigma$ -системе координат, так как они равны нулю для линейного по глубине профиля плотности, дающего значительный вклад в полный вертикальный профиль, а также потому что в ней заранее вычитается та часть нелинейного по глубине профиля плотности, которая не дает вклада в горизонтальный градиент давления. В задаче геострофического приспособления компоненты ускорения Кориолиса аппроксимированы неявно.

Для переноса температуры и солёности по времени используется явная схема Мацуно, а по пространству – разностная аппроксимация дивергентного типа, гарантирующая сохранение полного тепло- и солесодержания в случае отсутствия потоков на границах. Это важно для проведения климатических расчетов на длительные сроки. В качестве боковой диффузии для температуры и солёности применяется изопикническая диффузия с постоянным коэффициентом, реализованная полулагранжевым методом (Володин и др., 2010).

В качестве граничных условий на поверхности океана задаются потоки тепла, солёности и импульса. Для температуры и солёности на боковых границах и дне ставится условие отсутствия потоков. На границах для скорости ставится условие непротекания, дополненное условиями свободного скольжения на боковых границах и квадратичного трения на дне (Дианский, 2013).

---

Используемая версия INMOM для МО построена в криволинейной ортогональной системе координат, полученной путем конформного преобразования географической системы. Один полюс располагается на п-ве Таймыр, а второй – в Антарктиде симметрично первому относительно экватора, таким образом, чтобы последний в модельной системе координат совпадал с географическим. Окрестность экватора является волноводом для экваториально захваченных волн Кельвина и Россби, где также формируется сложная структура приповерхностных и подповерхностных течений и противотечений, воспроизведение которой очень важно, в частности, для правильного описания явления Эль-Ниньо – Южное колебание. Поэтому сохранение положения экватора в расчётной системе координат позволяет лучше воспроизводить эти процессы.

Для адекватного воспроизведения характеристик океана в высоких широтах в INMOM включена модель морского льда. Она состоит из трёх модулей. Модуль термодинамики (Яковлев, 2009) описывает замерзание льда, выпадение снега, а также их таяние за счёт тепловых процессов. Модуль переноса льда служит для расчёта эволюции ледяного и снежного покровов вследствие дрейфа, для чего используется монотонная схема переноса (Briegleb et al., 2004), обеспечивающая неотрицательность концентрации и массы снега и льда. И, наконец, модуль динамики льда рассчитывает эволюцию скорости его движения, которая изменяется за счёт воздействия ветра, поверхностных течений океана, суточного вращения Земли, урванной поверхности океана и взаимодействия льдин друг с другом, которое описывается упруго-вязко-пластичной реологией (Hunke and Dukowicz, 1997).

Для моделирования Мирового океана используется пространственное разрешение  $1^\circ \times 0,5^\circ$  в горизонтальных координатах и 40 неравномерно распределённых  $\sigma$ -уровней по глубине. Основной шаг по времени при расчётах равен 1 часу, внутренний шаг для переноса температуры и солёности, выполненного по явной схеме, составляет 30 мин.

Топография дна, используемая в модели, была получена из данных (ETOPO2, 2006). Эти данные были сглажены для устранения пространственной изменчивости, масштабы которой меньше шага модельной сетки и интерполированы с исходной географической системы на расчётную область.

Коэффициент изопикнической диффузии для температуры и солёности задавался равными  $4 \times 10^6$  см<sup>2</sup>/с. Величина коэффициента боковой вязкости 4-го порядка задавалась прямо пропорциональной 4-й степени шага по пространству и обратно пропорциональной шагу по времени. В частности, на экваторе коэффициент в зональном направлении был равен  $1,7 \times 10^{21}$  см<sup>4</sup>/с.

Для описания вертикального турбулентного перемешивания использовалась параметризация (Pacanovsky and Philander, 1981). В зависимости от числа Ричардсона коэффициент вязкости изменялся от 1 см<sup>2</sup>/с до 75 см<sup>2</sup>/с, а диффузии – с фонового значения 0,05 см<sup>2</sup>/с до 50 см<sup>2</sup>/с.

---

Чтобы избежать возможных ситуаций «выклинивания» вертикальных профилей температуры и солёности в приповерхностном слое океана, в верхнем 5-метровом слое коэффициенты диффузии и вязкости задавались равными  $500 \text{ см}^2/\text{с}$ . В случае неустойчивой стратификации, коэффициент вертикальной диффузии увеличивался до значения  $500 \text{ см}^2/\text{с}$ , а коэффициент вязкости брался равным  $75 \text{ см}^2/\text{с}$ . Для операторов диффузии и вязкости по вертикали использовалась трёхточечная аппроксимация по глубине и неявная схема по времени.

Описанная версия INMOM также служит океаническим компонентом в модели земной системы (Володин и др, 2010, 2013), созданной в ИВМ РАН и участвующей в программе МГЭИК по прогнозированию изменений климата, а также в экспериментальной модели долгосрочного прогноза Гидрометцентра РФ (Толстых и др., 2014).

Согласно сценарию CORE-II (Danabasoglu et al., 2014), интегрирование модели было проведено на пять последовательных 60-летних циклов, соответствующих периоду с 1948 по 2007 гг. Для проведения экспериментов при расчете атмосферного воздействия использовалась специальная база CORE (Large and Yeager, 2009) приповерхностных атмосферных характеристик, в основе которой лежат данные реанализа NCEP/NCAR.

В качестве начальных условий задавалось отсутствие снега и льда, состояние покоя МО и среднеянварские климатические температура и солёность, интерполированные на модельную область, из данных атласа (Levitus et al., 1998), имеющих пространственное разрешение  $1/4^\circ$  на 33 стандартных океанографических горизонтах. Такой подход позволяет сократить время интегрирования модели для получения реалистичной циркуляции до 50-60 лет.

Атмосферные характеристики CORE включают в себя температуру воздуха, влажность и скорость ветра на высоте 10 м и атмосферного давления на уровне моря (временной интервал 6 ч); длинноволновую и коротковолновую радиации (временной интервал 24 ч); среднемесячные атмосферные осадки и сток рек. Пространственное разрешение полей этих атмосферных характеристик по долготе составляет  $1,8750^\circ$ . По широте же разрешение неравномерное. У экватора оно составляет  $1,9048^\circ$ , и нарастает к полюсам до  $1,8888^\circ$ . Поскольку данные CORE были заданы в обычной географической системе координат на сетке, они переводились на модельную область внутри расчетного блока модели путём пространственной интерполяции, основанной на решении уравнения Лапласа на сфере и позволяющей избежать ложных экстремумов (Гусев, 2009).

Расчёт потоков тепла, солёности и импульса на поверхности океана осуществлялся согласно балк-формулам (см., например (Дианский, 2013)). Сток рек рассчитывался в виде псевдоосадков, сосредоточенных в акваториях, примыкающих к устьям рек.

Поскольку для температуры на поверхности океана существует естественная отрицательная обратная связь с предписанной температурой воздуха через поток явного тепла, коррекция потока тепла на поверхности океана не проводилась. Для солёности же такой обратной связи не существует. Поэтому осуществлялась привязка поверхностной солёности к климатическим данным (Levitus et al., 1999) путем введения в поток солёности на поверхности моря релаксационной добавки, представляющей собой разность модельной и климатической приповерхностной солёности умноженной на коэффициент равный  $1,5 \times 10^{-4}$  см/с, что можно трактовать как релаксацию модельной солёности, осреднённой по 10-метровому верхнему слою, к климатическим значениям, с временным масштабом около 80 суток. Необходимость коррекции потока солёности на поверхности моря объясняется также тем, что точность задания осадков и стока рек недостаточно высока.

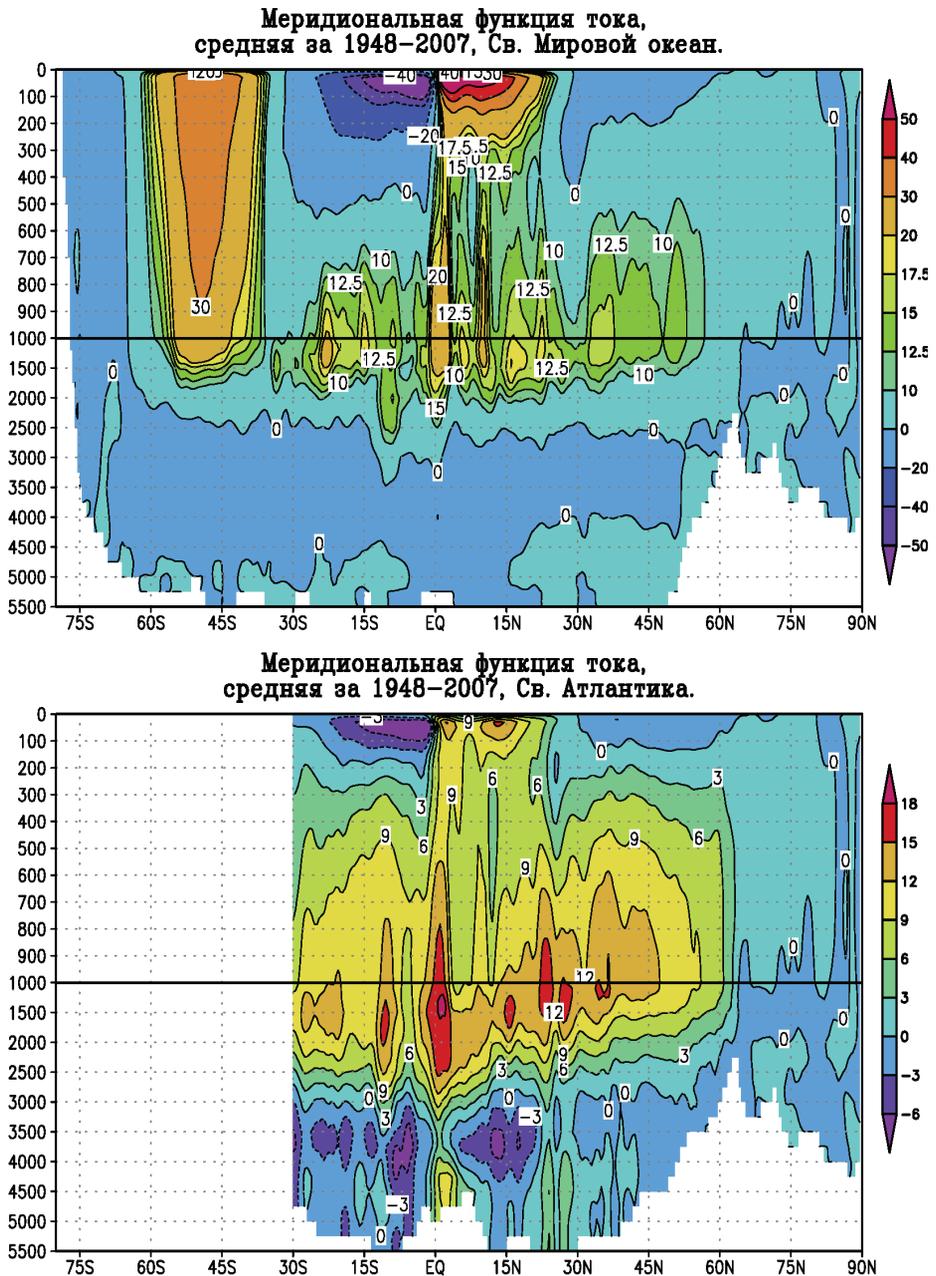
Согласно сценарию CORE-II, являющемуся обязательным требованием для всех моделей – участниц этого проекта (Danabasoglu et al., 2014), результаты последнего 5-го 60-летнего цикла рассматриваются как основные данные, характеризующие изменчивость циркуляции МО за период с 1948 по 2007 гг. Ниже приводится анализ воспроизведенных климатических характеристик океана и их межгодовой изменчивости за этот период времени.

## **2 Воспроизведение характеристик термохалинной циркуляции Мирового океана и их эволюции во второй половине 20 века**

### **2.1 Меридиональная циркуляция**

На рис. 1 приведена рассчитанная средняя за последний цикл 1948-2007гг. функция тока зонально-интегральной циркуляции для всего Мирового океана (вверху) и для Атлантики (внизу). Характерной особенностью вертикальных круговоротов является вызываемая пассатами приповерхностная дипольная структура у экватора с интенсивным экваториальным апвеллингом (рис. 1, вверху). Это т.н. tropical shallow cells, интенсивность которых в Тихом океане выше, чем в Атлантическом. Именно поэтому они более выражены для картины меридиональной циркуляции для Мирового океана, чем для Атлантики. Величины расходов в этих ячейках по модулю превышают 40 Св. Центры этих круговоротов расположены на глубине 50 м на расстоянии около  $5^\circ$  по широте к северу и югу от экватора. В Южном океане хорошо выделяется Диконова ячейка (Bryan, 1991) с интенсивностью до 35 Св, расположенная между  $60^\circ\text{S}$  и  $37^\circ\text{S}$  и проникающая от поверхности до глубин в 2 км. Она генерируется интенсивным экмановским дрейфом, вызванным сильными западными ветрами в зоне т.н. «ревущих сороковых» в области Антарктического циркумполярного течения (АЦТ). В работе (Döös and Webb, 1994) исследуются некоторые аспекты

формирования Диконовой ячейки и делается вывод, что эта ячейка пропадает, если ее рассматривать в изопикнических координатах.



*Рисунок 1 – Среднегодовая функция тока зонально-интегральной циркуляции, Св. Вверху – для глобального океана, внизу – для Атлантического. Положительные значения соответствуют круговороту по часовой стрелке, отрицательные – против часовой стрелки.*

К такому ошибочному, на наш взгляд, положению, авторы работы (Döös and Webb, 1994) пришли на основе результатов моделирования по упрощённой модели, в которой занижена интенсивность конвекции на северной периферии этой ячейки. Однако в пространственной картине распределения термохалопикнических полей из наблюдений (Levitus et al., 1998) и расчетов по МОЦО (см. например, в (Дианский, 2013) рис. 2.8) здесь присутствует конвекция, особенно сильно проявляющаяся в распределении солёности, когда более пресные приповерхностные воды АЦТ поступают в глубинные слои за счет опускания вод в северной периферии якобы пропадающей в изопикнических координатах Диконовой ячейки.

В Северном полушарии основной крупномасштабный круговорот меридиональной функции тока имеет максимум порядка 17 Св на глубине около 1 км и широте 35°с.ш. Этот круговорот обусловлен меридиональной циркуляцией в Атлантическом океане, где она имеет классический вид монополярной ячейки (рис. 1, внизу). Рассчитанная меридиональная циркуляция хорошо согласуется, например, с результатами (Masumoto et al., 2004).

На рис. 2 показаны среднегодовой меридиональный перенос тепла (МПТ), рассчитанный в модели как средний за последний цикл 1948-2007 гг. МПТ является одной из важнейших характеристик циркуляции Мирового океана, оказывающих большое влияние на состояние климатической системы Земли в целом. Результаты расчётов хорошо согласуются, за исключением небольшого снижения для Атлантического сектора на 0,2 ПВт в тропиках ( $\pm 30^\circ$  широты), с данными из (Trenberth and Caron, 2001), где величины МПТ получены с помощью косвенных оценок по данным наблюдений. Это также имеет место для большинства моделей из проекта CORE (Danabasoglu et al., 2014), в которой эта ситуация изучается более тщательно с привлечением и других данных по оценкам МПТ в Атлантике (Large and Yeager, 2009; Johns et al., 2011; Bryden and Imawaki, 2001).

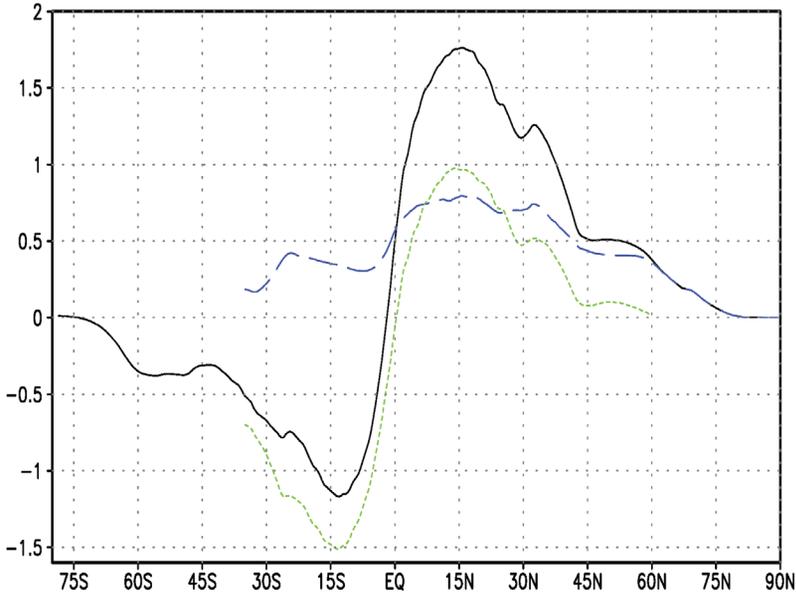
Рассчитанный по INMOM глобальный среднегодовой МПТ (рис. 2, сплошная линия) имеет максимум около 1,8 ПВт на 15°с.ш. и минимум – 1,2 ПВт на 14°ю.ш. В Северном полушарии, выше 40-й параллели, перенос тепла к полюсу осуществляется, в основном, за счет переноса тепла в Атлантическом океане, который связан с западным пограничным течением вдоль всего Американского континента.

Величина теплопереноса в Атлантике (рис. 2, длинный пунктир) возрастает с 0,3 до 0,8 ПВт на 19°с.ш. и далее убывает вместе с поворотом на восток и уменьшением интенсивности Гольфстрима и Северо-Атлантического течения. Особенностью рассчитанного МПТ в Атлантике является его относительное постоянство порядка 0,35 ПВт в тропиках южного полушария и дальнейший заметный рост на 0,3 ПВт в районе экватора. Перенос тепла на север в области южнее экватора до 35°ю.ш. вызван тем, что в Атлантике южная приэкваториальная ячейка, отвечающая за перенос тепла в Южном направлении, несколько

---

подавлена. Она имеет максимальный расход всего 5 Св (северная – более 10 Св), что может быть вызвано направленным на север экмановским переносом в Южной Атлантике. К тому же на глубине около 1 км располагается вытянутая вдоль всей Атлантики ячейка циркуляции с направлением по часовой стрелке и величиной расхода, достигающей 15 Св, которая также ответственна за перенос тепла на север.

**Меридиональный перенос тепла, ПВт. Глобальный (сплошная), Атлантика(длинный пунктир), Индийский и Тихий (короткий пунктир)**



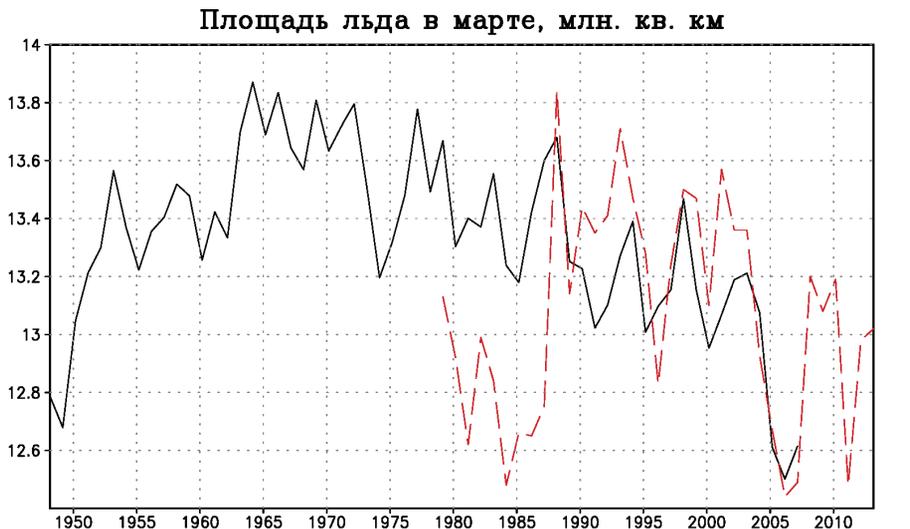
*Рисунок 2 – Среднегодовой меридиональный перенос тепла по результатам расчетов, ПВт: Мировой океан (сплошная линия), Атлантический океан (длинный пунктир), суммарный перенос в Тихом и Индийском океане (короткий пунктир).*

В Южном полушарии перенос тепла определяется, главным образом, процессами в Тихом и Индийском океанах. Совместный перенос тепла в этих океанах на юг (рис. 2, короткий пунктир) достигает максимума 1,5 ПВт на 15°ю.ш.

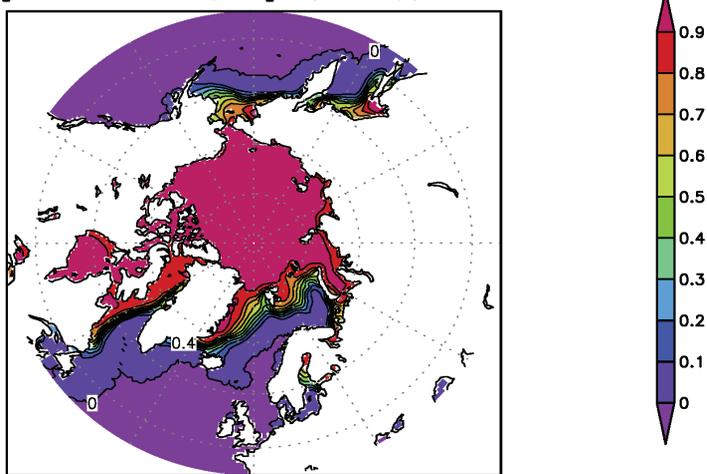
**2.2 Морской лёд в Северном Ледовитом океане.**

На рис. 3-6 показаны карты сплоченности морского льда в Северном ледовитом океане (СЛО) и его толщины в марте и сентябре, средние за 1948-2007гг., а также временные эволюции площади морского льда и его объема за этот период. Результаты хорошо согласуются с данными наблюдений из National Snow and Ice Data Center (NSIDC), доступными по веб-адресу <ftp://sidads.colorado.edu/DATASETS/NOAA/G02135/>. Здесь следует отметить, что значительное рассогласование модельных величин и данных наблюдений для марта до 1987г. на рис. 3 вызвано тем, что до

этого года лед Охотского моря не учитывался в наблюдениях, а после этого срока его площадь присовокуплялась к площади льда СЛО.



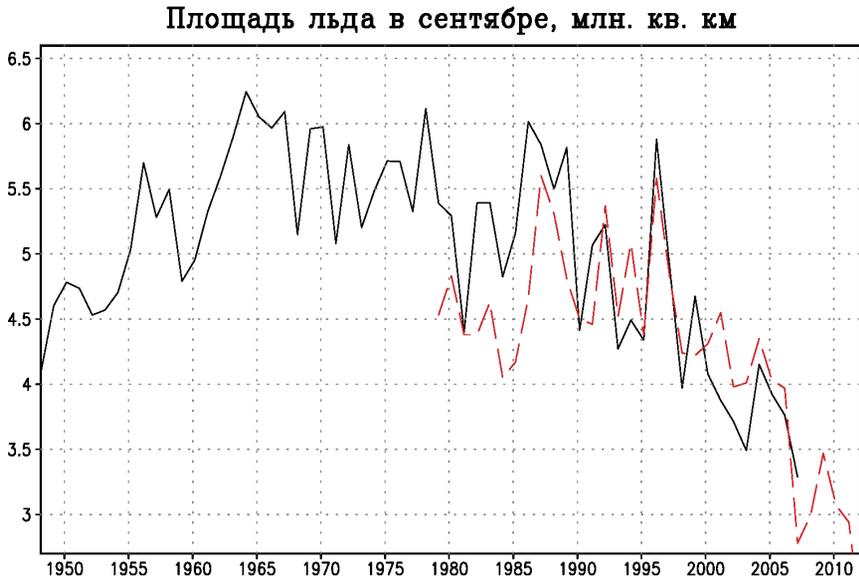
**Среднемартовская концентрация льда за 1948–2007**



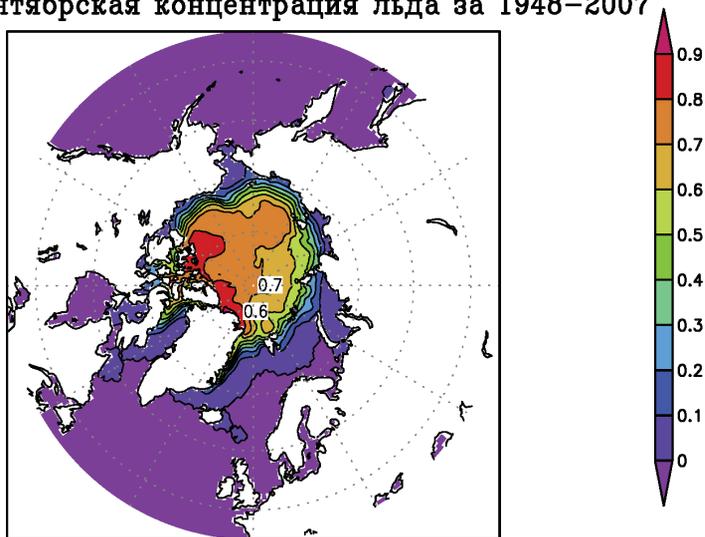
*Рисунок 3 – Вверху – временной ход площади льда в СЛО за последний цикл интегрирования с атмосферным воздействием за 1948-2007гг. по результатам расчётов (сплошная линия) и по данным NSIDC (пунктир),  $10^6$  км<sup>2</sup>. Внизу – среднемесячная сплоченность льда в марте, средняя за последний цикл 1948-2007гг.*

Поэтому в площади сентябрьского льда (рис. 4) этого рассогласования нет, так как в это время Охотское море свободно ото льда. Корреляция площади морского льда для марта с исключенным трендом составляет 0,81, а для сентября 0,87, что является очень неплохим показателем, учитывая неточности в задаваемых потоках и пространственное разрешение модели. Следует отметить, что нельзя предсказать поведение

интегральных характеристик морского льда для летнего периода, основываясь на их значениях для зимнего периода. Для этого достаточно сравнить площадь морского льда для 2006 и 2007гг. на рис. 3 и 4.



**Среднесентябрьская концентрация льда за 1948–2007**



*Рисунок 4 – То же, что на рисунке 3, но для сентября.*

На рис. 7 приведены пространственные распределения сплоченности и толщины морского льда по результатам расчётов для сентября 2007г., когда, согласно данным наблюдений, количество льда в СЛО было минимальным за период расчета. В целом, можно отметить, что в модели влияние циркуляции на формирование ледового покрова в Арктическом

бассейне существенно. Максимум ледового покрова смещается к Америке. Сравнивая карты распределений на рис. 7 с данными наблюдений NSIDC (<ftp://sidads.colorado.edu/DATASETS/NOAA/G02135/>), можно сделать вывод о том, что пространственное распределение морского льда воспроизводится хорошо.

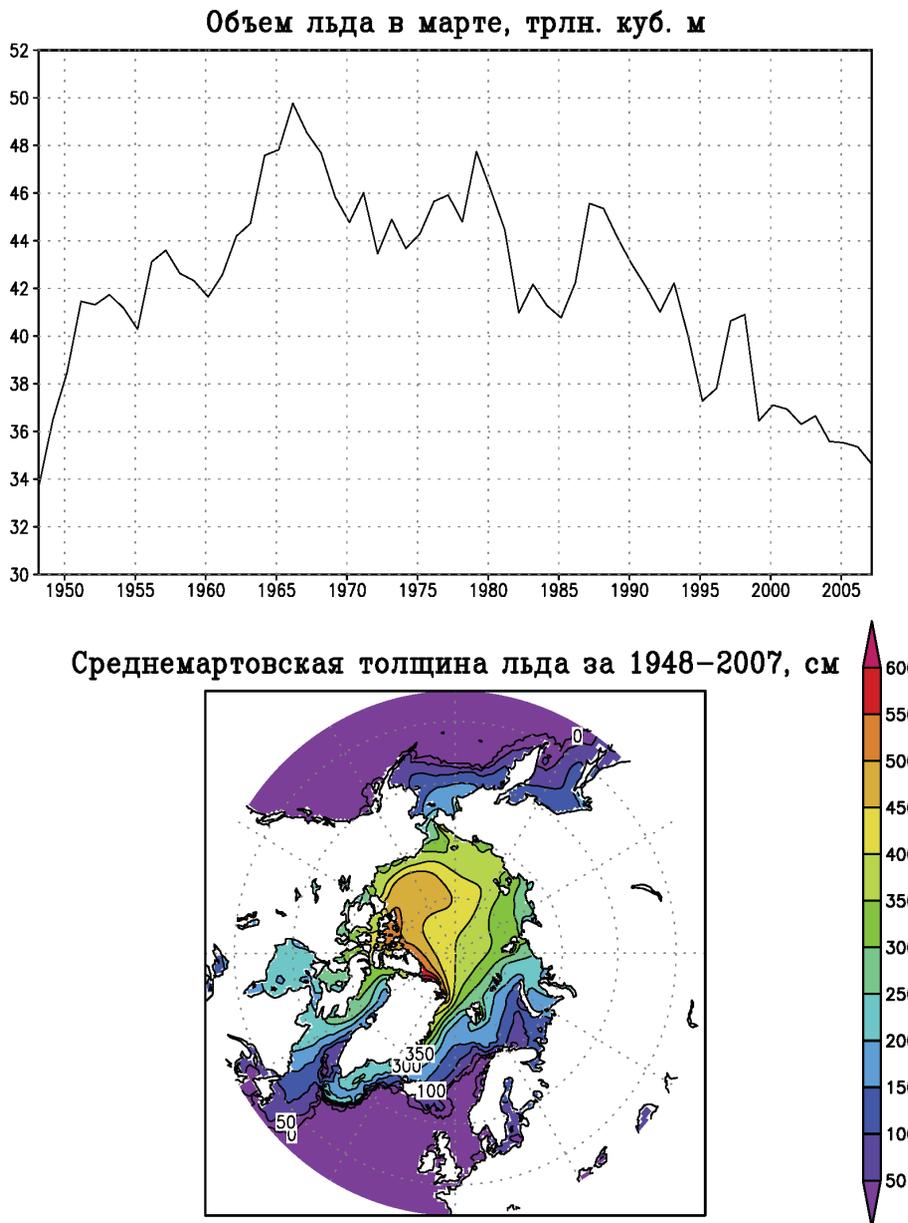


Рисунок 5 – Вверху – временной ход объёма льда в СЛО за последний цикл 1948–2007гг.,  $10^{12} \text{ м}^3$ . Внизу – среднемесячная толщина льда в марте в см, средняя за последний цикл интегрирования с атмосферным воздействием за 1948–2007гг.

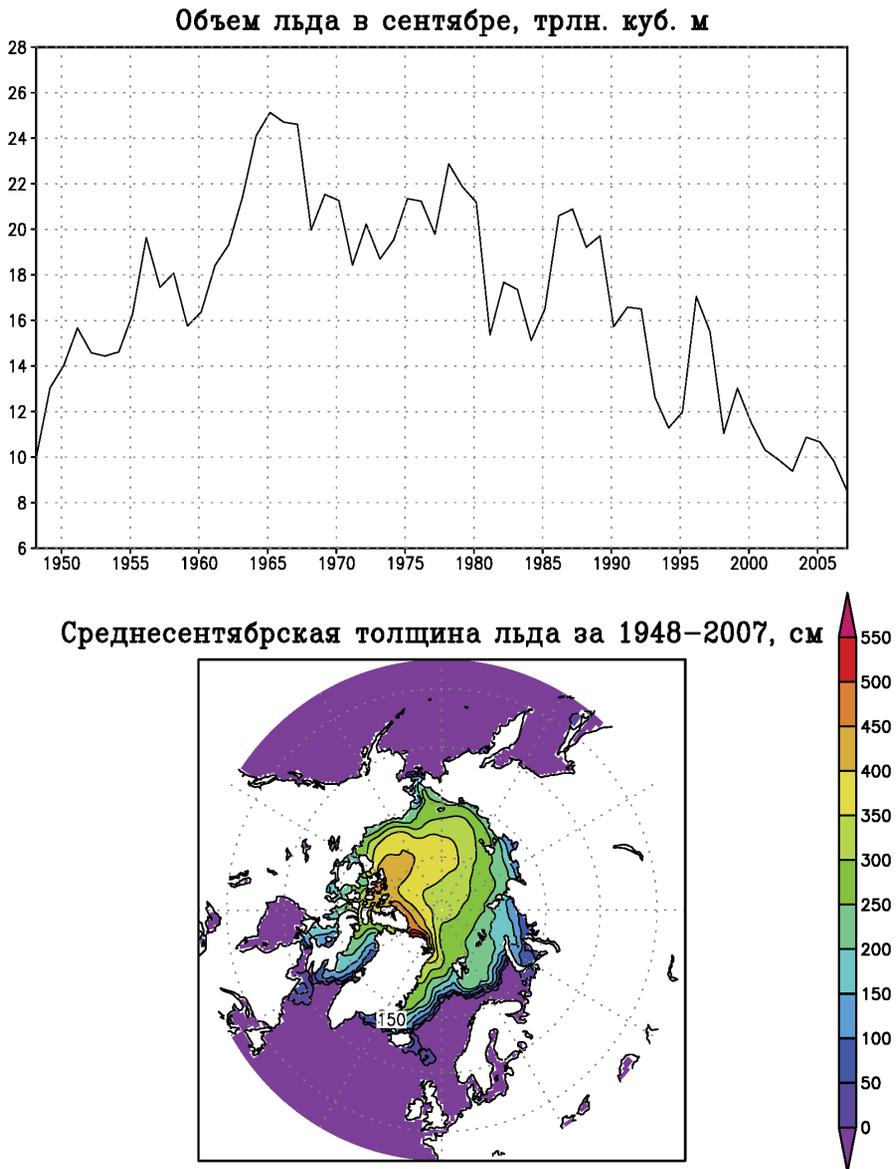
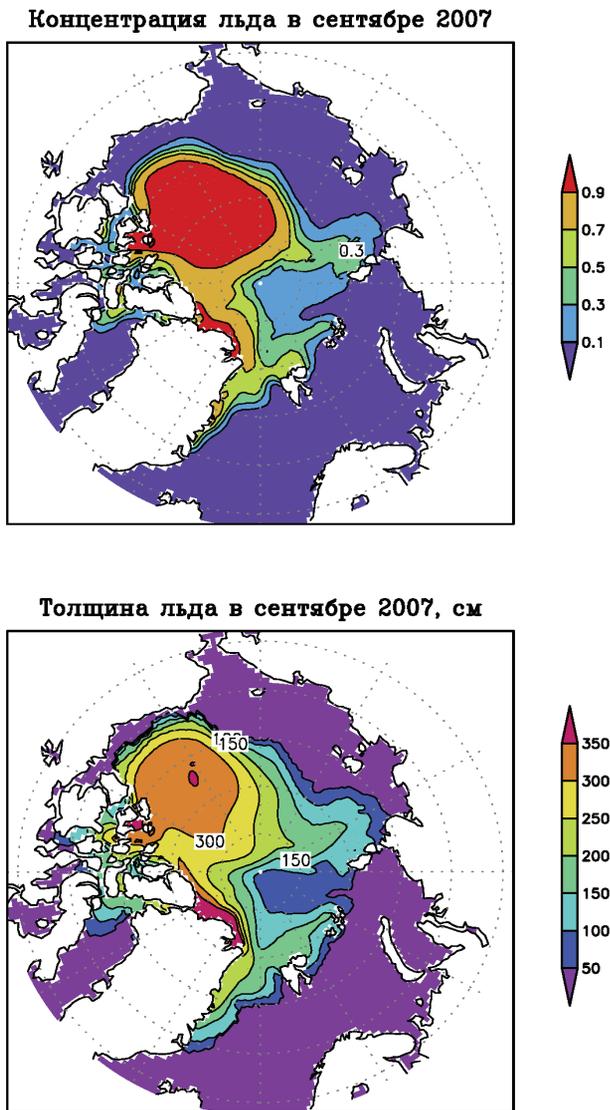


Рисунок 6 – То же, что на рисунке 5, но для сентября.

### 2.3 Термохалинная циркуляция Атлантики и её климатическая изменчивость.

Одной из важнейших характеристик, описывающих климатические изменения в Атлантическом океане, служит Атлантическая мультideкадная осцилляция (АМО). Индекс АМО здесь определяется как аномалия температуры поверхности океана (ТПО) относительно многолетнего среднего годового хода, осредненная по региону ( $70^{\circ}\text{W}$ - $7^{\circ}\text{W}$ ,  $0^{\circ}$ - $60^{\circ}\text{N}$ ). Он характеризует тепловое состояние поверхности

Северной Атлантики (СА). Временной ход индекса АМО отражает квазипериодические изменения ТПО в СА с характерными временными масштабами от 10 до 100 лет, которые в свою очередь описывают естественную изменчивость в совместной системе океан-атмосфера.



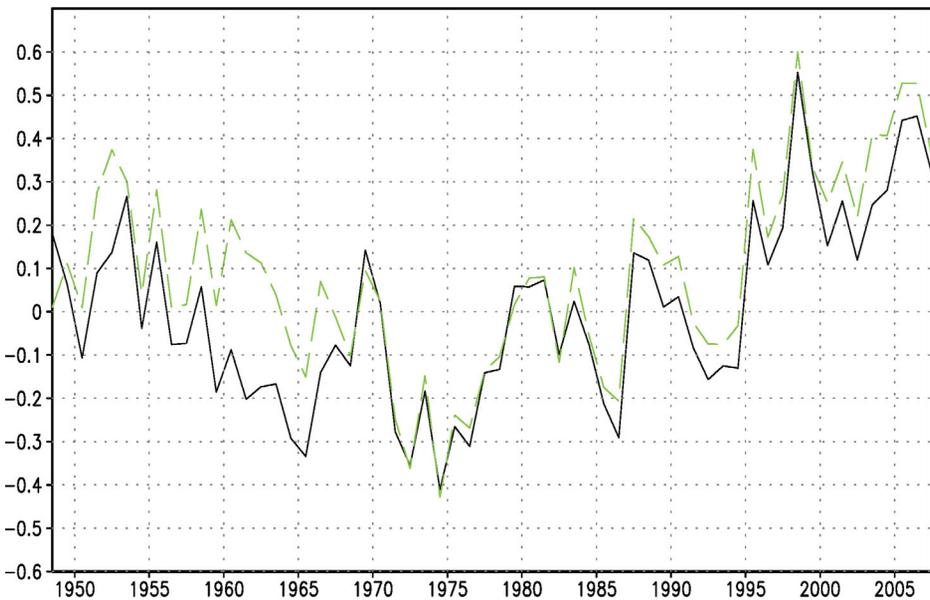
*Рисунок 7 – Среднемесячные характеристики льда в СЛО в сентябре 2007г. последнего цикла расчётов. Вверху сплоченность, внизу – толщина в см.*

На рис.8 приведены графики эволюции индекса АМО. Мы здесь рассчитывали индекс АМО по стандартной методике, путем осреднения аномалий ТПО в области  $0^{\circ}$ - $60^{\circ}$ N. В работе (Gulev et al., 2013) показано, что для более адекватного отражения климатических изменений в Северной Атлантике для расчета этого индекса должна применяться более

сложная и физически обоснованная методика. Однако здесь он приводится в основном только для демонстрации адекватности воспроизведения моделью процессов в верхнем слое океана. Для этого достаточно применения стандартной методики вычисления индекса АМО.

Пунктирная линия на рис. 8 демонстрирует АМО по данным CORE, сплошная – результаты расчетов по INMOM. Видно, что модель хорошо воспроизводит временной ход индекса АМО, что объясняется хорошим воспроизведением ТПО, обусловленным реалистичным заданием атмосферного воздействия. Воспроизведенные основные минимумы и максимумы, соответствующие похолоданию и потеплению климата, хорошо согласуются с данными наблюдений (Large and Yeager, 2009).

**Индекс АМО за 1948–2007**  
**Сплошная – модель, пунктир – наблюдения**



*Рисунок 8 – Индекс Атлантической мультидекадной осцилляции (АМО), °С, по данным наблюдений (пунктир) и по результатам расчётов (сплошная линия).*

Результаты проведенного эксперимента по воспроизведению циркуляции МО позволяют изучить его влияние на формирование климатической изменчивости с 1948 по 2007гг. Прежде всего такое влияние должно осуществляться через изменчивость Атлантической термохалинной циркуляции (АТХЦ). АТХЦ представляет собой крупномасштабный меридиональный круговорот воды в Атлантике, является частью глобального конвейера (Лаппо, 1984) и формирует меридиональный перенос тепла (МПТ) (рис. 2) в высокие широты северного полушария.

На рис. 9 показан временной ход индекса АТХЦ, а так же среднего МПТ и среднего потока тепла из океана в атмосферу в атлантическом

секторе от 30°N до 60°N. Здесь в качестве индекса АТХЦ выбиралась величина максимума функции тока зонально интегрированной по акватории Северной Атлантики меридиональной циркуляции (в координатах широта-глубина).

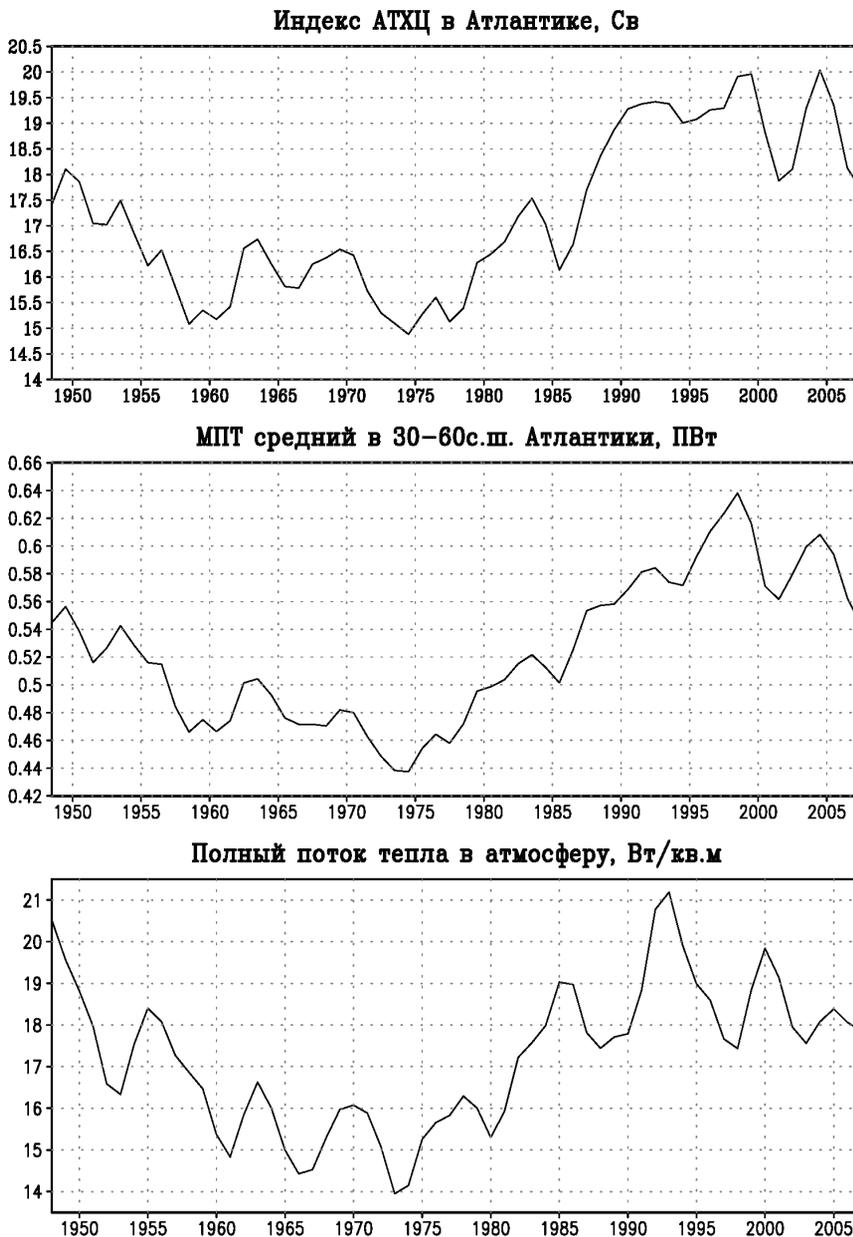


Рисунок 9 – Временная эволюция среднегодового максимума меридиональной функции тока в Атлантике, Св (вверху), меридионального переноса тепла в Атлантике, усредненного в интервале 30-60°с.ш., ПВт (в центре) и полного потока тепла из океана в атмосферу в Атлантике, усредненного в интервале 30-60°с.ш., Вт/м<sup>2</sup>.

Таким образом, индекс АТХЦ характеризует ее интенсивность. Следует отметить, что величина индекса АТХЦ колеблется от 17 до 23,5 Св, составляя в среднем 20,5 Св, что хорошо согласуется с оценками по данным наблюдений и зарубежными модельными расчетами (Danabasoglu et al, 2014). Характеристики из рис. 9, показывают уменьшение интенсивности АТХЦ с конца 1990гг., которое приводит к уменьшению теплоотдачи СА в средних широтах.

Интенсивность АТХЦ характеризуется значительными долгопериодными колебаниями, сопровождающимися аномалиями ТПО в СА (Latif et al., 2004). В характеристиках, показанных на рис. 9, просматривается приблизительно 60-летнее колебание, которое на более длинных рядах данных в среднеглобальной приповерхностной температуре заметно более отчетливо (Панин, 2009).

### Заключение

Проведенные расчеты циркуляции Мирового океана позволили оценить изменение ее основных характеристик, произошедшие за период с 1948 по 2007 гг. Модель показывает существенное уменьшение площади морского льда в СЛО к 2007г., что соответствует данным наблюдений. По результатам расчетов выявлено заметное падение с конца 1990 гг. интенсивности АТХЦ, которое проявляется также и в эволюции МПТ в Северной Атлантике. Такое падение этих величин согласуется с ростом ТПО в эти годы, проявляющимся в росте индекса АМО. Такой ход индексов АТХЦ и АМО объясняется тем, что при росте приповерхностной температуры и осадков в субарктических широтах следует ожидать уменьшения солености и плотности приповерхностного слоя СЛО и арктических морей. Этому же способствуют таяние морских льдов и увеличение речного стока в арктический бассейн (Mokhov, 2006; Володин и Дианский, 2006). В результате должна увеличиться устойчивость верхнего слоя океана, приводящая к ослаблению высокоширотных конвективных процессов и интенсивности меридионального круговорота в Атлантике (с соответствующим изменением положения и ослаблением Гольфстрима и Северо-Атлантического течения как составляющих АТХЦ), что и проявляется в наших расчетах. Это, в свою очередь, может существенно сказаться на региональных особенностях климата высоких и средних широт северного полушария, в частности европейского климата (IPCC, 2007).

Однако, кроме фактора внешнего антропогенного воздействия, описанного выше, можно предложить и объяснение воздействия собственной динамики океана на его термohалинное состояние. Так наблюдаемые минимумы в индексах АТХЦ и МПТ, приуроченные к 1960г. могли спровоцировать минимум в индексе АМО, но с

---

приблизительным 10-летним сдвигом во времени, так что соответствующий минимум в индексе АМО приходится на 1970гг. Аналогично, максимумы в индексах АТХЦ и МПТ, приуроченные к 1990гг. могли спровоцировать максимум в индексе АМО, приуроченный к 2000гг. Такое время запаздывания определяется большой термической инерцией Мирового океана. Этот механизм может отвечать собственной долгопериодной изменчивости АТХЦ с периодами около 60 лет.

Выявленное падение индекса АТХЦ с конца 1990 гг. привело к соответственному уменьшению МПТ в средних широтах и, следовательно, уменьшению поступления тепла из Северной Атлантики в атмосферу, начиная с середины 1990гг. (рис. 9). Это в свою очередь, может определять океанический компенсационный механизм наблюдаемого потепления, вызванного в последние десятилетия, в основном, антропогенным воздействием (IPCC, 2007). Таким образом, обнаруживается отрицательная обратная связь в климатической системе Земли, направленная на уменьшение внешнего воздействия. Именно это, возможно, привело в 2000 гг. к уменьшению скорости потепления климата Земли (т.н. явление «hiatus») и может привести даже к некоторому похолоданию климата в ближайшее десятилетие. Главным компонентом этого механизма служит термохалинная циркуляция МО. Так в работе (Mokhov et al., 2006) показаны связи долгопериодной изменчивости АТХЦ и климатических режимов в Евразии и Арктике.

В работах (Semenov et al., 2014) и (Polonsky, 2013) с помощью модельных расчетов и данных наблюдений исследуется роль собственной долгопериодной изменчивости в Северной Атлантике и атлантическом секторе Арктики в изменениях климата. В этих работах подтверждается вывод о значимой роли естественной изменчивости в Северной Атлантике и Арктике не только в формировании региональных, но и глобальных изменений климата, что согласуется с нашими результатами.

То, в какой мере предложенные механизмы в те или иные времена оказывают большее влияние на климатические изменения, должно быть предметом дальнейших углубленных исследований, в том числе и с применением совместной модели атмосферы и океана, разработанной в ИВМ РАН, в которой океаническим блоком служит модель океана, используемая в настоящих исследованиях. Предложенные механизмы изменчивости АТХЦ и АМО могут приводить к формированию собственных колебаний термохалинной циркуляции МО, которые, в свою очередь, могут формировать собственные колебания климата. Последние, служат предметом интенсивных исследований, ведущихся в мировой науке в последнее время.

*Работа выполнена в ИВМ РАН при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект №14-27-00126).*

---

## Литература

Володин Е.М., Дианский Н.А. Моделирование изменений климата в XX-XXII столетиях с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 2006, т.42, №3, с. 291-306.

Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM 4.0. Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2010, т.46, №4, с. 448-466.

Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Модель земной системы INMCM4: воспроизведение и прогноз климатических изменений в 19-21 веках. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013, т.49, №4, с.379-400.

Гусев А.В. Численная модель гидродинамики океана в криволинейных координатах для воспроизведения циркуляции мирового океана и его отдельных акваторий. Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук, Москва, ИВМ РАН, 2009, 144 с.

Дианский Н.А. Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. –М., Физматлит, 2013, 272 с.

Ибраев Р.А., Хабеев Р.Н., Ушаков К.В. Вихреразрешающая  $1/10^\circ$  модель Мирового океана // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 48(1), 45-55, 2012.

Лаппо С.С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север в Атлантическом океане. Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы., –М., Гидрометеиздат, 1984, с. 125-129.

Лебедев В.И. Разностные аналоги ортогональных разложений, основных дифференциальных операторов и некоторых краевых задач математической физики. Ж. вычисл. матем. и матем. физ., т.4, №3, 1964, с. 449-465.

Марчук Г.И. Методы вычислительной математики. // Санкт-Петербург, Лань, 2009, 608 с.

Панин Г.Н. Об изменениях климата в полярных зонах Земли в XX и XXI столетиях. Доклады Академии Наук, 2009, т.427, №3, с. 397-402.

Саркисян А.С. Основы теории и расчет океанических течений. – Л.: Гидрометеиздат, 1966, 179 с.

Семенов В.А., Мохов И.И., Полонский А.Б. Моделирование влияния естественной долгопериодной изменчивости в Северной

---

Атлантике на формирование аномалий климата в Северном полушарии. *Морской Гидрофизический Журнал*, 2014, №4, с. 14-27.

Толстых М.А., Дианский Н.А., Гусев А.В., Киктев Д.Б. Воспроизведение сезонных аномалий атмосферной циркуляции при помощи совместной модели атмосферы и океана. *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2014, т.50, №2, с. 131-142.

Яковлев Н.Г. Восстановление крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948-2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние. *Известия РАН, ФАО*, 2009, т.45, №3, с. 1-16.

Briegleb B.P., Bitz C.M., Hunke E.C., Lipscomb W.H., Holland M.M., Schramm J.L., and Moritz R.E. Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model, version three. Technical Note NCAR/TN-463+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 2004.

Bryan K. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean // *J. Computational Physics*, 1969, V.4, pp. 347-376.

Bryan K. Ocean circulation models / *Strategies for Future Climate Research*. M. Latif, Ed. Max-Planck Institute für Meteorologie, 1991, pp. 265-286.

Bryden, H., Imawaki, S., 2001. Ocean heat transport. In: Siedler, G., Church, J., Gould, J. (Eds.), *Ocean Circulation and Climate*. In: *International Geophysical Series*, vol. 47. Academic Press, pp. 317-336.

Brydon D., San S., Bleck R. A new approximation of the equation of state for seawater, suitable for numerical ocean models // *J. Geoph. Res.*, 1999, V.104, №C1, pp. 1537-1540.

Danabasoglu, G., S.G. Yeager, D. Bailey, E. Behrens, M. Bentsen, D. Bi, A. Biastoch, C. Boning, A. Bozec, V. Canuto, C. Cassou, E. Chassignet, A.C. Coward, S. Danilov, N. Diansky, H. Drange, R. Farneti, E. Fernandez, P.G. Fogli, G. Forget, Y. Fujii, S.M. Griffies, A. Gusev, P. Heimbach, A. Howard, T. Jung, M. Kelley, W.G. Large, A. Leboissetier, J. Lu, G. Madec, S.J. Marsland, S. Masina, A. Navarra, A.J.G. Nurser, A. Pirani, D. Salas y Melia, B.L. Samuels, M. Scheinert, D. Sidorenko, A.-M. Treguier, H. Tsujino, P. Uotila, S. Valcke, A. Voldoire, and Q. Wang, 2014: North Atlantic simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean states. *Ocean Modelling*, 73, pp. 76-107.

Döös K., Webb D.J. The Deacon Cell and the Other Meridional Cells of the Southern Ocean // *J. Phys. Oceanogr.*, 1994, V.24, pp. 429-442.

---

Griffies, S.M. 2005: Some ocean model fundamentals. In: *Ocean Weather Forecasting: an integrated view of Oceanography*. E.P. Chassignet & J. Verron, eds., Berlin, Germany: Springer, pp. 19-74.

Griffies S.M., A. Biastoch, C. Boning, F. Bryan, E. Chassignet, M. England, R. Gerdes, H. Haak, R.W. Hallberg, W. Hazeleger, J. Jungclaus, W.G. Large, G. Madec, B.L. Samuels, M. Scheinert, A. Sen Gupta, C.A. Severijns, H.L. Simmons, A.-M. Treguier, M. Winton, S. Yeager, J. Yin., 2009. Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs), *Ocean Modelling*, 26, pp. 1-46.

Gulev S.K., M. Latif, N. Keenlyside, W. Park and K. P. Koltermann. North Atlantic Ocean control on surface heat flux on multidecadal timescales. *Nature* 499, pp. 464-467 (24 July 2013) doi:10.1038/nature12268.

Hunke E.C and J.K. Dukowicz. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // *J. Phys. Oceanogr*, 1997, V.27, pp. 1849-1867.

Johns W.E., Baringer M.O., Beal L.M., Cunningham S.A., Kanzow T., Bryden H.L., Hitschi J.J.M., Marotzke J., Meinen C.S., Shaw B., Curry R., 2011. Continuous, array-based estimates of Atlantic Ocean heat transport at 26,5°N. *J. Clim.* 24, pp. 2429-2449.

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Large W., Yeager S., 2009. The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set. *Clim Dyn*, V.33, pp. 341-364.

Latif M., Roeckner E., Botzet M., et al., 2004: Reconstructing, monitoring, and predicting decadal-scale changes in the North Atlantic thermohaline circulation with sea surface temperature. *J. Climate*, 17, pp. 1605-1614.

Levitus S., Boyer T., Conckright M., Johnson D., O'Brien T., Antonov J., Stephens C., Gelfeld R. *World Ocean Database 1998. Atlas NESDIS 18*, NOAA.

Marchuk G.I., Schroeter J., Zalesny V.B. Numerical study of the global ocean equilibrium circulation. *Russ. J. Num. Anal. Math. Modelling*, 2003, V.18, №4, pp. 307-335.

Marchuk G.I., Rusakov A.S., Zalesny V.B., Diansky N.A. Splitting Numerical Technique with Application to the High Resolution Simulation of the Indian Ocean Circulation // *Pure appl. Geophys*, 2005, V.162, pp. 1407-1429.

---

Y. Masumoto, H. Sasaki, T. Kagimoto, N. Komori, A. Ishida, Y. Sasai, T. Miyama, T. Motoi, H. Mitsudera, K. Takahashi, H. Sakuma and T. Yamagata. A Fifty-Year Eddy-Resolving Simulation of the World Ocean. Preliminary Outcomes of OFES (OGCM for the Earth Simulator) // *Journal of the Earth Simulator*, V. 1, April 2004, pp. 35-56.

Mesinger F. and A. Arakawa, 1976: Numerical methods used in atmospheric models. WMO/ISCU Joint Organising Committee, GARP Publications Series №17, V. I, 64 pp.

Mokhov I.I. (2006), Model estimates of possible climate changes in the 21st century in comparison to climate changes in the past and present, in: *Possibilities of Preventing Climate Change and its Negative Consequences: The Problem of Kyoto Protocol*, Material of Council-Seminar with President of RAS, p. 75, Nauka, Moscow.

Pacanovsky R.C., Philander G. Parametrization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean // *J. Phys. Oceanogr*, 1981, V. 11, pp. 1442-1451. Polonsky A.B. Large-scale ocean-atmosphere interaction and its impact on global and regional climate variability. National Academy of Sciences of Ukraine, Marine Hydrophysical Institute. – K.: Akademiya, 2013, 126 p.

Trenberth, K.E. and J.M. Carron, 2001. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *J. Climate*, V.14, pp. 3433-3444.

Zalesny V.B., Marchuk G.I., Agoshkov V.I., Bagno A.V., Gusev A.V., Diansky N.A., Moshonkin S.N., Tamsalu R., Volodin E.M. Numerical simulation of large-scale ocean circulation based on the multicomponent splitting method // *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling*, 2010, V.25, №6, pp. 581-609.

Zalesny V.B., Diansky N.A., Fomin V.V., Moshonkin S.N., Demyshev S.G. Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov. *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling*, 2012, V.27, №1, pp. 95-111.

«2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2v2)», U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 2006.

УДК 551.583: 551.590

**ВЛИЯНИЕ ВНЕЗЕМНЫХ ФАКТОРОВ НА КЛИМАТ:  
ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ВОЗДЕЙСТВИЯ И  
РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ**

А.В. Елисеев, И.И. Мохов

Институт физики атмосферы РАН им. А.М. Обухова,  
Россия, 119017, г. Москва, Пыжевский пер., д. 3,  
[eliseev@ifaran.ru](mailto:eliseev@ifaran.ru), [mokhov@ifaran.ru](mailto:mokhov@ifaran.ru)

**Резюме.** Анализируются механизмы воздействия внеземных факторов (исключая циклы Миланковича) на климат. В частности, рассматривается их вклад в климатические вариации последних столетий и XXI века. По современным оценкам, вклад радиационного возмущающего воздействия (РВВ) из-за интегрального по спектру изменения потока солнечной радиации в климатические изменения последних десятилетий относительно мал. В ряде климатических моделей учитывается косвенный механизм климатического воздействия солнечной активности, связанный с влиянием ультрафиолетового излучения и потока высокоэнергетических частиц от Солнца на содержание  $O_3$  в атмосфере с формированием соответствующего РВВ. Ряд предложенных косвенных механизмов связан с возможным влиянием космических лучей и потоков частиц от Солнца (интенсивность потоков от обоих источников модулируется солнечным ветром) на число ядер конденсации в атмосфере и, как следствие, на характеристики облачности. Значение этих механизмов для вариаций климата, однако, требует более детального экспериментального и теоретического обоснования.

**Ключевые слова:** земная климатическая система, внеземные воздействия, солнечная активность, радиационное возмущающее воздействие, атмосферный озон, вариации облачности, галактические лучи, климатические модели.

**EXTRA-TERRESTRIAL FACTORS' INFLUENCE ON  
CLIMATE: POSSIBLE MECHANISMS AND MODELING  
RESULTS**

A.V. Eliseev, I.I. Mokhov

A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS,  
3 Pyzhevsky, 119017, Moscow, Russia,  
[eliseev@ifaran.ru](mailto:eliseev@ifaran.ru), [mokhov@ifaran.ru](mailto:mokhov@ifaran.ru)

**Summary.** Mechanisms of extra-terrestrial influences on the Earth climate are summarised along with their contribution to the climate variations of the last several centuries as well as in the 21st century. According to the latest estimates, the contribution of the radiative forcing due to changes of the total solar irradiance into the climate changes during the last decades is relatively small. Some climate models implement also an indirect mechanism of solar activity influ-

ence on the Earth climate, which is related to the impact of UV radiation and fluxes of high-energy particles of Solar origin on the  $O_3$  atmospheric content; the latter also leads to the development of the specific radiative forcing. A number of suggested additional indirect mechanisms is related to possible impact of galactic rays and fluxes of high-energy solar particles (intensities of both fluxes are modulated by the solar wind) on the number of cloud condensation nuclei in the atmosphere, and, thus, on the characteristics of cloudiness. A role, which the latter mechanisms play in the climate variations, however, needs more detailed experimental and theoretical evidence.

**Keywords:** Earth system, extra-terrestrial influences, solar activity, radiative forcing, atmospheric ozone, variations of cloudiness, galactic rays, climate models.

## 1 Введение

Внеземные факторы могут влиять на земную климатическую систему (ЗКС) как за счёт развития радиационного возмущающего воздействия (РВВ, называемого также радиационным форсингом) из-за изменения солнечной постоянной  $S_0$ , так и за счёт ряда косвенных механизмов, связанных с влиянием потока солнечной радиации на фотохимические процессы в атмосфере или с влиянием потока галактических частиц, интенсивность которого модулируется солнечным ветром, на климатообразующие процессы (рис. 1) (Benestad, 2006; Gray et al., 2010; Russian National Report ..., 2011; Climate Change, 2013; Solanki et al., 2013).

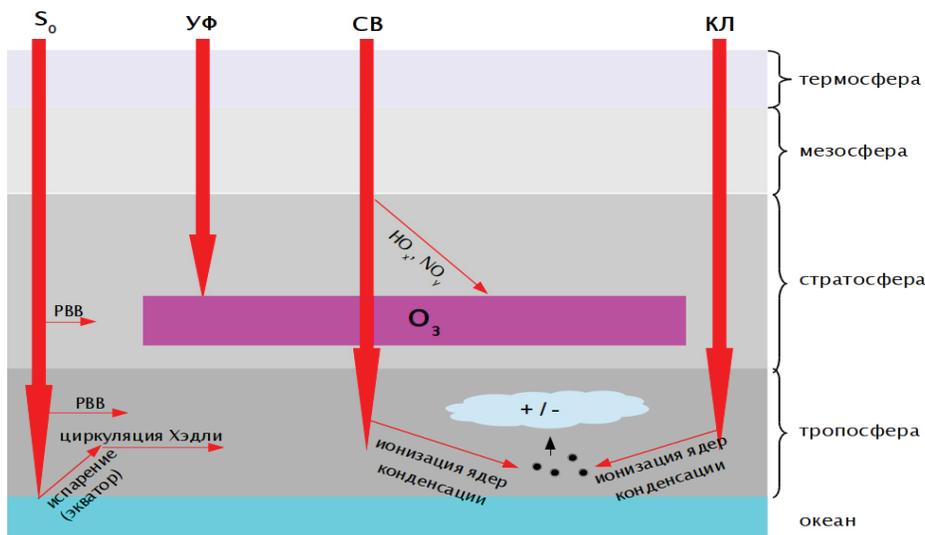


Рисунок 1 – Общая схема возможного влияния внеземных факторов на климат, предложенных к настоящему времени (без учёта факторов, связанных с изменениями параметров орбиты Земли). Толстыми красными стрелками показаны влияния вариаций солнечной постоянной ( $S_0$ ), ультрафиолетовой части спектра излучения Солнца (УФ), потока высокоэнергетических частиц, образующихся при солнечных вспышках (СВ), и галактических космических лучей (КЛ). Тонкими красными стрелками представлена детализация этих воздействий через конкретные механизмы. РВВ – радиационное возмущающее воздействие.

В данной работе проводится обзор механизмов воздействия внеземных факторов на ЗКС без рассмотрения влияния изменений параметров земной орбиты, с которыми связано формирование ледниковых циклов.

## 2 Влияние солнечной активности на климат

### 2.1 Влияние вариаций полного потока солнечного излучения («солнечной постоянной») в исторический период

При изменении значения солнечной постоянной на  $\delta S_0$  прямое глобальное РВВ равно  $F_S = \frac{1}{4} \delta S_0 (1 - \alpha_p)$ , где  $\alpha_p$  – планетарное альbedo Земли, значение которого близко к 0,3. По оценке Пятого оценочного отчёта Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC AR5) (Climate Change, 2013, с. 696) величина РВВ за период 1750-2011 гг. равна  $0,05 \pm 0,05$  Вт м<sup>2</sup>. Это значительно меньше полного (включая антропогенное воздействие) РВВ ( $2,3$  Вт/м<sup>2</sup> с интервалом неопределённости от  $1,1$  Вт м<sup>-2</sup> до  $3,3$  Вт м<sup>-2</sup>).

В IPCC AR5 в качестве момента времени, относительно которого вычисляется РВВ, выбран 1750г. Середина XVIII века, однако, характеризовалась относительно высоким уровнем солнечной активности. Если  $F_S$  вычислять относительно начала или конца этого столетия, то его значение увеличится. Однако, вывод о малом вкладе радиационного возмущающего воздействия из-за изменения солнечной постоянной в полное РВВ в целом остаётся справедливым. Например,  $F_S$  в 2011г. относительно начала XVIII века или его конца составит около  $0,2$  Вт м<sup>-2</sup>.

Согласно (Tung et al., 2008) чувствительность  $DT_g/DS_0$  глобально – осреднённой температуры атмосферы у поверхности  $T_g$  к изменению  $S_0$  в 11-летнем цикле оценивается в интервале  $0,12-0,17$  К м<sup>2</sup> Вт<sup>-1</sup>, что для РВВ соответствует  $0,02-0,03$  К м<sup>2</sup> Вт<sup>-1</sup>. При условии справедливости этой оценки на междесятилетних и вековых масштабах вклад изменения солнечной постоянной в потепление климата за индустриальный период не превышает  $0,1$  К, т.е. не более 15% даже от линейного тренда  $T_g$  в XX веке. Это согласуется также с эмпирическими оценками (Lean, Rind, 2008; Benestad, Schmidt, 2009) и с модельными результатами (Мохов и др., 2006). При этом в (Lean, Rind, 2008) было отмечено, что вклад изменений солнечной постоянной в климатические изменения для второй половины XX века оказывается ещё меньше –  $0,02 \pm 0,01$  К/столетие. Кроме того, учёт временного совпадения эруптивных вулканических извержений в XX веке с минимумами солнечной активности в 11-летнем цикле (Rypdal, 2012) должен приводить к завышенным оценкам температурной чувствительности к вариациям солнечной постоянной в (Tung et al., 2008). В (Мохов и др., 2012) на основе статистической модели оценено влияние внешних факторов различной природы (включая изменение солнечной постоянной) на вариации  $T_g$  в XX веке. При этом связь изменений  $T_g$  с изменениями  $S_0$  на междесятилетнем и вековом временных масштабах оценена как статистически незначимая.

Минимумы солнечной постоянной с длительностью в несколько десятилетий или около одного столетия (минимум Вольфа, 1280-1350 гг; минимум Шпёера, 1450-1550 гг; минимум Маундера, 1645-1715 гг; минимум Дальтона, 1790-1820 гг.) рассматриваются в качестве одной из возможных причин периода длительного похолодания середины второго тысячелетия нашей эры – малого ледникового периода (Eddy, 1976). Однако существенная неопределённость как соответствующего изменения  $S_0$  в эти периоды, так и неопределённость данных реконструкций климата этой эпохи не позволяет с уверенностью сделать такой вывод об определяющей роли изменений  $S_0$  в развитии малого ледникового периода (Climate Change, 2013).

В (Cubasch et al., 1997) был предложен механизм влияния солнечной активности на изменчивость климата в тропической области, связанный с усилением испарения из-за большего притока солнечной радиации к поверхности в период солнечных максимумов и соответствующим усилением циркуляции Хэдли и Уокера. Этот механизм проявляется в ряде численных расчётов с глобальными климатическими моделями. Но он не может полностью объяснить наблюдаемую 11-летнюю изменчивость в тропиках. В частности, аномалии температуры тропосферы между годами минимума  $S_{\min}$  и максимума  $S_{\max}$  солнечного цикла и соответствуют аномалиям притока тепла к тропосфере от океана около  $0,5 \text{ Вт/м}^2$  (White et al., 2003). Это более чем в три раза превосходит соответствующую аномалию притока солнечной радиации к поверхности (около  $0,15 \text{ Вт/м}^2$ ). В формировании отмеченных температурных аномалий возможно влияние стратосферы. Физической причиной такого влияния может быть, например, «принцип нисходящей регуляции» «downward control principle». Согласно (Hauney et al., 1991) циркуляционные и термические характеристики на данной высоте в атмосфере в стационарном случае полностью определяются волновым форсингом на вышележащих уровнях. В свою очередь, такой форсинг в стратосфере может модулироваться солнечной активностью (см. ниже). С указанной модуляцией может быть также связано смещение регионов преобладающей активности атмосферного блокирования и характеристик блокирующих антициклонов в атмосфере в 11-летнем цикле (Barriopedro et al., 2008).

## ***2.2 Влияние возможных изменений солнечной постоянной в ближайшие столетия***

В большинстве расчётов с климатическими моделями для XXI столетия междесятилетние изменения солнечной активности не учитываются (за исключением 11-летнего солнечного цикла, рассчитанного как среднее для последних нескольких солнечных циклов, см., напр., (Climate Change, 2013)). Первые оценки влияния изменений  $S_0$  на изменения климата в XXI веке с использованием глобальной климатической модели были получены в (Мохов и др., 2008). Сценарии изменения солнечной постоянной при этом были построены с помощью авторегрессионных моделей и, вме-

---

сте со сценариями антропогенного воздействия SRES (Special Report on Emission Scenarios), были использованы для задания внешнего воздействия на климат в расчётах с климатической моделью (КМ) ИФА РАН. При этом было получено, что вклад изменения солнечной постоянной в изменение  $T_g$ , а также в изменение температуры различных регионов в этом столетии очень мал относительно вклада антропогенных воздействий. В (Mokhov et al., 2012) эти результаты были распространены на сценарии внешнего воздействия RCP (Representative Concentration Pathways), охватывающих XXI-XXIII века. Качественно результаты (Mokhov et al., 2012) согласуются с результатами (Мохов и др., 2008). Согласно результатам модельных расчётов, несмотря на широкий диапазон сценариев изменения солнечной постоянной в XXI-XXIII веках (рис. 2), изменения приповерхностной температуры в эти столетия определяются, в основном, антропогенными воздействиями на ЗКС. Это справедливо даже для сценария RCP 2.6, в котором антропогенная нагрузка на климат является наименьшей среди анализировавшихся сценариев RCP (рис. 3). Ещё меньше относительный вклад изменения  $S_0$  в XXI-XXIII веках при сценариях с большей антропогенной нагрузкой на климат (RCP 4.5, 6.0 и 8.5). Подобный результат, но при использовании другого сценария изменения  $S_0$  (наступление в XXI веке минимума солнечной активности подобного минимуму Маундера) был также получен в (Feulner, Rahmstorf, 2010).

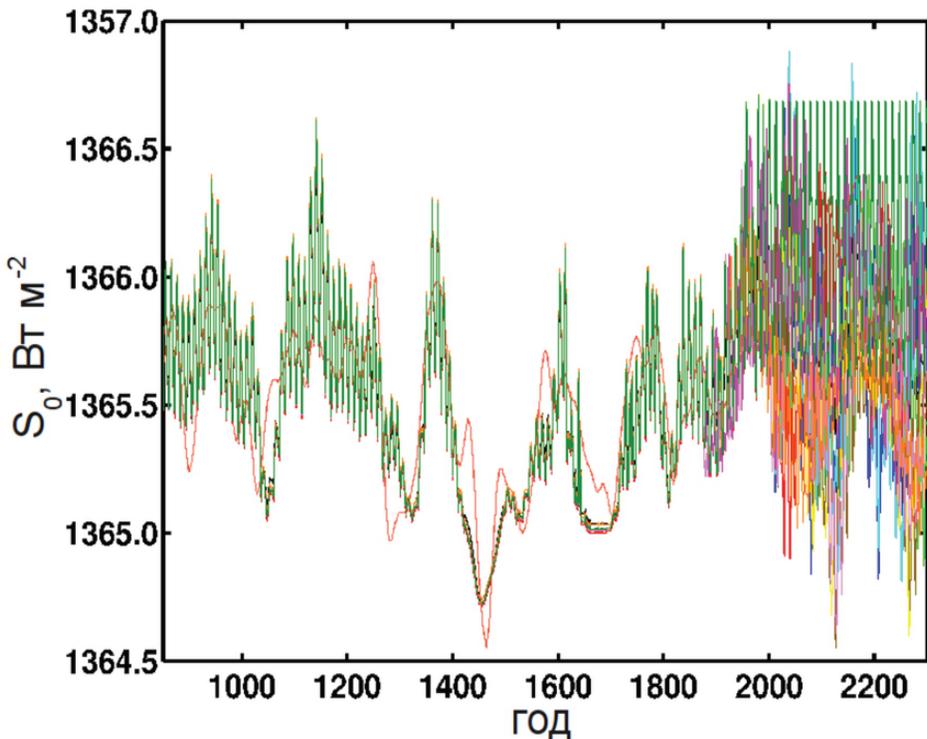
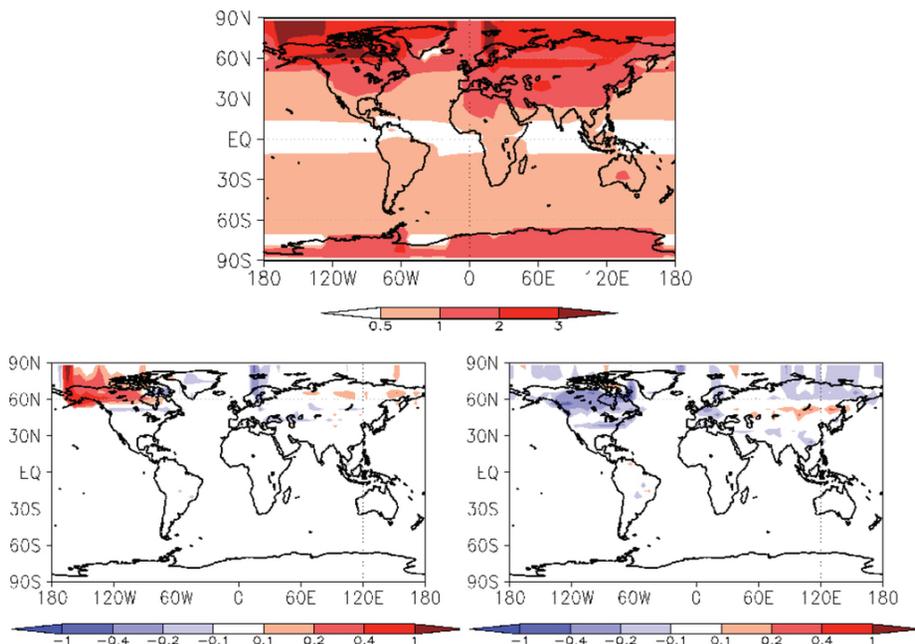


Рисунок 2 – Ансамбль сценариев изменений потока солнечной энергии на верхней границе атмосферы, использованных в (Mokhov et al., 2012).



*Рисунок 3 – Оценки влияния изменений потока солнечной энергии на верхней границе атмосферы на результаты расчётов с КМ ИФА РАН при сценарии RCP 2.6 (Mokhov et al., 2012): изменение температуры атмосферы у поверхности в 2090-2100гг. относительно 1990-2000гг., при осреднении по всем сценариям изменения солнечной постоянной  $S_0$  (верхний рисунок), и отклонения этих изменений от варианта 1 для двух сценариев изменения  $S_0$  с наибольшими положительными и наибольшими отрицательными отклонениями температуры (нижние левый и правый рисунок соответственно).*

### **2.3 Изменение состояния стратосферы в 11-летнем солнечном цикле**

В стратосфере в годы  $S_{\max}$  относительно годов  $S_{\min}$  по данным реанализа ERA-40 отмечается увеличение температуры тропиков, с максимальными аномалиями около 1-2 К в нижней и верхней стратосфере, а также увеличение температуры на несколько градусов в нижней части верхней стратосферы субполярных и полярных широт (Gray et al., 2010). Подобная структура отклика температуры выявляется и по спутниковым данным TOVS, но с примерно вдвое меньшими максимальными аномалиями (Gray et al., 2010). Эти изменения температуры существенно отличаются от соответствующих изменений в стратосфере при увеличении содержания в атмосфере хорошо перемешанных парниковых газов с охлаждением во всех широтных зонах. Это, в принципе, допускает выделение парникового и солнечного сигналов в наблюдаемых изменениях температуры стратосферы. При этом, однако, следует иметь в виду нестационарность отклика температуры стратосферы на 11-летний цикл по сравнению с соответствующим равновесным (установившимся) откликом на изменение солнечной постоянной.

С изменениями температуры в 11-летнем цикле связаны изменения поля ветра и, следовательно, изменения характеристик распространения стационарных планетарных волн из тропосферы в стратосферу (Kodera, 1995; van Loon, Labitzke, 2000). В целом, в годы  $S_{\max}$  зимний полярный вихрь и циркуляция Брюэра-Добсона ослабевают, полярная стратосфера холоднее обычной, тропическая – теплее обычной. Это приводит к росту содержания озона в стратосфере тропиков и, в результате, к дополнительному нагреву стратосферы. В годы солнечного минимума ситуация меняется на обратную. Такая связь содержания озона в стратосфере с солнечной активностью служит положительной обратной связью для отклика стратосферы на 11-летний солнечный цикл.

Отмечалось влияние солнечной активности в 11-летнем цикле на фазовые особенности квазидвухлетней цикличности (КДЦ) ветра в приэкваториальной нижней стратосфере (Безверхний, Груздев, 2007). В связи с этим следует иметь в виду, что КДЦ также может модулировать поле ветра в нижней стратосфере (van Loon, Labitzke, 2000; Labitzke, 2006). Изменение поля ветра в нижней стратосфере, в свою очередь, модулирует характеристики распространения волн из тропосферы в стратосферу. Эти эффекты могут приводить к различию интенсивности обмена между тропосферой и стратосферой в тропиках в солнечном цикле. В (Labitzke, 2006) отмечено, что в годы  $S_{\max}$  такой обмен и циркуляция Брюэра-Добсона ослабевают, если КДЦ в приэкваториальной нижней стратосфере находится в восточной фазе, а если в западной – усиливаются. Подобный отклик проявляется и в климатических моделях (Rind et al., 2008).

### **3 Косвенные механизмы влияния внеземных факторов на климат**

#### ***3.1 Механизмы, связанные с откликом содержания озона в стратосфере на внеземные факторы***

Из косвенных механизмов влияния солнечной активности на состояние ЗКС к настоящему времени в большей степени изучены механизмы, связанные с влиянием на содержание озона в атмосфере (особенно в стратосфере). В частности, оценено, что изменению  $S_0$  в 11-летнем цикле на 0,07% соответствует изменение потока ультрафиолетовой радиации на несколько процентов. Это способно заметно интенсифицировать фотохимические процессы озонного цикла. Так, по спутниковым данным SAGE II для 1985-2003 гг. и по данным наземных измерений в годы  $S_{\max}$  относительно годов  $S_{\min}$  отмечен статистически значимый рост содержания озона на 2-4% в верхней стратосфере тропиков, а также в нижней и средней стратосфере для большинства широт (Soukharev, Hood, 2006; Груздев, Брассер, 2007). При этом отклик проявляется и в регионах, где озон не находится в химическом равновесии, указывая на важность динамических механизмов его отклика (Груздев, Брассер, 2007).

В периоды интенсивных выбросов Солнцем высокоэнергетических частиц (протонных вспышек) отмечена заметная интенсификация формирования ряда соединений ( $\text{HO}_x$  и  $\text{NO}_y$ ), разрушающих озон (Krivolutsky

et al., 2005; Jackman et al., 2006). По спутниковым данным влияние  $\text{NO}_x$  может приводить к уменьшению содержания озона в полярной верхней стратосфере на 50% в течение нескольких суток, а влияние  $\text{NO}_y$  – к уменьшению содержания озона в этом же регионе на 10% на несколько месяцев (Jackman et al., 2006). В области зимнего полярного вихря разрушающие озон примеси могут опускаться также в нижнюю стратосферу, приводя к разрушению озона. Статистически значимая корреляция содержания озона с геомагнитной активностью отмечается, в частности, весной в полярных широтах Южного полушария. Однако этот механизм ограничен областью зимнего полярного вихря над относительно небольшой площадью Земли в условиях малой инсоляции. В связи с этим, следует ожидать малого вклада этого механизма в общее климатическое РВВ.

В настоящее время в ряде атмосферных моделей учитывается химический цикл озона. В рамках проекта сравнения таких моделей (Austin et al., 2008) было получено, что при учёте прямого влияния изменения солнечного спектра в 11-летнем цикле и соответствующего влияния на фотохимические процессы в стратосфере, а также учёте этого влияния через соответствующие вариации температуры поверхности океана, модели в целом воспроизводят особенности изменения озона и температуры.

В модели SOCOL в настоящее время учитывается влияние интенсивности галактических лучей и потока высокоэнергетических частиц от Солнца на степень ионизации в атмосфере (Calisto et al., 2011). В целом такая модель воспроизводит уменьшение содержания озона в полярной стратосфере при солнечных вспышках, отмеченное выше.

В численных экспериментах с моделью общей циркуляции INMCM4 было получено, что учёт вариаций озона в стратосфере в 11-летнем солнечном цикле приводит к статистически значимому отклику приповерхностной температуры атмосферы и давления на уровне моря (Е.М. Володин, личное сообщение).

Следует отметить, что измерения (с 2003г.) прибором высокой точности SORCE/SIM привели к оценкам изменения спектра солнечного излучения в 11-летнем цикле, существенно отличающимся от принятых ранее (Haigh et al., 2010). Согласно модельным расчётам, отклик озона на такое изменение спектрального состава солнечного излучения при этом также принципиально изменяется. Однако существенные отличия последней части солнечного цикла 23 по сравнению с подобными периодами более ранних солнечных циклов не позволяют утверждать, насколько такое поведение спектрального излучения типично для других временных интервалов.

### ***3.2 Механизмы, связанные с влиянием внеземных факторов на характеристики облачности***

В (Веретененко, Пудовкин, 1996; Marsh, Svensmark, 2003; Жеребцов и др., 2008; Распопов, Веретененко, 2009) рассмотрены механизмы, связанные с влиянием внеземных факторов на климат за счёт изменения характеристик облачности. В частности, в (Marsh, Svensmark, 2003) (см.

---

также ссылки в этой работе) с использованием спутниковых данных ISCCP D2 для облачности отмечалась высокая корреляция количества нижних облаков и их температуры с интенсивностью потока космических лучей, преимущественно в тропиках и средних широтах. При этом было предположено, что такое влияние связано с ионизацией нижней тропосферы за счёт потока галактических частиц. Образующиеся таким образом ионы могут двигаться в электромагнитном поле Земли и служить дополнительными ядрами конденсации для облачных капель и кристаллов. Подобное проявлялось в лабораторном эксперименте CLOUD, проведённом в CERN (Kirkby et al., 2011). Дополнительное влияние на накопление аэрозольных ионов вблизи верхней и нижней границы облаков может быть связано с вымыванием аэрозолей осадками (Carslaw et al., 2002). При этом меняются такие характеристики облаков, как их количество, альbedo и водность. Однако в (Sun, Bradley, 2002) отмечалось, что для исходных данных ISCCP D2 такая корреляция проявляется только для солнечного цикла 22 и становится незначимой для солнечного цикла 23 (см. также (Laken et al., 2012)). Последнее, в частности, может быть связано с влиянием вулканических извержений на содержание серной кислоты в стратосфере, увеличивающих её эффективное электрическое сопротивление (Tinsley, 2000). В целом содержание  $H_2SO_4$  в стратосфере было существенно выше в период солнечного цикла 22, чем в период солнечного цикла 23. Следует также отметить, что в (Marsh, Svensmark, 2003) отмечалась лишь корреляция солнечной активности с облаками нижнего яруса. Количество таких облаков, перекрываемых более высокими облаками, не может быть достоверно установлено по спутниковым данным, в том числе по данным ISCCP D2, использованным (Marsh, Svensmark, 2003).

В (Kazil et al., 2006) с использованием численной атмосферной модели CCSM3, дополненной схемой PLOTINUS для расчёта потока вторичных частиц, образующихся при солнечных вспышках, сделана оценка климатической эффективности механизма, предложенного в (Marsh, Svensmark, 2003). Надо отметить, что расчёты проводились при ряде упрощающих предположений, приводящих к завышению эффективности такого механизма. Однако даже в этом случае увеличение концентрации частиц с размерами, достаточными для того, чтобы служить ядрами конденсации (мода Айткена и более крупные) в нижней тропосфере тропиков в годы  $S_{max}$  относительно годов  $S_{min}$  не превышает  $1 \text{ см}^{-3}$ . Это существенно меньше типичной фоновой концентрации таких ядер  $10^3\text{-}10^4 \text{ см}^{-3}$  (Kondratyev et al., 2006). Более значимые увеличения концентрации ядер конденсации были получены для нижней тропосферы средних широт (до  $\sim 10^4 \text{ см}^{-3}$ ). Однако сильное насыщение эффекта интенсификации формирования облачных капель при росте концентрации ядер конденсации приводит к тому, что увеличение концентрации облачных капель в годы  $S_{max}$  относительно годов  $S_{min}$  составляет не более 28%, так что развивающееся РВВ не превышает по абсолютной величине  $0,24 \text{ Вт м}^{-2}$ . Эта величина намного меньше оценок изменения полного РВВ для современного пери-

ода относительно доиндустриального. Кроме того, временной масштаб этого воздействия (около десятилетия) короток относительно временного масштаба действия других радиационных воздействий (несколько десятилетий или столетия). Учёт инерционности климата дополнительно уменьшает климатический отклик на это РВВ по сравнению с антропогенными воздействиями на ЗКС. Как следствие, механизмы, связанные с ионизацией тропосферы галактическими лучами и потоками солнечных частиц, вряд ли способны давать значимый вклад в изменения климата.

В (Веретененко, Пудовкин, 1995; Распопов, Веретененко, 2009) по данным стационарных наблюдений отмечалось уменьшение облачности над сушей севернее, примерно,  $60^{\circ}\text{N}$  через сутки после Форбуш-понижений потока галактических лучей (резкого уменьшения интенсивности этого потока, примерно, в течение суток с восстановлением к обычным значениям, примерно, за неделю). Через сутки-двое после протонных солнечных вспышек отмечалось увеличение количества облаков в этих регионах. Однако анализ характеристик облачности и значения планетарного альбедо (тесно связанного с характеристиками облачности) по спутниковым данным MISR не выявил соответствующих статистически значимых связей (Krissansen-Totton, Davies, 2013).

В (Жеребцов и др., 2008) рассмотрен механизм влияния солнечной активности на состояние климата, связанный с увеличением количества облаков в полярных областях зимой в периоды повышенной солнечной активности. Изменение климатического состояния при этом обусловлено преимущественно влиянием количества облаков на перенос тепловой радиации в тропосфере. Этот механизм согласуется с тем, что модуляция электрической проводимости солнечными вспышками наиболее значима именно в полярных областях (Tinsley, 2000). Согласно модельным оценкам, состояние приполярной атмосферы может меняться на синоптических временах из-за влияния этого механизма, но на временных масштабах от нескольких месяцев его влияние мало (Фоменко, Курбацкая, 2006).

### Заключение

В настоящее время механизмы влияния внеземных факторов на ЗКС связываются с:

- прямым РВВ за счёт изменения солнечной постоянной;
- с воздействием на содержание озона в атмосфере изменения спектрального состава солнечного излучения и интенсивности потока галактических частиц.

Эти механизмы или уже учитываются в расчётах с климатическими моделями, или их учёт можно ожидать в ближайшем будущем. Что касается предложенных механизмов, связанных с воздействием внеземных факторов на характеристики облачности, то они требуют более детальной эмпирической и модельной аргументации.

Часть представленных результатов была получена при поддержке грантов Правительства РФ (соглашение 14.Z50.31.0033 с ИПФ РАН), Российского фонда фундаментальных исследований и Программ РАН.

---

## Литература

Безверхний В.А., Груздев А.Н. 2007. О связи квазидесятилетних и квазидвухлетних колебаний солнечной активности и экваториального стратосферного ветра. ДАН, т. 415, №6, с. 809-813.

Веретененко С.В., Пудовкин М.И. 1996. Вариации общей облачности в ходе всплесков солнечных космических лучей. Геомагнетизм и аэрономия, т. 36, №1, с. 153-156.

Груздев А.Н., Брассер Г.П. 2007. Воздействие 11-летнего цикла солнечной активности на характеристики годового хода общего содержания озона. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 43, №3, с. 379-391.

Жеребцов Г.А., Коваленко В.А., Молодых С.И., Рубцова О.А., Васильева Л.А. 2008. Влияние гелиогеофизических возмущений на термобарические и климатические характеристики тропосферы Земли. Космические исследования, т. 46, №4, с. 368-377.

Мохов И.И., Безверхний В.А., Елисеев А.В., Карпенко А.А. 2006. Модельные оценки глобальных климатических изменений в XXI веке с учетом различных сценариев вариаций солнечной активности. ДАН, т. 411, №2, с. 250-253

Мохов И.И., Безверхний В.А., Елисеев А.В., Карпенко А.А. 2008. Модельные оценки возможных климатических изменений в XXI веке при различных сценариях солнечной и вулканической активности и антропогенных воздействий. Космические исследования, т. 46, №4, с. 363-367.

Мохов И.И., Смирнов Д.А., Карпенко А.А. 2012. Оценки связи изменений глобальной приповерхностной температуры с разными естественными и антропогенными факторами на основе данных наблюдений. ДАН, т. 443, №2, с. 225-231.

Распопов О.М., Веретененко С.В. 2009. Солнечная активность и космические лучи: влияние на облачность и процессы в нижней атмосфере (памяти и к 75-летию М.И. Пудовкина). Геомагнетизм и аэрономия, т. 49, №2, с. 147-155.

Фоменко А.А., Курбацкая Л.И. 2006. Влияние солнечной активности на термический режим высоких широт Северного полушария. Вычислительные технологии, т. 11, № S7, с. 96-103

Austin J., Tourpali K., Rozanov E., Akiyoshi H., Bekki S., Bodeker G., Brühl C., Butchart N., Chipperfield M., Deushi M., Fomichev V.I., Giorgetta M.A., Gray L., Kodera K., Lott F., Manzini E., Marsh D., Matthes K., Nagashima T., Shibata K., Stolarski R.S., Struthers H., Tian W. 2008. Coupled chemistry climate model simulations of the solar cycle in ozone and temperature. J. Geophys. Res., v. 113, № D11, D11306.

Barriopedro D., Garcia-Herrera R., Huth R. 2008. Solar modulation of

---

Northern Hemisphere winter blocking. *J. Geophys. Res.*, v. 113, № D14, D14118.

Benestad R.E. 2006. *Solar Activity and Earth's Climate*. N.Y.: Springer, 331 pp.

Benestad R.E., Schmidt G.A. 2009. Solar trends and global warming. *J. Geophys. Res.*, v. 114, № D14, D14101.

Calisto M., Usoskin I., Rozanov E., Peter T. 2011. Influence of Galactic Cosmic Rays on atmospheric composition and dynamics. *Atmos. Chem. Phys.*, v. 11, №9, pp. 4547-4556.

Carslaw K.S., Harrison R.G., Kirkby J. 2002. Cosmics rays, clouds, and climate. *Science*, v. 298, №5599, pp. 1732-1737.

Climate Change 2013. *The Physical Science Basis* (Stocker T., Qin D., Plattner G.-K., et al., eds.). Cambridge/New York: Cambridge University Press. 2013. 1535 p.

Cubasch U., Voss R., Hegerl G.C., Waszkewitz J., Crowley T.C. 1997. Simulation with an O<sup>3</sup>AGCM of the influence of variations of the solar constant on the global climate. *Clim. Dyn.*, v. 13, №11 pp. 757-767.

Eddy J.A. 1976. The Maunder minimum. *Science*, v. 192, №4245, pp. 1189-1202.

Feulner G., Rahmstorf S. 2010. On the effect of a new grand minimum of solar activity on the future climate on Earth. *Geophys. Res. Lett.*, v. 37, №5, L05707.

Gray L.J., Beer J., Geller M., Haigh J.D., Lockwood M., Matthes K., Cubasch U., Fleitmann D., Harrison G., Hood L., Luterbacher J., Meehl G.A., Shindell D., van Geel B., White W. 2010. Solar influences on climate. *Rev. Geophys.*, v. 48, № 4, RG4001.

Haigh J.D., Winning A.R., Toumi R., Harder J.W. 2010. An influence of solar spectral variations on radiative forcing of climate. *Nature*, v. 467, № 7316, pp. 696-699.

Haynes P.H., McIntyre M.E., Shepherd T.G., Marks C.J., Shine K.P. 1991. On the "downward control" of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, v. 48, № 4, pp. 651-678.

Jackman C.H., Deland M.T., Labow G.J., Fleming E.L., López-Puertas M. 2006. Satellite measurements of middle atmospheric impacts by solar proton events in solar cycle 23. *Space Sci. Rev.*, v. 125, № 1-4, pp. 381-391.

Kirkby J., Curtius J., Almeida J., Dunne E., Duplissy J., Ehrhart S., Franchin A., Gagne S., Ickes L., Kurten A., Kupc A., Metzger A., Riccobono F., Rondo L., Schobesberger S., Tsagkogeorgas G., Wimmer D., Amorim A., Bianchi F., Breitenlechner M., David A., Dom-

men J., Downard A., Ehn M., Flagan R.C., Haider S., Hansel A., Hauser D., Jud W., Junninen H., Kreissl F., Kvashin A., Laaksonen A., Lehtipalo K., Lima J., Lovejoy E.R., Makhmutov V., Mathot S., Mikkilä J., Minginette P., Mogo S., Nieminen T., Onnela A., Pereira P., Petaja T., Schnitzhofer R., Seinfeld J.H., Sipilä M., Stozhkov Y., Stratmann F., Tome A., Vanhanen J., Viisanen Y., Vrtala A., Wagner P.E., Walther H., Weingartner E., Wex H., Winkler P.M., Carslaw K.S., Worsnop D.R., Baltensperger U., Kulmala M. 2011. Role of sulphuric acid, ammonia and galactic cosmic rays in atmospheric aerosol nucleation. *Nature*, v. 476, № 7361, pp. 429-433

Kazil J., Lovejoy E.R., Barth M.C., O'Brien K. 2006. Aerosol nucleation over oceans and the role of galactic cosmic rays. *Atmos. Chem. Phys.*, v.6, №12, pp. 4905-4924.

Kodera K. 1995. On the origin and nature of interannual variability of winter stratospheric circulation in the northern hemisphere. *J. Geophys. Res.*, v.100, №D7, pp. 14077-14087.

Kondratyev K.Ya., Ivlev L.S., Krapivin V.F., Varotsos C.A. 2006. *Atmospheric aerosol properties: Formation, processes and impacts*. Berlin/Heidelberg/New York: Springer, 572 pp.

Krissansen-Totton J., Davies R. 2013. Investigation of cosmic ray-cloud connections using MISR. *Geophys. Res. Lett.*, v. 40, №19, pp. 5240-5245.

Krivolutsky A., Kuminov A., Vyushkova T. 2005. Ionization of the atmosphere caused by solar protons and its influence on ozonosphere of the Earth during 1994-2003. *J. Atmos. Solar. Terr. Phys.*, v. 67, №1-2, pp. 105-117.

Labitzke K. 2006. Solar variation and stratospheric response. *Space Sci. Rev.*, v. 125, №1-4, pp. 247-260.

Laken B.A., Pallé E., Čalogović J., Dunne E.M. 2012. A cosmic ray-climate link and cloud observations. *J. Space. Wea. Space. Clim.*, v. 2, №26, A18.

Lean J.L., Rind D.H. 2008. How natural and anthropogenic influences alter global and regional surface temperatures: 1889 to 2006. *Geophys. Res. Lett.*, v. 35, №18, L18701.

Marsh N., Svensmark H. 2003. Galactic cosmic ray and El Niño-Southern Oscillation trends in International Satellite Cloud Climatology Project D2 low-cloud properties. *J. Geophys. Res.*, v. 108, №D6, 4195 p.

Mokhov I.I., Bezverkhny V.A., Eliseev A.V., Nikitina N.G. 2012. Impact of statistically extrapolated changes in total solar irradiance on results of 21st-23rd projections with a global climate model under RCP scenarios. В сборнике 3rd International Conference on Earth System Modelling, Hamburg: Copernicus Gesellschaft, 3ICESM-63.

- Rind D., Lean J., Lerner J., Lonergan P., Leboissitier A. 2008. Exploring the stratospheric/tropospheric response to solar forcing. *J. Geophys. Res.*, v.113, №D24, D24103.
- Russian National Report. 2011. Meteorology and Atmospheric Sciences. 2007-2010 (Mokhov I.I., Krivolutsky A.A., eds.). Moscow: Maks Press, 216 p.
- Rypdal K. 2012. Global temperature response to radiative forcing: Solar cycle versus volcanic eruptions. *J. Geophys. Res.*, v.117, №D6, D06115.
- Solanki S.K., Krivova N.A., Haigh J.A. 2013. Solar irradiance variability and climate. *Annu. Rev. Astron. Astrophys.*, v.51, pp. 311-351.
- Soukharev B.E., Hood L.L. 2006. Solar cycle variation of stratospheric ozone: Multiple regression analysis of long-term satellite data sets and comparisons with models. *J. Geophys. Res.*, v.111, №D20, D20314.
- Sun B., Bradley R.S. 2002. Solar influences on cosmic rays and cloud formation: A reassessment. *J. Geophys. Res.*, v.107, №D14, 4211 p.
- Tinsley B.A. 2000. Influence of solar wind on the global electric circuit, and inferred effects on cloud microphysics, temperature, and dynamics in the troposphere. *Space Sci. Rev.*, v.94, №1, pp. 231-258.
- Tung K.K., Zho J., Camp C.D. 2008. Constraining model transient climate response using independent observations of solar-cycle forcing and response. *Geophys. Res. Lett.*, v. 35, №17, L17707.
- van Loon H., Labitzke K. 2000. The influence of the 11-year solar cycle on the stratosphere below 30 km: A review. *Space Sci. Rev.*, v.94, №1, pp. 259-278.
- White W.B., Dettinger M.D., Cayan D.R. 2003. Sources of global warming in the upper ocean on decadal period scales. *J. Geophys. Res.*, v.108, № C8, 3248 p.

УДК 551.589: 551.515.9

## ИЗМЕНЕНИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В XX-XXI СТОЛЕТИЯХ И ИХ ПОСЛЕДСТВИЯ ДЛЯ КЛИМАТА

Н.К. Кононова

Институт географии РАН,  
Россия, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29,  
[NinaKononova@yandex.ru](mailto:NinaKononova@yandex.ru)

**Резюме.** Исследованы многолетние данные (1899-2013гг.) о колебаниях циркуляции атмосферы Северного полушария с использованием типизации Б.Л. Дзердзеевского. Выделены три циркуляционные эпохи как периоды с наибольшими положительными отклонениями суммарной годовой продолжительности одной группы циркуляции от среднего многолетнего значения. Выявлены типы циркуляции, наиболее часто встречающиеся в каждой эпохе. На фоне вековых колебаний рассмотрены особенности современного периода (1998-2013гг.). В этот период в нижней тропосфере наблюдается максимальный меридиональный перенос воздушных масс (в среднем 335 дней в году). В 93 днях в среднем за год отмечаются макропроцессы с циклонами на полюсе, без блокирующих процессов, с тремя-четырьмя выходами южных циклонов в разных секторах полушария. В остальные дни развиваются макропроцессы с антициклоном на полюсе, выходами южных циклонов в двух-четырёх секторах полушария и арктическими вторжениями в их тылу, формирующими блокирующие процессы. В результате среднегодовая температура воздуха Северного полушария перестала повышаться с конца XX века. Из-за роста продолжительности периодов высокого давления зимой и летом годовая амплитуда температуры воздуха оказалась максимальной за весь период наблюдений. Одновременные выходы южных циклонов в разных секторах полушария вызывают одновременное возникновение опасных природных процессов, связанных с обильными осадками, в разных регионах. Выявлены типы циркуляции, при которых это происходит.

**Ключевые слова:** циркуляция атмосферы, Северное полушарие, сектора полушария, температура воздуха, годовая амплитуда, осадки, опасные процессы.

## CHANGES IN THE NORTHERN HEMISPHERE ATMOSPHERIC CIRCULATION IN THE 20<sup>th</sup> – 21<sup>st</sup> CENTURIES AND THEIR CONSEQUENCES FOR CLIMATE

N.K. Kononova

Institute of Geography, RAS,  
29, Staromonetnyi per., 119017, Moscow, Russia,  
[NinaKononova@yandex.ru](mailto:NinaKononova@yandex.ru)

---

**Summary.** Long-term data series on fluctuations of the atmospheric circulation in the Northern Hemisphere from 1899 to 2013 are analyzed on the basis of classification by B.L. Dzerdzeevskiy. Three circulation epochs were identified as the periods with the greatest positive deviations in total annual duration of one circulation group from the long-term average. Most frequent circulation types are identified for each epoch. The features of the modern period (1998-2013) are considered against the background of secular oscillations.

The maximum meridional transport of air masses was observed in the lower troposphere during this period (335 days per year on average). macro processes with cyclones on the pole without blocking processes and with three or four episodes of southern cyclones emergence in different sectors of the hemisphere are identified at 93 days on average per year. In the remaining days macro processes with anticyclone on the pole, episodes of southern cyclones emergence in two – four sectors of the hemisphere, and the Arctic invasions forming a blocking processes in their rear are developed. As a result, the average annual air temperature in the Northern Hemisphere stopped rising in the end of 20<sup>th</sup> century. Within-year amplitude of air temperature reached its maximum for the entire period of observations due to an increase in duration of the high pressure periods in winter and in summer. Episodes of simultaneous emergence of southern cyclones in different sectors of the hemisphere caused the simultaneous emergence of natural hazards associated with heavy rainfall in different regions. Types of circulation under which this occurs were identified.

**Keywords:** Atmospheric circulation, Northern Hemisphere, sector of hemisphere, air temperature, within-year amplitude, rainfall, dangerous processes.

### Введение

Исследование изменений климата с середины прошлого века играет важную роль в климатологии. С самого начала эти исследования опирались на анализ многолетних колебаний циркуляции атмосферы (Дзержевский, 1956; Рубинштейн, Полозова 1966, Barry, Perry, 1973). Позднее основное внимание стало уделяться антропогенным факторам изменения климата. В XXI веке в связи с ростом повторяемости зимних отрицательных и летних положительных экстремумов температуры, а также положительных и отрицательных экстремумов осадков и метеорологически обусловленных опасных природных процессов на территории России интерес к циркуляционным факторам климата снова возрос.

В статье представлены результаты исследований многолетних колебаний циркуляции атмосферы в типизации Б.Л. Дзержевского, В.М. Курганской и З.М. Витвицкой (1946) за 1899-2013 гг. На их фоне проанализированы особенности 1998-2013 гг. Показана связь многолетних колебаний температуры воздуха Северного полушария и глобальной с общей циркуляцией атмосферы и температуры воздуха и осадков на отдельных станциях с колебаниями циркуляции атмосферы в секторах полушария. Отмечена роль изменения характера циркуляции атмосферы в XXI веке в увеличении повторяемости и одновременном проявлении некоторых опасных природных процессов в разных секторах полушария.

---

### Методы и материалы

В работе использована типизация циркуляции атмосферы Северного полушария, разработанная под руководством Б.Л. Дзердзеевского (Дзердзеевский и др. 1946) специально для анализа многолетних колебаний циркуляции атмосферы, связанных с ними колебаний температуры воздуха и атмосферных осадков и климатического прогноза. В современный переломный период именно эта типизация, благодаря её структуре и накопленному материалу, даёт возможность оценить предстоящие изменения.

На основе ежедневных синоптических карт Северного полушария в типизации выделено 4 группы циркуляции, 13 типов и 41 подтип, элементарный циркуляционный механизм (ЭЦМ), который и служит основной единицей типизации (табл. 1).

На основе сборно-кинематических карт на каждый ЭЦМ составлена динамическая схема географического положения и путей перемещения циклонов и антициклонов, в силу чего каждый ЭЦМ, характеризуя положение на Северном полушарии в целом, отражает и синоптическую ситуацию в любом регионе, независимо от его размеров.

**Таблица 1 – Характеристика групп циркуляции атмосферы Северного полушария в типизации Б.Л. Дзердзеевского**

Группа циркуляции	Типы ЭЦМ, входящие в группу	Атмосферное давление в Арктике	Количество одновременных блокирующих процессов в разных секторах полушария	Количество одновременных выходов южных циклонов в разных секторах полушария
Зональная	1 и 2	Высокое	0	2 – 3
Нарушения зональности	3 – 7	Высокое	1	1 – 3
Меридиональная северная	8 – 12	Высокое	2 – 4	2 – 4
Меридиональная южная	13	Низкое	0	3 – 4

Именно поэтому с самого начала и до последних лет эта типизация используется разными специалистами для анализа глобальных и региональных изменений климата, водного и ледового режима и подверженности различных территорий опасным природным явлениям. Примеры динамических схем ЭЦМ, относящихся к разным группам циркуляции, приведены на рис. 1. Полностью все схемы с подробным описанием размещены в свободном доступе на сайте [www.atmospheric-circulation.ru](http://www.atmospheric-circulation.ru).

Для обеспечения однородности анализа изменений циркуляции атмосферы над регионами Б.Л. Дзердзеевский выделил на полушарии океанические и континентальные сектора (Дзердзеевский, 1970): атлантический

( $60^{\circ}$ з.д. –  $0^{\circ}$ ), европейский ( $0^{\circ}$  –  $60^{\circ}$ в.д.), сибирский ( $60^{\circ}$  –  $120^{\circ}$ в.д.), дальневосточный ( $120^{\circ}$  –  $170^{\circ}$ в.д.), тихоокеанский ( $170^{\circ}$  –  $120^{\circ}$ з.д.) и американский ( $120^{\circ}$  –  $60^{\circ}$ з.д.).

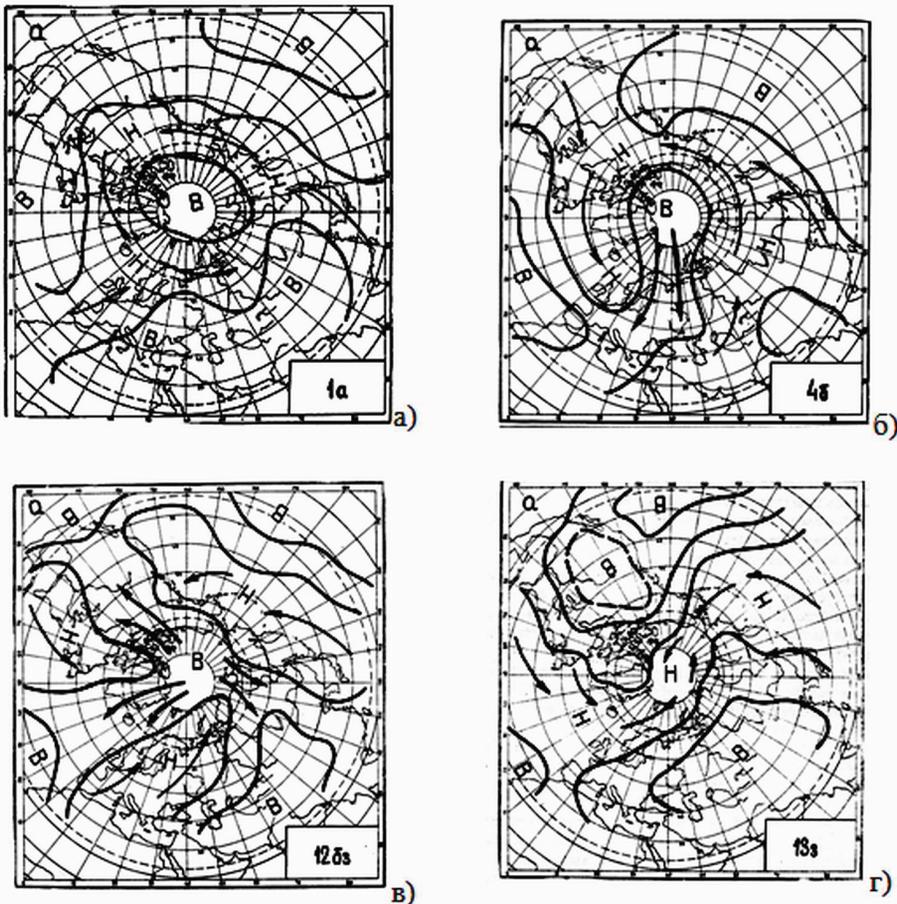


Рисунок 1 – Динамические схемы ЭЦМ: а) – зональная группа, б) – нарушение зональности, в) – меридиональная северная, г) – меридиональная южная. Буквы В и Н обозначают высокое и низкое давление. Стрелки, направленные с юга на север, обозначают траектории южных циклонов; стрелки, направленные с севера на юг, – траектории арктических антициклонов или их гребней (арктические вторжения, блокирующие процессы).

По направлениям перемещения барических образований над секторами сформировалось 10 групп циркуляции, однако ни в одном секторе все 10 групп не встречаются. Наибольшее их количество (9) отмечается в американском секторе, наименьшее (5) – в дальневосточном.

Россия расположена в четырёх секторах: европейском, сибирском, дальневосточном и тихоокеанском. Для всех ЭЦМ и групп ЭЦМ посчитана месячная и годовая суммарная продолжительность за 1899-2013гг. ([www.atmospheric-circulation.ru](http://www.atmospheric-circulation.ru)).

### Изменение характера циркуляции атмосферы Северного полушария с 1899г. по настоящее время

Анализ суммарной годовой продолжительности групп циркуляции Северного полушария (рис. 2) показал, что преобладающим направлением переноса воздушных масс в нижней тропосфере является меридиональное. С юга на север перемещаются циклоны, с севера на юг в их тылу – антициклоны и их гребни. С 1899г. в суммарной годовой продолжительности северных и южных процессов на фоне их постоянного роста отмечается три всплеска: 1906-1915гг., максимум в 1915г. (278 дней при средней за 1899-2013гг. 244 дня); 1960-1969гг. (314 дней в 1969г.) и с 1981г. по настоящее время. С 1989г. суммарная годовая продолжительность меридиональных процессов устойчиво превышает 300 дней в году. Максимумы приходятся на 2000г. (346 дней) и 2009г. (347 дней).

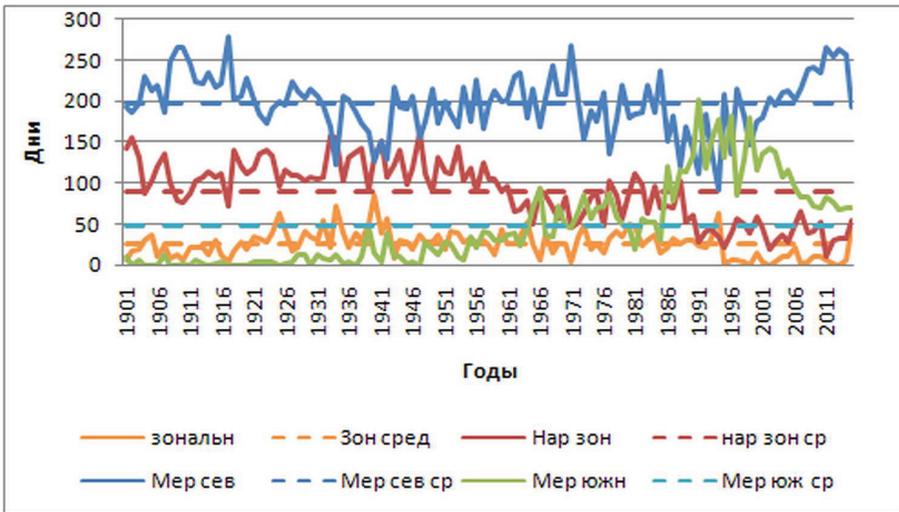
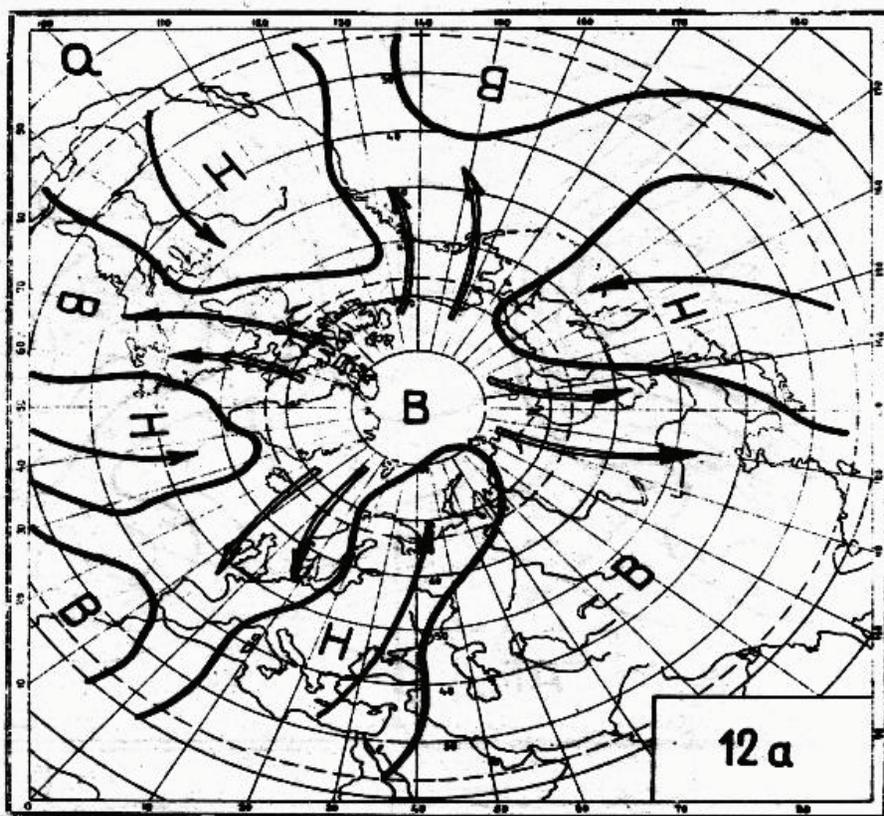


Рисунок 2 – Суммарная годовая продолжительность групп циркуляции 1899 – 2013гг. Пунктиром показано среднее за весь период. В 1981-1997гг. основной вклад в межширотный обмен вносили южные циклоны. С 1998г. в связи с ослаблением влияния океана увеличилась роль арктических вторжений. Почти треть года приходится на циркуляционные процессы с четырьмя одновременными выходами южных циклонов на полушарии и столькими же блокирующими процессами в их тылу.

Близость разнородных воздушных масс способствует обострению атмосферных фронтов и создаёт благоприятные условия для выпадения обильных осадков, провоцирующих сход селей. Такая ситуация в XXI веке почти ежегодно создаётся в горах Кавказа, находящихся на пути средиземноморских циклонов. Встречая на пути преграду в виде антициклона над Европейской Россией, циклоны либо оставляют всю влагу в горах Кавказа, либо уносят её в Западную Сибирь и Среднюю Азию, создавая условия для схода селей в горах. Селевые катастрофы в XXI веке не раз отмечались в Таджикистане.



*Рисунок 3 – Динамическая схема ЭЦМ 12а. Буквы В и Н обозначают высокое и низкое давление. Стрелки, направленные с юга на север, обозначают траектории южных циклонов; стрелки, направленные с севера на юг, – траектории арктических антициклонов или их гребней (арктические вторжения, блокирующие процессы).*

На Дальнем Востоке ситуация особенно опасная, поскольку южные циклоны, зачастую бывшие тайфуны, регенерировавшие на фронтах полярнофронтовых циклонов, упираются в полосу высокого давления, направленную на Тихий океан через Берингов пролив. Они несут большой запас влаги и перемещаются с большой скоростью, поэтому количество осадков и последствия их выпадения могут быть катастрофическими на большой территории.

На рис. 4 показан многолетний ход отклонений суммарной годовой продолжительности, обобщённой меридиональной (северной + южной) и обобщённой зональной (зональной + нарушение зональности) групп циркуляции от их средних значений за 1899-2013гг. Меридиональная циркуляция обеспечивает межширотный обмен воздушных масс, зональная – широтное перемещение барических образований. В XXI веке межширотный обмен наивысший за весь период с 1899г.

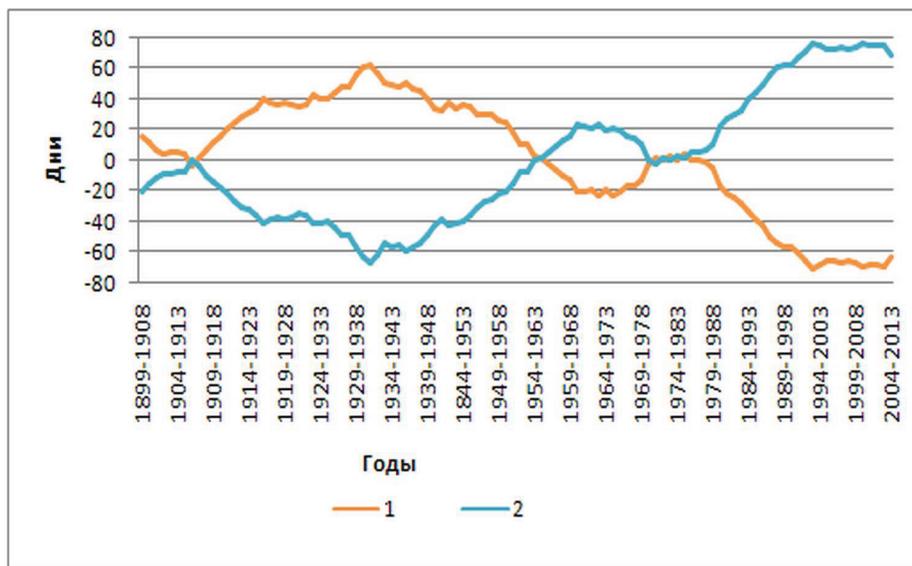


Рисунок 4 – Десятилетние скользящие средние отклонений суммарной годовой продолжительности групп циркуляции Северного полушария от средней за 1899-2013гг.:

1-зональная циркуляция, 2-меридиональная циркуляция

Заметим, что названия «меридиональная северная» и «меридиональная южная» в некоторой степени условны. К меридиональной северной группе отнесены процессы, при которых в результате одновременных арктических вторжений в двух-четырёх секторах Северного полушария формируются полосы высокого давления, соединяющие арктический антициклон с субтропическим. Они блокируют западный перенос, потому и называются блокирующими процессами. Однако, как известно, арктические вторжения происходят в тылу западных или южных циклонов. Это хорошо видно на рис. 3, на котором представлен самый турбулентный макропроцесс на Северном полушарии. С ним связаны обильные осадки и наводнения на Кавказе, в Сибири и на Дальнем Востоке. В настоящее время его продолжительность экстремально велика: в 2012г. она составила 106 дней за год.

К меридиональной южной группе отнесены процессы с циклоном на Северном полюсе, поддерживаемым одновременным выходом южных циклонов в двух-трёх секторах в холодное полугодие и в четырёх секторах в тёплое полугодие (рис. 5). В тылу этих циклонов тоже происходят арктические вторжения, но они кратковременны, и блокирующие процессы при них не формируются.

Заметим, что на эти два процесса в XXI веке приходится в среднем 78% длительности тёплого полугодия. Анализ отклонений суммарной годовой продолжительности меридиональной северной, меридиональной южной и обобщенной зональной групп циркуляции позволил выявить длительные (в несколько десятилетий) периоды положительных аномалий продолжительности какой-либо группы циркуляции. Эти периоды получили название циркуляционных эпох (Дзердзеевский, 1956).

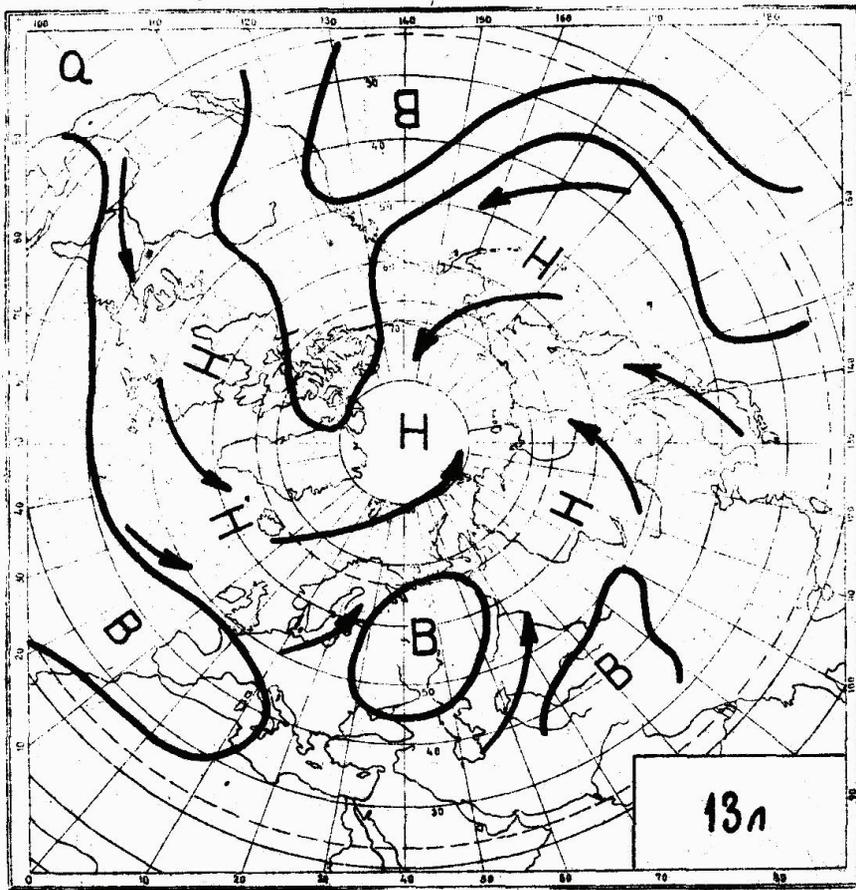


Рисунок 5 – Динамическая схема ЭЦМ 13л.

Буквы В и Н означают высокое и низкое давление.

Стрелками показаны траектории циклонов.

С 1899г. на Северном полушарии сменились три циркуляционные эпохи (рис. 6): две меридиональные (с 1899 по 1915гг. и с 1957г. по настоящее время) и одна зональная (1916-1956гг.).

Меридиональные эпохи различаются между собой преобладанием различных групп циркуляции. В начале XX века отмечалась меридиональная северная эпоха, годовая продолжительность блокирующих процессов была выше средней за 1899-2012гг., т.е. в средние широты перемещались арктические антициклоны и их гребни. Преобладала зимой морозная, а летом жаркая погода без осадков. В целом на Северном полушарии и в России отмечалось похолодание (Climatic Research Unit: Data <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/>).

Наибольшей суммарной годовой продолжительностью в эту эпоху отличались летние ЭЦМ 46, 106 и зимние 11а, 10а и 126,3 (Таблица 2).

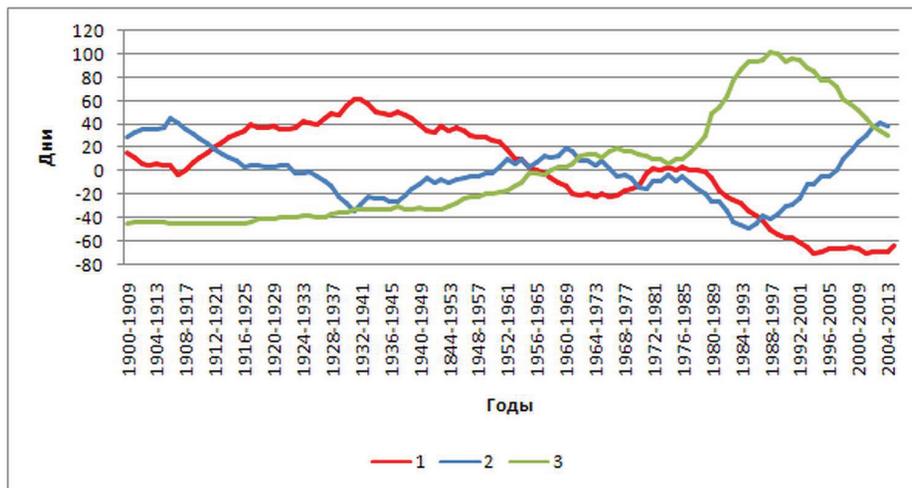


Рисунок 6 – Отклонения продолжительности групп циркуляции Северного полушария (10-летние скользящие средние) за 1899-2013гг. от средней за тот же период: 1 – зональная + нарушение зональности; 2 – меридиональная северная (блокирующие процессы); 3 – меридиональная южная.

**Таблица 2 – Наиболее продолжительные ЭЦМ в первой циркуляционной эпохе, сумма средних значений которых составляет более полугода**

ЭЦМ	Средняя годовая продолжительность, дни
11а	39
10а	25
12бз	22
4б	18
10б	17
5б	16
11б	15
7аз	14
8а	13
12бл	13
<b>Сумма</b>	<b>194</b>

При ЭЦМ 10б южные циклоны монгольской ветви полярного фронта выходят на Восточную Сибирь. В них вливаются средиземноморские циклоны, проходящие через Казахстан. В их тылу формируется один из двух блокирующих процессов на полушарии, направленный на территории, прилегающие к Уралу. В сухом быстро прогреваемом арктическом воздухе оказывались в общей сложности больше месяца зернопроизводящие районы Западной Сибири, Европейской России и Украины. В холодный период при ЭЦМ 11а один из двух блокирующих процессов в тылу дальневосточных циклонов направлен на Восточную Сибирь, и под влиянием сибирского антициклона только при этом ЭЦМ

более полутора месяцев оказывалась вся Россия, исключая крайний север Европы и Западной Сибири. Средиземноморские циклоны, проходя через западные регионы России и Украину, вливались в атлантические циклоны, проходящие по северу России.

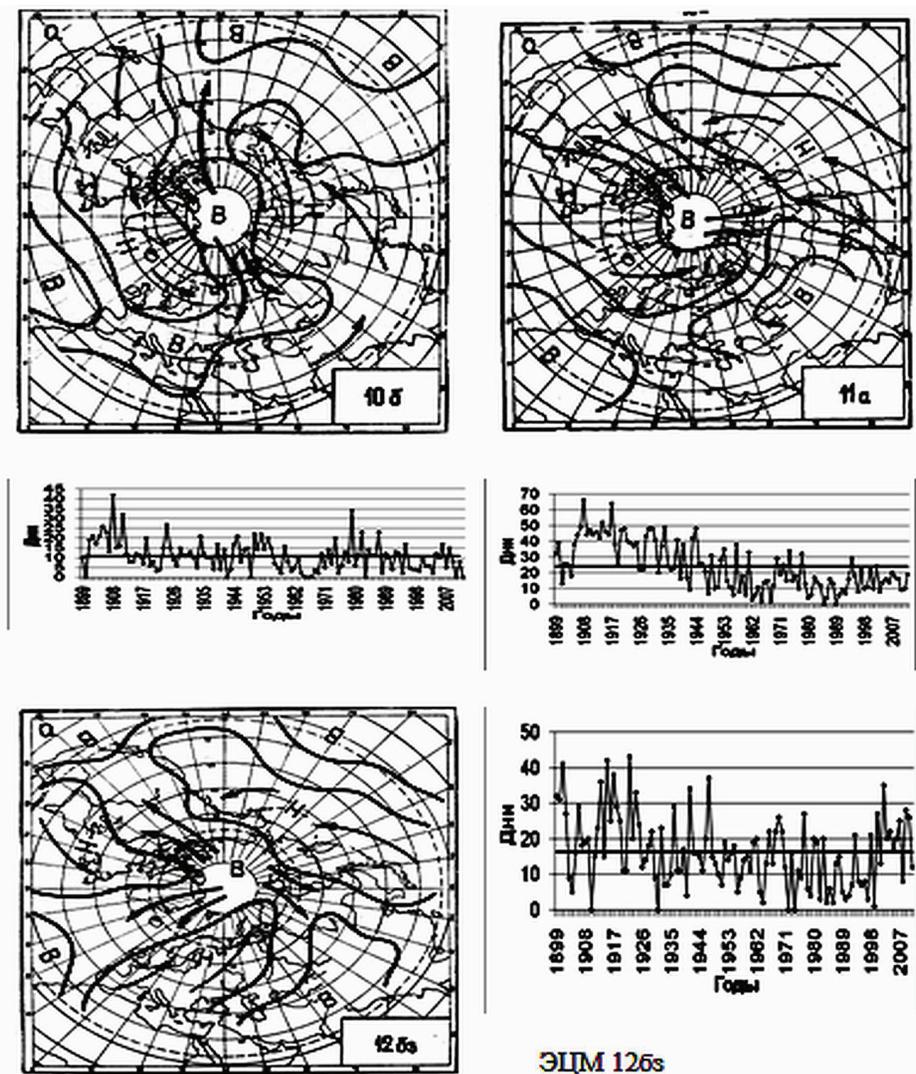


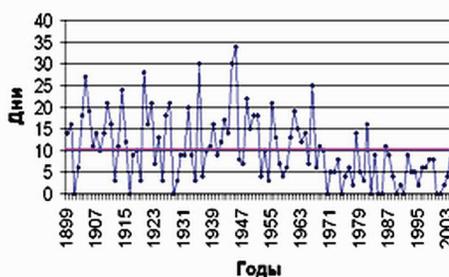
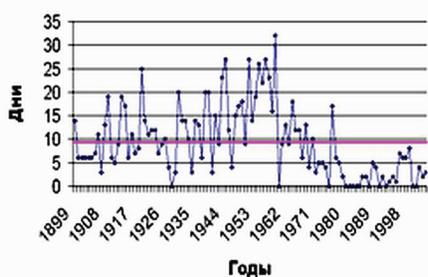
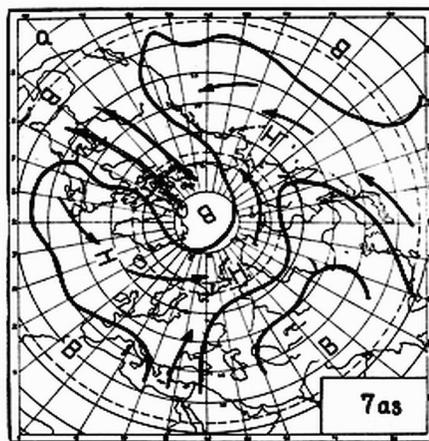
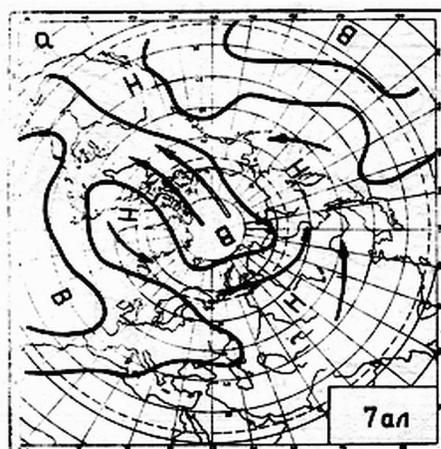
Рисунок 7 – Динамические схемы и суммарная годовая продолжительность (1899-2012гг.) ЭЦМ, наиболее часто встречающихся в меридиональной северной эпохе 1899-1915гг.

Также в холодное полугодие при ЭЦМ 12бз (22 дня в году) в тылу дальневосточных циклонов, доходящих до Камчатки и Чукотки, формируется блокирующий процесс, поддерживающий сибирский антициклон, дотягивающийся западным отрогом до Черноморского побережья Кавказа. Средиземноморские циклоны перемещаются с юго-запада на северо-восток, достигая устья Оби и Енисея.

В зональную эпоху, наряду с преобладающими, как и в первую эпоху, меридиональными северными ЭЦМ (Таблица 3), повышенной продолжительностью отличались ЭЦМ с одним арктическим вторжением.

**Таблица 3 – Наиболее продолжительные ЭЦМ во второй циркуляционной эпохе, сумма средних значений которых составляет более полугода**

ЭЦМ	Средняя годовая продолжительность, дни
11а	31
10а	21
12бз	18
4б	16
3	14
7ал	14
11б	13
7аз	13
8а	12
10б	12
5б	11
2б	11
12вз	11
Сумма	196



*Рисунок 8 – Динамические схемы и суммарная годовая продолжительность (1899-2012гг.) ЭЦМ, наиболее часто встречающихся в зональной эпохе.*

Атлантические циклоны проходили вдоль всего побережья Евразии. Этот период вошёл в историю как период потепления Арктики. На материке же господствовали антициклоны, так что отмечались и сильные морозы, и сильные засухи. Об этом периоде Л.С. Бергом в книге «Климат и жизнь» была написана глава о понижении уровня Каспийского моря во время потепления Арктики из-за недостатка осадков в бассейне Волги (Берг, 1947).

Здесь приводим по одному зимнему и летнему ЭЦМ этой группы (рис. 8). Как видно на динамических схемах, зимой вся Россия, исключая крайний север, находилась под воздействием сибирского антициклона, а летом в зоне блокирующего процесса, сформировавшегося в сухом арктическом воздухе, и под влиянием азорского антициклона находилось большинство зернопроизводящих районов России и Украины.

С 1957г. началась меридиональная южная эпоха. В ней в 2 раза продолжительнее среднего многолетнего значения оказались выходы южных циклонов, которые несли из низких широт в высокие тёплый и влажный воздух: Таблица 4, рис. 9.

**Таблица 4 – Наиболее продолжительные ЭЦМ в третьей циркуляционной эпохе, сумма средних значений которых составляет более полугода**

ЭЦМ	Средняя годовая продолжительность, дни
13л	46
13з	39
12а	29
9а	15
11а	14
12бз	14
12г	12
8а	11
12бл	10
<b>Сумма</b>	<b>190</b>

Следует заметить, что в первой трети XX века меридиональная южная циркуляция почти отсутствовала, только в 1963г. её продолжительность впервые превысила среднюю за 1899-2012гг. (рис. 6). Это определило однородность первых двух эпох: одна из двух групп циркуляции оказывалась преобладающей в течение всей эпохи. Третья эпоха делится на периоды с преобладанием какой-либо группы циркуляции при общем доминировании меридиональной южной (табл. 5).

В период 1957 – 1969 помимо общего для 3-й эпохи преобладания меридиональных южных ЭЦМ 13з,13л повысилась продолжительность ЭЦМ 12а, 12вз, 12г, 12бз., при которых один из 3 – 4 блокирующих процессов обязательно формируется над Восточной Сибирью Таблица 6, рис.10.

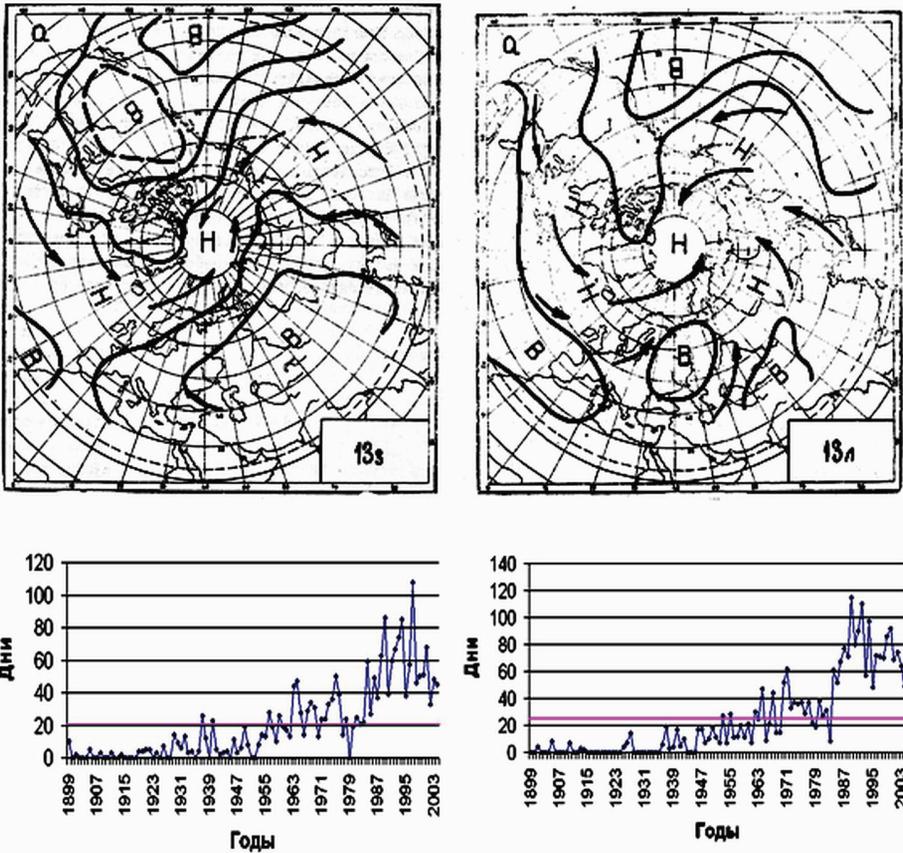


Рисунок 9 – Динамические схемы и суммарная годовая продолжительность (1899-2012 гг.) ЭЦМ, наиболее часто встречающихся в меридиональной южной эпохе.

**Таблица 5 – Циркуляционные периоды внутри меридиональной южной циркуляционной эпохи**

Период	Годы
Повышенная продолжительность меридиональной северной циркуляции	1957-1969
Рост продолжительности зональной циркуляции	1970-1980
Быстрый рост меридиональной южной циркуляции	1981-1997
Уменьшение продолжительности меридиональной южной циркуляции и рост меридиональной северной	1998-2013

Если в меридиональную северную циркуляционную эпоху повышенной продолжительностью отличались ЭЦМ с двумя противоположными по направлению блокирующими процессами, один из которых развивался над регионом России, то в 1957-1969гг. возросла продолжительность ЭЦМ с двумя близкими по направлению и тремя-четырьмя блокирующими процессами, два из которых направлены на Россию. Таким образом, общее

количество блокирующих процессов и формирующихся в результате стационарных антициклонов как на полушарии в целом, так и на территории России, увеличилось.

**Таблица 6 – Наиболее продолжительные ЭЦМ в 1957 – 1969гг. третьей циркуляционной эпохи, сумма средних значений которых составляет более полугода**

ЭЦМ	Средняя годовая продолжительность, дни
13з	25
12а	25
13л	21
12вз	21
12г	18
8а	15
12бз	15
11а	13
7ал	13
11б	12
7аз	11
<b>Сумма</b>	<b>189</b>

Для ЭЦМ 12а в этот период отмечается первый всплеск суммарной годовой продолжительности (20-40 дней). При нём, преимущественно в переходные сезоны, развивается мощный блокирующий процесс (один из четырёх) над всей Сибирью и Поволжьем в тылу южных циклонов, выходящих на Дальний восток. На запад Европейской России при этом выходят средиземноморские циклоны. Второй блокирующий процесс над Россией развивается на крайнем северо-востоке. При этом ЭЦМ часто отмечаются чрезвычайные ситуации на Дальнем Востоке, на Северном Кавказе и Черноморском побережье, а также у западных рубежей России.

Продолжительность ЭЦМ 12вз в 1957-1969гг. в течение всего периода превышает среднюю, чего не отмечается ни в один другой период, и колеблется от 15 до 40 дней. При этом ЭЦМ в холодное полугодие один блокирующий процесс из трёх формируется в тылу дальневосточных южных циклонов и направлен на Восточную Сибирь, а второй, развиваясь в тылу средиземноморских циклонов, направлен на Кольский полуостров и западные регионы России. Южные циклоны способны спровоцировать штормовую погоду и сильные осадки на Дальнем Востоке, Северном Кавказе, Черноморском побережье и в центре России. Вместе с тем, с ними связано повышение температуры в этих регионах, а также в Западной Сибири вплоть до северных районов. Арктическое вторжение на Восточную Сибирь поддерживает высокое давление в сибирском антициклоне, гарантируя сильные морозы на всей территории Восточной Сибири.

Суммарная годовая продолжительность ЭЦМ холодного периода 12г в 1957-1969гг. оказывается наибольшей за весь период наблюдений (до 35 дней за сезон). Ежегодные отклонения от средней положительны. При

этом ЭЦМ два из трёх блокирующих процессов на полушарии развиваются над Россией: над Восточной Сибирью в тылу дальневосточных циклонов и над Чукоткой в тылу тихоокеанских циклонов.

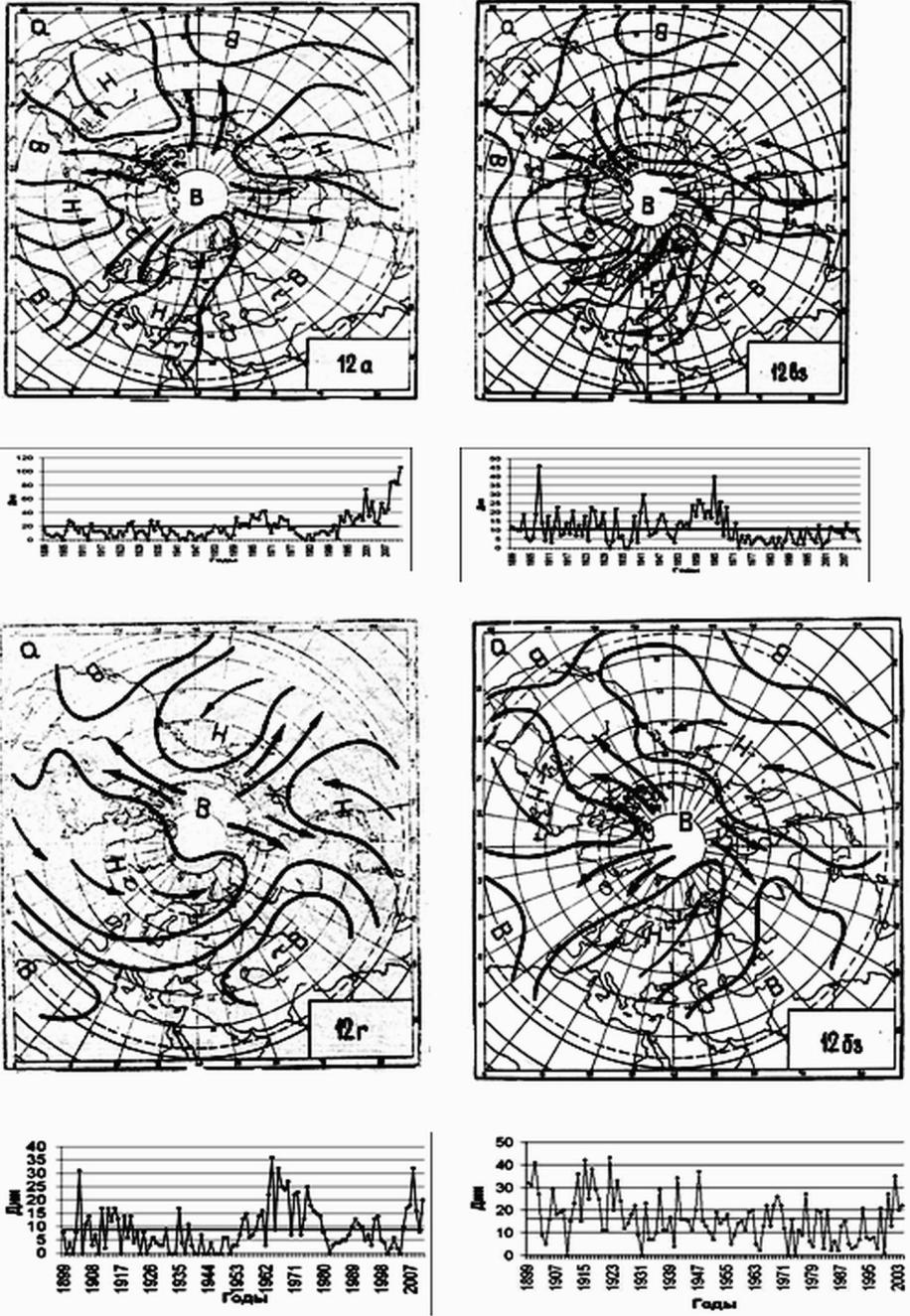
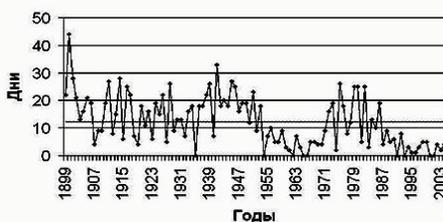
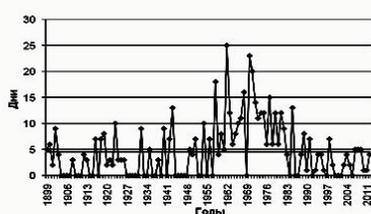
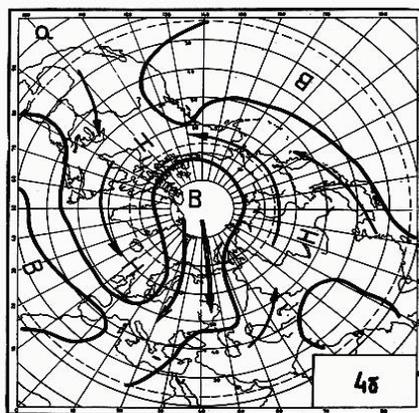
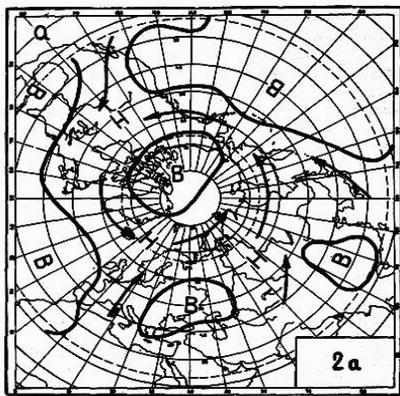


Рисунок 10 – Динамические схемы и суммарная годовая продолжительность (1899-2013гг.) ЭЦМ, наиболее часто встречающихся в период 1957-1969гг.

Мощный сибирский антициклон западным отрогом соединяется с азорским антициклоном. Атлантические циклоны обходят эту антициклоническую систему с севера, неся тепло и осадки на арктическое побережье. На большей части территории России в антициклоне формируется морозная погода без осадков.

**Таблица 7 – Наиболее продолжительные ЭЦМ в 1970 – 1980гг. третьей циркуляционной эпохи, сумма средних значений которых составляет более полугода**

ЭЦМ	Средняя годовая продолжительность, дни
13л	37
13з	24
11а	19
12а	19
12г	15
4б	15
11б	15
2а	12
11г	12
8а	12
10б	12
Сумма	192



*Рисунок 11 – Динамические схемы и суммарная годовая продолжительность (1899-2013гг.) зональных ЭЦМ и нарушения зональности, наиболее часто встречающихся в период 1970-1980гг.*

В период нового увеличения суммарной годовой продолжительности зональной группы и нарушения зональности (1970-1980гг.) у большинства ЭЦМ этих групп отмечался второй всплеск продолжительности, а ЭЦМ 2а, 4а и 5в отличались наибольшей суммарной годовой продолжительностью именно в этот период Таблица 7, рис. 11.

Характерно, что в этот период суммарная годовая продолжительность всех трёх групп циркуляции была близка к средней многолетней (рис.6)

Как и в зональную эпоху, арктический регион полностью или частично находится во власти атлантических циклонов, подпитываемых южными. На континенте же в зимний период господствует сибирский антициклон. Блокирующие процессы развиваются либо над Европейской, либо над Азиатской Россией.

В 1981 – 1997гг., в период быстрого роста меридиональной южной циркуляции наибольшей суммарной годовой продолжительности достигли зимний ЭЦМ 13з (до 100 дней) и летний ЭЦМ 13л (до 120 дней, рис. 9). Максимальной в это время была также суммарная годовая продолжительность меридиональных северных ЭЦМ 9а, 12а, 10а, 11а, 8а (Таблица 8).

**Таблица 8 – Наиболее продолжительные ЭЦМ в 1981 – 1997гг. третьей циркуляционной эпохи, сумма средних значений которых составляет более полугода**

ЭЦМ	Средняя годовая продолжительность, дни
13л	67
13з	54
9а	17
12а	15
10а	13
11а	12
8а	10
<b>Сумма</b>	<b>188</b>

При ЭЦМ 13з сибирский антициклон в этот период существенно сократился по площади, открыв путь средиземноморским циклонам через Европейскую Россию в Арктику. Количество суровых зим в России в этот период существенно уменьшилось. При ЭЦМ 13л ясная антициклоническая погода устанавливается над югом Европы, Европейской Россией и югом Западной Сибири. Циклоны с Восточного Средиземноморья выходят на Северный Кавказ и Черноморское побережье. Встречая преграду в виде антициклона, не позволяющего им пройти на Европейскую Россию, они выливаются обильными осадками в предгорьях Кавказа, создавая порой чрезвычайную ситуацию.

С 1998г. началось уменьшение суммарной годовой продолжительности

меридиональной южной циркуляции, хотя по данным на 2012г. она всё ещё на 22 дня в году превышает среднюю (рис. 6). После минимума в 1992г. (91 день за год) начинается новый рост суммарной годовой продолжительности меридиональной северной циркуляции, в 2012г. она на 60 дней превышает среднюю (Таблица 9).

**Таблица 9 – Наиболее продолжительные ЭЦМ в 1998 – 2013 гг. третьей циркуляционной эпохи, сумма средних значений которых составляет более полугода**

ЭЦМ	Средняя годовая продолжительность, дни
12а	54
13л	52
13з	45
9а	23
12бз	20
Сумма	193

**Наибольшей суммарной годовой продолжительностью в 1998-2012гг. отличаются ЭЦМ 12а, 13л, 13з, 9а и 12бз.**

Современный период оказывается наиболее разнообразным по характеру циркуляции и наиболее неустойчивым.

При ЭЦМ тёплого полугодия 9а (20-40 дней) с двумя противоположными блокирующими процессами над океанами по северу России проходят атлантические циклоны. На Дальний Восток выходят южные циклоны, в тылу которых формируется гребень высокого давления над югом Восточной Сибири. Средиземноморские циклоны, выходя на Черноморское побережье Кавказа, встречают мощную преграду в виде обширного антициклона над югом Европейской России и Западной Сибири и либо приносят обильные осадки на Кавказ, либо уходят по южной границе антициклона в Казахстан.

Не следует забывать, что в этот период максимум суммарной годовой продолжительности (более 100 дней в отдельные годы) отмечается у ЭЦМ 12а (рис. 3), второй всплеск продолжительности – у ЭЦМ 12бз (до 35 дней). Продолжительность ЭЦМ 13з и 13л (рис. 8) снижается в течение этого периода со 110 и 80 дней соответственно до 45 – 50, т.е. продолжает играть существенную роль.

#### **Колебания температуры воздуха северного полушария в XX – XXI вв.**

Смена характера циркуляции атмосферы сказывалась и на среднегодовой приземной глобальной температуре воздуха и Северного полушария (рис. 12).

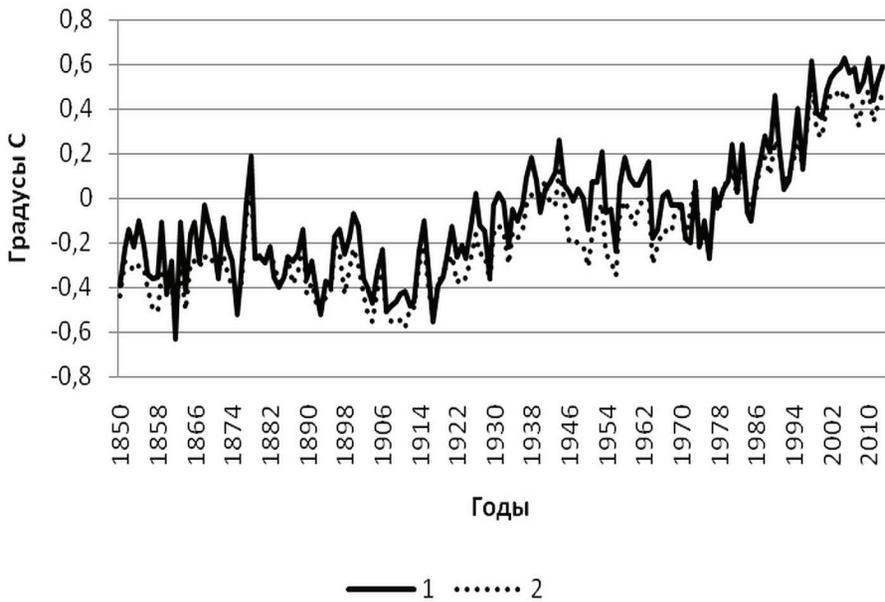


Рисунок 12 – Аномалии среднегодовой температуры воздуха Северного полушария (1) и глобальной (2) за 1850-2013гг. (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/>)

Прежде всего, заметим, что положительные аномалии температуры Северного полушария почти в течение всего времени больше, чем глобальной. Заметим также, что в XXI веке эти различия наибольшие за весь период с 1850г. Похожая ситуация отмечалась в 1850-1875гг. и в 1945-1969гг. Второй период, как и современный, характеризуется ростом продолжительности блокирующих процессов.

Остановимся подробнее на колебаниях температуры воздуха Северного полушария. До 1926г. отклонения температуры от средней за 1961-1990 г. были сплошь отрицательными, исключая 1878г. Таким образом, первая меридиональная эпоха на полушарии – это эпоха похолодания. Наиболее холодными за весь период 1899-2012гг. были 1917 год (отклонение – 0,542°C) и 1913г. (-0,53°).

С 1918г. начинается постепенное повышение температуры. Это потепление вошло в историю как «потепление Арктики», т.к. наиболее сильно проявилось в высоких широтах Северного полушария. Оно приходится на зональную циркуляционную эпоху. Отклонения средней годовой температуры воздуха Северного полушария в 1931, 1937-1941, 1943, 1944гг. от средней за 1961-1990гг. были положительны. Наиболее тёплым в зональную эпоху был 1944г., отклонение составило 0,147°C. Поскольку данные на упомянутом сайте постоянно корректируются, надо отметить, что приводимые здесь значения относятся к коррекции, произведенной в феврале 2014г.

С 1945г. началось понижение температуры, соответствующее уменьшению суммарной годовой продолжительности зональной циркуляции и росту продолжительности блокирующих процессов. Оно продолжалось 31 год. Наиболее холодным на Северном полушарии в этот период был 1976г., отклонение составило  $-0,286^{\circ}\text{C}$ . Последнее отрицательное отклонение ( $-0,134^{\circ}\text{C}$ ) отмечалось в 1985г.

С 1977г. началось новое такое же быстрое потепление, как и в 20-40 годы. Разница заключалась в том, что «стартовая отметка» этого потепления была на  $0,243^{\circ}\text{C}$  выше, чем предыдущего. Согласовалось оно с таким же быстрым ростом суммарной годовой продолжительности меридиональной южной циркуляции, т.е. стремительных выходов циклонов из низких широт в высокие при циклонической циркуляции на полюсе. Максимум её продолжительности составил 201 день (при средней 47 дней) в 1989г. Продолжительность держалась на высоком уровне по 1997г. (179 дней), после чего начала падать.

Первый раз в среднем на Северном полушарии наиболее высокая приземная температура воздуха (аномалия  $0,61^{\circ}\text{C}$ ) была достигнута в 1998г. Этот год разумно считать окончанием стремительного роста температуры. После него 6 лет подряд температура была ниже этой отметки, чего не наблюдалось перед этим 20 лет, затем, в 2005г., аномалия составила  $0,626^{\circ}\text{C}$ . После этого ещё 4 года подряд аномалия была меньше  $0,6^{\circ}\text{C}$ , а в 2010г. снова оказалась  $0,626^{\circ}\text{C}$ . В 2011г. она составила  $0,437^{\circ}\text{C}$ , в 2012г. –  $0,518^{\circ}\text{C}$ , в 2013г.  $0,586^{\circ}\text{C}$ . Таким образом, период с 1999 по 2012г. можно считать периодом стабилизации среднегодовой температуры воздуха Северного полушария на самом высоком уровне, какой отмечался с 1850г., но не относить его к продолжению потепления.

### **Изменения годовой амплитуды температуры воздуха**

Изменение характера циркуляции атмосферы означает и изменение характера преобладающей погоды. В период господства циклонической циркуляции зимы на континентах были мягкими с частыми оттепелями, а летние сезоны прохладными и дождливыми. При господстве антициклонической циркуляции зимы на континентах оказываются морозными, а летние сезоны жаркими, с засухой и природными пожарами. Такой характер погоды ведёт к увеличению годовой амплитуды температуры воздуха (разности между максимальной летней и минимальной зимней температурой), что отрицательно сказывается как на сельском хозяйстве, так и на состоянии горных пород, трубопроводов, железнодорожных путей, а также зданий и сооружений.

За неимением возможности сравнить максимальную и минимальную годовую температуру на Северном полушарии, привожу разность между аномалиями средней январской и июльской температур воздуха (рис. 13).

В последние годы январские положительные аномалии существенно уменьшились, чего нельзя сказать об июльских.

---

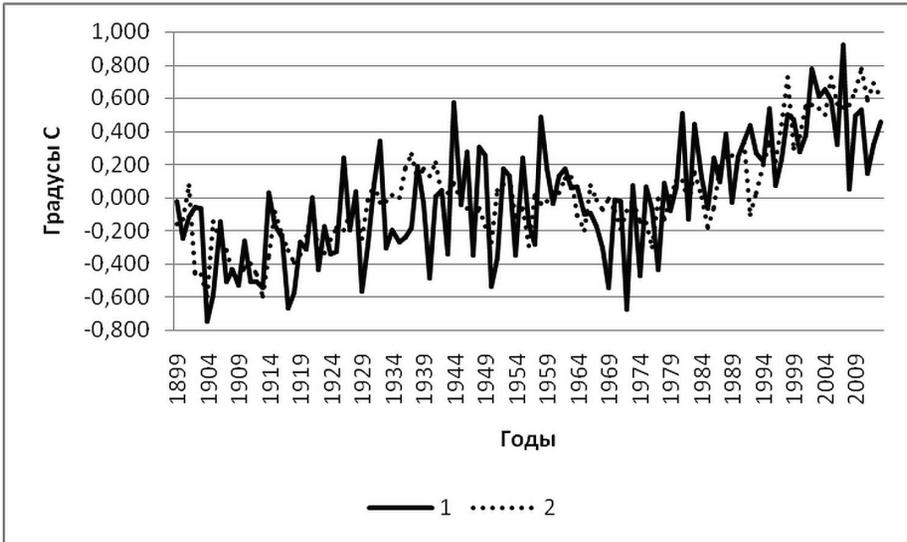


Рисунок 13 – Аномалии среднемесячной температуры воздуха Северного полушария за 1899-2013гг. в январе (1) и июле (2).

### Изменения температуры воздуха на территории России

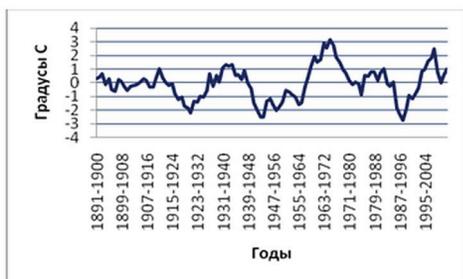
В связи с отмеченными выше особенностями циркуляции атмосферы изменилась приземная температура воздуха и на территории России. Эти изменения хорошо показаны в книге (Груза, Ранькова 2012), но без связи с циркуляционными процессами. Приведём некоторые примеры такой связи.



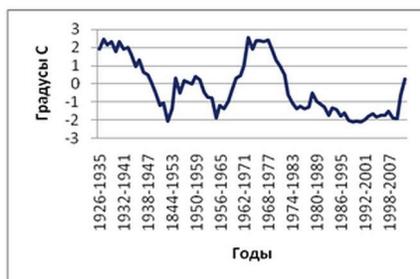
Рисунок 14 – Отклонения от средней за весь период наблюдений среднегодовой температуры воздуха на метеостанциях Европейской России (10-летние скользящие средние)

На Европейской территории России, несмотря на продолжающееся потепление (рис. 12), в современный период возросла годовая амплитуда температуры (рис. 13).

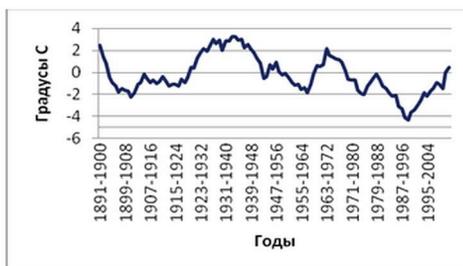
Как видно на рис. 15, рост годовой амплитуды температуры воздуха, рассчитанной как разность среднемесячных температур самого холодного и самого тёплого месяца в году по данным Базы климатических данных ИГКЭ, используемым для регулярного мониторинга климата (<http://www.climatechange.su>), отмечается на всех приведенных метеостанциях, расположенных в разных природных зонах. Это заметно даже на примере 10-летних скользящих средних величин. Если же рассмотреть эти изменения по экстремальным годам, картина получится ещё более разительная.



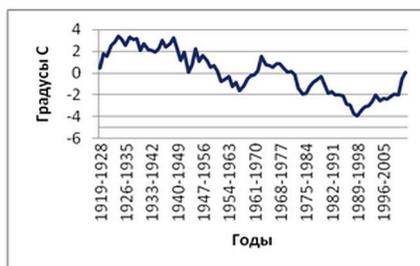
Архангельск



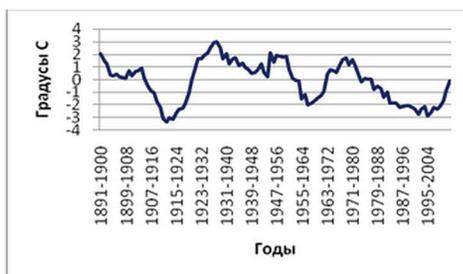
Казань



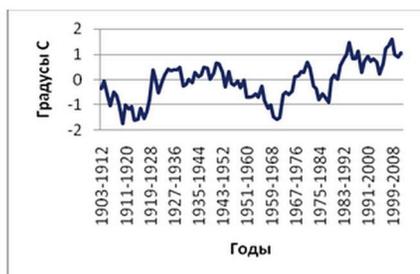
Москва



Воронеж



Астрахань



Туапсе

Рисунок 15 – Отклонения годовой амплитуды температуры воздуха от средней многолетней (10-летние скользящие средние) на Европейской территории России.

В Архангельске рост амплитуды начался после минимума, отмечавшегося в 1995г. (аномалия  $-9,46^{\circ}$  наблюдалась единственный раз более чем за столетие). Максимум пришёлся на 1998г. ( $9,14^{\circ}$ ). В 2011г. аномалия годовой амплитуды температуры воздуха составила ( $8,14^{\circ}$ ). Заметим, что в период потепления, т.е. увеличения повторяемости циклонов, летние сезоны становятся прохладными, а зимы мягкими, так что годовая амплитуда температуры уменьшается, что и произошло в 80-90 годы XX века. В Казани минимум с начала наблюдений пришёлся на 1983г. (аномалия амплитуды  $-7,1^{\circ}$ ), максимум – на наиболее экстремальный 2010г. ( $8,9^{\circ}$ ). В 2011г. аномалия амплитуды составила  $6,2^{\circ}$ . В Москве наибольшая отрицательная аномалия годовой амплитуды температуры воздуха за весь период наблюдений с конца XIX века ( $-6,9^{\circ}$ ) отмечалась в 1993г., наибольшая положительная ( $11,2^{\circ}$ ) – в 2010г. В Воронеже минимальная аномалия амплитуды за весь период наблюдений ( $-9,1^{\circ}$ ) отмечалась в 1989г., а максимальная за последние годы ( $10,3^{\circ}$ ) – в 2010г. В Астрахани минимальная аномалия амплитуды за последние десятилетия ( $-6,6^{\circ}$ ) пришлась на 1992г., а максимальная ( $5,7^{\circ}$ ) – на 2006г. В Туапсе минимальная аномалия ( $-3,8^{\circ}$ ) отмечалась в 1984г., а максимальная ( $4,9^{\circ}$ ) – в 1999г. Как видим, наибольшая годовая амплитуда температуры воздуха отмечается в настоящее время в центре Европейской России.

Заметим, что предыдущие периоды увеличения годовой амплитуды температуры воздуха пришлись на периоды аналогичного характера циркуляции атмосферы.

В Западной Сибири на смену повышению среднегодовой температуры пришло её некоторое понижение (рис. 16). Особенно это заметно зимой (рис. 17). Годовая амплитуда температуры воздуха возросла вместе с ростом продолжительности антициклонической циркуляции на этой территории (рис. 18).

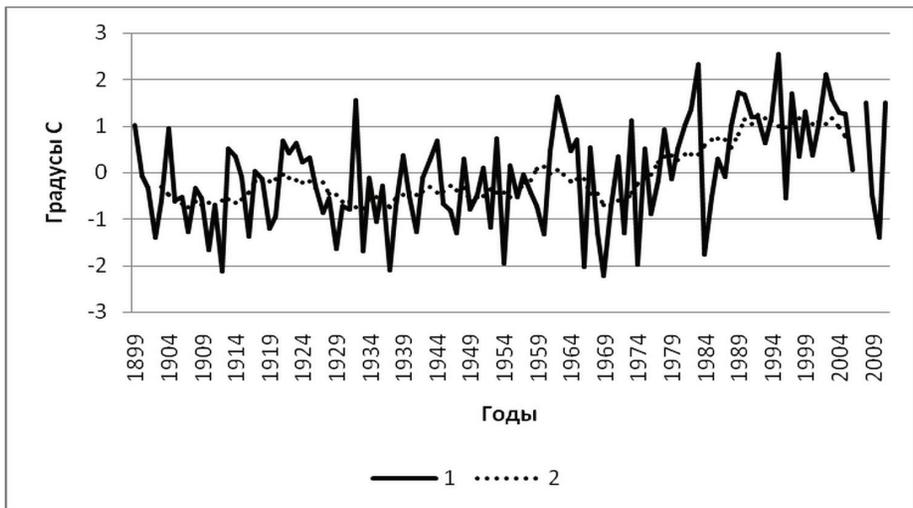


Рисунок 16 – Отклонения среднегодовой температуры в Томске от средней за 1899-2012гг.:

1 – ежегодные отклонения, 2 – 10-летние скользящие средние.

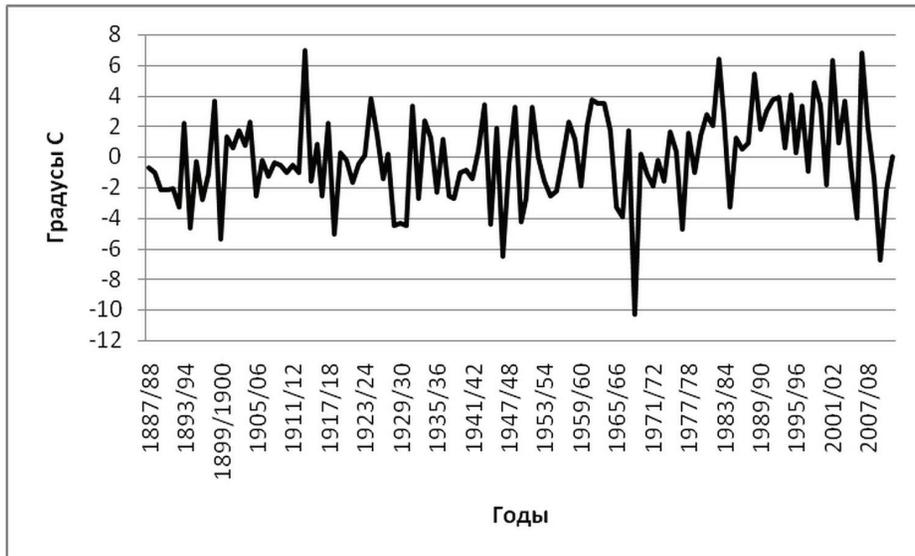


Рисунок 17 – Отклонения средней зимней (XII-II) температуры воздуха в Томске от средней за 1899-2012гг.

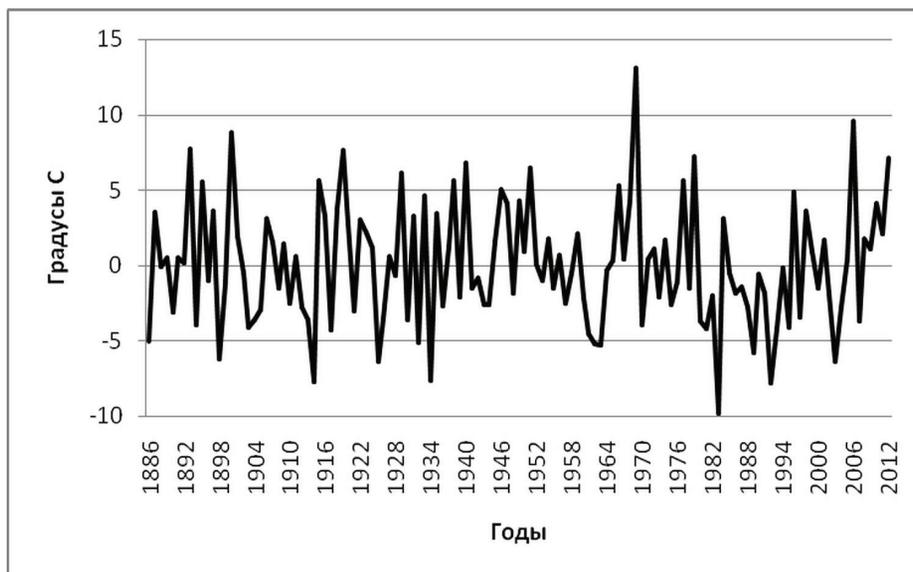


Рисунок 18 – Отклонения годовой амплитуды температуры в Томске от средней за 1856-2012гг.

Анализ связи температуры воздуха с циркуляцией атмосферы на крайнем севере показал, что повышение температуры в 30-40 годы севернее 70°с.ш. было больше, чем в современный период, поскольку блокирующие процессы в те годы было мало, а циклоны проходили вдоль всего побережья Евразии (Кононова 2006, Shilovtseva et al., 2011).

Анализ колебаний годовой амплитуды температуры на станции Хатанга (рис. 19) показывает, что наименьшей амплитуда была в 30-40

годы, когда на севере Восточной Сибири отмечался максимум циклонической циркуляции. Максимальных значений она достигала в 50-70 годы при максимальном развитии антициклонической циркуляции. В 80-90 годы при росте циклонической циркуляции годовая амплитуда температуры снова уменьшилась, а в XXI веке снова выросла.

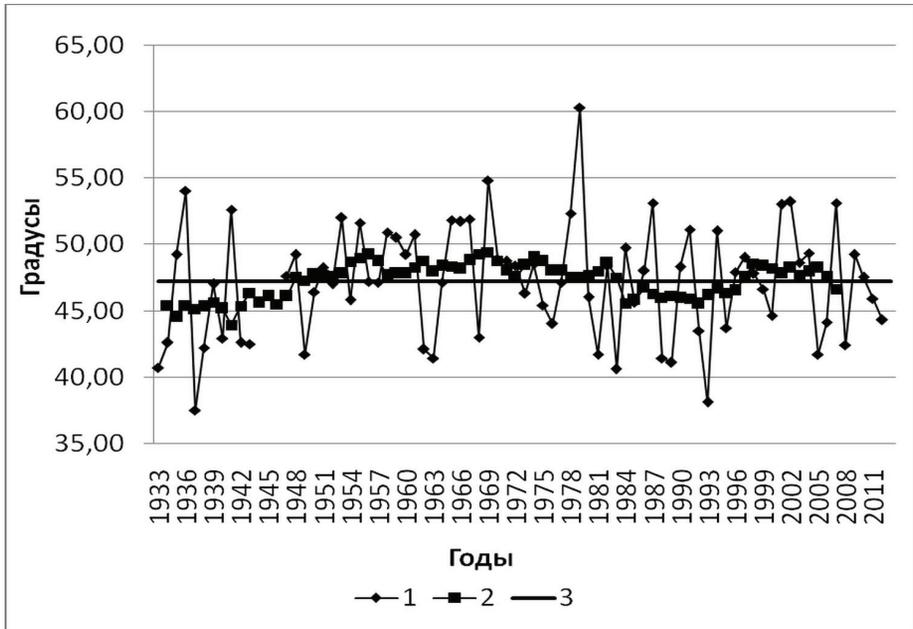


Рисунок 19 – Колебания годовой амплитуды температуры воздуха на станции Хатанга

### Наводнения в России в XXI веке

Большое разнообразие процессов с высокой суммарной продолжительностью, влияющих в частности на формирование метеорологически обусловленных опасных природных процессов, оказывается характерной особенностью последнего 15-летия. О наводнениях самого начала XXI века можно прочесть в книгах (Атлас... 2007; Воробьев и др. 2003; Добровольский, Истомина 2006). Самыми разрушительными были в 2002г. наводнения в Ленске и Новороссийске. Наводнения на Северном Кавказе, сопровождавшие их экзогенные процессы и характер циркуляции атмосферы в первом десятилетии XXI века подробно рассмотрены в (Кононова 2012, Кононова 2012а, Кононова 2014). Катастрофическое наводнение в Крымске в 2012г. проанализировано в (Кононова 2013). Здесь остановимся на наводнениях на Дальнем Востоке в 2013г. и на Алтае в 2014г.

#### Развитие наводнения на Дальнем Востоке в 2013 году

На Дальнем Востоке в муссонном климате обычное соотношение зимних и летних осадков составляет 1:3. Зимой же 2012/13гг. при хорошо развитом сибирском антициклоне тихоокеанские циклоны оставляли осадки

на Дальнем Востоке. При обилии снега и затяжной холодной весне к началу летнего муссона влажность почвы составляла 70-80%. Почва не впитывала выпадавшую влагу, она скатывалась в реки. Усугубили ситуацию сильные дожди. По многим метеостанциям Амурской области к 10 августа суммы осадков уже превысили годовую норму (ВНИИГМИ-МЦД, Специализированные массивы для климатических исследований ([meteo.ru/climate/sp\\_clim.php](http://meteo.ru/climate/sp_clim.php)), ВНИИГМИ-МЦД, Чрезвычайные ситуации в России (<http://meteo.ru/climate/chs.php>). О погоде из первых рук. Сайт Гидрометцентра России (<http://www.meteoinfo.ru/>).

Так, на метеостанции Свободный выпало 574 мм, что равно годовой норме, в Благовещенске выпало 592 мм при годовой норме 564 мм. В результате уже с середины июля на отдельных реках отмечались высокие паводки, интенсивно начали наполняться Зейское и Бурейское водохранилища. На реках: Зее в Амурской области (гидрологические посты Мазаново, Суражевка, Малая Сазанка, Белогорье, Благовещенск), Амуре в Амурской области (Константиновка, Поярково), в Еврейской автономной области (Нагибово, Ленинск, Нижнеспасское), в Хабаровском крае (г.Хабаровск) наблюдались уровни, превышающие критические, при которых происходит подтопление населённых пунктов, сельхозугодий, размыв дорог. Приток воды в Зейское водохранилище во второй половине июля – начале августа был близок к самым большим значениям за весь период наблюдений. Среднемесячный приток в июле составил около 4500 куб. м/с, максимальный – 11700 куб. м/с. В результате водохранилище было наполнено выше нормального подпорного уровня более чем на 3 м. Переполнилось и Бурейское водохранилище.

Во второй половине лета 2013 года на Дальнем Востоке сильные дожди не прекращались. Они привели к сильнейшему наводнению, перекатывающемуся с верховьев к низовьям Амура в течение двух месяцев. Зонами бедствия стали Приамурье, Приморье, Хабаровский край.

2013 год пришёлся на фазу Ла-Нинья, в которую тихоокеанские тайфуны особенно активны (Бышев и др. 2014). Со второй половины лета они шли один за другим. Достигая умеренных широт, они регенерировали на фронтах циклонов полярного фронта и превращались в южные циклоны, только очень быстрые и богатые влагой. В таком состоянии они пересекли Китай и вызвали сначала там сильнейшее наводнение на притоках Амура. Затем они стали продвигаться дальше к северу и, встречая на пути преграду в виде антициклона в Магаданской области, выливались сильными ливнями на районы Дальнего Востока от Приамурья и Приморья до Николаевска на Амуре. К началу июля 2013 года над Приамурьем сформировалась стационарная высотная фронтальная зона, вдоль которой в течение двух месяцев один за другим перемещались глубокие, насыщенные тропической влагой циклоны. В результате практически повсеместно наблюдались рекордные отметки уровня воды, на 1,5-2 метра превосходящие исторические максимумы. Огромный удар стихии пришелся на крупные промышленные города Дальневосточного федерального округа: на р. Амур у г.Хабаровск сформировался выдающийся максимальный расход

---

воды, повторяемость которого оценивается как один раз в 200-250 лет, в районе г.Комсомольск-на-Амуре уровень воды превышал отметку опасного явления практически на 2,5 метра. Максимальный уровень воды в Амуре у села Новое в Еврейской автономной области составил 10,5 м. В апреле 2014г. это село начали отстраивать заново, подняв уровень земли насыпью.

В целом ущерб от наводнения превысил 3 млрд. рублей. В одном Хабаровском крае пострадало более 40000 человек.

Показательно, что предыдущее наиболее сильное наводнение на Дальнем Востоке произошло в 1897г., т.е. в период первого за время наблюдений всплеска продолжительности меридиональных процессов на Северном полушарии, а второе – в 1961г., в период второго всплеска.

### Алтай 2014 год

В мае 2014 в Алтайском крае из-за сильных осадков, таяния ледников разлилась Обь с притоками, пострадало 33000 жителей, разрушено 4000 домов, мосты, дороги. Одним из первых пострадало село Чарышское. Река Чарыш размывла дамбу, разрушила мост, образовала второе русло прямо через село: через улицы и дома (рис. 20).



*Рисунок 20 – Новое русло р. Чарыш через село Чарышское.  
Фото А.Г. Зяблицкой, гидролога Гидрометцентра  
г.Барнаул. 11 июня 2014г.*

В мае 2014г. на Европейской территории России (ЕТР) стоял антициклон. Циклоны с Восточного Средиземноморья вынуждены были обходить его с юга и выходили на юг Западной Сибири, на Алтай.

---

Атлантические циклоны обходили европейский антициклон с севера, а затем по северо-западным потокам в передней части антициклона «ныряли» на Алтай. Встреча тёплых и холодных воздушных масс способствовала обострению атмосферных фронтов и увеличению количества осадков. В передней части циклонов из Казахстана закачивался на Алтай тёплый воздух. Это способствовало таянию ледников. Так сформировалось катастрофическое наводнение.

### Современные тенденции

В XXI веке в результате отмеченного увеличения одновременных выходов южных циклонов в разных секторах полушария увеличилась и повторяемость одновременных экстремальных осадков и наводнений в разных далеко расположенных друг от друга регионах. Так, одновременно с наводнением на Дальнем Востоке летом 2013г. наводнения отмечались в Мексике, в Индокитае, в Японии, на Черноморском побережье Кавказа. 15-17 мая 2014г. одновременно с обильными осадками на Алтае отмечался штормовой циклон с обильными осадками на Камчатке и Курилах. В это же время развивалось наводнение на Балканах. 18 мая ливни прошли на Курилах и в Китае, 19 мая в Китае началось наводнение. 21 мая сильные дожди, вызванные южными циклонами, одновременно прошли в Японии и в Европе. Используя сведения об экстремальных событиях в разных уголках Земли, приведенные на сайте <http://www.meteonovosti.ru>, можно сделать этот список как угодно длинным. Важно понять, что современное состояние атмосферы способствует одновременному возникновению стихийных бедствий, связанных с осадками, в разных регионах. Следовательно, повышается и вероятность возникновения таких экстремумов в каждом отдельном регионе.

### Заключение

1. Особенность современного периода (1998-2013гг.) на полушарии заключается в новом (третьем с 1899г.) всплеске продолжительности блокирующих процессов. Кроме того, количество одновременных блокирующих процессов на полушарии в современный период больше, чем в предыдущие. Если в начале XX века одновременно формировалось два блокирующих процесса, в 60 годы 2-3 процесса, то сейчас 3-4 одновременных блокирующих процесса на полушарии. На Россию при этом приходится два одновременных блокирующих процесса.

2. Рост суммарной годовой продолжительности блокирующих процессов привёл к стабилизации среднегодовой температуры воздуха Северного полушария. Наибольшая аномалия с 1998г. не превышает 0,626° С. Глобальная температура понижается.

3. Происходящие колебания температуры воздуха в разных регионах связаны с колебаниями общей циркуляции атмосферы и изменением продолжительности процессов, вызывающих повышение или понижение температуры воздуха в конкретном районе в определённом сезоне.

4. С 1998г. зачастую самым холодным месяцем оказывается февраль,

---

что связано со временем интенсивного развития сибирского антициклона и его отрогов.

5. Современное увеличение суммарной годовой продолжительности блокирующих процессов, развивающихся преимущественно над континентами зимой и летом, привело к повышению летних и понижению зимних температур, т.е. к росту годовой амплитуды температуры воздуха как в среднем на Северном полушарии, так и особенно в России, что чревато негативными последствиями.

6. Характерной чертой современного периода является одновременное формирование засух на юге Европейской России, вызванных стационарованием антициклона, и стихийных бедствий, связанных с обильными осадками, на Черноморском побережье и на Северном Кавказе в результате выхода циклона с восточного Средиземноморья.

7. Увеличилась повторяемость ЭЦМ, при которых отмечаются одновременные выходы южных циклонов в разных секторах полушария, что способствует возникновению экстремальных осадков и наводнений в разных далеко расположенных друг от друга регионах.

## Литература

Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций в Южном федеральном округе РФ: коллектив. Монография / под общ. ред. С.К. Шойгу. – М.: Дизайн, Информация, Картография, 2007, 384 с.

Берг Л.С. Уровень Каспийского моря и условия плавания в Арктике // Климат и жизнь, – ОГИЗ, –М.: 1947, с. 90-95.

Бышев В.И., Нейман В.Г., Пономарёв В.И., Романов Ю.А., Серых И.В., Цурикова Т.В. Роль глобальной атмосферной осцилляции в формировании климатических аномалий Дальневосточного региона России. // Доклады РАН, 2014, том 458, №1, с. 92-96.

Воробьёв Ю.Л., Акимов В.А., Соколов Ю.И. Катастрофические наводнения начала XXI века: уроки и выводы. Москва: ООО «ДЭКС-ПРЕСС», 2003, 352 с.

Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. Обнинск, ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2012, 194 с.

Дзержевский Б.Л. Проблема колебаний общей циркуляции атмосферы и климата. // А.И Воейков и современные проблемы климатологии. –Л.: Гидрометеиздат, 1956, с. 109-122.

Дзержевский Б.Л. Сопоставление характеристик атмосферной циркуляции над северным полушарием и его секторами // Материалы метеорологических исследований, изд. Междувед. Геофиз. комитета при Президиуме АН СССР, –М., 1970, с. 7-14.

Дзержевский Б.Л., Курганская В.М., Витвицкая З.М. Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и

характеристика синоптических сезонов. // Тр. н.-и. учреждений Гл. упр. гидрометеорол. службы при Совете Министров СССР. Сер. 2. Синоптическая метеорология; Вып. 21. Центральный институт прогнозов. –М., –Л., Гидрометиздат, 1946, 80 с.

Добровольский С.Г., Истомина М.Н. Наводнения мира. –М.: ГЕОС, 2006, 260 с.

Кононова Н.К. Изменение характера циркуляции атмосферы в последние десятилетия как фактор изменения климатических и ледовых условий Арктики // Материалы гляциологических исследований, вып. 100, 2006, с. 191-199.

Кононова Н.К. Современные колебания климата // География в школе, 2012, № 7, с. 8-16.

Кононова Н.К. Циркуляция атмосферы как фактор стихийных бедствий на Северном Кавказе в XXI веке. // Геополитика и экогеодинамика регионов. Научный журнал Таврического национального университета им. В.И. Вернадского. Симферополь. Том 8, вып. 1-2, 2012а, с. 72-103.

Кононова Н.К. Наводнения в Краснодарском крае в июле-августе 2012г. // География в школе, 2013, №5, с. 26-34.

Кононова Н.К. Колебания циркуляции атмосферы Северного полушария в XX-начале XXI века: <http://atmospheric-circulation.ru>.

Новости погоды: <http://www.meteonovosti.ru>.

О погоде из первых рук. Сайт Гидрометцентра России: <http://www.meteoinfo.ru>.

Рубинштейн Е.С., Полозова Л.Г. Современное изменение климата. –Л.: Гидрометеиздат, 1966г., 263 с.

Специализированные массивы для климатических исследований: [http://meteo.ru/climate/sp\\_clim.php](http://meteo.ru/climate/sp_clim.php).

Чрезвычайные ситуации в России: <http://meteo.ru/climate/chs.php>.

Climatic Research Unit Data: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/>.

Barry R.G., Perry A.H. Synoptic Climatology Methods and Applications. Methuen & Co Ltd: London, 1973, – 555 p.

Shilovtseva O.A., Kononova N.K. and Romanenko F.A. Climate Change in the Arctic Regions of Russia. // In: Climate Change Adaptation: Ecology, Mitigation and Management ISBN 978-1-61122-764-2. Editor: Adam L. Jenkins, 2011, Nova Science Publishers, Inc. pp. 30-58.

УДК 551.583: 551.590

## **ВЛИЯНИЕ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ И ДРУГИХ ВНЕШНИХ ФАКТОРОВ НА КЛИМАТ ЗЕМЛИ**

В.Ф. Логинов

Институт природопользования НАН Беларуси,  
Республика Беларусь, 220114, г. Минск, ул. Ф.Скорины 10,  
[nature@ecology.basnet.by](mailto:nature@ecology.basnet.by)

**Резюме.** Существующие представления о реальности солнечно-атмосферных связей сильно различаются: от полного отрицания таких связей до сильного преувеличения их роли в изменении погоды и климата. Максимальное изменение притока солнечной радиации в 11-летнем цикле за счет изменения яркости солнечного диска (изменений солнечной постоянной) может достигать по абсолютной величине около  $0,6 \text{ Вт/м}^2$ , тогда как за счет дополнительного количества аэрозолей в атмосфере во время крупного вулканического извержения (Пинатубо, 1991г.) снижение притока солнечной радиации превысило  $2 \text{ Вт/м}^2$ . Радиационное воздействие углекислого газа на климат в последние годы составило около  $1,7 \text{ Вт/м}^2$ . Стандартизированные регрессионные коэффициенты (веса) вклада углекислого газа, аэрозолей и солнечной постоянной в изменение глобальной температуры воздуха в приповерхностном слое в период с 1977 по 2005гг. составляли соответственно  $0,60 - 0,84$ ,  $0,02 - 0,36$  и  $0,14 - 0,21$ . Оценки вклада указанных факторов и, особенно, солнечной активности и аэрозолей сильно разнятся для других временных интервалов. Коэффициент детерминации сезонных характеристик глобальной температуры и температуры Северного полушария с интегральным индексом, включающим солнечную активность, аэрозоли и углекислый газ, в ряде случаев превышает  $0,7$ .

**Ключевые слова.** Солнечная активность, аэрозоли, парниковые газы, изменение климата.

## **THE INFLUENCE OF SOLAR ACTIVITY AND OTHER EXTERNAL FACTORS ON THE EARTH'S CLIMATE**

V.F. Loginov

Institute for Nature Management, National Academy of Science, Belarus,  
Republic of Belarus, 2200114, Minsk, F. Skoriny 10,  
[nature@ecology.basnet.by](mailto:nature@ecology.basnet.by)

**Summary.** Existing views on the reality of solar-atmospheric relationships vary from complete denial of such relationships to strong overestimation of their role in weather and climate change. Peak change in the absolute value of solar radiation inflow over the 11-year cycle due to variations in brightness of the solar disk (the solar constant fluctuation) can be about  $0,6 \text{ W/m}^2$ , whereas during large volcanic eruption (Pinatubo, 1991) it may decrease by  $2 \text{ W/m}^2$  due

---

to additional aerosols in the atmosphere. Radiative forcing of carbon dioxide has reached about  $1,7 \text{ W/m}^2$  in recent years. In 1977-2005, the standardized regression coefficients (weights) of the contribution of carbon dioxide, aerosols and solar activity to the temperature change were respectively 0,60 – 0,84, 0,02 – 0,36 and 0,14 – 0,21. Estimates of the contribution of these factors, especially of solar activity and aerosols, are significantly different for other time periods. In some cases, determination coefficient of seasonal characteristics of the global temperature and Northern Hemisphere temperature and the integral index, which involves such factors as solar activity, aerosols and carbon dioxide, exceeds 0,7.

**Keywords.** Solar activity, aerosols, greenhouse gases, climate change.

### Введение

Историю исследований влияния солнечной активности на атмосферу Земли, начиная с XVII века, можно условно разделить на пять этапов. Первые три этапа исследований описаны в монографии Б.М. Рубашева (Рубашев, 1964). Четвертый этап развития исследований начался с середины 1960 годов и закончился к середине 1980г. Это был «ренессанс» в гелиофизике, когда практически одновременно в США и СССР было проведено несколько национальных и международных совещаний и конференций, было опубликовано несколько десятков монографий и сотен статей по широкому кругу вопросов влияния солнечной активности на Землю. Начало современного этапа исследований можно отнести к концу прошлого столетия.

Исследователя, ознакомившегося с результатами оценок солнечно-атмосферных связей, не могло не охватить уныние. Он мог прийти к выводу о неустойчивости и случайности выявленных связей, назвать результаты «опытами по самовнушению». Однако неустойчивость солнечно-атмосферных связей еще не является достаточным аргументом для утверждения об их отсутствии. Неустойчивые связи обнаруживаются и при анализе влияния на атмосферу других климатообразующих факторов.

Принципиально важным вопросом является оценка вклада электромагнитного солнечного излучения, а также заряженных частиц разной энергии (солнечный ветер, космические лучи солнечного и галактического происхождения). Детально эти вопросы изложены в ряде последних монографий (Криволуцкий, Репнев, 2009; Логинов, 2008, 2012).

Самые ранние работы по измерению и оценке вариаций метеорологической солнечной постоянной были проведены в Смитсоновском институте Абботом, Анстремом и Олричем с использованием данных наблюдений в 1924-1952гг. (Рубашев, 1964; Логинов, 1992). Результаты измерений показали, что максимумы метеорологической солнечной постоянной приходятся на средние значения относительных чисел Вольфа.

Через четверть века метеорологическая солнечная постоянная измерялась на аэростатах в стратосфере группой исследователей Ленинградского государственного университета под руководством К.Я. Кондратьева (Кондратьев, Никольский,

---

1970). Амплитуда изменения метеорологической солнечной постоянной составляла 1,0 – 1,5%, т.е. оказалась почти в два раза меньше, чем приводили в своих публикациях американские ученые. Вариации астрофизической солнечной постоянной, измеряемой спутниками вне земной атмосферы оказались более, чем на 1,5 порядка меньше, чем вариаций метеорологической солнечной постоянной, измеренной на поверхности Земли, и как минимум, на порядок меньше, чем при ее измерениях в стратосфере.

В последнее время идея о нестабильности излучения, приходящего от Солнца, получила новые экспериментальные подтверждения (Абдусаматов, 2009; Логинов, 1992; Chapman et al., 2011; Lean, Rind, 1996). В настоящее время известно, что поток излучения Солнца в рентгеновской и ультрафиолетовой частях спектра изменяется в 30 раз в 11-летнем солнечном цикле в диапазоне длин волн 0 – 0,9 нм и более, чем в три раза в диапазоне длин волн 4,0 – 6,0 нм. В области далекого ультрафиолета поток солнечного излучения изменяется в среднем в несколько раз. В полосе 130 – 175 нм солнечное излучение в фазах максимума и минимума 11-летнего солнечного цикла различается в два раза. Отношение среднего излучения в максимуме и минимуме 11-летнего цикла в различных диапазонах длин волн изменяется от 1,020 (175 – 190 нм) до 1,030 (190 – 210 нм). В диапазонах длин волн 240 – 260 нм это отношение составляет 1,005, а в ближайшем ультрафиолете ( $\lambda$  более 350 нм) составляет еще меньшую величину.

В настоящее время особенно важными представляются следующие вопросы об изменчивости солнечного излучения:

- каковы изменения значения солнечной постоянной к настоящему времени (первичный вопрос, имеющий непосредственное отношение к современным изменениям климата);
- какова изменчивость солнечного излучения в рентгеновской и ультрафиолетовой частях спектра;
- существует ли перераспределение энергии в солнечном спектре, что может происходить и при незначительной изменчивости интегральной солнечной постоянной.

### **Существующие оценки изменения солнечной постоянной**

В докладах Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) 2001г. и 2007г. (Climate Change 2001, Climate Change 2007) указано, что изменения потока солнечной радиации составляют сотые доли от солнечной постоянной: соответственно, около 0,25 Вт/м<sup>2</sup> и 0,12 Вт/м<sup>2</sup>.

В этих докладах речь идет об увеличении интегрального солнечного излучения в современный период по сравнению с Маундеровским минимумом солнечной активности (1640 – 1715гг.). Там же приводятся результаты исследований этого вопроса разными авторами: Лина с соавторами, Хойта и Шаттена, Соланки и Флигэ (Кислов, 2001; Climate Change 2007). Эти авторы при использовании различных моделей Солнца получили существенно различающиеся значения увеличения интегрального потока солнечного излучения в настоящее время по сравнению с

Маундеровским минимумом (от 0,26 до 0,68 Вт/м<sup>2</sup>). Оценки изменения интегрального солнечного излучения по сравнению с Маундеровским минимумом, приведенные Вангом, Лином и Шелли, оказались более скромными – 0,1 Вт/м<sup>2</sup>, а в работе Дзембовски с соавторами (Climate Change, 2007) вообще указывается, что Солнце в историческом прошлом не было более тусклым, чем сейчас, и различия в излучении Солнца за последние более трех столетий – нулевые.

Таким образом, полной ясности относительно величины вариаций солнечного интегрального излучения пока нет. Степень научной определенности влияния углекислого газа весьма высокая, а аэрозолей и прекурсоров – высокая. Степень достоверности влияния аэрозолей на облака пока остается средней (Кокорин, 2014).

Солнечная постоянная является функцией площади и яркости активных образований на фотосфере Солнца. Отношение площадей факелов и пятен не только варьирует в широких пределах (от 1 до 15, а при больших временных осреднениях – от 3 до 10), но и отличается нелинейностью (Логинов, 1992).

Еще в 1972 году нами предложен индекс солнечной активности, который является функцией площади и яркости активных образований на Солнце: пятен, факелов и светлых колец (Логинов, 1972, 2012).

В общем виде индекс солнечной активности в относительных единицах площади активных образований на Солнце может быть представлен в следующем виде (рис. 1):

$$S_B = ab S_{\text{ф гринв.}} + cd S_{\text{п}} - S_{\text{п}},$$

где:

$a$  – переменное отношение яркости факелов и пятен (оно изменяется от 0,17 до 0,4 в зависимости от площади факелов);

$b$  – отношение площадей факелов по пулковскому и гринвичскому каталогам (оно изменяется от 5 до 8);

$c$  – отношение площадей колец и солнечных пятен (среднее отношение равно 2,5);

$d$  – среднее отношение яркости светлых колец и пятен (оно составляет 0,1);

$S_{\text{ф гринв}}$  и  $S_{\text{п}}$  – площади факелов и пятен по гринвичскому и пулковскому каталогам.

С использованием результатов, изложенных в работе В.Ф. Логинова (Логинов, 2012), выполнен грубый перерасчет значений индекса  $S_B$  в Вт/м<sup>2</sup>.

Как видно из рис. 1, в изменении индекса  $S_B$  отчетливо выделяются 11-летние колебания. Максимумы 11-летнего изменения таких известных индексов солнечной активности, как относительные числа Вольфа, площадь солнечных пятен, число вспышек на Солнце, в большинстве своем совпадают с максимумами  $S_B$ .

---

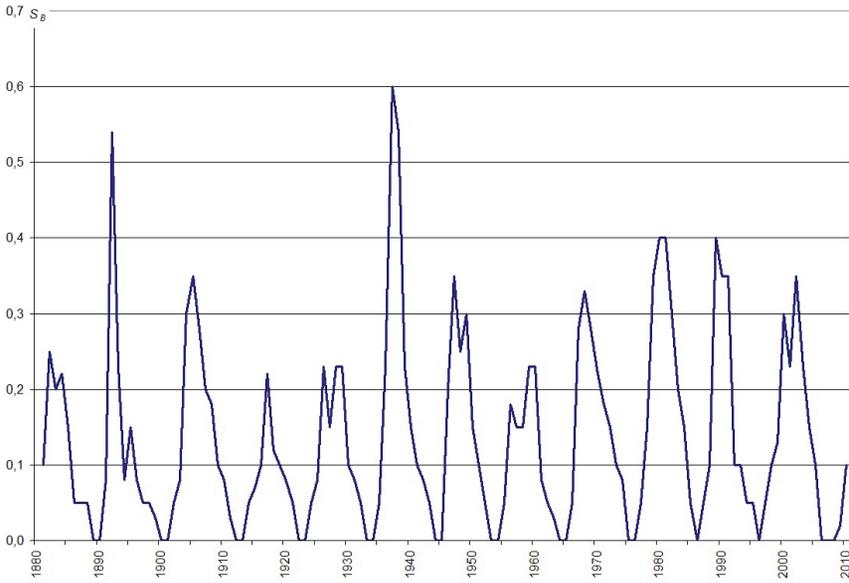


Рисунок 1 – Индекс солнечной активности  $S_B$ , Вт/м<sup>2</sup> (1881 – 2010гг.)

Однако максимум векового цикла этих индексов, который пришелся на 19-й цикл по цюрихской нумерации (1954-1963гг.), наблюдался одновременно со средними значениями индекса  $S_B$ , тогда как самые мощные максимумы  $S_B$  пришлись на 1892г., 1937-1938гг. и 1979-1980гг. Это означает, что в изменении индекса  $S_B$  прослеживается 43-45 летний цикл (рис. 2).



Рисунок 2 – Вековой ход индекса солнечной активности  $S_B$  (21-летние скользящие средние), Вт/м<sup>2</sup>

Следует отметить, что подобный по продолжительности цикл обнаружен Маглетоном в показателе  $W_e - W$ , где  $W_e$  – функция индекса  $IF_2$ , который характеризует критическую частоту области  $F_2$  в относительных числах Вольфа, а  $W$  – относительные числа Вольфа, имеет максимум в 1937 – 1938гг., а минимум – в 1957 – 1958гг. Автор этой работы полагает, что для показателя  $W_e - W$  характерен цикл длительностью, равной длительности четырех 11-летних циклов. Это означает, что существует долгопериодная вариация тесноты связей ионизации  $F_2$  и чисел Вольфа.

В структуре изменений индекса радиационного воздействия  $S_B$ , кроме ранее названных 11-летнего и 43-45 летнего циклов, замечен и более слабый квазидвухсотлетний цикл. Максимум цикла пришелся на 80 – 90 годы XX столетия (рис. 2). В конце прошлого – начале текущего столетия наступила ветвь спада квазидвухсотлетнего цикла. Об этом свидетельствует очень вялое развитие солнечной активности в начавшемся в 2008 году очередном сравнительно слабом 24 цикле по Цюрихской нумерации. Максимум последнего, если судить по изменению относительных чисел Вольфа, двухвершинный: первый более слабый максимум наблюдался в период с сентября 2011 по декабрь 2011 года, а второй – с октября 2013 по сентябрь 2014гг. Средние значения относительных чисел Вольфа для более мощного второго максимума – около 90 единиц, а средняя величина относительных чисел Вольфа с сентября 2011 по сентябрь 2014г. составляет 68,8.

### **Возможные агенты и механизмы воздействия космических факторов на погоду и климат**

Возможный механизм солнечно-атмосферных связей следует рассматривать в зависимости от роли различных диапазонов длин волн в изменчивости солнечной постоянной. Например, если солнечная постоянная изменяется за счет ультрафиолетового излучения, то реальным механизмом может быть механизм, связанный с радиационно-химическими процессами и, в первую очередь, с изменением содержания озона в атмосфере. Если главным агентом, возмущающим нижнюю атмосферу, являются солнечные и галактические космические лучи, ионизирующие нижнюю атмосферу, то механизм может быть связан с воздействием притока космических лучей, модулируемого солнечной активностью, и их влиянием на параметры атмосферного электричества или конденсацию водяного пара в атмосфере. Особую роль при этом играют кластерные ионы. Для конденсации водяного пара на кластерных ионах, как известно, не требуется большого перенасыщения влагой атмосферы. Этот механизм может быть эффективным, по крайней мере, для облаков верхнего яруса, стратосферных и мезосферных облаков.

При разработке вопроса о механизмах влияния магнитосферных процессов на атмосферу речь должна идти о преобразовании энергии, накопленной атмосферой. Более обоснованными представляются механизмы, связанные с агентами, которые поглощаются в стратосфере. Такими аген-

тами являются коротковолновая радиация Солнца и радиация, возникающая во время полярных сияний при высыпании энергичных электронов в атмосферу высоких широт, а также космические лучи солнечного и галактического происхождения.

Частицы низких энергий влияют в основном на ионизацию и нагревание термосферы и отдают свою энергию в высоких широтах, тогда как частицы высоких энергий – космические лучи – вторгаются в нижнюю атмосферу любых широт. Естественно, что частицы высоких энергий в силу их малой плотности не способны приводить к ощутимому нагреванию стратосферы и верхней тропосферы.

Однако имеются некоторые заслуживающие внимания механизмы внешних влияний, которые связаны с космическими лучами, поглощающимися в стратосфере. Ее можно рассматривать как важнейшее звено в проблеме солнечно-атмосферных связей (Беспрозванная и др., 1995; Жеребцов и др., 2004; Жеребцов и др., 2005; Жеребцов и др., 2008; Пудовкин, Распопов, 1993; Сазонов, Логинов, 1978; Sun, Bradley, 2002; Svenmark, Fris-Christensen, 1997; Tinsley, 1993; Tinsley, 2000; Tinsley, Deen, 1991).

Стратосфера может играть роль триггера, обеспечивающего передачу возмущений, которые возникают в стратосфере под влиянием различных факторов, в нижние слои атмосферы. Так, изменение термодинамических параметров стратосферы оказывает влияние на отражение планетарных тропосферных волн. В стратосфере происходит поглощение ультрафиолетовой солнечной радиации и космических лучей солнечного происхождения, под действием которых осуществляется изменение ее газового состава и, как следствие, приводя к вариациям метеорологической солнечной постоянной. Учитывая вышеизложенное, следует признать, что приоритетным в проблеме солнечно-атмосферных связей является вопрос влияния солнечной активности на термодинамические параметры и газовый состав стратосферы.

К настоящему времени предложен ряд механизмов воздействия космических факторов на нижнюю и среднюю атмосферу:

1. механизмы, основанные на изменении солнечной постоянной и инфракрасного излучения, которое увеличивается во время геомагнитных бурь;
2. механизмы, связанные с радиационно-химическими процессами;
3. механизм, связанный с воздействием солнечной активности на параметры атмосферного электричества;
4. конденсационный механизм;
5. механизмы, предполагающие гидродинамическое взаимодействие верхних и нижних слоев атмосферы и воздействие планетарных волн.

Особого внимания заслуживает *озонный механизм*. Данные о влиянии гелиогеофизических факторов на общее содержание озона в какой-то сте-

---

пени противоречивы. Эти противоречия связаны, в первую очередь, с использованными материалами и методами анализа.

Изменение общего содержания озона в интервале широт  $60^{\circ}\text{N} - 60^{\circ}\text{S}$  за период с 1965 по 2005г. детально рассмотрено в работе (Steinbrecht et al., 2005). Снижение общего содержания озона за этот период составило около 4%. Наибольшее по величине снижение общего содержания озона произошло у полюсов, особенно, весной.

Изменение содержания озона объясняется его разрушением антропогенными соединениями хлора, фтора и брома. Однако определенный вклад в восстановление озона вносит и изменение климата (похолодание в стратосфере) и «иссушение» стратосферы. В изменении среднегодовых значений общего содержания озона заметно проявление 11-летнего колебания, связанного с солнечной активностью. С 1996г. знак тренда озона в нижней стратосфере изменился. Снижение озона в 1993 – 1995гг. связано с извержением вулкана Пинатубо в июне 1991г. Максимум озона в 2000 – 2003гг. пришелся на максимум 11-летнего цикла солнечной активности.

Изменение площади «озоновых дыр» ( $<300$  ед. Добсона) в млн. км<sup>2</sup> в Северном полушарии в связи с 11-летним циклом солнечной активности рассмотрено нами в работе (Логинов, 2008). Обнаружен обратный характер связи относительных чисел Вольфа и площади «озоновых дыр» в Северном полушарии. Очередной двухвершинный максимум 11-летнего цикла отмечался с конца 2011 до сентября 2014 года. Площадь «озоновой дыры» в Северном полушарии в эти годы уменьшилась.

В последние годы А.А. Криволицким и А.И. Репневым была выполнена обстоятельная работа по оценке воздействия космических факторов на озоносферу Земли (Криволицкий, Репнев, 2009). В ней развита идея об ионизации высокоэнергичными частицами и образовании дополнительных окислов азота и водорода. На каждую пару ионов образуется приблизительно 1,25 атомов N и две молекулы OH. В свою очередь дополнительное образование в атмосфере радикалов OH и NO должно приводить к дополнительному разрушению молекул озона. Этот эффект обнаружен после мощной протонной вспышки на Солнце в августе 1972 года. Собственно, этот результат и позволил высказать гипотезу о влиянии солнечных космических лучей на содержание озона. Увеличение содержания окиси азота должно приводить к уменьшению содержания озона в стратосфере, что подтверждено экспериментально и в результате численного фотохимического моделирования. Авторы отмечают, что увеличение содержания окислов азота в тропосфере сопровождается увеличением (порядка 1%) содержания озона. Оно связывается с химическим каталитическим циклом, который эффективен в нижних слоях.

Рассмотренный механизм солнечно-атмосферных связей стал особенно привлекательным в последние годы. Он относится к «триггерным», главным агентом воздействия на атмосферу принимаются космические лучи. Рассматриваемый механизм включает наличие не только гетерогенных химических реакций, но и изменение электрического баланса атмосферы, образование полярных стратосферных облаков и аэрозолей. Весьма попу-

лярной, начиная с работ Нея и Б.И. Сазонова (Сазонов, Логинов, 1969, 1978), явилась гипотеза о связи погоды и климата с притоком космических лучей.

Влияние солнечных и галактических космических лучей на облачность должно проявляться при формировании стратосферных облаков (Логинов, 1974).

С использованием широко известного метода наложения эпох рассмотрено поведение индексов геомагнитной активности до и после реперов – появления стратосферных облаков. Стратосферные облака появляются после низкой геомагнитной активности. При низкой солнечной активности (низкой геомагнитной активности) возрастает приток галактических космических лучей (Логинов, 1974). Их поглощение происходит, в основном, в области высоты образования стратосферных облаков. Космические лучи ионизируют воздух, а на кластерных ионах конденсация водяного пара осуществляется при меньших насыщениях (при меньшей влажности атмосферы).

Наличие существенной концентрации ионов в области образования стратосферных облаков обнаружено при ракетных запусках. Об этом же свидетельствует большая напряженность электрического поля в нижней и средней стратосфере, источник которого может быть связан либо с магнитосферой, либо с космическими лучами.

Космические лучи солнечного происхождения связаны с крупными вспышками, и их максимальная энергия выделяется на широтах  $>70^\circ$ .

В ряде районов Земного шара и отдельных сезонах года отмечаются разрывы тропопаузы. В местах разрыва тропопаузы и над полюсами при ее исчезновении происходит активный обмен между тропосферой и стратосферой (Васильев, Вильфанд, 2008).

Вторичный максимум в повторяемости значительных трендов температуры в последние десятилетия приходится как раз на высокоширотные области (широта более  $70^\circ$ ) (Шерстюков, 2008).

Эффект в атмосфере, связанный с солнечными космическими лучами, должен проявляться в случае, если инсоляция мала или совсем отсутствует, т.е. в холодное время года в высоких широтах. Это означает, что такой механизм солнечно-атмосферных связей может быть особенно эффективен зимой в высоких широтах.

Другим агентом солнечно-атмосферных связей являются заряженные частицы низкой энергии (солнечный ветер). Модулируемая такими частицами облачность может в зависимости от сезона года формировать дополнительный альбедный или парниковый эффект в изменении климата (Svenmark, Fris-Christensen, 1997).

Однако результаты, опубликованные в последние годы, оставляют механизм влияния космических лучей на облачность предметом дальнейшей дискуссии. CLOUD-эксперимент (The Cosmics Leaving Outdoor Droplets), проведенный международной группой ученых из 17 институтов девяти стран на синфазотроне в ЦЕРНе, по обнаружению эффектов конденсации в камере под воздействием космических лучей, показал, что

---

преждевременно делать вывод о влиянии космических лучей на климат через образование облачности, поскольку это не подтверждено образованием дополнительных ядер конденсации, а следовательно, и эффект космических лучей в облакообразовании пока является дискуссионным (Jasper, Kirkby, 2011).

### Изменение содержания аэрозоля и углекислого газа в атмосфере

Единственным доступным материалом для получения оценок за длительный период времени являются данные наземных актинометрических наблюдений на мировой сети станций. Нами был проведен анализ ежедневных значений прямой солнечной радиации для случая безоблачного неба и отсутствия дымки, приведенных к массе атмосферы  $m = 2$  (Логинов, 1992).

Стыковка ряда наблюдений за изменением прямой солнечной радиации (1883-1988гг.), полученного нами (Кондратьев и др., 1990), с рядом изменений фактора мутности ( $T_2$ ), полученном в ГГО (Махоткина и др., 2005), а также косвенные данные об изменении солнечной радиации за 1881-1882гг., позволили нам создать ряд наблюдений за изменением солнечной радиации, который характеризует аэрозольное загрязнение атмосферы за 130-летний период (1881-2010гг.) (Логинов, 2012).

Основываясь на оценках радиационного эффекта крупных вулканических извержений (Агунг, Эль-Чичон, Пинатубо и др.), полученных Хансеном, Сато, Амманом (Climate Change 2007), нами приближенно были рассчитаны значения индекса радиационного воздействия аэрозолей на климат в  $Вт/м^2$  (рис. 3).

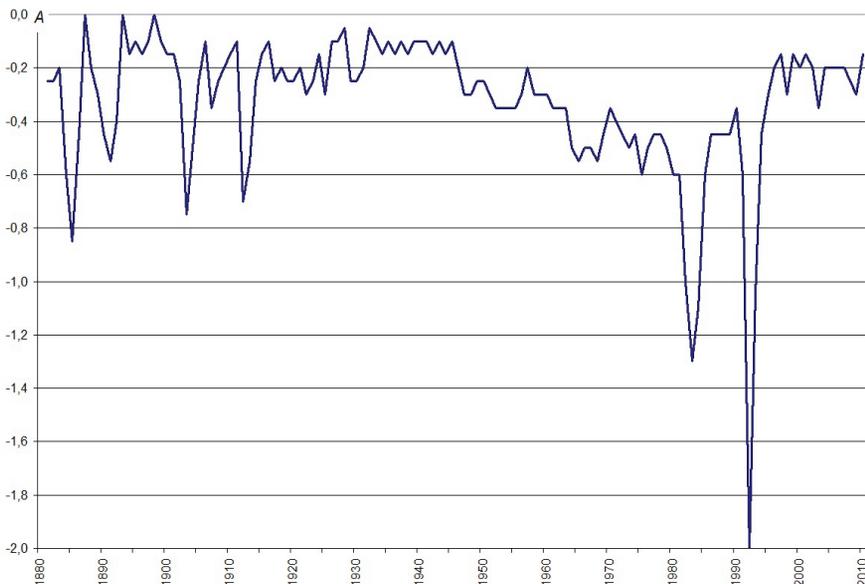


Рисунок 3 – Индекс A радиационного воздействия аэрозолей в  $Вт/м^2$

Изменение концентрации углекислого газа ( $\text{CO}_2$ ) в глобальном масштабе и разных районах земного шара наиболее детально рассмотрены в работах (Climate Change 2001, Climate Change 2007). Основываясь на данных по изменению среднегодовой концентрации  $\text{CO}_2$  в приповерхностном слое атмосферы на станции Мауна-Лоа (Гавайские острова) и реконструированных данных по результатам измерений концентрации в ледовых кернах на станции Лоу-Доум (Антарктида) с 1959 по 2002гг., приведенных в работе (Семенов, 2004), а также измеренных и экстраполированных за период с 2003 по 2010гг., нами получены приближенные оценки радиационного воздействия (radiative forcing) углекислого газа на климат в  $\text{Вт}/\text{м}^2$  за период с 1881 по 2010гг.

Полученные нами ежегодные значения индексов радиационного воздействия на климат (солнечной активности, аэрозолей естественного и антропогенного происхождения и углекислого газа) просуммированы и в итоге получен ежегодный суммарный индекс радиационного воздействия аэрозолей и солнечной активности  $\Sigma(A + S_B)$  и суммарный индекс аэрозолей солнечной активности и углекислого газа  $\Sigma(A + S_B + \text{CO}_2)$  радиационного воздействия на климат за период с 1881 по 2010гг. (рис. 4).

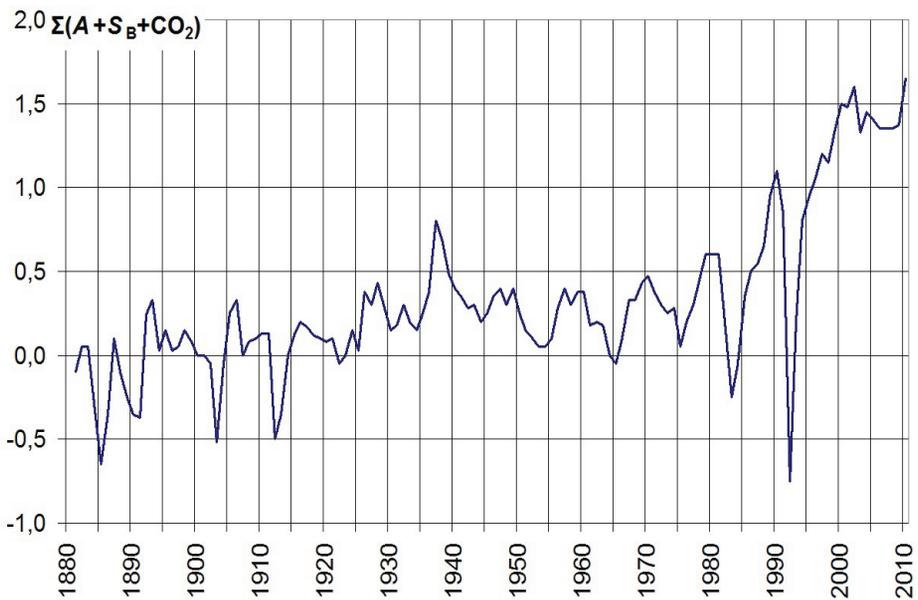


Рисунок 4 – Суммарный индекс радиационного воздействия:  
 $\Sigma(A + S_B + \text{CO}_2)$ ,  $\text{Вт}/\text{м}^2$

Максимальные и средние оценки значений радиационного воздействия климатообразующих факторов за период с 1881 по 2010 годы (в  $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) приведены в таблице 1.

Предложенные индексы являются по сути радиационными и должны теснее коррелировать с температурой в теплое время года, когда циркуляционное воздействие на температуру менее выражено.

Анализ спектров индексов радиационного воздействия аэрозолей ( $A$ ), солнечной активности ( $S_B$ ), углекислого газа ( $CO_2$ ), а также суммарных индексов  $S(A + S_B)$  и  $S(A + S_B + CO_2)$  показал, что для индекса  $S_B$  характерен статистически значимый 11-летний цикл, а для индекса  $A$  характерны 9 – 10-летний и 5-6-летний циклы. Последние связаны с наличием двух волн повторяемости вулканической деятельности в 11-летнем цикле солнечной активности (вблизи максимумов и минимумов). Это приводит к формированию 5 – 6-летней цикличности и в изменении суммарного индекса радиационного воздействия  $\Sigma(A + S_B)$ . В суммарном индексе обнаруживаются также 60 – 70-летние колебания.

Оценки соотношения вклада парниковых газов и аэрозолей в изменение климата для больших интервалов времени представлены в таблице 2.

**Таблица 1 – Оценки радиационного воздействия климатообразующих факторов**

Климатообразующие факторы	Сравнительные оценки уровня радиационного воздействия	Оценки значений радиационного воздействия, Вт/м <sup>2</sup>
Изменение солнечной постоянной в 11-летнем цикле	максимальная	0,60 Вт/м <sup>2</sup> <sup>1)</sup> ; в 1937г. наблюдались максимальные площади факелов на фотосфере Солнца
	средняя	0,14 Вт/м <sup>2</sup>
Аэрозоль	максимальная	-2,0 Вт/ м <sup>2</sup> : после извержения вулкана Пинатубо (1991г.); -1,3 Вт/ м <sup>2</sup> после извержения вулкана Эль-Чичон (март – апрель 1982г.)
	средняя	-0,33 Вт/м <sup>2</sup>
Углекислый газ	максимальная	1,7 Вт/ м <sup>2</sup> (2010г.); 1,4 Вт/ м <sup>2</sup> (2000г.)
	средняя за 1881–2010	0,52 Вт/ м <sup>2</sup>

*1) Изменения радиационного воздействия в квазивековом солнечном цикле имеют близкие величины: от 0 Вт/ м<sup>2</sup> (минимум квазивекового цикла) до 0,4 Вт/ м<sup>2</sup> (максимум квазивекового цикла).*

Из таблицы 2 следует, что наибольший вклад аэрозолей в изменение климата должен относиться к периодам 1881 – 1901гг. (особенно к периоду с 1893 по 1901гг.), 1924 – 1945 и 1996 – 2013гг. Период с 1924 по 1945гг. совпал с потеплением Арктики и интенсивным ростом температуры Мирового океана (1910 – 1943гг.). Следует отметить, что потепление Арктики было особенно выраженным в теплое время года. В период этого потепления в Беларуси наблюдались три самые суровые зимы (1929 – 1930, 1939 – 1940, 1941 – 1942гг.). Другая особенность в изменении темпе-

ратуры в Северном полушарии состоит в наличии трех периодов интенсивного роста летних температур, совпадающих с периодами низкой мутности атмосферы (рис. 5).

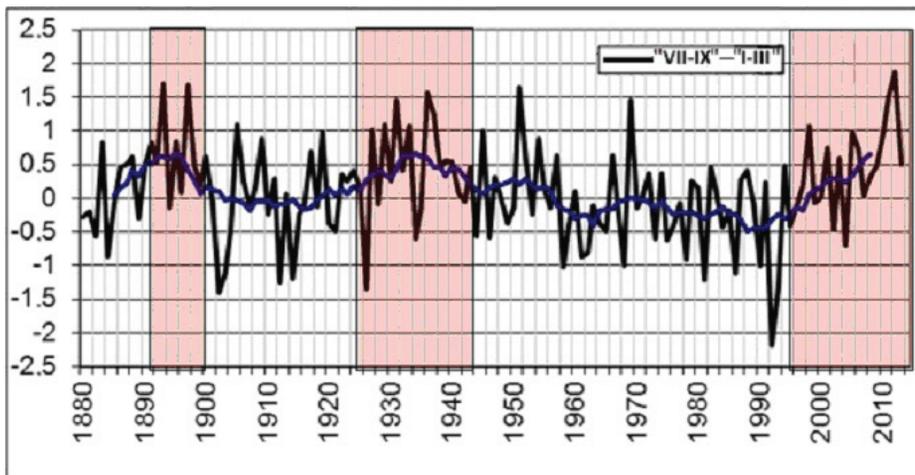
**Таблица 2 – Значения индексов радиационного воздействия аэрозолей и углекислого газа на климат**

Показатели, Вт/м <sup>2</sup>	Периоды низкой и высокой аэрозольной загрязненности атмосферы, гг.			
	1881 – 1901	1924 – 1945	1996 – 2012	1962 – 1995
Индексы радиационного воздействия аэрозолей <i>A</i> (норма за 1881 – 2010гг. составляет - 0,33)	-0,26	-0,14	-0,21	-0,59
Индекс радиационного воздействия углекислого газа	0,09	0,3	1,5	0,79
Разность радиационного воздействия углекислого газа и аэрозолей на климат	-0,17 <sup>1)</sup>	0,16	1,29	0,2

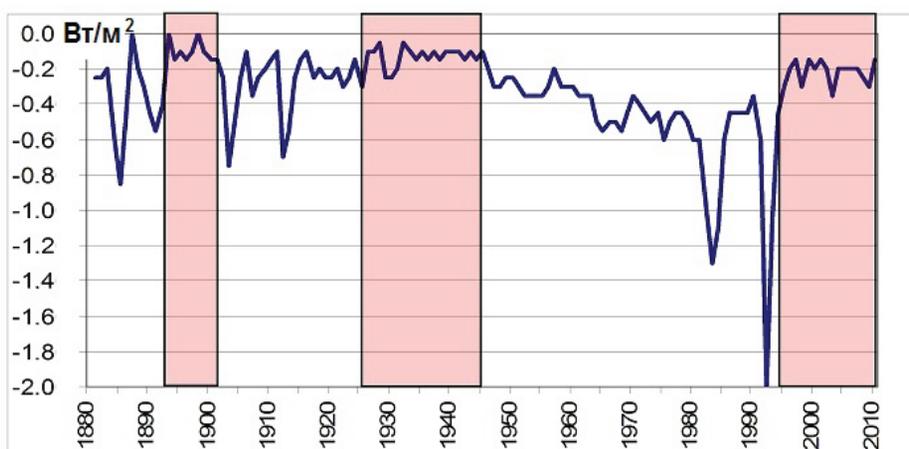
<sup>1)</sup> Вклад радиационного воздействия аэрозолей был выше, чем вклад радиационного воздействия углекислого газа.

Большая разность значений температуры в теплые месяцы года (июль – сентябрь) и холодные месяцы года (январь – март) приходится на выделенные выше эпохи «чистой» атмосферы. Таким образом, ряд особенностей в изменении температуры можно понять, базируясь на временных изменениях аэрозольного состава атмосферы.

В последние 10 – 15 лет, когда атмосфера существенно очистилась от вулканических аэрозолей (после извержения вулкана Пинатубо в 1991г. не наблюдалось климатически значимых извержений), летние температуры начали расти более быстрыми темпами, чем зимние, и, как следствие, темпы роста аномалий летних и зимних температур стала соизмеримыми.



a)



b)

*Рисунок 5 – Разность нормированных на средние квадратические отклонения значений температуры теплых (июль – сентябрь) и холодных (январь – март) месяцев в Северном полушарии (а) и изменение аэрозольного загрязнения атмосферы (б)*

В период максимального потепления Арктики (конец 1930 – середина 1940 годов) индекс суммарного радиационного воздействия аэрозолей и солнечной активности достиг максимальных значений за всю историю инструментальных наблюдений (Логинов, 2012). Это означает, что минимальная мутность атмосферы и сравнительно высокая солнечная активность (в 1937 – 1939гг. среднее значение индекса солнечной активности  $S_w$  составило  $0,42 \text{ Вт/м}^2$ ) способствовали развитию потепления летнего типа в Арктике в это время, а также интенсивному росту температуры Мирового океана.

Известно, что на океанах поглощение прямой солнечной радиации происходит днем в слое, а длинноволновой радиации – в поверхностной пленке. На материках создаются более благоприятные условия для усвоения длинноволновой радиации по сравнению с коротковолновой, поэтому современное потепление более выражено на суше.

### **Использование радиационных индексов для описания современных изменений климата**

Анализ характера и тесноты связей индексов радиационного воздействия с температурой в разных частях географического пространства и временных интервалах показал следующее. Связь температуры с индексом радиационного воздействия солнечной активности оказалась слабая и неустойчивая во времени. Если в период с 1881-1935гг. отмечается слабая отрицательная связь сопоставляемых величин, то во второй период – слабая положительная связь. Теснота связи радиационного индекса с температурой широтных зон  $30^{\circ}\text{N} - 60^{\circ}\text{N}$  и  $24^{\circ}\text{N} - 44^{\circ}\text{N}$  в период времени с 1881 по 1935гг. была несколько выше.

Связь температуры с индексом радиационного воздействия аэрозолей отличается теснотой для теплого времени года и года в целом, особенно в первый период (1881-1935гг.). Для этого периода характерны несколько крупных вулканических извержений: Кракатау (1883г.), Мон-Пеле (1902г.), Катмай (1912г.), а также средних по мощности вулканических извержений в 1886 и 1900 годах. Связи зимней температуры с индексом радиационного воздействия аэрозолей слабые. Изменение тесноты и характера связей вулканических извержений с температурой в зависимости от сезона отмечалось нами ранее (Логинов, 1992).

Самые тесные корреляционные связи температуры получены с суммарным индексом радиационного воздействия и индексом радиационного воздействия углекислого газа. Однако, если учесть то обстоятельство, что число независимых членов ряда для суммарного индекса радиационного воздействия больше, то статистическая значимость коэффициентов корреляции температуры и суммарного индекса радиационного воздействия выше, чем для коэффициентов корреляции с индексом радиационного воздействия углекислого газа.

Вторым шагом по оценке возможностей использования индексов радиационного воздействия для описания изменений температуры в различных пространственно-временных интервалах является использование методов множественной корреляции (STATISTICA, 2009).

Полные оценки параметров регрессионных моделей температуры приведены в нашей работе (Логинов, 2012). Здесь представлены только основные оценки параметров моделей с наилучшими значениями множественной корреляции и детерминации для второй части ряда (1977 – 2005гг.).

В таблице 3 приведены основные оценки параметров регрессионных моделей температур, построенных по данным периода 1977 – 2005гг., имеющих наилучшие значения коэффициентов детерминации.

---

**Таблица 3 – Основные оценки параметров регрессионных моделей температуры для Северного полушария, период 1977-2005гг.**

Масштаб осреднения по времени	Коэффициент множественной корреляции, $R^{1)}$	$R^{2\ 2)}$	$R^{2\ \text{испр}}^{3)}$	Предикторы	$\beta^{4)}$
Осень	0,82	0,67	0,63	<i>A</i>	<b>0,36</b>
				$S_B$	0,14
				$CO_2$	<b>0,6</b>
Весна	0,88	0,77	0,74	<i>A</i>	0,19
				$S_B$	<b>0,21</b>
				$CO_2$	<b>0,78</b>
Зима	0,85	0,71	0,68	<i>A</i>	0,02
				$S_B$	0,21
				$CO_2$	<b>0,84</b>
Лето	0,85	0,73	0,7	<i>A</i>	<b>0,25</b>
				$S_B$	0,14
				$CO_2$	<b>0,72</b>
Календарный год	0,89	0,79	0,77	<i>A</i>	<b>0,24</b>
				$S_B$	0,16
				$CO_2$	<b>0,77</b>

<sup>1)</sup>  $R$  – коэффициент множественной корреляции;

<sup>2)</sup>  $R^2$  – коэффициент детерминации;

<sup>3)</sup>  $R^2_{\text{испр}}$  – коэффициент детерминации исправленный;

<sup>4)</sup>  $\beta$  – стандартизованные регрессионные коэффициенты (веса) для используемых предикторов: *A* – индекс аэрозольного загрязнения;  $S_B$  – индекс солнечной активности;  $CO_2$  – индекс влияния углекислого газа на климат.

По данным моделям были построены прогнозные значения температуры для 2006 – 2010 годов.

Средние значения стандартизованных коэффициентов  $b$  в уравнениях множественной регрессии при предикторах *A*,  $S_B$  и  $CO_2$  для всего доступного ряда (1881-2005гг.) равны соответственно 0,27, 0,08 и 0,85, а для последнего периода (1977-2005гг.) они составляют соответственно 0,21, 0,17 и 0,70.

Таким образом, поскольку радиационное воздействие на климат, связанное с солнечной активностью, уступает радиационному воздействию, связанному с аэрозолями, более чем в 2 раза, а с углекислым газом – почти в 4 раза, то и парная корреляция температуры с индексом радиационного

воздействия  $S_B$  слабая и неустойчивая во времени. С ростом солнечной активности и усилением мощности 11-летних и 43-45-летних циклов роль радиационного воздействия этого фактора возрастает. Это приводит к увеличению тесноты парной корреляции индекса  $S_B$  с температурой и росту значений коэффициентов (весов) в уравнениях множественной регрессии между радиационным воздействием солнечной активности и температурой в последние несколько десятилетий.

Использованные в работе (Логоинов, 2012) прогностические модели вполне приемлемы для прогнозирования среднегодовой глобальной температуры, температуры Северного полушария и отдельных широтных зон с заблаговременностью несколько лет. Лучшая детерминация температуры с указанными радиационными факторами несколько выше для теплого времени года.

### Заключение

Приведенные в работе оценки соотношения вклада солнечной активности, аэрозолей и углекислого газа в глобальные изменения температуры безусловно требуют уточнений. Они также заставят задуматься о необходимости пересмотра отдельных представлений, сложившихся в климатологии. Приоритетными вопросами, которые требуют дальнейших теоретических и экспериментальных исследований являются:

- разработка механизмов солнечно-атмосферных связей,
- уточнение прямых и косвенных воздействий аэрозолей естественного и антропогенного происхождения, а также солнечной активности на изменения климата.

Определенный интерес будет представлять дальнейший анализ сезонных и суточных значений климатических характеристик.

### Литература

- Абдусаматов Х.И. 2009. Солнце определяет климат. Наука и жизнь, №1, с. 34-42.
- Беспрозванная А.С, Оль Г.И., Трошичев О.А. и др. 1995. Влияние короткопериодных изменений солнечной активности на барическое поле стратосферы. Геомагнетизм и астрономия, т. 35, №3, с. 137-140.
- Васильев А.А., Вильфанд Р.М. 2008. Прогноз погоды. –М., –СПб.: МобиДик, 60 с.
- Жеребцов Г.А., Коваленко В.А., Молодых С.И. 2004. Радиационный баланс атмосферы и климатические проявления солнечной переменности. Оптика атмосферы и океана, т. 17, №12, с. 1003-1017.

Жеребцов Г.А., Коваленко В.А., Молодых С.И., Рубцова О.А. 2005. Модель воздействия солнечной активности на климатические характеристики тропосферы Земли. Оптика атмосферы и океана, т. 18, №12, с. 1042-1050.

Жеребцов Г.А., Коваленко В.А., Молодых С.И. 2008. Роль солнечной и геомагнитной активности в изменении климата Земли. Оптика атмосферы и океана, т. 21, №1, с. 1-7.

Кислов А.В. 2001. Климат в прошлом, настоящем и будущем. – М.: МАИК Наука-Интерпериодика, 351 с.

Кокорин А.О. 2014. Изменение климата: обзор Пятого оценочного доклада МГЭИК. –М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF), 80 с.

Кондратьев К.Я., Никольский Г.А. 1970. Вариации солнечной постоянной по аэростатным исследованиям в 1962-1968гг. Изв. АН СССР, сер. физики атмосферы и океана, т. 6, №3, с. 227-237.

Кондратьев К.Я., Логинов В.Ф., Кравчук Е.Г. 1990. Тренды солнечной радиации как показатель изменений антропогенного аэрозоля. Доклад АН СССР, т. 315, №2, с. 341-344.

Кривоуцкий А.А., Репнев А.И. 2009. Воздействие космических факторов на озоносферу Земли. –М.: ГЕОС, 484 с.

Логинов В.Ф. 1972. Новый индекс солнечной активности. В кн.: Исследования по геомагнетизму, аэронауке и физике Солнца. Выпуск 21, Иркутск: –СибИЗМИР, с. 141-151.

Логинов В.Ф. 1974. О природе стратосферных облаков. В кн.: Экспресс-информация, метеорология. Выпуск 9 (29), Обнинск: Информ. центр ВНИИГМИ-МЦД, с. 3-9.

Логинов В.Ф. Причины и следствия климатических изменений. 1992. Минск: Навука і тэхніка, 320 с.

Логинов В.Ф. Глобальные и региональные изменения климата: причины и следствия. 2008. –Минск: ТетраСистемс, 496 с.

Логинов В.Ф. Радиационные факторы и доказательная база современных изменений климата. 2012. Минск: Беларуская наука, 266 с.

Махоткина Е.Л., Плахина И.Н., Лукин А.В. 2005. Некоторые особенности изменения мутности атмосферы на территории России в последней четверти XX в. Метеорология и гидрология, №1, с. 28-36.

Пудовкин М.И., Распопов О.М. 1993. Физический механизм воз-

действия солнечной энергии и других геофизических факторов на состояние нижней атмосферы, метеопараметры и климат. УФН, т. 163, №7, с. 113-116.

Рубашев Б.И. Проблемы солнечной активности. 1964. –М., –Л.: Наука, 362 с.

Сазонов Б.И., Логинов В.Ф. 1969. Солнечно-тропосферные связи. –Л.: Гидрометеоиздат, 116 с.

Сазонов Б.И., Логинов В.Ф. 1978. Космические лучи и тропосферная циркуляция. Phys. Solari-Terrest. Res. Potzdam, 9, p. 85-92.

Семенов С.М. 2004. Парниковые газы и современный климат Земли. –М.: Изд. центр метеорология и гидрология, 175 с.

Шерстюков Б.Г. 2008. Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 246 с.

Chapman G.A., Dobias J.J., Arias T. 2011. Facular and sunspot areas during solar cycles 22 and 23. The Astroph. Journal, v. 728, Issue 2, p. 150.

Climate change 2001. Contribution of Working Group 1 to the Third of Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Report of the IPCC WMO, UNEP. Cambridge Univ. Press, 881 p.

Climate Change 2007. The physical science basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment. Report of the IPCC WMO, UNEP. Cambridge Univ. Press, 142 p.

Jasper, Kirkby. 2011. The Role of sulphuric acid, ammonia and galactic cosmic rays in atmospheric aerosol nucleation. Nature, 476, pp. 429-433 (25 August 2011), doi: 10.1038/nature 1034.

Lean J., Rind D. 1996. The sun and climate. Consequences, Vol. 2, №1, pp. 27-36.

Mugleton L.M. 1969. Secular variation in F-region response to sunspot number. J. Atm. Terr. Phys., v. 31, pp. 1413-1419.

STATISTICA. Т.1: Основные соглашения и статистики, ч.1. 2009, с.1683-1689, [http://rrc.dgu.ru/res/mat/статистика\\_2009/Руководство\\_Статистика/1\\_12.PDF](http://rrc.dgu.ru/res/mat/статистика_2009/Руководство_Статистика/1_12.PDF).

Steinbrecht W., Claude H., Kohler V. 2005. Ozone trends. Annual Bulletin on the Climate in WMO Region, Vol.1, pp. 85-89.

Sun R., Bradley R. S. 2002. Solar influences on cosmic rays and cloud formation: a reassessment. J. Geophys. Res., Vol. 107, pp. 4211-4222.

---

Svenmark H., Fris-Christensen E. 1997. Variations of cosmic ray flux and global cloud coverage – a missing link in solar in solar climate relationship. *Atmos. Solar-Terr. Phys.*, Vol. 59, p. 1225-1232.

Svensmark, H. 2007, *Cosmoclimateology*, *Astron. Geophys*, 48, 18–24.

Tinsley B.A. 1993. Correlation of atmospheric dynamics with solar activity: evidence for a connection via the solar wind, atmospheric electricity, and cloud microphysics. *J. Geophys. Res.*, Vol. 98, p. 10375-10384.

Tinsley B.A. 2000. Influence of solar wind on the global electric circuit, and inferred effects on cloud microphysics, temperature, and dynamics in the troposphere. *Space Sci. Rev.*, Vol.94, pp. 231-258.

Tinsley B.A., Deen G.M. 1991. Apparent tropospheric response to Mev-GeVParticle flux variations: a connection via electro-Freezing of supercold water in high-level clouds? *J. Geophys. Res.*, Vol. 96, №D12, p. 2283.

УДК 551.582:551.588

## КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В АРКТИКЕ, СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ, РАЙОНЕ КАСПИЯ И ИХ ВЗАИМОСВЯЗЬ<sup>1</sup>

Г.Н. Панин<sup>1</sup>, Т.Ю. Выручалкина, И.В. Соломонова

Институт водных проблем РАН,  
119333, г. Москва, ул. Губкина, д. 3, [panin@aqu.laser.ru](mailto:panin@aqu.laser.ru)

**Резюме.** Показано, что в климатических изменениях Арктики и Европейской части России (ЕЧР) наблюдается согласованность с колебаниями интенсивности океанической циркуляции Северной Атлантики. Параметризации циклических особенностей климата Северной Атлантики позволили выявить их влияние на уровенный режим Каспийского моря. Для характеристики интенсивности взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой используется новый индекс NAAI (North Atlantic Air Interaction Index). Приведены результаты, моделирования концентрации арктического льда с помощью модели общей циркуляции океана при предписанном атмосферном воздействии по данным реанализа NCEP в период с 1948 по 2009гг. Показано, что результаты моделирования хорошо согласуются с данными дистанционного зондирования. Показано, что начавшееся снижение интенсивности Атлантической термохалинной циркуляцией (АТХЦ) и NAAI в начале XXI века может свидетельствовать о возможной смене тенденции в климатических изменениях Северной Атлантики и ледовитости Арктики. Приведен сценарий инерционного прогноза, полученный при предписанном атмосферном воздействии, показывающий тенденцию увеличения ледовитости Арктики.

**Ключевые слова.** Арктика, Атлантика, Каспийское море, интенсивность океанической циркуляции, прогноз.

## CLIMATIC CHANGES IN THE ARCTIC, NORTH ATLANTIC, THE CASPIAN SEA REGION, AND THEIR RELATIONSHIPS

G.N. Panin<sup>\*</sup>, T.Yu. Vyruchalkina<sup>\*</sup>, I.V. Solomonova<sup>\*</sup>

Water Problems Institute, RAS,

<sup>\*</sup>Russia, 119333, Moscow, Gubkin str., 3, e-mail: [panin@aqu.laser.ru](mailto:panin@aqu.laser.ru)

**Summary.** It is shown that climatic changes in the Arctic and the European part of Russia are correlated with the fluctuations of the intensity of the oceanic circulation of the North. The parameterization of the cyclical features of the North Atlantic climate reveal their influence on the water level regime of the

---

1. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-41007 РГО-а) и РНФ (соглашение №14-17-00740). В рамках РНФ выполнены первые расчеты результирующего потока тепла между Атлантикой и атмосферой.

---

Caspian sea. The new index NAAII (North Atlantic Air Interaction Index) is used to characterize the intensity of interaction between the North Atlantic and the atmosphere. Results of simulations of the Arctic ice concentration with the aid of the general ocean circulation model under the specified atmospheric forcing according to the data of the NCEP/NCAR reanalysis for the period from 1948 to 2009. It is shown that the results of simulations agree well with the data of remote sensing. It is shown that the reduction in the intensity by Atlantic thermohaline circulation and NAAII started at the beginning XXI of century can indicate the possible change of the tendency in climatic changes in the North Atlantic and the state of the Arctic ice. A scenario based on persistence aided under the specified atmospheric forcing, demonstrates the tendency to an increase in the Arctic ice.

**Keywords.** Arctic, Atlantic, the Caspian Sea, the intensity of the oceanic circulation, concentration of Arctic ice, forecast.

### Введение

Одной из наиболее важных проблем, стоящих перед наукой в XXI столетии, является проблема предсказуемости климатических изменений, в том числе связанных с человеческой деятельностью. Многочисленные исследования указывают на возможность будущего потепления климата, вызванного антропогенным ростом парниковых газов. Данные наблюдений показывают, что глобальный и региональный климат может претерпевать заметные вариации (Груза и др., 2008, Панин, 2009, Gulev, Belyaev, 2012, Бышев и др., 2011, Мохов и др., 2008, Мохов и др., 2012, Семенов, 2008), вызванные, в частности, обратными связями в системе атмосфера – полярные льды – океан. Так, климат Арктики за XX век имеет несколько периодов потепления и похолодания (Гусев, Дианский, 2014, Панин, 2009, Панин и др., 2009, Панин, Дианский, 2014, Семенов, 2008), которые, в частности, не воспроизводятся при моделировании с использованием моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО). Заметим, однако, что при предписанных вариациях солнечной радиации (солнечной постоянной) удается воспроизвести потепление Арктики 40-х годов с последующим похолоданием до 70 года (Suo et al. 2013). Анализ современных изменений климата на территории Северной Евразии, выполненный по данным станционных наблюдений (Панин, 2009, – Панин и др., 2009, Панин и др., 2011а, Панин и др., 2011б, Попова, Шмакин, 2006) установил значимые региональные различия климата, связанные с климатом Северной Атлантики. Оценки влияния Северной Атлантики на изменение регионального климата в Евразии (Семенов, 2008, Semenov et al., 2010, Семенов и др., 2012) показали, что примерно половину потепления в Северном полушарии за последние 30 лет составили изменения в Северной Атлантике. Для исследования колебания уровня Каспийского моря этот результат представляется исключительно важным, так как обширная водосборная территория моря находится в зоне влияния Атлантики. Возможно, что именно пренебрежение влиянием Атлантики на климат Каспийского моря

---

не позволило раскрыть природу длительных направленных изменений уровня Каспия.

В последние несколько лет в рамках Экспертного совета по Арктике и Антарктике при Совете Федерации РФ ведется работа по законодательному закреплению Северного морского пути (СМП) в качестве национальной транспортной магистрали России. В результате разрабатывается логистическая модель, обеспечивающая использование СМП круглогодично. Активизация данной деятельности в Совете Федераций РФ, очевидно, связана с выводами отдельных публикаций (Lenton et al., 2008), свидетельствующими о том, что климатические изменения в Арктике достигли порогового значения, при котором могут происходить необратимые процессы, и следует ожидать в ближайшие годы полного таяния льда в летний сезон.

Теоретические исследования продолжительности навигационного периода СМП в XXI веке, выполненные в Институте физики атмосферы РАН по сценарию SRES-A1B (Хон, Мохов, 2010) показали, однако, что даже к концу XXI века навигационный период не превысит 3-4 месяцев.

Все это послужило основанием для новой оценки влияния изменчивости Северной Атлантики на вариации регионального климата с тем, чтобы учесть их при последующем прогнозировании.

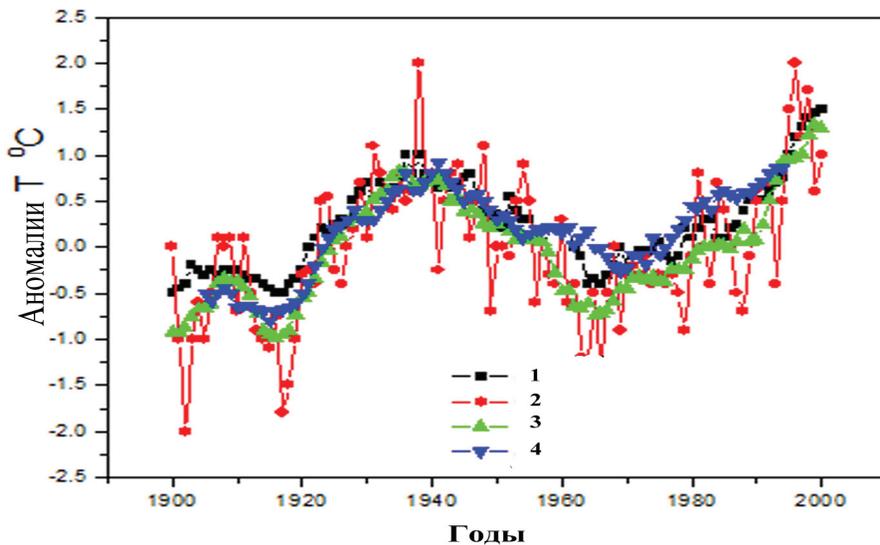
### **Климатические изменения в Арктике и северной Атлантике, сценарий возможных изменений тенденций климата северной полярной зоны**

Заметим, что проблемой изменения климата полярных зон Земли, и, в частности Арктики, а также тем, в какой мере океан, и, в частности, Атлантический испытывают те или иные колебания исследуются в последнее время весьма активно (Мохов и др., 2008, Семенов, 2008, Семенов и др., 2012, Delworth, Mann, 2000, Schlesinger, Ramankutty, 1994, Johannessen et al., 2004). Важнейшая особенность климата Арктики в прошедшем столетии – неоднократные его изменения. Объяснения вариации векового хода региональной температуры пока не существует. По крайней мере, при моделировании климата Арктики трехкратную смену направления тенденций температуры в XX в. не воспроизводят признанные модели (рис. 1).

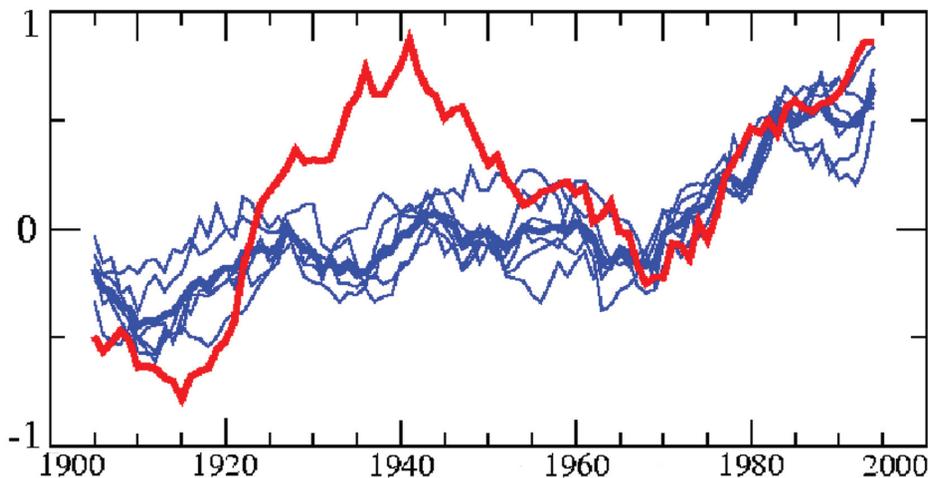
Эксперименты (Семенов, 2008) показывают, что примерно половина наблюдаемого тренда в Арктическом регионе объясняется естественными изменениями климата. Данные измерений и реконструкций температуры в северной полярной зоне (Панин, 2009) также свидетельствуют о значительном вкладе циклических (около 60 лет) изменений температуры в Арктический климат.

В данной работе сделана новая попытка выявить причины колебания климата Арктики, а также Европейской части России (ЕЧР), включая климат бассейна Каспийского моря. Основное внимание при этом уделено оценке роли Атлантики, которая в результате западного переноса тепла и влаги воздействует на климат Евразии. В качестве основных индикаторов

климатических изменений Атлантики использовались индексы Североатлантического колебания (САК), Атлантической мультideкадной осцилляции (АМО), интенсивности Атлантической термохалинной циркуляции (АТХЦ) и новый индекс интенсивности взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой (NAAИ).



а)



б)

Рисунок 1 – Аномалии температуры приземного воздуха в холодный период года (ноябрь-апрель) осредненные по территории Арктики:

а – согласно данным 1 – (Johannessen et al, 2004), 2 – (Фролов и др., 2007) и 3 – их сглаженные значения, 4 – (Jones et al, 1999);

б – результаты моделирования ECHAM-5 (синие линии) и наблюдаемые (Jones et al, 1999) (красная линия).

Использовались результаты моделирования основных колебаний Атлантического океана с помощью МОЦО INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) (Володин и др., 2013, Гусев, Дианский, 2014).

Сценарий эксперимента соответствовал международной программе CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments) II по воспроизведению циркуляции Мирового океана. Согласно этому сценарию, эксперименты стартовали с климатологии Левитуса и по времени осуществлялось интегрирование на пять 60-летних циклов, соответствующих периоду с 1948 по 2007гг. (Гусев, Дианский, 2014). Результаты последнего 5-го 60-летнего цикла, досчитанного до 2009г., полагаются в качестве основных данных, характеризующих изменчивость циркуляции Мирового океана за означенный период времени. Для расчета атмосферного воздействия использовалась специализированная база данных CORE приводных атмосферных характеристик, в основе которой лежат данные реанализа NCEP/NCAR. Атмосферные характеристики CORE включают в себя глобальные поля следующих величин: температура воздуха, влажность и скорость ветра на высоте 10 м и атмосферное давление на уровне моря – все величины с временным интервалом 6ч; длинноволновая и коротковолновая радиации (временной интервал – сутки); среднемесячные атмосферные осадки и сток рек. Расчёт потоков тепла, соли и момента на поверхности океана осуществлялся согласно балк-формулам.

В (Гусев, Дианский, 2014) было показано, что временной ход среднегодового индекса Атлантической мультидекадной осцилляции (АМО) за 1948 – 2009гг. по данным наблюдений <http://www.cdc.noaa.gov/Correlation/amon.us.long.data> и по результатам модельных расчетов по INMOM хорошо согласуются между собой, что свидетельствует о возможности использовать результаты модельных расчетов для оценки климатической изменчивости циркуляции Северной Атлантики.

Заметим, что главным фактором климатической изменчивости океана является изменчивость его термохалинной циркуляции. АТХЦ представляет собой крупномасштабный меридиональный круговорот воды в Северной Атлантике, образуя североатлантическую ячейку океанского конвейера Брокера-Лаппо. Этот круговорот дает основной вклад в формирование североатлантического меридионального переноса тепла (МПТ) в высокие широты Северного полушария. На рис. 2 показаны временной ход индекса АТХЦ (максимум функции тока меридионального круговорота) и суммарного МПТ в области от 30°N до 60°N в атлантическом секторе по результатам модельных расчетов по INMOM.

Интенсивность АТХЦ (рис. 2) характеризуется значительными долгопериодными колебаниями, сопровождаемыми аномалиями температуры поверхности океана (ТПО) в Северной Атлантике (Гусев, Дианский, 2014). Этот процесс может определять связь между долгопериодной изменчивостью АТХЦ и климатическими режимами в Евразии и Арктике (Панин и др., 2009, Mokhov et al., 2006). Значительный рост интенсивности АТХЦ, начавшийся с середины 1970 годов, сменился на заметное ее падение с конца 1990гг., которое проявляется также и для эволюции МПТ. Измене-

ние этих величин согласуется с ходом температуры поверхности океана (ТПО) в эти годы, проявляющимся в индексе АМО. Такой ход индексов АТХЦ и АМО может объясняться тем, что при росте приповерхностной температуры и осадков в субарктических широтах здесь должно происходить снижение солености и плотности приповерхностного слоя.

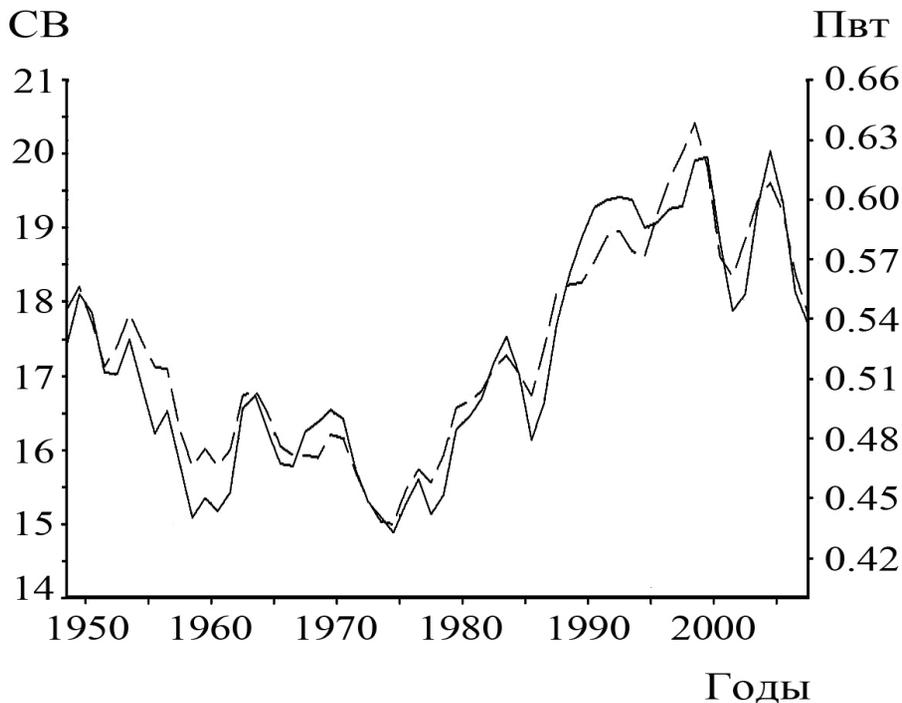


Рисунок 2 – Временная эволюция среднегодового максимума меридиональной функции тока, как индекса интенсивности АТХЦ, (шкала в Св слева, сплошная линия) и МРТ, среднего в полосе 30-60°N, (шкала в Пвт справа, пунктир) в Северной Атлантике по результатам модельных расчетов по INMOM.

Этому же способствуют и вынос более пресных вод из Арктического бассейна за счет таяния морских льдов и увеличение речного стока в Арктический бассейн (Гусев, Дианский, 2014). В результате должна увеличиться устойчивость верхнего слоя океана, приводящая к ослаблению высокоширотных конвективных процессов и, следовательно, интенсивности меридионального круговорота в Атлантике (с соответствующим изменением положения и ослаблением Северо-Атлантического течения как одной из составляющих АТХЦ). Это, в свою очередь, может существенно сказаться на региональных особенностях климата высоких и средних широт Северного полушария, в частности, ледового режима западной Арктики. Заметим, что характер изменчивости АТХЦ (ее интенсификация в последние десятилетия XX века) мог способствовать стремительному потеплению в западном секторе Арктики. Начавшееся снижение активности АТХЦ в начале XXI века может свидетельствовать о грядущем похо-

лодании в западной Арктике, что, в частности, отмечается в отдельных публикациях (Панин, 2009, Панин, Дианский, 2015). Величина индекса АТХЦ колеблется от 15 до 21 Свердрупов (Св), составляя в среднем около 18 Св, что хорошо согласуется с оценками по данным наблюдений и зарубежными модельными расчетами.

Важным фактором климатического воздействия Атлантического океана на Северную Евразию, включая Арктику, является западный атмосферный перенос, связанный с вращением Земли вокруг своей оси (Панин, 2009, Панин и др., 2009). Интенсивность этого воздействия напрямую должна быть связана с величиной результирующего потока тепла между океаном и атмосферой. Величина результирующего потока тепла между Атлантикой и атмосферой по результатам модельных расчетов по INMOM (рис. 3) колеблется от 14 до 21 Вт/м<sup>2</sup>, достигая максимума в середине девяностых годов XX столетия.

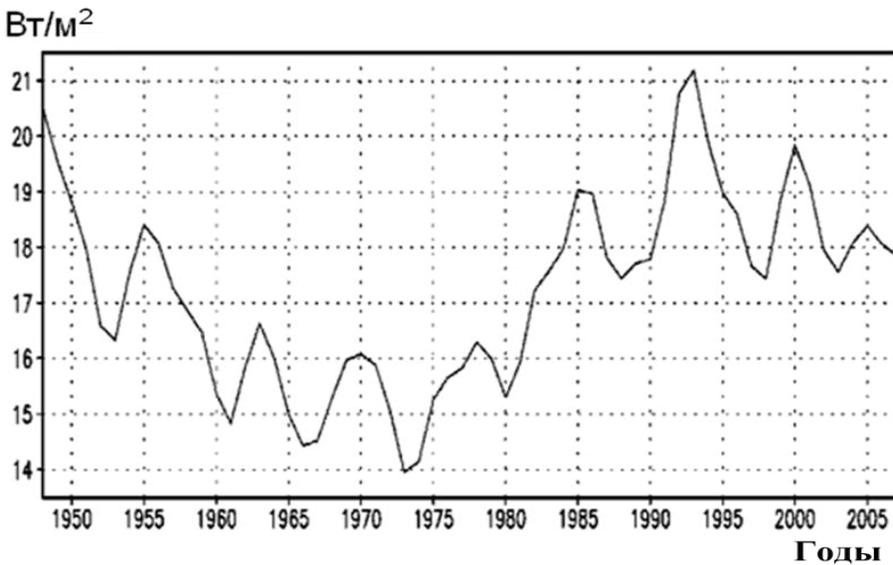


Рисунок 3 – Вариации результирующего потока тепла между Атлантикой и атмосферой (Вт/м<sup>2</sup>) по результатам модельных расчетов по INMOM за период 1948-2009гг. в полосе 30-60°с.ш. в Северной Атлантике.

Изменчивость результирующего потока тепла между Северной Атлантикой и атмосферой также, как и АТХЦ характеризуется значительными долгопериодными колебаниями. Оценка зон влияния Северной Атлантики на Евразию, включая северную полярную зону, сделанная ранее (Панин и др., 2009) с помощью корреляционного анализа между зимними значениями температуры воздуха и зимними значениями индекса САК при разных тенденциях в изменении индексов АТХЦ и МПТ, свидетельствуют о непосредственном влиянии последней на вариации климата указанных регионов.

Заметим, что характер изменения результирующего потока тепла между Атлантикой и атмосферой (его интенсификация в последние деся-

тилетия XX века от значений 14 Вт/м<sup>2</sup> до 21 Вт/м<sup>2</sup>) также мог способствовать стремительному потеплению в западном секторе Арктики в XX веке. Действительно, увеличившийся результирующий поток тепла от Северной Атлантики в последние десятилетия XX века, под влиянием западного атмосферного переноса мог способствовать потеплению в западном секторе Арктики, а соответственно привести и к увеличению продолжительности навигационного периода Северного морского пути (СМП). Заметим, что такой дополнительный перенос тепла в сочетании с транспортом влаги наряду с потеплением значительной части Евразии привели и к заметному росту уровня Каспийского моря в конце XX века (Панин, Дианский, 2014).

Для характеристики интенсивности взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой предложено использовать новый индекс NAAI (North Atlantic Air Interaction Index), который рассчитывается по данным измерения атмосферного давления в Рейкьявике и Лиссабоне и данным о температуре поверхностного слоя воды Северной Атлантики. В данной версии индекс NAAI рассчитывался в виде:

$$NAAI = \frac{\Delta P}{\Delta P} * AMO$$

где:

$\Delta P$  – значения разности атмосферного давления в Рейкьявике и Лиссабоне за год, нормированные на среднее значение указанной разности давлений за период измерений (1821-2013гг.).

В итоге, среднегодовые значения NAAI получаются как произведение величины индекса AMO на нормированное значение разности давлений в Рейкьявике и Лиссабоне. В работе использовалось AMO, рассчитанное как скользящее среднее за десять лет аномалий температуры поверхности Атлантического океана севернее экватора. Индекс NAAI, рассчитанный таким образом позволяет количественно судить об изменениях интенсивности взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой. В отличие от результирующего потока тепла между Атлантикой и атмосферой индекс NAAI, может быть рассчитан по стандартной информации об атмосферном давлении и значениям индекса AMO. Значения индекса интенсивности взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой (NAAI) за период 1948-2009гг. представлены на рис. 4.

Изменчивость индекса интенсивности взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой (рис. 4) также, как и результирующего потока тепла, между Северной Атлантикой и атмосферой (рис. 3) характеризуется значительными долгопериодными колебаниями. Заметим, что характер изменчивости индекса NAAI и результирующего потока тепла между Атлантикой и атмосферой хорошо согласуются между собой. Это дает основание использовать далее индекс NAAI для оценки непосредственного влияния изменения климата Северной Атлантики на вариации климата в Северной Евразии и Арктике.

---

По крайней мере, активизация таяния льда в Арктике в семидесятые – девяностые годы XX столетия согласуется с ростом индекса NAAII.

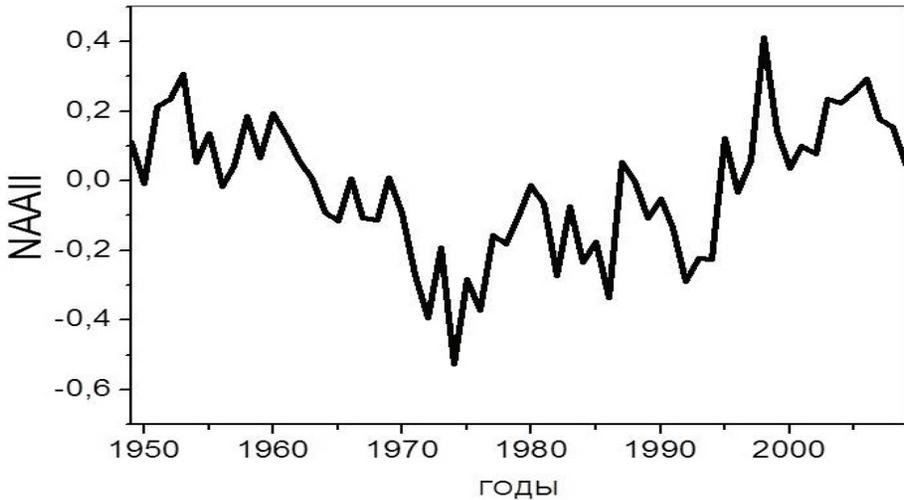


Рисунок 4 – Вариации индекса интенсивности взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой (NAAII) за период 1948-2009гг.

Следует заметить, что по результатам расчетов циркуляции Мирового океана выявлено заметное падение интенсивности АТХЦ и результирующего потока тепла между океаном и атмосферой в конце XX и начале XXI столетий, которое проявляется также и в эволюции индекса NAAII. Это изменение тенденций индексов АТХЦ и NAAII в конце XX столетия может свидетельствовать о предстоящей смене тенденций в ледовитости Арктики. Начавшееся снижение интенсивности указанных индексов к началу XXI века может свидетельствовать о возможном грядущем похолодании в западной Арктике, что весьма вероятно может привести и к уменьшению продолжительности навигационного периода Северного морского пути (СМП).

Все эти факты представляются важными, так как позволяют рассматривать используемые здесь индексы атмосферной и океанской циркуляции в качестве предикторов для прогнозирования климатических изменений СПЗ на ближайшую перспективу.

С использованием модельных экспериментов (Гусев, Дианский, 2014, Панин, Дианский, 2015), была получена оценка изменения ледовитости СЛО. На рис. 5 показаны результаты моделирования временной эволюции площади морского льда СЛО за 1948-2007 гг. в сентябре при предписанном атмосферном воздействии CORE и данные спутниковых наблюдений [ftp://sidacs.colorado.edu/DATASETS/NOAA/G02135/Sep/N\\_09\\_area.txt](ftp://sidacs.colorado.edu/DATASETS/NOAA/G02135/Sep/N_09_area.txt).

Результаты моделирования хорошо согласуются с данными спутниковых наблюдений. Заметим, что тенденции изменения ледовитости СЛО (рис. 5) находятся в противофазе с вариациями АТХЦ (рис. 2) и индекса NAAII (рис 4). Снижение активности АТХЦ и индекса NAAII в период с 1948 г. до середины семидесятых лет согласуется с ростом ледовитости СЛО в

этот период. Рост активности АТХЦ и индекса NAAИ с середины семидесятых до конца XX столетия сопровождается уменьшением площади морского льда СЛО.

В целом, можно отметить, что в модели эволюция площади морского льда СЛО воспроизводится довольно успешно и, что влияние АТХЦ и индекса NAAИ на формирование ледового покрова в Арктическом бассейне существенно. Все это стимулировало попытку оценить тенденцию возможных изменений ледовитости Арктики в XXI веке. Сценарий возможных изменений ледовитости Арктики до 2020г. с инерционным прогнозом атмосферного воздействия (повторяющиеся данные за 2009г.) представленный на рис 5, иллюстрирует смену тенденции в эволюции ледовитости СЛО. Определенно можно видеть, что со сменой тенденции АТХЦ (рис. 2) и индекса NAAИ (рис. 4) происходит смена тенденции и в эволюции ледовитости в Арктическом бассейне (рис. 5).

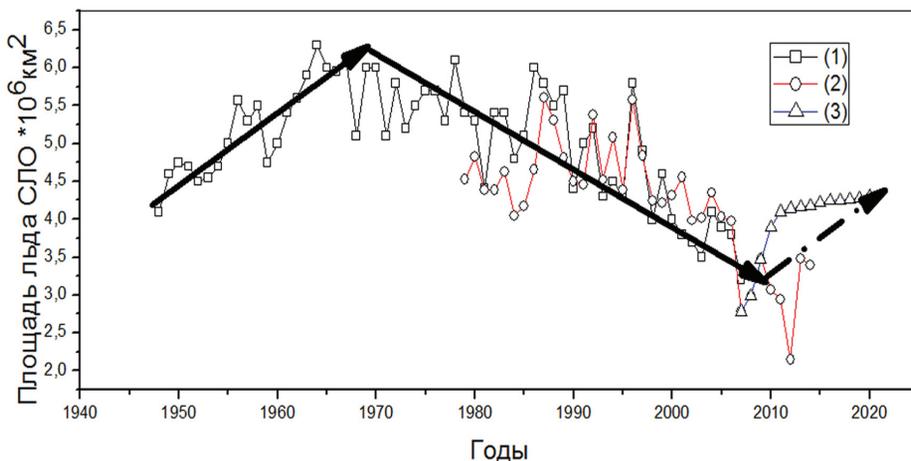


Рисунок 5 – Результаты воспроизведения площади арктического льда в сентябре с помощью модели общей циркуляции океана INMOM (1) при предписанном атмосферном воздействии, полученном по данным реанализа NCEP в период с 1948 по 2009гг. с прогнозом (3) возможных изменений на перспективу (в качестве прогноза атмосферного форсинга используются данные за 2009г.). (2) – данные спутниковых наблюдений (NOAA). Стрелками показаны тенденции изменения ледовитости СЛО.

Заметим, что ранее уже отмечалась возможная смена тенденции ледовитости СЛО (Панин, 2009, Панин и др., 2009) в результате исследования циклических особенностей климатических изменений полярных зон и предложен сценарий климатических вариаций полярных зон в XXI столетии, базирующийся на композиции «парникового» и «циклического» эффектов.

В первом приближении предложено учитывать циклический эффект в виде:

$$T \approx T_{IPCC} + k \sin \omega t$$

где:

$T$  – прогнозируемая температура приземного воздуха;

$T_{IPCC}$  – температура, прогнозируемая МГЭИК (IPCC), и характеризующая антропогенное воздействие на климат;

$k$  – эмпирический коэффициент, характеризующий географическую широту (на полюсе  $k$  принимает максимальное значение, а с приближением к экватору стремится к нулю).

Этот сценарий (формула 1) региональных климатических изменений фактически представляет собой предсказанный МГЭИК рост температуры, который усложнен квазипериодическими изменениями с периодом 60 лет (рис. 6).

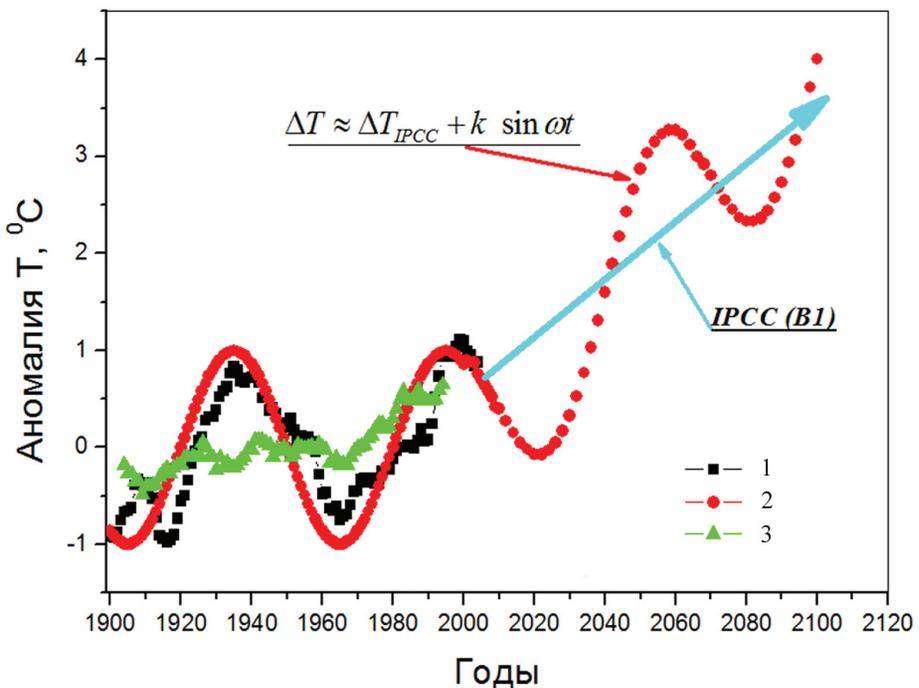


Рисунок 6 – Результаты оценки по данным наблюдений и моделирования температурных изменений в Арктике по (Панин, 2009).

С удалением от полюсов амплитуда квазипериодических колебаний уменьшается, и с приближением к тропической зоне прогноз изменения температуры практически не будет отличаться от прогноза МГЭИК (Панин, 2009).

По-видимому, причиной ускорившегося потепления Арктики в 70 – 90 годы XX века являлась положительная фаза естественных долгопериодных климатических изменений в Северной Атлантике, наложившаяся на антропогенный фактор потепления. На границе XX и XXI столетий положительная фаза естественных климатических изменений сменилась на

отрицательную (рис. 6) и в связи с этим период стремительных температурных изменений, происходящих в последние десятилетия, закончился. В текущие 30 лет (полупериод) в соответствии с предложенной моделью должна измениться тенденция климатических изменений в Северной Атлантике, а соответственно, и в Арктике, в результате чего ожидается период восстановления в СЛО утраченной ледовитости (этот период смены тенденции климатических изменений уже получил название NIATUS – перерыв, разрыв тенденции).

В течение следующего полупериода (начиная примерно с 2035 – 2040гг.) учет указанной цикличности может привести к новой, еще более существенной, чем наблюдалась в конце XX века положительной скорости изменения температуры и соответственно более сильному потеплению, чем это следует из результатов моделирования МГЭИК.

### **Климатические изменения в бассейне Каспийского моря**

#### ***Вариации колебания уровня Каспийского моря и результаты прогнозирования***

Многолетние изменения уровня Каспийского моря и составляющих его водного баланса исследуются на основе различных подходов. В большинстве случаев принимается гипотеза о стационарности климата на протяжении последних десятилетий. Используется вероятностная методика, линейные и нелинейные стохастические модели, и т.д. Так, согласно исследованиям (Раткович, 1993) уровень Каспийского моря, в период, начиная с конца XX века должен понижаться, а в (Голицын и др, 1998), использующих аналогичный подход к водному балансу, прогнозируется подъем уровня моря. В (Казанский, 1994) прогнозируется еще более интенсивный подъем уровня моря в этот же период. В то же время данные наблюдений свидетельствуют о том, что окончание XX века характеризовалось ростом уровня моря, а начало XXI века снижением, достигшим к 2012 году почти одного метра (рис. 7).

Попытки прогноза уровня Каспия, основанные на работе (Будыко и др., 1988) с учетом прогноза антропогенных изменений климата, также не приводят к надежным результатам.

Учет нелинейности системы уравнений водного и теплового баланса (Хубларян, Найденов, 1994) показал, что характер ее решения для прогнозирования может меняться, возникают не единственные и неустойчивые решения для описания изменения уровня моря на перспективу.

В (Фролов, 2003) предлагается результаты расчетов уровня Каспийского моря на долгосрочную перспективу (например, 20 лет) время от времени пересматривать с учетом фактического положения и тенденции изменения уровня моря, и климатических параметров, определяющих формирование водного баланса моря, а также последствий антропогенной деятельности в бассейне моря. Прогноз уровней колебаний

---

при этом приобретает адаптивный характер, учитывающий происходящие и уточняющие перспективные изменения параметров природных и антропогенных процессов, формирующих уровенный режим.

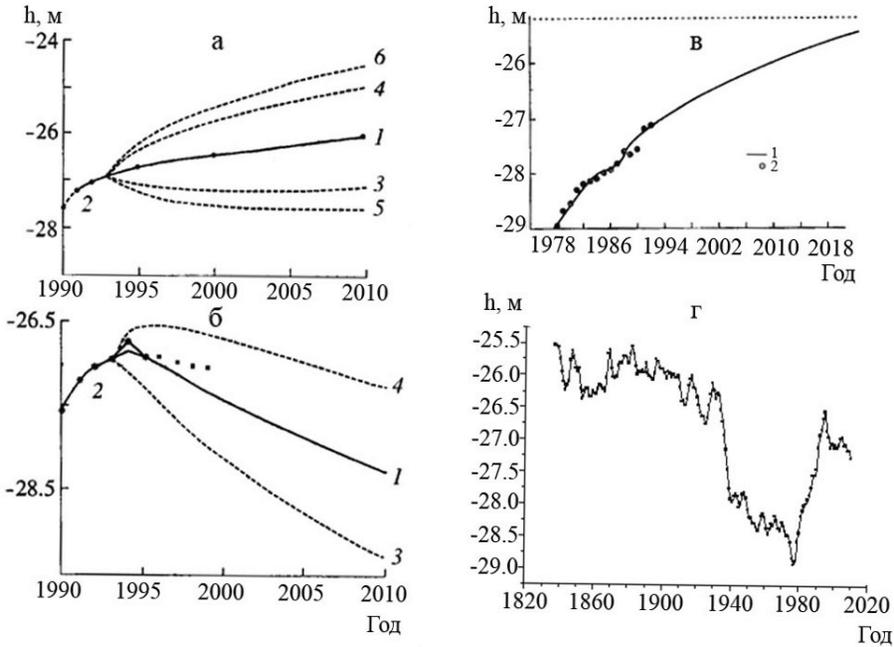


Рисунок 7 – Временной ход уровня Каспийского моря согласно исследованиям Голицына и др. (Голицын и др., 1998) (а), Ратковича (Раткович, 1993) (б), Казанского (Казанский, 1994) (в). Реальный ход уровня Каспийского моря с 1840 по 2010 гг. (г). 1 – условное математическое ожидание уровня, 2 – уровень до начала прогноза по данным наблюдений, 3 – 6 границы доверительных 90% – и 98% интервалов соответственно, точки на графике (б) – данные наблюдений (2) и прогноз (1)

Использование моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) на региональном уровне также часто приводит к противоречивым результатам. Например, немецкие ученые Клаус Арпе и Эрик Рокнер совместно с сотрудниками Института физики атмосферы РАН (Арпе и др., 1999) проанализировав изменения в гидрологическом цикле нескольких бассейнов, включая Каспийское море, отметили увеличение атмосферных осадков и поверхностного стока. Полученные результаты свидетельствуют о подъеме уровня Каспийского моря в XXI в. Несколько позже (Leroy, Arpe, 2007) с использованием трех моделей МОЦАО получен новый результат, согласно которому прогнозируется постоянство уровня моря вплоть до окончания XXI века (рис. 8).

Исследования этого региона, выполненные в это же время итальянскими учеными (Elguindi, Giorgi, 2006) для разных сценариев (IPCC A2 и A1b) показали, что в течение XXI века по большинству моделей, наоборот, ожидается устойчивое снижение уровня Каспийского моря (рис. 9).

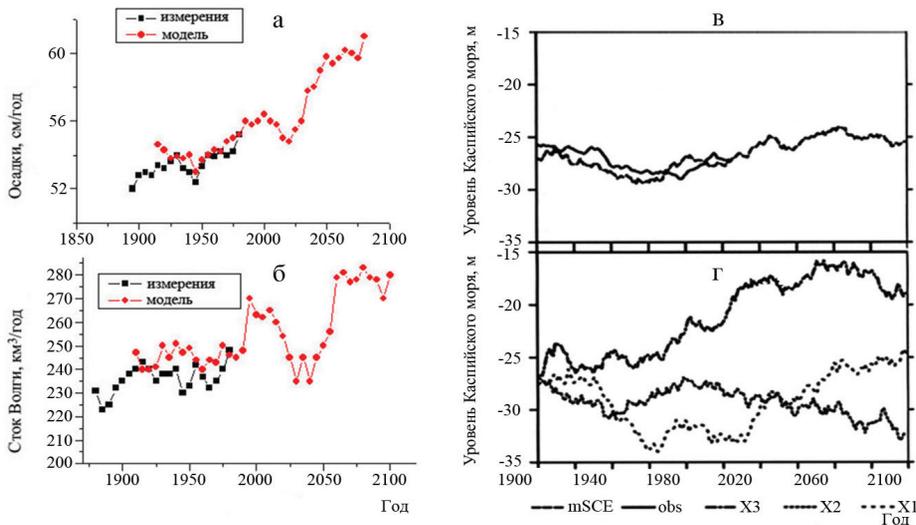


Рисунок 8 – Временной ход и прогноз изменения осадков (а) и стока р. Волги (б), уровня Каспийского моря (в, г). а, б – по данным (Арпе и др., 1999), в, г – по данным (Leroy, Arpe, 2007)

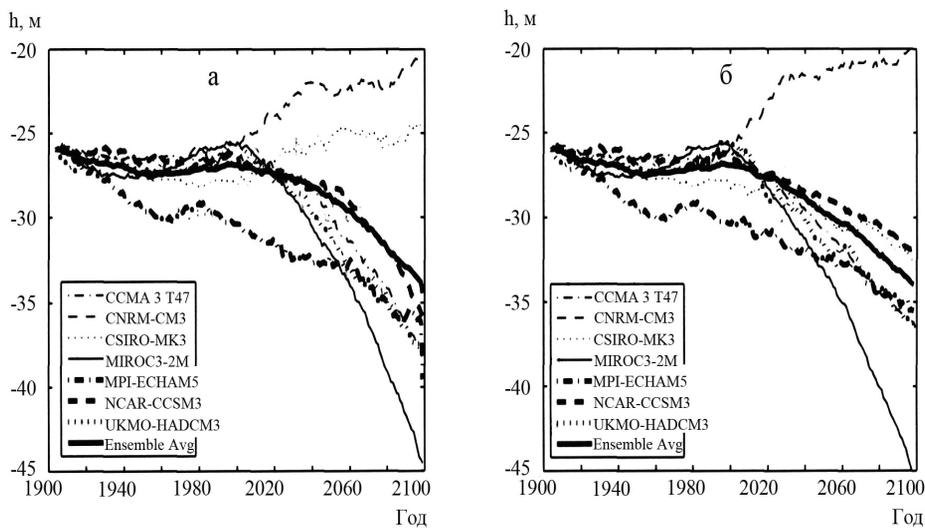


Рисунок 9 – Прогноз изменения уровня Каспийского моря в XXI веке по сценариям IPCC A2 (а) и A1B (б) согласно работе (Elguindi, Giorgi, 2006)

Еще более поздние исследования этого региона, проведенные в Главной геофизической обсерватории (Мелешко, 2008) с помощью семи моделей (IPCC) показали, что уровень моря в XXI веке не будет значимо изменяться.

Итак, мы видим, что использование, как стохастических моделей, так и современных моделей МОЦАО не приводят к согласованным результатам в прогнозировании изменений уровня моря на перспективу. Модели дают

результаты, согласно которым можно ожидать как снижение уровня Каспийского моря, так и его повышение или стабилизацию в XXI веке. По-видимому, одна из причин отмеченных противоречий связана с использованием разных параметризаций для испарения (модели, использующие более сильную зависимость испарения от температуры воздуха, приводят к более сильному снижению уровня Каспия). Это обстоятельство указывает, в частности, на необходимость проведения дополнительных исследований испарения, как с водной поверхности, так и с поверхности суши. Эта работа ведется и наши результаты (Панин и др., 2006, Панин и др., 2011б) показали обнадеживающие возможности для более достоверной оценки испарения Каспийского моря, что особенно важно учитывать при прогнозировании уровня моря.

Наряду с этим следует отметить и недостаточную изученность связи региональных изменений составляющих водного баланса Каспия с глобальными процессами и, прежде всего, с динамикой Северной Атлантики. Исследование это представляется особенно важным, т.к. до сих пор нет единого мнения о будущих тенденциях изменения уровня Каспийского моря.

#### *Связь климата Каспийского моря с процессами глобального характера*

Покажем, как изменчивость гидрологического режима Каспийского моря может быть описана с привлечением уравнений водного баланса моря и баланса влаги его бассейна. Выпишем уравнение водного баланса замкнутого водоема, применительно к Каспийскому морю:

$$dh / dt = Q(t) / F(h) + P_L - E_L + U / F(h) \quad (2)$$

где:

$Q(t)$  – речной сток;

$U$  – подземный сток;

$F(h)$  – площадь зеркала моря при определенном уровне моря  $h$ ,  $P_L$  ;

$E_L$  – атмосферные осадки и испарение соответственно над зеркалом моря.

Далее запишем уравнение баланса влаги над регионом, включающим водоем и его бассейн, в следующем виде:

$$dW / dt + W_\Gamma = E - P \quad (3)$$

где:

$dW$  – интегральное влагосодержание атмосферы над регионом;

$W_\Gamma$  – суммарный поток влаги через боковую границу  $\Gamma$  рассматриваемого региона;

$P$  и  $E$  атмосферные осадки и испарение соответственно, проинтегрированные по площади региона.

Уравнение (3) легко получается путем интегрирования уравнения для влажности атмосферы (см., например, (Gill, 1982)) по площади рассматриваемого региона и от поверхности земли до некоторой большой высоты, на которой содержание влаги пренебрежимо мало, по сравнению с нижележащими слоями. В уравнениях (2) и (3) будем полагать, что все переменные являются среднегодовыми величинами, и производные по времени характеризуют межгодовую изменчивость.

В случае Каспийского моря слагаемым  $U/F(h)$  можно пренебречь, поскольку  $U/F(h) \approx (0,01...0,02)E_L$  (Панин и др., 2005). Учитывая также, что среднегодовой речной сток определяется в основном разностью осадков и испарения на водосборе, положим  $Q/F(h) = (P/F(h) - P_L) - (E/F(h) - E_L)$ . Тогда из уравнения (2) получим очевидное соотношение:

$$dh/dt = (P/F(h) - P_L) - (E/F(h) - E_L) + P_L - E_L \equiv (P - E)/F(h), \quad (4)$$

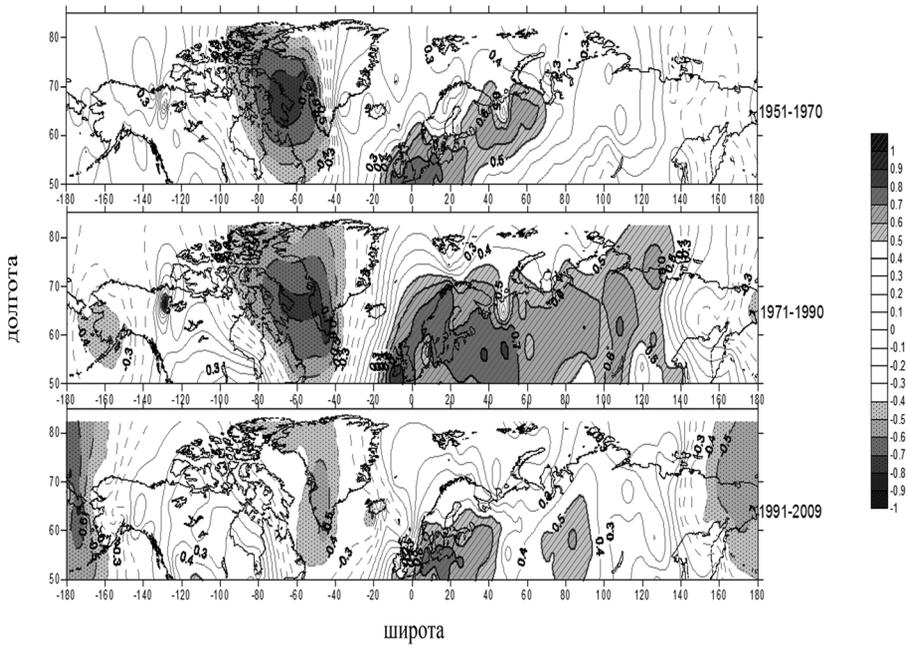
показывающее, что изменения уровня Каспийского моря определяются балансом осадков и испарения во всем регионе.

Сравнивая уравнения (3) и (4) получаем, что изменение уровня Каспийского моря может быть определено в виде:

$$\frac{dh}{dt} = \left( \frac{dW}{dt} + W_r \right) \left( -\frac{1}{F(h)} \right) \approx -W_r/F(h) \quad (5)$$

Из (5) следует, что изменение уровня моря, а соответственно, и изменение атмосферных осадков и испарения существенным образом зависят от интенсивности горизонтального переноса воздушных масс и направления их переноса.

Анализ, выполненный в (Голицын и др., 1990), в сочетании с обнаруженным трендом модуля скорости ветра, позволил выявить определенные различия в многолетних тенденциях скорости ветра в зависимости от его направления в районе Каспийского моря. Эти изменения в скорости ветра оказались настолько существенны, что учитывать их для описания водного баланса Каспийского моря оказалось не менее важным, чем температурные изменения в этот же период (Панин и др., 2005). Известно, что определенные представления об изменении циркуляционных атмосферных процессов над Северной Атлантикой дает анализ Североатлантического колебания, характеризующего западно-восточный перенос над Североатлантическим сектором и описывающегося, например, индексом, основанным на разности атмосферных давлений между Азорским максимумом и Исландским минимумом. Западный перенос, определяющий перемещение воздушных масс с Атлантики на Евразию, модулируется воздействием Североатлантического колебания. В связи с этим проанализируем связи процессов, происходящих в бассейне Каспийского моря с особенностями атмосферной циркуляции, характеризуемой индексом САК (рис. 10).



*Рисунок 10 – Корреляции между зимними значениями температуры воздуха в Северном полушарии и зимними значениями индекса САК (осредненными за периоды 1951-1970гг., 1971-1990гг., 1991-2009гг.) при разных тенденциях в изменении уровня Каспийского моря.*

Рисунок 10 иллюстрирует согласованность изменения уровня Каспийского моря с изменениями зон влияния индекса САК на Евразию. Хорошо видно, что период снижения уровня моря (1940-1977 и 1996-2012гг.) приходится на период пониженного влияния САК (корреляция между зимними значениями температуры воздуха и зимними значениями индекса САК минимальная) на Евразию и, в частности, на водосборную территорию Каспийского моря. В то же время период роста уровня моря приходится на период повышенного влияния САК (корреляция между зимними значениями температуры воздуха и зимними значениями индекса САК максимальная).

Взаимный анализ изменчивости атмосферных осадков в бассейне Каспийского моря с индексом САК показал, что и осадки в бассейне Каспийского моря существенным образом зависят от Атлантики (рис. 11). Из рисунка 11 хорошо видно, что на период снижения уровня моря приходится отрицательная корреляция полей осадков с САК, подъем уровня совпадает с положительной корреляцией полей осадков с САК.

Вариации в изменении зон распространения влияния САК на водосборную территорию приводят и к непосредственному влиянию на сток р.Волги, его инкремент (рис. 12). Здесь индекс САК (Hurrell, 1995) получен как разность нормированного давления на уровне моря между станциями Лиссабон (Португалия) и Рейкьявик (Исландия).

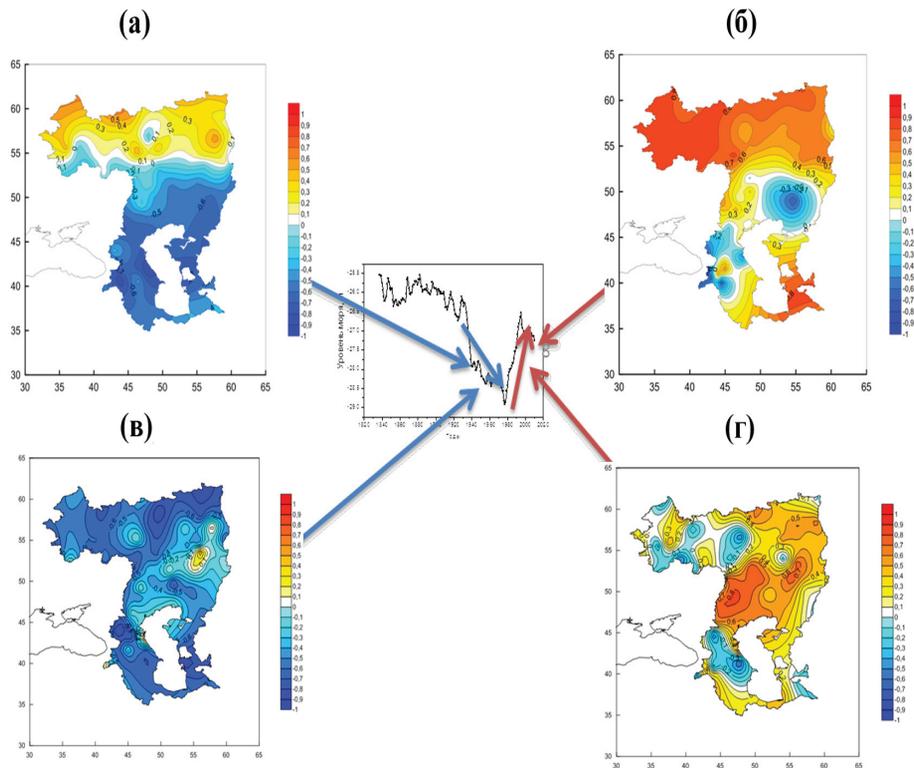


Рисунок 11 – Корреляция между годовыми значениями температуры (а – 1946-1977гг., б – 1978-1995гг.) и осадков (в – 1946-1977гг., г – 1978-1995гг.) в бассейне Каспийского моря с годовыми значениями САК и уровенный режим Каспийского моря (д)

Значение интегрального нормированного стока р.Волги:

$$\sum \frac{RF_i - \overline{RF}}{RF} / C_v$$

где:

$RF_i$  – текущее значение стока за год;

$\overline{RF_i}$  – среднее значение стока за период наблюдений;

$C_v$  – коэффициент вариации стока р.Волги

Коэффициент вариации стока р.Волги и индекс САК, представленный на рисунке 4, со сдвигом 10 лет, иллюстрируют хорошую согласованность во временном ходе.

Корреляция между индексом САК, сдвинутым на 10 лет, и инкрементом стока р. Волги составляет  $R = 0,73$ , что свидетельствует о возможности использовать индекс САК в качестве предиктора для прогноза стока р. Волги.

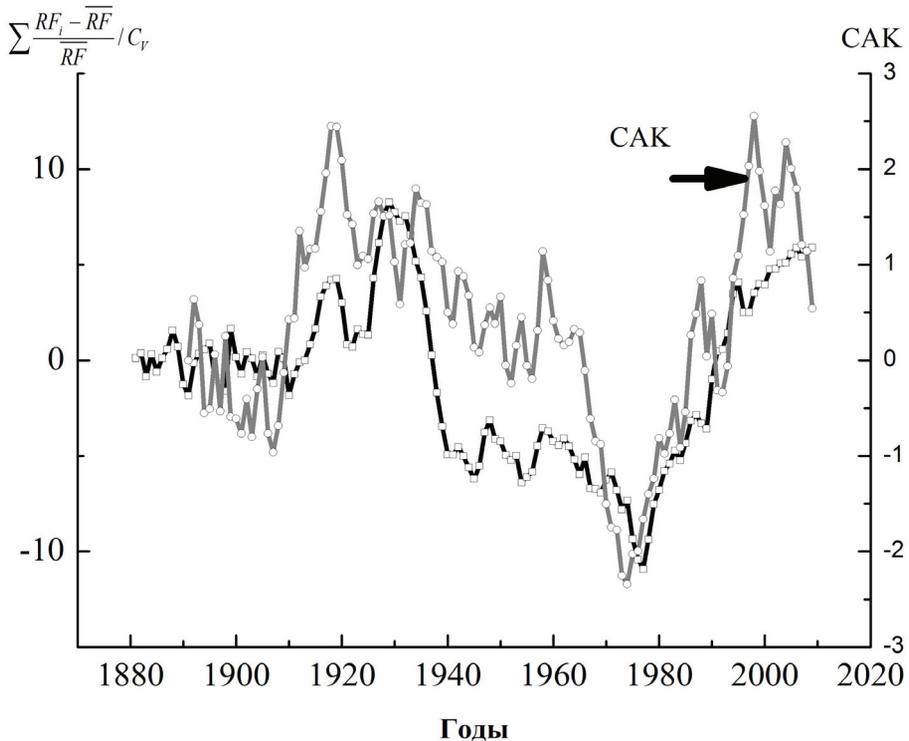


Рисунок 12 – Изменчивость интегрального нормированного стока р. Волги  
 Формула и годовой индекс САК, сглаженный с применением 9-летнего  
 скользящего среднего (со сдвигом 10 лет вперед).

Согласованность в тенденциях хода уровня Каспийского моря с индексом САК (рис. 10, 11) и стока р. Волги с САК (рис. 12), а также согласованность САК с индексами АТХЦ и МПТ свидетельствуют о непосредственном влиянии последних на вариации климата Евразии и ход уровня моря. Все это указывает на то, что для прогнозирования изменения уровня моря важно рассматривать не только динамическое и температурное локальное влияние, но также и особенности изменчивости Северной Атлантики и Арктики, движение воздушных масс (смены направления и скорости приземного ветра).

Корреляции между зимними значениями температуры воздуха и зимними значениями индекса САК и зоны их распространения при разных тенденциях в изменении индексов АТХЦ и МПТ (рис. 13) свидетельствуют и о непосредственном влиянии последних на вариации климата Евразии, ход уровня Каспийского моря. Действительно, увеличение зоны воздействия САК на ЕЧР в период с 70 по 90 годы XX века согласуется с активизацией индексов АТХЦ и МПТ (рис. 13), увеличением стока р. Волги (рис. 12) и ростом уровня моря (рис. 7, 14). Падение уровня Каспийского моря согласуется со снижением зоны воздействия САК на ЕЧР, снижением стока р. Волги и снижением индексов АТХЦ и МПТ в период с 50 по 70 годы XX века и в начале XXI века соответственно.

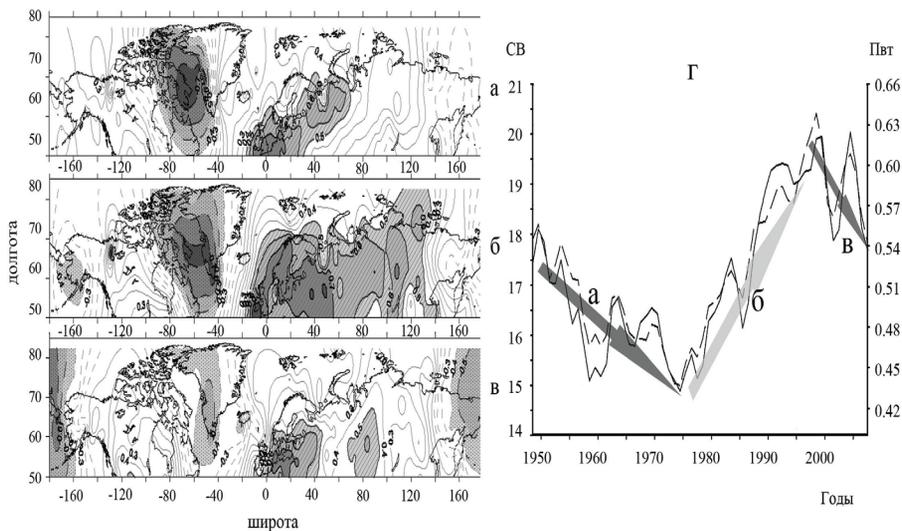


Рисунок 13 – Связи между зимними значениями температуры воздуха в Северном полушарии и САК, за периоды (а – 1951-1970гг., б – 1971-1990гг., в – 1991-2009гг.); вариации термохалинной циркуляции и меридионального переноса тепла по результатам модельных расчетов по INMOM в области от 30°N до 60°N в атлантическом секторе за период 1948-2007гг. (г).

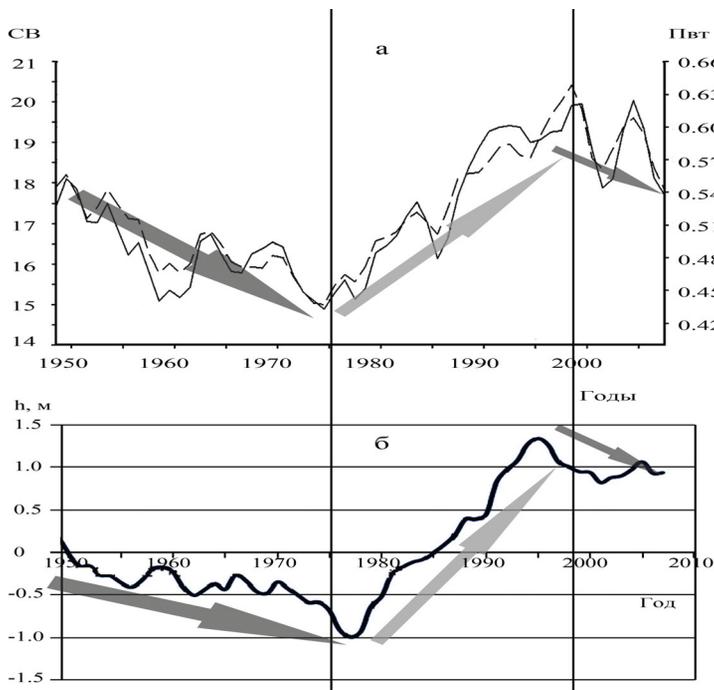


Рисунок 14 – Связи между эволюцией уровня Каспийского моря (б) и индексами АТХЦ и МПТ (а) по результатам модельных расчетов по INMOM в области от 30°N до 60°N в атлантическом секторе за периоды 1948-2007гг.

Следует заметить, что изменения тенденций индекса САК происходят с опережением основных тенденций в стоке р.Волги (рис. 12) и уровня Каспийского моря приблизительно на десять лет и поэтому использование САК имеет определенный прогностический эффект. Таким образом, учет изменения тенденций индекса САК, а также индексов АТХЦ и МПТ (рис. 14) в целом открывает новые возможности при диагнозе и прогнозе уровня режима Каспийского моря.

Индекс САК, как известно, характеризуется динамикой разностей атмосферных давлений между Азорским максимумом и Исландским минимумом, но при этом никак не учитываются вариации влаги в атмосфере. Однако, именно количество влаги, выносимое с Атлантики на Европу, ее вариации могут оказаться наиболее важными для интерпретации гидрологического режима последней. Очевидно, что влияние Атлантики на изменение уровня Каспийского моря осуществляется в конечном итоге за счет переноса влаги с акватории Северной Атлантики в регион водосбора Каспийского моря (формулы 3-5). Это количество переносимой влаги находится в прямой зависимости как от количества самой влаги над Северной Атлантикой, так и от скорости и направления ее переноса. Для расчета транспорта влаги использовались данные реанализа NCEP/NCAR. Атмосферные характеристики включали в себя глобальные поля следующих величин: температура воздуха, удельная влажность и скорость ветра на 8 уровнях (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400 и 300 Мб) – все величины с временным интервалом один месяц. Расчет переноса влаги с Северной Атлантики рассчитывался как интегральное значение в слое от 1000 до 300 Мб от 30° до 70°с.ш. Оценка непосредственного влияния транспорта влаги на бассейн Каспийского моря была сделана для региона, ограниченного меридианами 35° и 57,5°в.д. Результаты расчетов приведены на рис. 15 и убедительно показывают согласованность уровня режима Каспийского моря с транспортом влаги. Периоды падения и подъема уровня Каспия полностью согласуются с аналогичными периодами в интенсивности транспорта влаги над бассейном Каспийского моря. Момент смены тенденций, приходящийся на 1978г., совпадает с точностью до года. И, что особенно важно, смена тенденций в уровне Каспийского моря с подъема на падение также согласуется с транспортом влаги (рис. 15).

В целом можно констатировать, что природа колебаний уровня Каспийского моря обусловлена сменой тенденций в транспорте влаги с Атлантики на его бассейн. По результатам расчетов циркуляции Мирового океана также выявлено заметное падение интенсивности Атлантической термохалинной циркуляции (АТХЦ) к концу XX столетия, которое проявляется также и для эволюции меридионального переноса тепла (МПТ) в океане (Гусев, Дианский, 2014, Панин, Дианский, 2014), результирующего потока тепла, между Северной Атлантикой и атмосферой (рис. 3) и изменчивости индекса интенсивности взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой (рис. 4).

Заметим, что изменчивость указанных индексов, транспорта влаги и уровня Каспийского моря характеризуется значительными долгопериод-

ными колебаниями и хорошо согласуются между собой. Это дает основание использовать далее эту информацию для оценки непосредственного влияния изменения климата Северной Атлантики на вариации климата в Северной Евразии.



*Рисунок 15 – Среднегодовые значения уровня Каспийского моря (светлая линия) и интегральные значения среднегодового транспорта влаги для региона, ограниченного 35° и 57,5° в.д. (темная линия).*

Таким образом, можно констатировать, что воздействия Северной Атлантики на ЕЧР, включая бассейн Каспийского моря, является определяющим в формировании изменения климата последних.

Все эти факты представляются важными, так как позволяют рассматривать используемые здесь индексы атмосферной и океанской циркуляции в качестве предикторов для прогнозирования уровня режима Каспия на ближайшую перспективу. По крайней мере, можно отметить, что снижение уровня Каспийского моря, происходящее в настоящее время, согласуется со снижением интенсивности индексов АТХЦ, NAAII и транспорта влаги и, по-видимому, продолжится и далее.

То, в какой мере предложенные механизмы в те или иные времена оказывают влияние на климатические изменения должно быть предметом дальнейших углубленных исследований. Однако проведенные исследования свидетельствуют, что прогнозы изменений климата Каспийского региона (включая прогноз уровня моря) в XXI столетии с помощью численных моделей общей циркуляции атмосферы и океана могут быть скорректированы, если учесть циклические особенности изменения климатической системы и, в первую очередь, циклические особенности климата Северной Атлантики. По крайней мере, можно предположить, что очередная смена тенденций индексов АТХЦ, NAAII и транспорта влаги может произойти примерно через два десятилетия, а поэтому снижение уровня Каспийского моря, происходящее последнее десятилетие, продолжится еще в течение 15-20 лет.

### Заключение

В результате ряда исследований выявлены связи изменений климата в Арктике с процессами глобального характера, которые в данном случае могут быть описаны индексами атмосферной и океанической циркуляции. Показано, что наблюдается согласованность в тенденциях хода ледовитости СЛО с индексами АТХЦ и результирующего потока тепла между океаном и атмосферой. Для характеристики интенсивности взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой предложено использовать новый индекс NAAI (North Atlantic Air Interaction Index), который рассчитывается по данным атмосферного давления в Рейкьявике и Лиссабоне и данным о температуре поверхностного слоя воды Северной Атлантики.

По результатам расчетов выявлены заметные вариации интенсивности АТХЦ, и NAAI, которые в последние три десятилетия XX века могли способствовать стремительному потеплению в западном секторе Арктики. Это указывает на то, что при прогнозировании изменения термического режима СПЗ, продолжительности навигационного периода СМП важно рассматривать не только динамическое и температурное региональное влияние, но также и особенности изменчивости циркуляции океана и атмосферы в Северной Атлантике. Показано, что прогноз изменений климата СПЗ в XXI столетии с помощью численных моделей общей циркуляции атмосферы и океана могут быть скорректированы, если учесть циклические особенности изменения климатической системы и, в первую очередь, циклические особенности климата Северной Атлантики.

Результаты эксперимента (Гусев А.В., Дианский Н.А., 2014, Панин, Дианский, 2014) по воспроизведению циркуляции Мирового океана в период с 1948 по 2009гг. и параметризация циклических особенностей климата (Панин, 2009) позволили по-новому исследовать климатическую изменчивость Арктики. Эксперименты с моделью общей циркуляции океана, при использовании предписанного по данным наблюдений атмосферного воздействия, показывают, что АТХЦ и NAAI действительно усиливалась в последние несколько десятилетий XX столетия. Это, в свою очередь, могло существенно сказаться на региональных особенностях климата высоких широт Северного полушария, в частности, Западной Арктики. По крайней мере, изменчивость АТХЦ (рост ее интенсивности в последние три десятилетия XX века), наряду с ростом NAAI, могло свидетельствовать о стремительном потеплении в западном секторе Арктики (эти изменения, по-видимому, привели и к увеличению продолжительности навигационного периода северного морского пути в Арктике).

Начиная с конца XX столетия, выявлено заметное падение интенсивности АТХЦ и NAAI. Такое снижение интенсивности указанных индексов может свидетельствовать о возможной тенденции роста площади льда в начале XXI века. Этот период смены тенденции климатических изменений уже получил название HIATUS – перерыв, разрыв тенденции. Результаты

---

инерционного прогноза концентрации арктического льда с помощью модели общей циркуляции океана INMOM при предписанном атмосферном воздействии, полученном по данным реанализа NCEP (Панин, Дианский, 2015), подтверждают это и показывают тенденцию увеличения ледовитости Арктики.

Ранее уже отмечались циклические особенности климатических изменений полярных зон и предложен сценарий их возможных климатических изменений в XXI столетии, базирующийся на композиции «парникового» и «циклического» эффектов (Панин, 2009, Панин и др., 2009). Согласно этим оценкам также ожидается похолодание в СПЗ, которое может продолжиться вплоть до 2030-х годов. Однако, после этого ожидается новый, более интенсивный разогрев Арктики, вызванный тем, что на антропогенный форсинг наложится положительная фаза цикла естественной долгопериодной изменчивости климата, связанная с колебаниями интенсивности океанической циркуляции Северной Атлантики, а соответственно и процессов, характеризующихся индексом NAOI. Этот разогрев, очевидно, может привести и к значительному увеличению продолжительности навигационного периода СМП, но уже после 2030гг.

Показано, что учет изменчивости указанных индексов, позволяет по-новому использовать далее эту информацию для описания вариаций климата ЕЧР, включая климат бассейна Каспийского моря.

Показано, что изменения уровня Каспийского моря, происходившие в XX столетии, согласуются с вариациями интенсивности индексов АТХЦ, NAOI и транспорта влаги. Это позволяет предположить, что, по-видимому, при прогнозировании изменения уровня Каспия учет указанных индексов является определяющим.

То, в какой мере предложенные механизмы в те или иные времена оказывают влияние на климатические изменения должно быть предметом дальнейших углубленных исследований. Однако проведенные исследования свидетельствуют, что прогнозы изменений климата Каспийского региона (включая прогноз уровня моря) в XXI столетии с помощью численных моделей общей циркуляции атмосферы и океана могут быть скорректированы, если учесть циклические особенности изменения климатической системы и, в первую очередь, циклические особенности климата Северной Атлантики. По крайней мере, можно предположить, что очередная смена тенденций индексов АТХЦ, NAOI и транспорта влаги может произойти примерно через два десятилетия, а поэтому снижение уровня Каспийского моря, происходящее последнее десятилетие, продолжится еще в течение 15-20 лет.

***Благодарности.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-41007 РГО-а) и РНФ (соглашение №14-17-00740). Авторы выражают благодарность Дианскому Н.А. и Гусеву А.В. за проведение экспериментов с INMOM и помощь в подготовке публикации.*

---

## Литература

- Арпе К., Бенгтссон Л., Голицын Г.С., Мохов И.И., Семёнов В.А., Спорышев П.В. 1999. Анализ и моделирование изменений гидрологического режима в бассейне Каспийского моря. Доклады РАН, т. 366, №2, с. 248-252.
- Будыко М.И., Ефимова Н.А., Лобанов В.В. 1988. Будущий уровень Каспийского моря. Метеорология и гидрология, №35, с. 86-94.
- Бышев В.И. Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В. 2011. О глобальном характере явления Эль-Ниньо в климатической системе земли. Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т.8, №4, с. 200-208.
- Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. 2013. Модель земной системы INMCM4: воспроизведение и прогноз климатических изменений в 19-21 веках. Известия РАН, Физика атмосферы и океана, т.49, №4, с. 379-490.
- Голицын Г.С., Дзюба А.В., Осипов А.Г., Панин Г.Н. 1990. Региональные изменения климата и их проявления в современном подъеме уровня Каспийского моря. ДАН СССР, т.313, №5, с. 1224-1227.
- Голицын Г.С., Раткович Д.Я., Фортус М.И., Фролов А.В. 1998. О современном подъеме уровня Каспийского моря. Водные ресурсы, т.25, №2, с. 133-139.
- Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Рочева Э.В. 2008. Изменения климата на территории России: температура воздуха и атмосферные осадки. В кн. Изменение окружающей среды и климата. т.6, с. 11-23.
- Гусев А.В., Дианский Н.А. 2014. Численное моделирование циркуляции Мирового океана и её климатической изменчивости в 1948-2007гг. с помощью модели INMOM. Известия РАН, Физика атмосферы и океана, т.50, №1, с. 1-13.
- Казанский А.Б. 1994. Возможный подход к прогнозу возрастания уровня Каспийского моря. Доклады Академии наук, т. 338, №4. с. 531-537.
- Мелешко В.П., Катсов В.М., Мирвис В.М, Говоркова В.А., Павлова Т.В. 2008. Климат России в XXI веке. Часть 1. Новые свидетельства антропогенного изменения климата и современные возможности его расчета. Метеорология и гидрология, №8, с. 5-19.
- Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Латиф М., Роекнер Э. 2008. Связь аномалий климата Евразии и Северной Атлантики с есте-

ственными вариациями атлантической термохалинной циркуляции по долгопериодным модельным расчетам. Доклады РАН, т.419, №5, с. 687-690.

Мохов И.И. Смирнов Д.А., Карпенко А.А. 2012. Оценки связи изменений глобальной приповерхностной температуры с разными естественными и антропогенными факторами на основе данных наблюдений. Доклады РАН, т. 443. №2, с. 225-231.

Панин Г.Н. 2009. Об изменениях климата в полярных зонах Земли в XX и XXI столетиях. Доклады РАН, т. 427, №3, с. 397-402.

Панин Г.Н., Т.Ю. Выручалкина, И.В. Соломонова. 2011а. Вариации климата Северной Евразии в последней четверти XX века. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Москва, с. 99-115.

Панин Г.Н., М.Г. Гречушникова, В.В. Пуклаков. 2011б. Адаптация модели тепло-массообмена водоема с атмосферой с учетом эффекта мелководий на примере Ивановковского водохранилища. Водные ресурсы, №6, с. 753-761.

Панин Г.Н., Дианский Н.А. 2014. О связи колебаний уровня Каспийского моря и климата северной Атлантики. Известия РАН, Физика атмосферы и океана, т. 50, №3, с. 1-13.

Панин Г.Н. Дианский Н.А. Климатические изменения в Арктике, северной Атлантике и северный морской путь. Доклады РАН, 2015 (в печати).

Панин Г.Н., Мамедов Р., Митрофанов И.В. 2005. Современное состояние Каспийского моря. –М.: Наука, 356 с.

Панин Г.Н., Насонов А.Е., Фокен Т. 2006. Испарение и теплообмен водоема с атмосферой при наличии мелководий. Известия РАН, Физика атмосферы и океана, т. 42, № 3, с. 367-383.

Панин Г.Н., Соломонова И.В., Выручалкина Т.Ю. 2009. Климатические тенденции в средних и высоких широтах Северного полушария. Водные ресурсы, т. 36, №6, с. 743-756.

Попова В.В., Шмакин А.Б. 2006. Динамика климатических экстремумов в Северной Евразии в конце XX века. Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, т. 42, №2, с. 157-166.

Раткович Д.Я. 1993. Современные колебания уровня Каспийского моря. Водные ресурсы, т. 20, №2, с. 160-171.

Семенов В.А. 2008. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике. Доклады РАН, т. 418, №1, с. 106-109.

Семенов В.А., Мохов И.И., Латиф М. 2012. Влияние температуры поверхности океана и границ морского льда на изменение регионального климата в Евразии за последние десятилетия. Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, т. 48, №4, с. 403-421.

Фролов А.В. 2003. Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: Теория и приложения, –М.: ГЕОС, 171с.

Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. 2007. Научные исследования в Арктике, том 2 Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. –СПб.: Наука, 135 с.

Хон В.Ч., Мохов И.И. 2010. Климатические изменения в Арктике и возможные условия арктической морской навигации в XXI веке. Известия РАН, Физика атмосферы и океана, т. 46, №1, с. 19-25.

Хубларян М.Г., Найденов В.И. 1994. Нелинейная теория колебаний уровня природных водоемов. В кн.: Воды суши: Проблемы и решения. –М.: ИВП РАН, с. 193-216.

Delworth T.L., Mann M.E. 2000. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Clim. Dyn.*, V.16, pp. 661-676.

Elguindi N., Giorgi F. 2006. Projected changes in the Caspian Sea level for the 21st century based on the latest AOGCM simulations. *Geoph. Res. Letter*, V. 33, L08706.

Gill A.E. 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, New York, 680 p.

Hurrell J.W. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation // *Science*. 1995. Vol. 269, pp. 676-679.

Johannessen L., Bengtsson M.W., Miles S.I., Kuzmina V.A., Semenov G.V., Alekseev A.P., Nagurnyi V.F. 2004 Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability. *Tellus*, V. 56A, pp. 328-341.

Jones P.D., M. New, D.E. Parker, S. Martin, and I.G. Rigor. 1999. Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Rev. Geophys.*, V. 37, pp. 173-199.

Lenton T.M., Held H., Kriegler E., Hall J.W., Lucht W., Rahmstorf S., and Schellnhuber H.J. 2008. Tipping elements in the Earth's climate system. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, V. 105(6), pp. 1786-1793.

Leroy S.A.G., Arpe K. 2007. Glacial refugia for summer-green trees

---

in Europe and South-West Asia as proposed by echam3 time-slice atmospheric model simulations. *Journal of Biogeography*, V. 34, №12, pp. 2115-2128.

Mokhov I.I., Artamonov A.Yu., Bezverkhny V.A., Karpenko A.A., Muryshev K.E., Khon V.Ch., Roeckner E. 2006. Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. J. Cote (ed.). Geneva: WCRP. WMO/TD, №1347, Section 7, pp. 23-24.

Panin G.N., Nasonov A. E., Foken Th., Lohse H. 2006. On the parametrisation of evaporation and sensible heat exchange for a shallow lakes. *Theor. Appl. Climat.*, V. 85, №3-4, pp. 123-129.

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

Semenov V.A., Latif M., Dommenges D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W. 2010. The Impact of North Atlantic-Arctic Multidecadal Variability on Northern Hemisphere Surface Air Temperature. *J. Climate*, 23, pp. 5668-5677.

Suo L, Ottera O.H., Bentsen M., Gao Y., Johannessen O. 2013. External forcing of the early 20th century Arctic warming. *Tellus*, V. 65, pp. 20578-20591.

## ДИНАМИКА ТРОПО- И СТРАТОСФЕРЫ И ИЗМЕНЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА

Ю.П. Переведенцев, К.М. Шанталинский

Казанский федеральный (Приволжский) университет,  
Институт экологии и природопользования,  
Россия, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, д. 18,  
[Yuri.Perevedentsev@kpfu.ru](mailto:Yuri.Perevedentsev@kpfu.ru)

**Резюме.** Проведен статистический анализ временных рядов аномалий приповерхностной температуры по всему Земному шару для 1850 – 2013 гг. Использовались данные университета Восточной Англии и центра Хедли (Великобритания), а также данные реанализа NCEP/NCAR (США) по температуре воздуха и компонентам скорости ветра в тропосфере и стратосфере за 1948 – 2013 гг. Установлено, что за последние 37 лет температура умеренных широт повысилась на  $0,75^{\circ}\text{C}$ , что почти в три раза меньше, чем в полярной зоне ( $2,38^{\circ}\text{C}$ ). Наименьшие изменения средней годовой приземной температуры воздуха наблюдаются в тропиках, где за последние 39 лет температура повысилась на  $0,54^{\circ}\text{C}$ . Над океанической поверхностью изменения температуры выражены существенно слабее, чем над сушей. Определены величины современного потепления также во всей тропосфере и нижней стратосфере. Наибольшие различия между величиной потепления у поверхности Земли и в средней тропосфере наблюдаются в полярной зоне, а наименьшие – в умеренной и тропической зонах. Изучены вертикальные разрезы изменений температуры воздуха, осредненной по Северному полушарию, суше и океану, различным широтным зонам. Годовые и сезонные данные за 1971 – 2013 гг. показывают, что наибольший прирост температуры за этот период наблюдается в тропосфере на уровне изобарической поверхности  $850\text{ гПа}$  (более  $1^{\circ}\text{C}$ ). При переходе из тропосферы в стратосферу происходит смена знака изменения температуры, т.е. наблюдается похолодание нижней стратосферы. Вид вертикального профиля зависит от типа подстилающей поверхности и широтной зоны.

**Ключевые слова.** Климат, изменение климата, аномалия температуры воздуха, тропосфера, атмосферная циркуляция, скорость ветра, колебательный режим, коэффициент корреляции.

## DYNAMICS OF THE TROPO- AND STRATOSPHERE AND THE MODERN CLIMATE CHANGES

Yu.P. Perevedentsev, K.M. Shantalinskiy

Institute of Ecology and Environmental Sciences,  
Kazan' Federal University,  
18, Kremlin str., 420008, Kazan, Russia, [Yuri.Perevedentsev@kpfu.ru](mailto:Yuri.Perevedentsev@kpfu.ru)

**Summary.** A statistical analysis of the time series of surface temperature anomalies was accomplished for the globe for 1850 – 2013. Data of University of East Anglia and Hadley Centre (UK) as well as the NCEP/NCAR (USA)

---

reanalysis data on air temperature and wind speed components in the troposphere and stratosphere for 1948 – 2013 were used. It was found that temperatures of the temperate latitudes have increased by  $0,75^{\circ}\text{C}$  during the last 37 years which is almost three times lesser than in the polar zone ( $2,38^{\circ}\text{C}$ ). The smallest changes in the mean annual air temperature were observed in the tropics, where temperatures increased by  $0,54^{\circ}\text{C}$  during the last 39 years. Temperature changes are manifested much weaker over the ocean surface than over land. Magnitudes of the modern warming in the entire troposphere and the lower stratosphere are also identified. The greatest differences between magnitudes of warming at the Earth's surface and in the middle troposphere have been observed in the polar zone, while the smallest ones have occurred in the moderate and tropical zones. Vertical profiles of air temperature changes averaged over the Northern Hemisphere, land, ocean, and different latitudinal zones are analyzed. Annual and seasonal data for 1971 – 2013 show that the greatest increase in temperature in the troposphere during this period is observed at the isobaric level of 850 hPa (more than  $1^{\circ}\text{C}$ ). A sign of temperature change switches to the opposite one at the transition from the troposphere to the stratosphere. i.e. cooling of the lower stratosphere is observed. A shape of the vertical profile depends on a type of the underlying surface and latitudinal zone.

**Keywords:** Climate, climate change, air temperature anomaly, troposphere, atmospheric circulation, wind speed, oscillatory mode, correlation coefficient.

### Введение

Проблема глобальных и региональных изменений окружающей среды и климата стала в настоящее время как никогда актуальной в связи с усиливающимся влиянием различных факторов, основными из которых являются: влияние солнечной активности; влияние процессов, происходящих в земной коре и ядре, и влияние антропогенных факторов (Gray et al, 2010, Сергин, 2008, Climate Change 2013). По современным представлениям климат отражает физическое, химическое и биологическое состояние компонентов земной климатической системы (атмосферы, океана, суши, криосферы, биоты) и поэтому для понимания его изменчивости необходима оценка динамики их параметров (Груза, Ранькова, 2012, Второй оценочный доклад Росгидромета..., 2014, Семенов, 2012). По существу, понятие климатической системы становится сейчас адекватным понятию окружающей природной среды. Причем, эволюция этой сложной самоорганизующейся системы определяется, с одной стороны, взаимодействием ее природных сред, а с другой стороны, непрерывным воздействием на нее человека (Переведенцев, Шанталинский, 2011). Поэтому, те глобальные и региональные изменения, которые в последние годы происходят в окружающей среде, несомненно, должны найти отражение и в состоянии климата.

Особое внимание при этом следует уделить роли атмосферной циркуляции. Еще в 1930 годах известный метеоролог Е.И. Тихомиров отразил этот аспект в своем определении понятия «климат» – «... климатом

---

какого-нибудь района следует называть состояние атмосферы, являющееся результатом более или менее длительного (порядка десятилетий) взаимодействия между атмосферной циркуляцией данного района и его физико-географическими условиями, понимая последние в самом широком смысле» (Тихомиров, 1933).

Вопросам изучения глобальных и региональных климатических процессов посвящен также цикл работ, опубликованных авторами статьи. В частности, результаты статистического анализа современных изменений климата в тропосфере и стратосфере Земли и в отдельных регионах Северного полушария до 2009г. представлены в работах (Переведенцев и др., 2005, Переведенцев и др., 2008, Переведенцев, 2009).

Цель настоящего исследования изучить пространственно-временные изменения температурно-ветрового режима по Северному полушарию в период 1948 – 2013гг.

### Материалы и методы

В качестве исходных материалов использованы временные ряды аномалий приповерхностной температуры по всему Земному шару с 1850 по 2013гг. объединенный массив данных группы исследования климата (CRU) университета Восточной Англии и центра Хэдли – HadCRUT4, с сайта CRU и, поэтому далее, в статье обозначаемые как данные CRU (Morice et al., 2012, Osborn, Jones, 2014, Rayner et al., 2006).

Использовались также данные реанализа NCEP/NCAR приповерхностной температуры воздуха, температура и компонент скорости ветра в тропосфере и стратосфере (1948 – 2013гг.) Северного полушария (СП) за последние 66 лет (1948 – 2013гг.), распространяемые NOAA/OAR/ESRL PSD, Боулдер, Колорадо, США (Kalnay et al., 1996, Kistler R. et al., 2001). В исследовании использован первый вариант реанализа, а не вариант NCEP/DOE, поскольку последний начинается с 1979г., что не позволяет исследовать современное потепление с его начала. Кроме того, следует отметить, что к результатам оценки изменений климатических переменных, полученным по данным реанализа следует относиться с осторожностью из-за их неоднородности.

Были построены поля средних многолетних значений и характеристик временной изменчивости указанных метеорологических величин для СП. При этом, основное внимание уделялось исследованию процессов в умеренной зоне СП (30-70°с.ш.).

Характер циркуляционного режима умеренных широт нижней половины тропосферы СП в северной и южной частях этой зоны существенно различен. Поэтому расчеты проводились как для всей широтной зоны (30-70°с.ш.), так и для ее северной (50-70°с.ш.) и южной (30-50°с.ш.) части.

Поскольку, режим циркуляции зимнего (XII-II) и летнего (VI-VIII) периода также существенно различен, то особенности циркуляционных условий и их влияние на приповерхностную температуру исследовались отдельно для этих двух сезонов.

Проведено осреднение исследуемых метеорологических величин по

---

различным регионам умеренной зоны, исследовалась долгопериодная динамика полученных в результате осреднения временных рядов. Выделение низкочастотного компонента осуществлялось с помощью НЧ фильтра Поттера (Отнес, Эноксон, 1982) с точкой отсечения 10 и 30 лет и той же шириной окна. Недостающие данные на конце временного ряда полагались постоянными и равными средним значениям за 5 лет на соответствующем конце ряда.

По данным реанализа в узлах сетки и по регионам рассчитывались значения коэффициентов корреляции (КК) рядов температуры и компонентов скорости ветра (множественный КК температуры и зональной и меридиональной составляющих ветра, парные и частные КК температуры и отдельных составляющих скорости ветра).

## Результаты и дискуссия

### *Тенденции изменения приповерхностной температуры Северного полушария.*

Сначала рассмотрим временной ход аномалий осредненных по полушариям температур за период 1850 – 2013г. по данным CRU. Кроме того, по данным реанализа проведем пространственно-временной анализ температуры за последние 60 лет от уровня Земли до 30 км и, после применения низкочастотной фильтрации, изучим ее долгопериодную динамику.

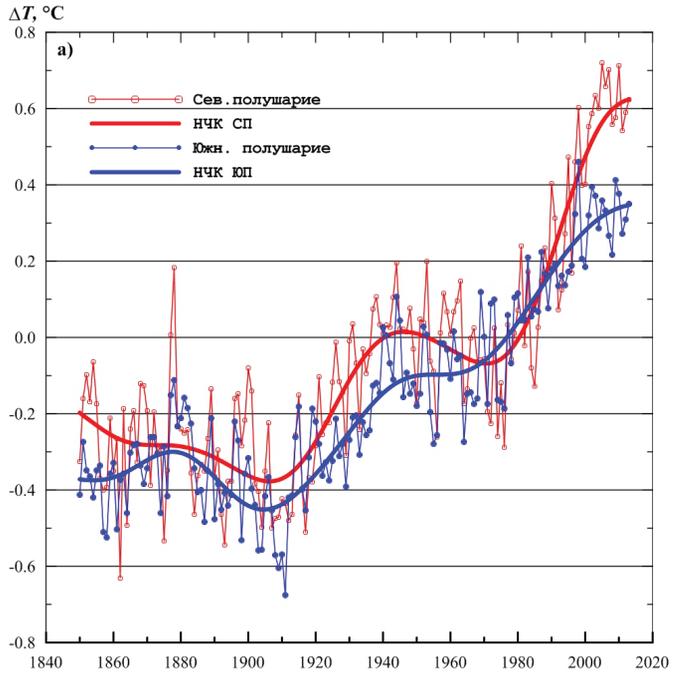
Наблюдаются различия (рис. 1.1 – а и б) в изменениях аномалий температуры Северного (СП) и Южного (ЮП) полушарий. Так, средняя аномалия средней годовой приповерхностной температуры, усредненной по всему СП, достигла максимумов на отрезке времени 1850 – 2013гг. в 2005г. ( $0,719^{\circ}\text{C}$ ) и в 2010г. ( $0,713^{\circ}\text{C}$ ). В 2008г. наблюдался локальный минимум  $-0,558^{\circ}\text{C}$ . В ЮП максимальная аномалия зафиксирована в 1998г. ( $0,460^{\circ}\text{C}$ ) в период наиболее интенсивного явления Эль-Ниньо и далее началось ее снижение до  $0,217^{\circ}\text{C}$  в 2008г., а в последующем опять отмечено ее увеличение.

Аномалия среднезимней температуры (декабрь – февраль) в СП ведет себя аналогично среднегодовой, ее максимум в СП отмечен в 2006/07г. ( $0,880^{\circ}\text{C}$ ), в ЮП (июнь-август) она соответственно равна  $0,696^{\circ}\text{C}$  и зафиксирована в 1998г. Далее происходит уже отмеченное понижение температуры южного полушария.

Аномалии осредненной по полушариям температуры за летний период ведут себя следующим образом. В СП (июнь – август) максимум в  $0,750^{\circ}\text{C}$  отмечен в 2010г. (в 1998г. –  $0,708$ , а в 2008г. –  $0,530^{\circ}$ ); в ЮП (декабрь – февраль) максимум отмечен в 1997/98г. –  $0,521^{\circ}$ , (в 2009/10г. –  $0,457^{\circ}\text{C}$ ). Наклон сглаженных кривых показывает, что северное полушарие, где больше суши, летом прогревается более значительно, чем океаническое южное, где большую роль в охлаждении играет ледниковая Антарктида.

---

Рисунок 1.1 – а



$\Delta T/\Delta t$ , °C/Год

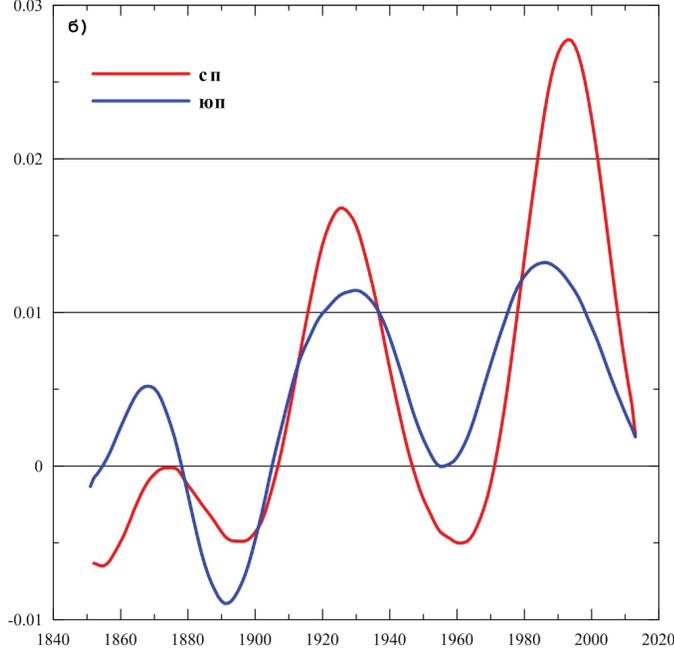


Рисунок 1.1 – б

Рисунок 1.1 – (а) Многолетний ход средней годовой приземной температуры воздуха (°C) северного (вверху) и южного (внизу) полушарий и ее долгопериодного компонента (30 лет и более); (б) Многолетний ход скорости изменения (°C/год) долгопериодного компонента (30 лет и более) температуры северного и южного полушарий.

Рассмотрим особенности изменения аномалий приповерхностной температуры воздуха за период с 1850 по 2013гг. (данные CRU) и более детально с 1948 по 2013гг. (данные NCEP/NCAR реанализа). Анализ рядов, сглаженных НЧ фильтром Поттера, показывает, что за последние более чем 150 лет инструментальных наблюдений при общем весьма существенном, но достаточно неравномерном росте средней годовой температуры северного полушария, имели место и периоды ее понижения (рис. 1.2 – а, б).

Рисунок 1.2 – а

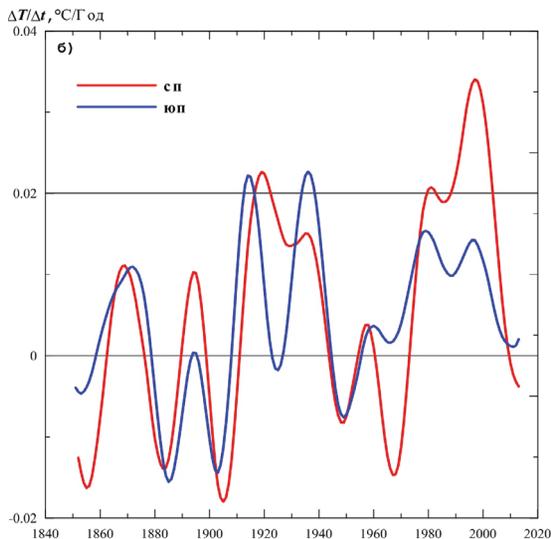
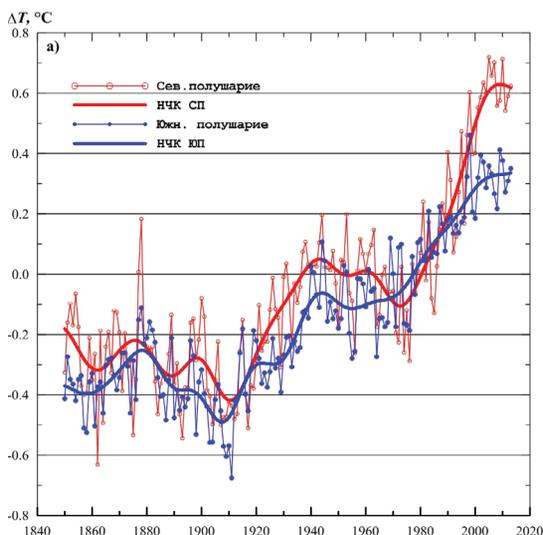


Рисунок 1.2 – б

Рисунок 1.2 – (а) Многолетний ход средней годовой приземной температуры воздуха (С) северного (вверху) и южного (внизу) полушария (°С), сглаженный НЧ фильтром Поттера (полоса пропускания 10 лет и более). (б) Многолетний ход скорости изменения (°С/год) средней годовой приземной температуры воздуха северного и южного полушария, сглаженной НЧ фильтром Поттера (полоса пропускания 10 лет и более).

Первое похолодание за указанный период наблюдалось с 1850 по 1911гг. и составило  $0,23^{\circ}\text{C}$  за 62 года; второе – с 1940 по 1972гг. и составило  $0,17^{\circ}\text{C}$  за 32 года. После похолоданий следовали более интенсивные потепления. Первое происходило с 1911 по 1940гг. в результате среднегодовая температура Северного полушария возросла на  $0,51^{\circ}\text{C}$  за 29 лет; второе – с 1972 по 2010гг. и, судя по ходу кривой скорости потепления, еще не завершилось, хотя скорость упала почти до нуля. Тем не менее, потепление продолжается уже 38 лет, а величина повышения температуры за этот период составила  $0,71^{\circ}\text{C}$ .

Отчетливо проявляется в ходе аномалии средней годовой приповерхностной температуры Северного полушария 60-70-летнее колебание (рис. 1.1б), а также более слабое 20-летнее, наиболее активно проявляющее себя в периоды похолоданий (рис. 1.2б). Заметим, что данный эмпирический факт выявлен для периода 1850-2013гг., что согласуется с результатами работ (Бардин, 2011, Груза, Ранькова, 2012). Таким образом, при сохранении спектра выявленных колебаний температуры в ближайшем будущем можно ожидать некоторого снижения темпов потепления, которое уже намечилось, и даже возможно слабого похолодания на фоне уже достигнутых высоких значений.

На факт замедления современного потепления было обращено внимание в работах (Груза, Ранькова, 2009, Переведенцев, Шанталинский, 2008), где на основании оценок линейных трендов пространственно осредненной температуры для земного шара Северного и Южного полушарий и территории России показано, что в Южном полушарии определенно отмечается замедление темпов потепления – в большей мере над океанами (с 2003г.) и несколько слабее над континентами (с 2005г.). В Северном полушарии согласно (Груза, Ранькова, 2009) наиболее интенсивное ослабление потепления отмечено над океанами (с 2005г.), в то время как над сушей скорость потепления достигла своего максимума лишь в 2007г.

Следует отметить, что результаты авторов настоящей статьи, полученные эмпирико-статистическим путем, соответствуют результатам численного моделирования, в которых удастся воспроизвести наиболее значительные изменения климата с середины 70-х годов по настоящее время лишь с учетом влияния парникового эффекта (Володин и др., 2010).

Рассмотрены характеристики изменения температуры воздуха в различных регионах Северного полушария по данным реанализа в период 1948 – 2013гг. Сравнение хода аномалий температуры по данным CRU и реанализа показывает их существенные различия в начале исследуемого периода (рис. 1.3 – а, б). Так, с 1948 по 1960гг. данные реанализа превышали величину аномалии среднегодовой температуры по сравнению с данными CRU. В конце исследуемого периода данные реанализа также расходятся с данными CRU, но в меньшей степени.

Наиболее резко процессы изменения температуры по данным реанализа выражены в приполярной зоне полушария, где похолодание, составившее  $-0,54^{\circ}\text{C}$  за 13 лет, сменилось потеплением, которое продолжается уже 44 года и к настоящему времени составило  $2,38^{\circ}\text{C}$ . В умеренной зоне

интенсивности последнего потепления климата и предшествующего ему похолодания весьма близки и составляют  $+0,22$  и  $-0,27^{\circ}\text{C}/10$  лет соответственно.

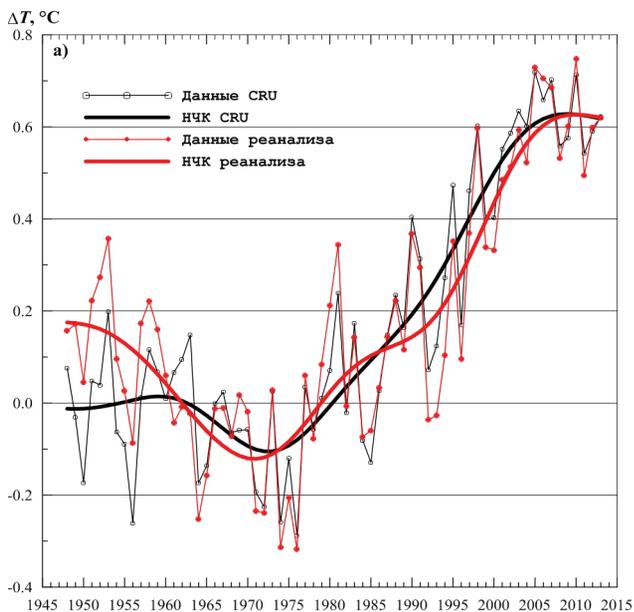


Рисунок 1.3 – а

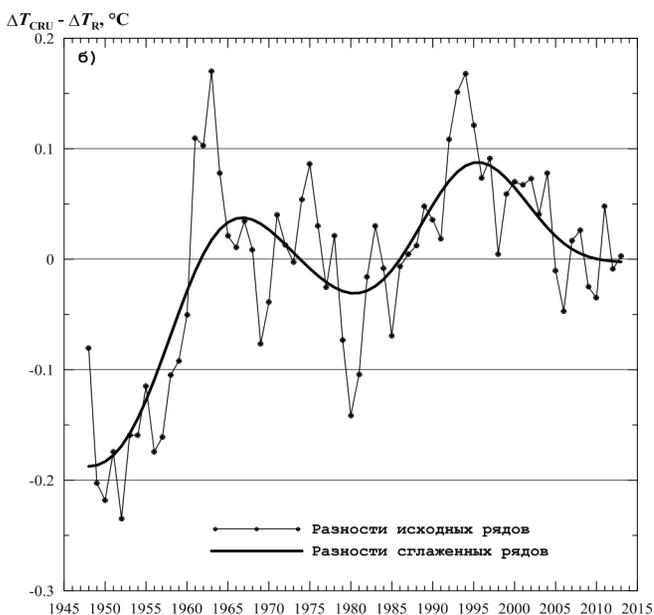


Рисунок 1.3 – б

Рисунок 1.3 – Многолетний ход аномалий средней годовой приземной температуры Северного полушария (а) и разностей аномалий ( $^{\circ}\text{C}$ ) по данным университета Восточной Англии и реанализа (б). Сглаженные линии – низкочастотные (10 и более лет) компоненты аномалий среднегодовой температуры Северного полушария.

В результате за последние 37 лет температура повысилась на  $0,75^{\circ}\text{C}$ , что почти в три раза меньше чем в приполярной зоне. Более того, в последние годы рост средней годовой температуры в умеренной зоне СП практически прекратился. Наименьшие изменения средней годовой приземной температуры воздуха наблюдаются в тропической зоне, где за последние 39 лет температура повысилась на  $0,54^{\circ}\text{C}$ .

Обращает на себя внимание также резкое ослабление роста приземной температуры воздуха в период с 1983 по 1994гг., которое прослеживается практически во всех регионах полушария. Оно вызвано, в частности, уменьшением прозрачности атмосферы в связи с поступлением в атмосферу большого количества продуктов извержений вулканов Эль-Чичон и Пинатубо. В результате уменьшение роста температуры отмечается во всей тропосфере, а в стратосфере вследствие поглощения солнечной радиации продуктами извержения имеет место значительный рост температуры (Parker D.E. et al., 1996, Stenchikov G.L. et al. 1998, Robock A. 2000).

Над термически более инерционной подстилающей поверхностью – океаном изменения температуры выражены слабее, чем над сушей, где наибольшие изменения имеют место в умеренной зоне Евразии. Здесь похолодание за 24 года составило  $1,02^{\circ}\text{C}$ , а потепление за 38 лет –  $1,01^{\circ}\text{C}$ . Наименьшие изменения температурного режима над сушей наблюдаются в тропической зоне Америки, которая представляет собой узкую полосу суши между океанами. В результате чего долгопериодные колебания приземной температуры здесь невелики. Похолодание за короткий период 11 лет составило  $0,13^{\circ}\text{C}$ , а современное потепление, длящееся 41 год –  $0,46^{\circ}\text{C}$ . Над океанической поверхностью наиболее активные температурные изменения происходят в северной части Индийского океана (к северу от экватора), где потепление продолжается 54 года (1956 – 2010гг.) и составило  $0,82^{\circ}\text{C}$ .

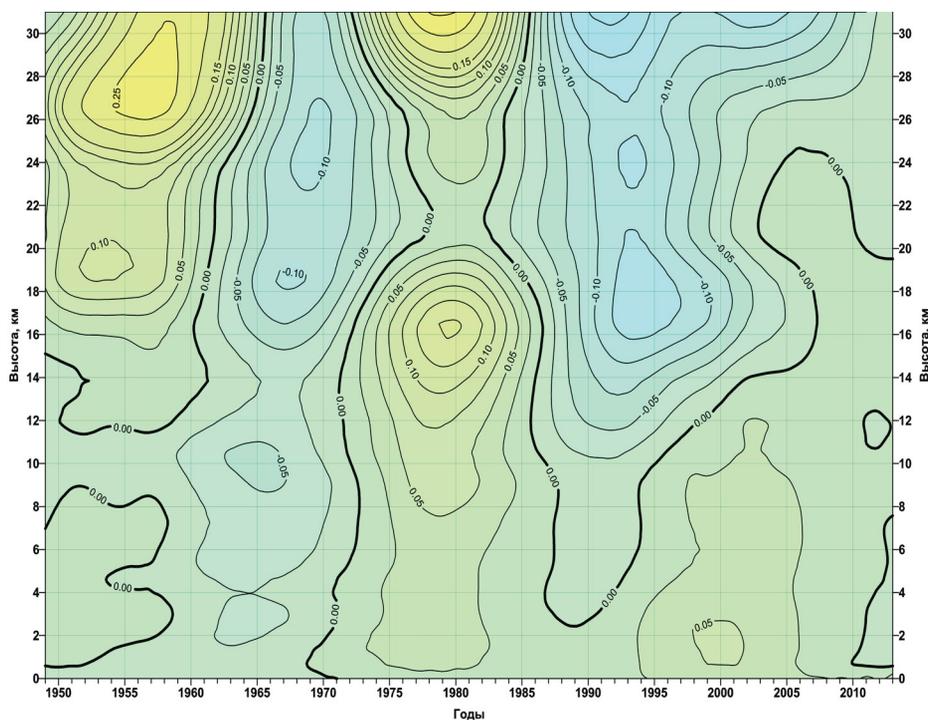
В зимний сезон (декабрь – февраль) величина потепления существенно больше, чем в летний (июнь – август) за исключением тропической зоны, где, впрочем, период потепления летом начался намного раньше. Интенсивность же потепления больше в зимний сезон во всех регионах.

Однако в последние годы отмечается некоторое ослабление роста и даже понижение средних зимних температур, выраженное ярче всего в регионах суши умеренных широт. Так понижение осредненных по территории умеренных широт Евразии температур составило  $0,62^{\circ}\text{C}$  за последние 12 лет. Таким образом, скорость наблюдающегося в настоящее время понижения температуры в этом регионе по данным реанализа сравнима со скоростью предшествующего потепления ( $0,51$  и  $0,56^{\circ}\text{C}/10$  лет соответственно).

Таким образом, наиболее длительные периоды потепления за последние 60 лет наблюдаются в приполярной и тропической зонах, но в приполярной зоне потепление намного сильнее. В этих широтных зонах потепление существенно превосходит предшествующее похолодание. В умеренных широтах различия между величинами последнего потепления и предшествующего ему похолодания по данным реанализа минимальны.

---

Были построены вертикальные разрезы многолетнего хода межгодовых разностей низкочастотной компоненты ( $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ ) изменения температуры по данным реанализа в период 1948 – 2013гг. Сумма этих разностей за некоторый интервал времени дает качественное и количественное представление о ходе процесса изменения температуры на том или ином уровне тропо- и стратосферы.



*Рисунок 1.4 – Временной вертикальный разрез осредненных по территории Северного полушария изменений долгопериодного (10 и более лет) компонента температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ ) по данным реанализа.  
Высота – км.*

Анализ вертикальных разрезов многолетнего хода скорости изменения низкочастотного компонента (с периодом более 10 лет) средней годовой температуры (рис. 1.4) показывает, что в период 1972-2010гг. в основной толще тропосферы наблюдалось потепление, причем наибольший прирост температуры за этот период наблюдается на уровне изобарической поверхности 850 гПа (более  $1^{\circ}\text{C}$ ). Далее с высотой, в среднем, значение величины современного потепления убывает. Так, если в среднем для полушария у поверхности земли она составила  $0,79^{\circ}\text{C}$  за 39 лет, то на уровне изобарической поверхности 500 гПа (средняя высота около 5,5 км) температура за этот же период времени повысилась на  $0,69^{\circ}\text{C}$ .

В стратосфере, наоборот, имело место похолодание (80-90 годы XX в.). Согласно (Моханакумар, 2011) главной причиной стратосферного охлаждения является поступление углекислого газа в тропосферу. Эффекты глобального тропосферного потепления и стратосферного охлаждения

существуют параллельно. В целом излучение  $\text{CO}_2$  в нижней стратосфере обеспечивает потерю энергии и эти атмосферные области охлаждаются.

Однако с начала XXI столетия в стратосфере началось потепление. Так, как процессы в тропосфере и стратосфере в период с 1995 по 2010гг. идут в противофазе (рис. 1.4), то можно предположить, что в ближайшие годы в тропосфере, возможно, наступит похолодание. Процесс замедления потепления в тропосфере просматривается и в масштабах всего земного шара.

Дополнительный анализ результатов исследования в отдельных широтных зонах и регионах полушария позволил установить, что наибольшие различия между величиной потепления у поверхности и в средней тропосфере наблюдаются в приполярной зоне: 2,33 и 0,87°С соответственно, а наименьшие – в умеренной и тропической (разности составили 0,05 и 0,06°С). Тип подстилающей поверхности также не сильно влияет на разности между величиной повышения температуры у Земли и в средней тропосфере: над сушей они около 0,2, над океанической поверхностью 0,1°С. Обнаруженное уменьшение роста температуры в средней тропосфере по сравнению с приземной связано, в частности, с тем, что под влиянием вулканических выбросов с середины восьмидесятых до середины девяностых годов в тропосфере наблюдалось слабое понижение температуры, а не ослабление ее роста как у поверхности Земли (Parker D.E. et al., 1996, Stenchikov G.L. et al. 1998, Robock A. 2000).

***Основные черты ветрового режима нижней половины тропосферы и зависимости температуры от циркуляции в умеренных широтах Северного полушария.***

Рассматривая более подробно по данным реанализа в период 1948 – 2013гг. процессы в зоне умеренных широт (30 – 70°с.ш.), где наиболее ярко проявляется бароклинная неустойчивость и вихревая активность атмосферы.

Анализ распределения средней многолетней зональной компоненты скорости ветра на изобарической поверхности 850 гПа ( $\text{AT}_{850}$ ) в Северном полушарии (СП) зимой и летом по данным реанализа в период 1948 – 2013гг. показывает, что зимой в широтной зоне 30 – 40°с.ш. устанавливаются интенсивные западные потоки со скоростями 8 – 12 м/с на Атлантике и Тихим океаном (очаги) и ослабленным западным переносом в умеренных и полярных широтах над континентами (~4 м/с) за исключением южной Сибири (~8 м/с).

Летом картина усложняется: в широтной зоне 0 – 20°с.ш. над Индийским океаном интенсивные западные потоки (>14 м/с), достаточно интенсивные восточные потоки (до -10, -12 м/с) выделяются над экваторией Тихого океана. Зона пассатов расширяется, смещается на север. Зона западных движений в умеренных широтах ослабевает. Очаги западных ветров со скоростями 6 – 8 м/с по-прежнему сохраняются над Атлантикой и Тихим океаном (рис.2.1).

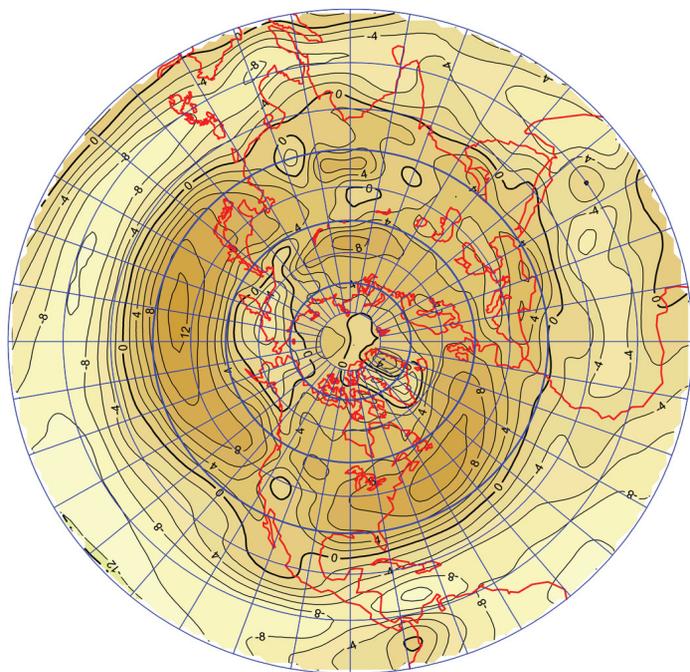
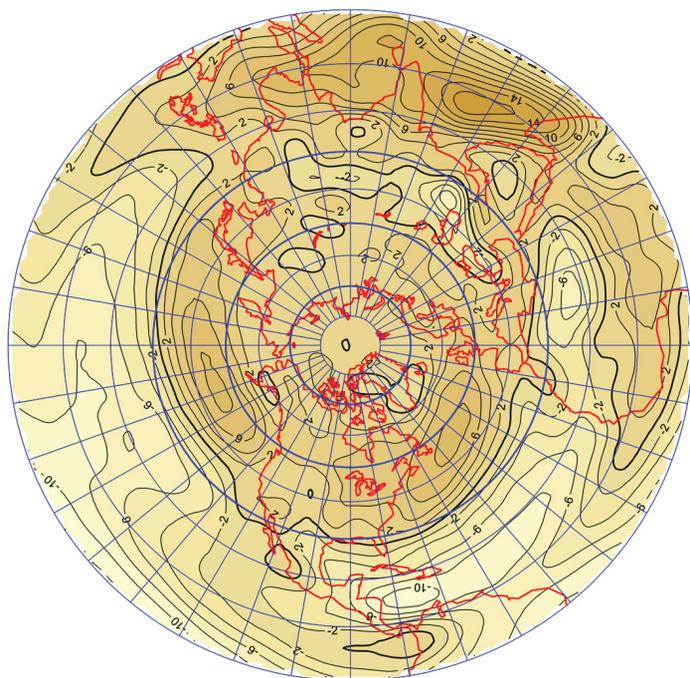


Рисунок 2.1 – Средние многолетние значения зонального компонента скорости ветра на изобарической поверхности 850 гПа зимой (а) и летом (б).

При переходе на уровень  $AT_{500}$  зональные потоки заметно усиливаются по сравнению с уровнем  $AT_{850}$ . Область западного переноса расширяется, скорости ветра в зоне  $30 - 40^\circ$ с.ш. над акваториями океанов достигают 35 м/с (Тихий океан), над Атлантикой – 25 м/с. Летом потоки заметно слабее.

При движении вдоль широтного круга осредненные по широте в зонах  $50 - 70$  и  $30 - 50^\circ$ с.ш. зональные потоки демонстрируют следующие черты: в южной зоне сильный западный перенос с наибольшими значениями в области  $150^\circ$ в.д.,  $80^\circ$ з.д. и  $180^\circ$ з.д. в зимний период. Летом картина менее устойчива.

Летом распределение западного ветра в южной зоне имеет волновой характер. В северной зоне потоки слабее, но в определенной степени наблюдается противофазность в ходе скорости потоков в южной и северной зонах.

Для установления зависимости между температурой воздуха и циркуляцией атмосферы рассмотрена динамика их низкочастотных компонентов (НЧК). Анализ временного хода НЧК зонального компонента скорости (ЗКС) и приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) в период с 1948 по 2013гг. на изобарических поверхностях 850 и 500 гПа показывает: в умеренной зоне на  $AT_{850}$  наблюдается согласованный временной ход ЗКС и ПТВ – в период 1962 – 1970гг. наблюдается их минимум, а в период 1990 – 2000гг. – максимум. Затем к 2010г. имеет место вновь понижение указанных метеовеличин. Таким образом, наблюдается колебательный режим при отставании хода температуры на 8 – 10 лет. Вначале отмечается экстремальное значение ЗКС на  $AT_{850}$ , а затем с запаздыванием идет максимум ПТВ. Все это повторяется и в северной зоне, но картина здесь носит менее сглаженный характер.

В южной зоне в 1975г. противофазность скоростей увеличивается, температура уменьшается, около 1998г. максимумы ЗКС на  $AT_{850}$  и ПТВ совпадают, на  $AT_{500}$  максимум ЗКС запаздывает на 2 года.

Таким образом, зимой во всей умеренной широтной зоне и в ее северной части выделяется запаздывание экстремумов ПТВ относительно ЗКС, что указывает как на ведущую роль атмосферной циркуляции, так и на согласованную картину между атмосферной циркуляцией и ПТВ. Усиление западной составляющей скорости ветра сопровождается повышением температуры в результате усиления адвекции более теплого зимой воздуха над океаном и более интенсивного перемешивания верхнего квазиоднородного слоя. В южной зоне рост ЗКС к 1975г. сопровождается понижением температуры, в последующие годы отмечается согласованный ход – рост ЗКС на двух уровнях в нижней тропосфере и рост ПТВ. Однако, начиная с 2000г. наблюдается понижение как ЗКС, так и ПТВ (рис. 2.2).

В летний период, когда в умеренных широтах океан холоднее суши, имеет место противофазный характер изменений НЧК ПТВ и ЗКС. В целом, по умеренной зоне в период 1950 – 1996гг. наблюдается рост ЗКС и понижение ПТВ. В северной зоне картина проще, чем в южной. Наблюдается рост температуры в последние годы и ослабление скорости ветра.

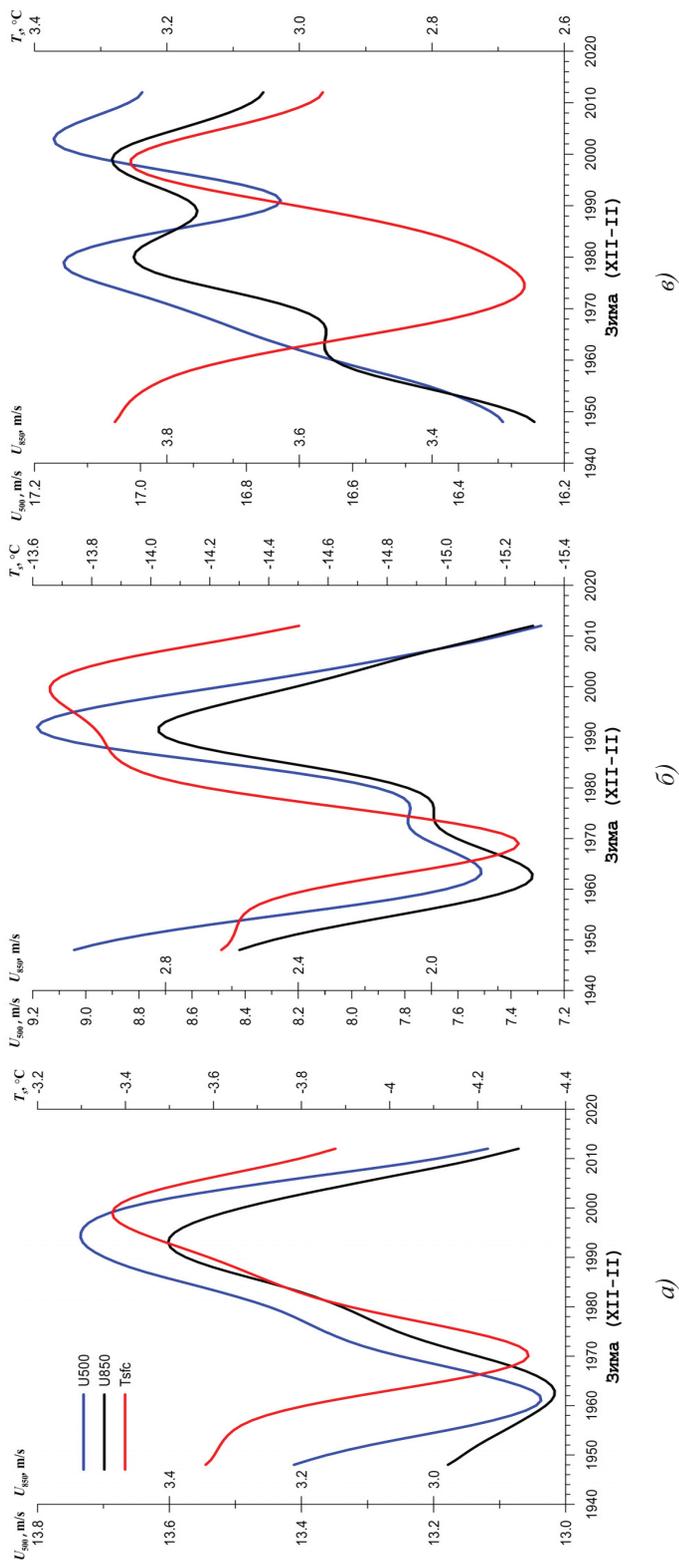


Рисунок 2.2 – НЧК (более 10 лет) приповерхностной температуры воздуха и зонального компонента скорости ветра на поверхностях 850 и 500 гПа в умеренной зоне СП (а), северной (б) и южной (в) ее частях зимой.

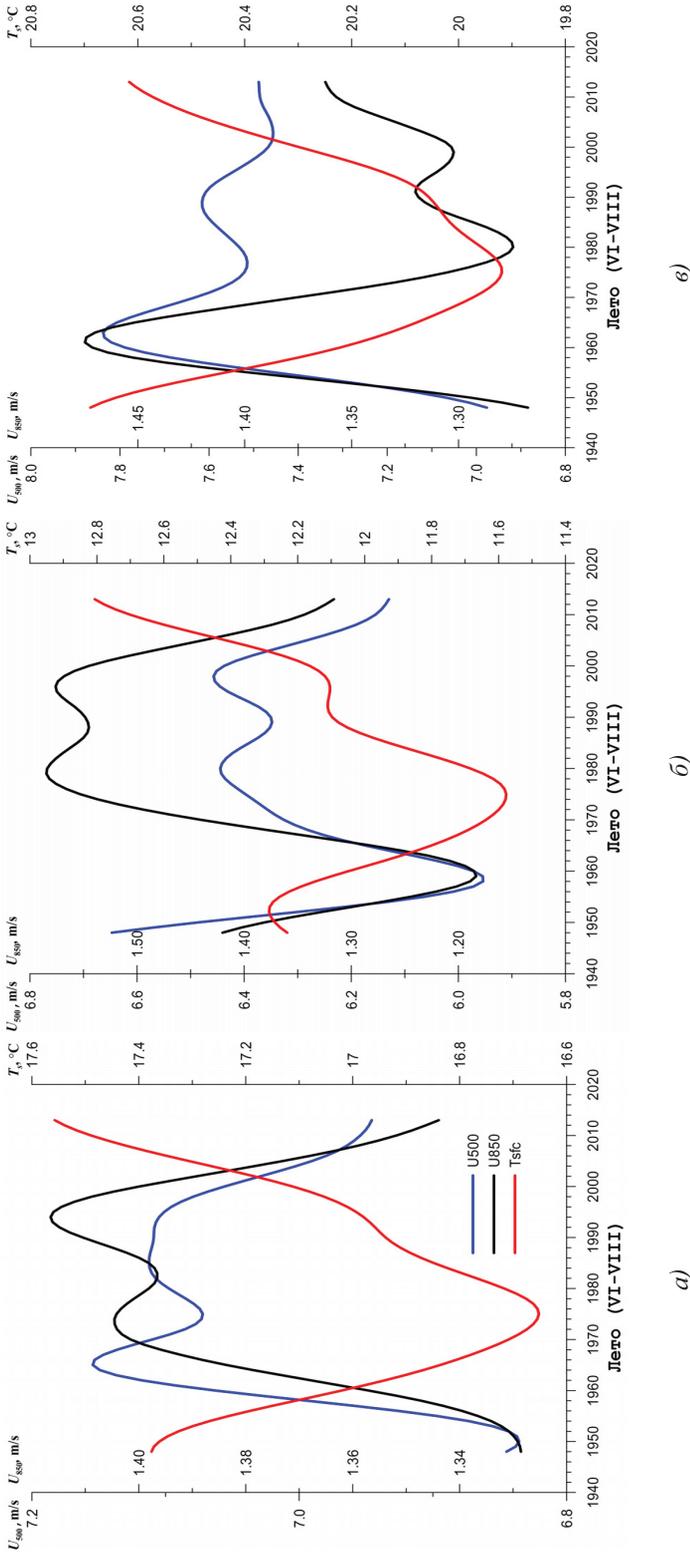


Рисунок 2.3 – НЧК (более 10 лет) приповерхностной температуры воздуха и зонального компонента скорости ветра на поверхностях 850 и 500 гПа в умеренной зоне СП (а), северной (б) и южной (в) ее частях летом.

В южной зоне ПТВ растет, ЗКС на  $AT_{850}$  также растет в последние годы, температурная кривая во всех зонах ведет себя одинаково: в 1975г. наблюдается минимум, а в 2013г. – максимум. Минимум ПТВ при максимуме ЗКС (рис. 2.3). И все же главная особенность та, что в последние годы ПТВ летом растет, а ЗКС уменьшается.

При рассмотрении хода НЧК аномалий зонального ветра во времени над сушей и океаном по сезонам выявляются следующие особенности: зимой наблюдается их хорошее согласование (в 1960г. отрицательные аномалии ЗКС над океаном и сушей совпадают, в 1990 – 2000гг. отмечается их усиление, затем ослабление). Летом над океаном с 1950г. отмечается усиление ветра и, начиная, с 1960 годов над сушей и океаном достаточно согласованно ЗКС уменьшается (рис. 2.4).

В таблицах 2.1 и 2.2 представлены характеристики низкочастотных изменений приземной температуры воздуха в умеренной зоне СП в зимний и летний периоды. Наблюдается достаточно однородная картина. Зимой, в период 1948-1970гг. ПТВ понижается со скоростью  $0,48^{\circ}\text{C}/10$  лет, далее до 2000г. идет ее рост со скоростью  $0,51^{\circ}\text{C}/10$  лет, а начиная с 2000г., происходит понижение со скоростью  $0,70^{\circ}\text{C}/10$  лет.

Летом, в целом по зоне, в период 1948 – 1975гг. (27 лет) происходило понижение ПТВ со скоростью  $0,27^{\circ}\text{C}/10$  лет, затем ее рост в последние 38 лет со скоростью  $0,24^{\circ}\text{C}/10$  лет. В северной части зоны картина менее однородна, но в последние 17 лет также наблюдается рост со скоростью  $0,41^{\circ}\text{C}/10$  лет. В южной зоне в период 1948 – 1975гг. ПТВ понижалась ( $0,29^{\circ}\text{C}/10$  лет), а в последние 38 лет росла со скоростью  $0,18^{\circ}\text{C}/10$  лет.

Расчет коэффициентов множественной корреляции ПТВ и компонентов скорости ветра на  $AT_{850}$  зимой и летом показал, что поле корреляции носит очаговый характер. Значения коэффициентов корреляции достигают значений 0,8. На  $AT_{500}$  картина в целом сохраняется. Коэффициенты парной и частной корреляции ПТВ и ЗКС зимой указывают на положительные связи над Евразией (океан отепляет континент), над океанами связи отрицательные, т.е. при усилении зонального переноса здесь происходит понижение температуры. Это соответствует выводам более ранних работ (Нестеров, 2013, Бардин, Полонский, 2005, Крыжов, 2003, 2008, Попова, Шмакин, 2010). Летом картина обратная для континентов. Корреляционная связь температуры с меридиональной составляющей в основном положительна. Корреляционные поля представлены на рис. 2.5.

Таким образом, главный вывод заключается в том, что после интенсивного зимнего потепления в последнее тридцатилетие XX столетия, с начала XXI столетия последовало интенсивное понижение зимней температуры. В летний период, начиная с 1975г. наблюдается рост ПТВ с большей скоростью в северной части умеренной зоны СП, что согласуется с выводами работы (Кононова, 2006), в которой отмечена возрастающая роль блокирующих процессов в Северном полушарии, развивающихся преимущественно над континентами зимой и летом, что приводит к повышению летних и понижению зимних температур, начиная с середины 90 годов, т.е. к росту годовой амплитуды температуры воздуха.

---

Рисунок 2.4 – а

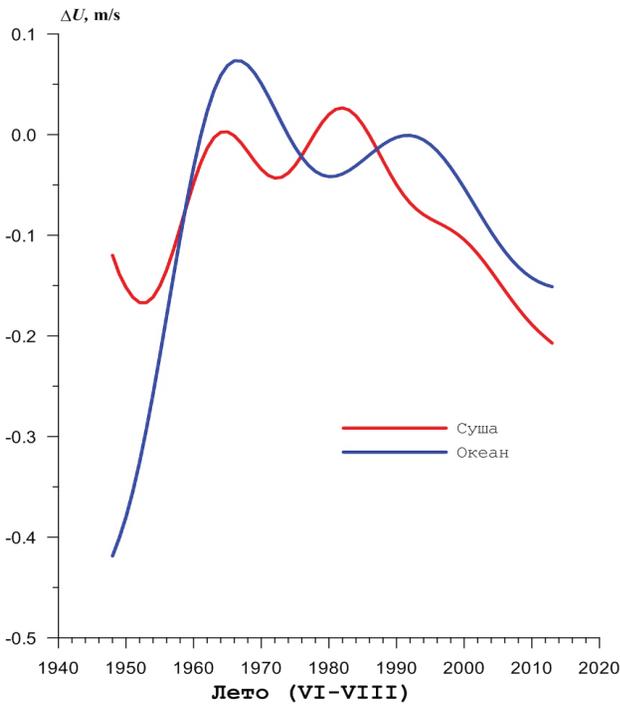
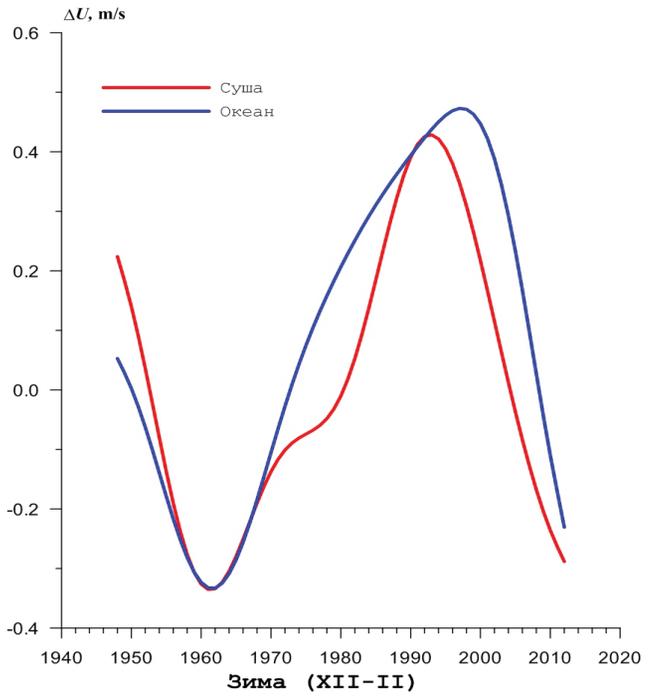


Рисунок 2.4 – б

Рисунок 2.4 – НЧК (более 10 лет) аномалий зонального компонента скорости ветра в умеренной зоне СП над сушей и океаном на изобарической поверхности 500 гПа зимой и летом.

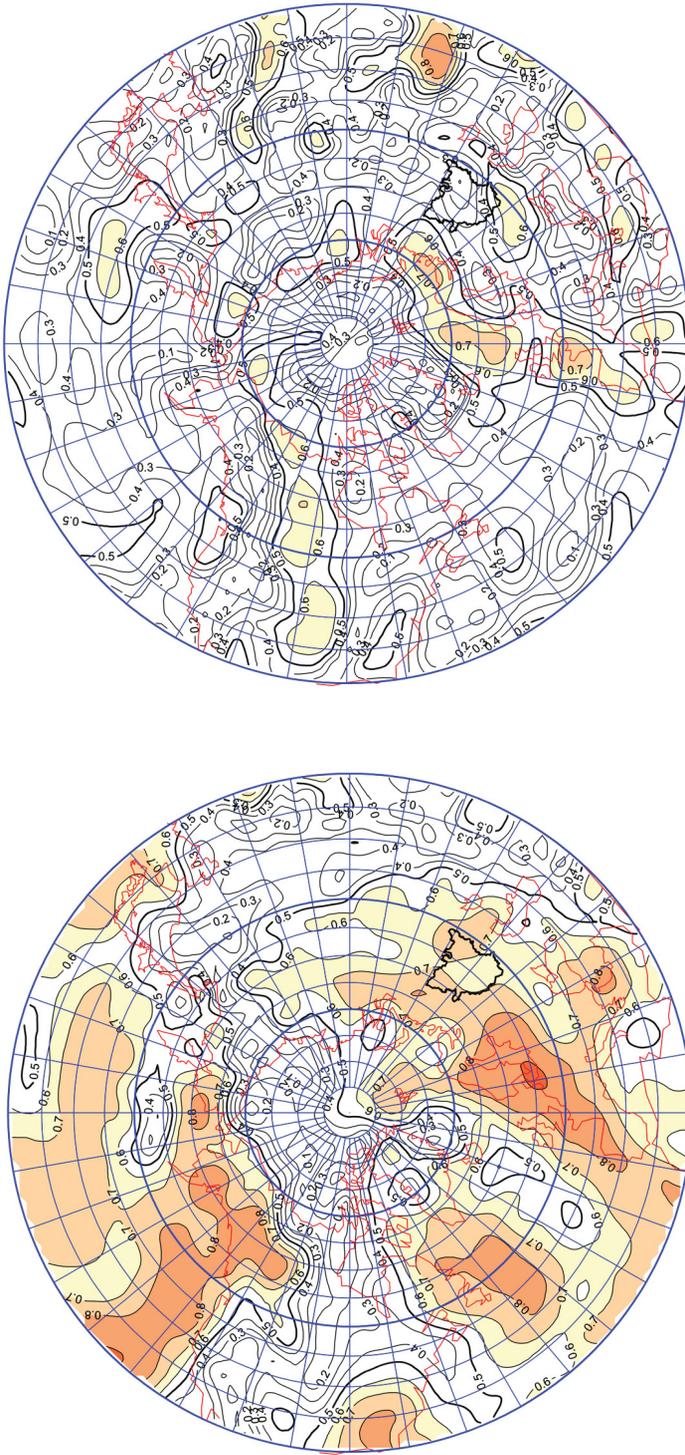


Рисунок 2.5 – Коэффициенты множественной корреляции приземной температуры 850 гПа зимой (слева) и летом (справа) изобарической поверхности 850 гПа

Анализ низкочастотных изменений ЗКС в нижней половине тропосферы в период 1948 – 2013гг. показывает, что в последние годы скорость зонального переноса уменьшилась, причем ее ослабление началось раньше, чем уменьшение ПТВ. Летом же имеет место ослабление ЗКС при продолжающемся росте ПТВ.

### Заключение

Выполненное исследование динамики долгопериодных колебаний температуры воздуха и скорости ветра в атмосфере Северного полушария показало, что с начала XXI столетия зимние температуры стали понижаться, а летние, начиная с 1975г., наоборот, возрастать в широтной зоне 50 – 70°с.ш., что объясняется возрастающей ролью блокирующих процессов. Отмечается также ослабление зонального компонента скорости ветра. При этом около 60% изменчивости температуры определяется изменениями циркуляции.

В дальнейшем необходимо перейти к рассмотрению процессов по отдельным регионам Северного полушария с целью выявления региональных особенностей в долгопериодных изменениях температуры воздуха и скорости ветра, а также к рассмотрению зимних процессов в тропосфере с учетом зимних стратосферных потеплений.

Переход от зонально осредненных характеристик к их более детальному представлению позволит подойти к постановке проблемы долгосрочного прогнозирования низкочастотных компонентов температуры воздуха и скорости ветра на региональном уровне.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-05-06349).*

### Литература

- Бардин М.Ю., Полонский А.Б. 2005. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период. Изв. РАН. ФАО, т.41, №2, с.3-13.
- Бардин М.Ю. 2011. Сценарные прогнозы изменения температуры воздуха для регионов Российской Федерации до 2030г. с использованием эмпирических стохастических моделей климата. Метеорология и гидрология, №4, с. 5-20.
- Володин М.Е., Дианский Н.А., Гусев А.В. 2010. Воспроизведение современного климата и помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM 4.0. Изв. РАН. ФАО, т.46, №4, с.448-466.
- Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. 2014. –М.: 61 с.
- Груза Г.В., Ранькова Э.Я. 2009. Оценка изменений климата на территории Российской Федерации. Метеорология и гидрология, №11, с. 15-29.

Груза Г.В., Ранькова Э.Я. 2012. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 194 с.

Кононова Н.К. 2006. Изменение характера циркуляции атмосферы в последние десятилетия как фактор изменения климатических и ледовых условий Арктики. В кн. Материалы гляциологических исследований, выпуск 100, с. 191-199.

Крыжов В.Н. 2003. Связь средних месячной, сезонной и годовой температур воздуха на севере России с индексами зональной циркуляции зимой. Метеорология и гидрология, №2, с.15-28.

Крыжов В.Н. 2008. Причины похолоданий в ноябре в 1980-1999 годах на европейской территории России. Метеорология и гидрология, №1, с.5-13.

Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / Под. ред. С.М. Семенова. Москва, Росгидромет, 2012, 508 с.

Моханакумар К. 2011. Взаимодействие стратосферы и тропосферы. –М.: Физматлит, 452 с.

Нестеров Е.С. 2013. Североатлантическое колебание: Атмосфера и океан. –М.: «Триада Лтд», 144 с.

Отнес Р., Эноксон Л. 1982. Прикладной анализ временных рядов: Основные методы. –М.: Мир, 428 с.

Переведенцев Ю.П., Верещагин М.А., Наумов Э.П. и др. 2005. Региональные проявления современного потепления климата в тропо- стратосфере Северного полушария. Изв. РАН, сер. геогр., №6, с. 6-16,

Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М. 2008. Метеорологические исследования в Казанском университете за 200-летний период (1805-2008 гг.). В кн. Университетская география в начале XXI века. Сборник статей. –М.: МАКС Пресс, с. 99-107.

Переведенцев Ю.П. 2009. Теория климата: учебное пособие. Казань: Изд-во КГУ, 504 с.

Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М. 2011. Мониторинг глобальных и региональных изменений климата в тропосфере и стратосфере Северного полушария. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. –М.: т. XXIV, с. 116-130.

Попова В.В., Шмакин А.Б. 2010. Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в северной Евразии во второй половине XX – начале XXI веков. Изв. РАН. ФАО, т.46, №2, с.161-175.

Семенов, 2012: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / Под. ред. С.М. Семенова. Москва, Росгидромет, 2012, 508 с.

Сергин С.Я. 2008. Системная организация процессов геологического развития Земли. Белгород: Изд-во БелГУ, 360 с.

Тихомиров Е.И. 1933. К вопросу об определении понятия климат. «Метеорологический вестник», №11-12, с. 305-312.

Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Gray L.G., et al. 2010. Solar influences on climate. *Reviews of Geophysics*, 48, 4, RG4001.

Kalnay et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, pp. 437-470.

Kistler R. et al. 2001. The NCEP/NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, pp. 247-268.

Morice, C.P., Kennedy, J.J., Rayner, N.A. and Jones, P.D., 2012. Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: the HadCRUT4 dataset. *Journal of Geophysical Research*, 117, D08101.

Osborn, T.J., Jones, P.D. 2014: The CRUTEM4 land-surface air temperature data set: construction, previous versions and dissemination via Google Earth. *Earth System Science Data* 6, pp. 61-68.

Parker D.E., Wilson H., Jones P.D. et al. 1996. The impact of Mount Pinatubo on world-wide temperatures. *International Journal of Climatology*, 16, pp. 487-497.

Rayner, N.A., Brohan P., Parker D.E., et al. 2006. Improved analyses of changes and uncertainties in marine temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset. *Journal of Climate*, 19, pp. 446-469.

Robock A. 2000. Volcanic eruption and climate. *Reviews of Geophysics*, 38, 2, pp. 191-219.

Stenchikov G.L., Kirchner I., Robock A., H-F. Graf, et al. 1998. Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. *Journal of Geophysical Research*, 103, D12, pp. 13837-13857.

**КОЛЕБАНИЯ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА, ВЫЗВАННЫЕ  
ОБРАТНЫМИ СВЯЗЯМИ В СИСТЕМЕ  
АТМОСФЕРА – АРКТИЧЕСКИЕ ЛЬДЫ – ОКЕАН**

В.А. Семенов<sup>1,2)</sup>

<sup>1)</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН,  
Россия, 119017, г. Москва, Пыжевский пер., д. 3,

<sup>2)</sup> Институт географии РАН,  
Россия, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, [vasemenov@mail.ru](mailto:vasemenov@mail.ru)

**Резюме.** Влияние внутренней климатической изменчивости в Северной Атлантике и Арктике на глобальный климат исследовалось с помощью численных экспериментов с совместной моделью общей циркуляции атмосферы и верхнего перемешанного слоя океана с заданием аномальных потоков тепла из океана в атмосферу. Результаты экспериментов показали, что внутренняя долгопериодная климатическая изменчивость в Северной Атлантике и атлантическом секторе Арктики могла внести значительный вклад (около половины) в повышение температуры Северного полушария с 1980гг. Существенную роль при этом играли аномальные потоки тепла в Арктике, которые могли быть усилены положительной обратной связью между притоком океанического тепла и площадью морского льда в Баренцевом море. Учитывая, что современные климатические модели (в целом для мульти-модельного ансамбля) практически идеально воспроизводят наблюдаемые изменения глобальной приземной температуры в последние 30 лет XX века в качестве отклика на внешнее, преимущественно антропогенное, воздействие на климат, полученные результаты указывают на возможность существенной переоценки чувствительности климатических моделей к увеличению концентрации парниковых газов в атмосфере.

**Ключевые слова.** Атлантическое долгопериодное колебание, глобальные модели климата, естественная изменчивость.

**OSCILLATIONS OF PRESENT-DAY CLIMATE ASSOCIATED WITH  
FEEDBACKS IN ATMOSPHERE – ARCTIC ICE – OCEAN SYSTEM**

V.A. Semenov<sup>1,2)</sup>

<sup>1)</sup> A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS,  
3 Pyzhevsky, 119017, Moscow, Russia,

<sup>2)</sup> Institute of Geography, RAS,  
29 Staromonetny, 119017, Moscow, Russia, [vasemenov@mail.ru](mailto:vasemenov@mail.ru)

**Summary.** The impact of internal climate variability in the North Atlantic

---

and the Arctic on global climate is studied using simulations with atmospheric general circulation model coupled with mixed layer ocean model forced by anomalous heat fluxes on the ocean-atmosphere interface. The results show that internal long-term climate variability in the North Atlantic and Atlantic Sector of the Arctic may have contributed a substantial part (about a half) to the observed surface air temperature warming in the Northern Hemisphere since 1980s. An important role in this is played by the anomalous heat fluxes in the Arctic that may be enhanced by positive feedback between oceanic heat inflow and sea ice area in the Barents Sea. Taking into account the fact that modern climate models (in ensemble average) almost perfectly reproduce the observed global temperature changes during the last 30 years of the 20<sup>th</sup> century as a response to the anthropogenic forcing, the results imply a possibility of substantial overestimation of the models' sensitivity to the increase of greenhouse gas concentration in the atmosphere.

**Keywords.** Atlantic multidecadal oscillation, global climate models, natural variability.

### Введение

Среднегодовая приземная температура Северного полушария (СП) выросла примерно на 1°C с начала XX века (рис. 1). Потепление было неравномерным и значительно ускорилось в последние десятилетия: за последние 40 лет, с температурного минимума 1970г. по настоящее время, произошло потепление на 0,7°C. Помимо современного потепления, значительный рост температуры происходил и в первую половину XX века, после чего наступило некоторое похолодание. Темпы роста температуры в этот период были сравнимы с современными изменениями и причины такого значительного потепления до сих пор не выяснены. Предполагается, что это потепление могло быть вызвано естественной долгопериодной изменчивостью климата, связанной с колебаниями интенсивности океанической циркуляции (крупномасштабного меридионального круговорота воды) в Северной Атлантике (напр., Dellworth et al., 2000; Semenov et al., 2010). Также нельзя исключать существенного вклада внешнего воздействия на климат, в том числе солнечной активности и аэрозолей, как вулканических, так и антропогенных, хотя сравнимую амплитуду климатического отклика воспроизводят (в некоторых чертах) лишь отдельные модели (Ottera et al., 2010; Booth et al., 2012) в экспериментах, постановка которых, как и результаты недостаточно обоснованы и могут подвергаться критике. В целом же по ансамблю моделей, участвовавших в программе по сравнению глобальных климатических моделей CMIP3 (Meehl et al., 2007), внешнее воздействие на климат, включающее как естественные, так и антропогенные факторы, не способно объяснить потепление середины XX века (рис. 2а). При этом наиболее сильное расхождение между результатами моделей и данными наблюдений отмечается в высоких широтах СП (рис. 2б).

---

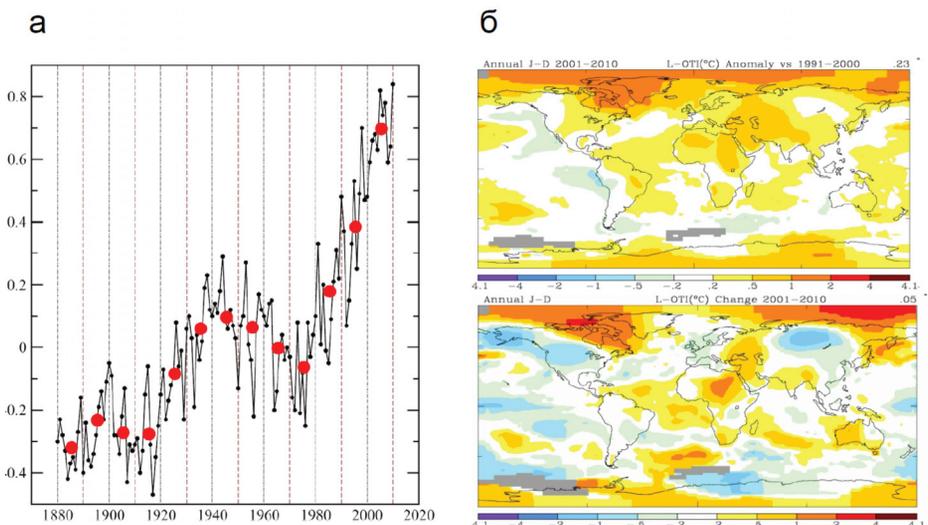


Рисунок 1 – (а) Аномалии среднегодовой приземной температуры воздуха, усредненной для Северного полушария по данным GISS (Hansen et al., 1999). Красные кружки обозначают средние за десятилетия значения; (б) Аномалии среднегодовой приземной температуры воздуха (°C) по данным GISS для первого десятилетия XXI века относительно последнего десятилетия XX века (вверху) и тренд температуры (°C/10 лет) за период 2001-2010гг. (внизу).

Таким образом, выявление причин потепления середины XX века является ключом к пониманию современной динамики климата, определению относительного вклада антропогенного воздействия и внутренней изменчивости в температурные колебания, а также корректной оценке чувствительности климата к увеличению концентрации парниковых газов, что критически важно для настройки климатических моделей и достоверного прогноза климата.

Важной особенностью температурных изменений в современный период является замедление темпов потепления в первое десятилетие XXI века. Хотя все среднегодовые значения температурных аномалий для СП в XXI веке по данным наблюдений (Hansen et al., 1999) превышают предшествующие значения за период инструментальных наблюдений с середины XIX века, рост температуры СП за первое десятилетие XXI века составил всего 0,1°C (глобальной 0,05°C). Пространственная картина этих изменений (рис. 1б) характеризовалась некоторым похолоданием над континентами СП преимущественно в зимний период, контрастирующим с сильным потеплением в Арктике (0,55°C в среднем для области севернее 60°с.ш.).

Среднее за десятилетие похолодание над континентами СП сопровождалось несколькими сильными отрицательными аномалиями в зимний период: зимы 2003, 2006 и 2010гг. (следует также отметить и аномалию 2012г. вследствие аномально холодных январских и февральских температур). Формирование таких аномально холодных зим может быть связано с

уменьшением площади ледового покрова в Арктике вследствие нелинейного отклика атмосферной циркуляции на нагрев нижней атмосферы зимой в высоких широтах (Petoukhov, Semenov, 2010; Семенов и др., 2012).

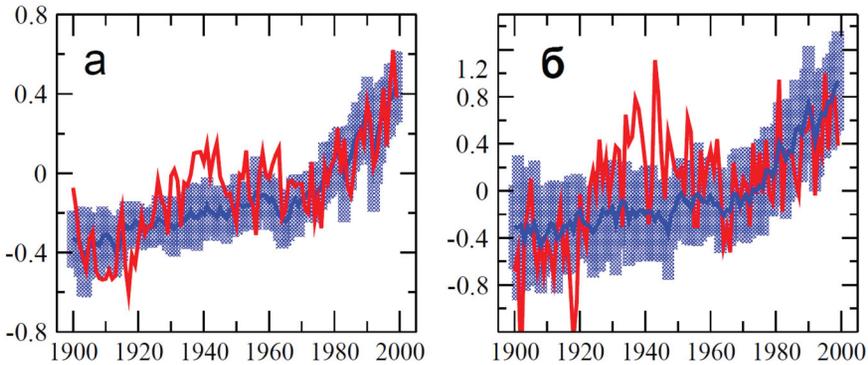


Рисунок 2 – Аномалии приповерхностной температуры воздуха (в °С) в XX веке по данным наблюдений (красная кривая – CRUTEM3 (Brohan et al., 2006)) и по данным экспериментов с ансамблем климатических моделей при антропогенном воздействии и влиянии внешних естественных факторов – солнечной и вулканической активности (синяя линия – средний по ансамблю моделей результат, синяя штриховка – стандартное отклонение в ансамбле моделей) для (а) среднегодовых значений в Северном полушарии и (б) в Арктике (60°с.ш. – 90°с.ш.).

Несмотря на замедление глобального (и среднеполушарного) потепления в XXI веке, рост температуры в Арктике продолжился практически такими же темпами, как и в предшествующее десятилетие, приводя к сильному контрасту между температурными изменениями в средних и высоких широтах. Причины этого явления также не выяснены. Среди возможных механизмов можно предположить изменения атмосферной циркуляции с аномально сильной адвекцией тепла в высокие широты (Graversen et al., 2008) аномалии переноса океанического тепла в атлантическом секторе Арктики (Schlichtholz, 2011).

Быстрое потепление в Арктике сопровождается (и связано) с уменьшением площади ледового покрова, значительно ускорившегося во второй половине первого десятилетия XXI века и достигшего в августе 2012г. рекордного минимума (за период спутниковых наблюдений с 1978г.). Уменьшение площади арктического ледового покрова является, пожалуй, одной из самых ярких иллюстраций глобального потепления. В то же время, летом 2012г. был достигнут абсолютный максимум площади морских льдов в Антарктике, которая растет (хотя и не такими быстрыми темпами) уже на протяжении последних трех десятилетий. Причина таких разнонаправленных тенденций (не воспроизводимых моделями) также непонятна и ее определение является важной задачей, в том числе для построения достоверных сценариев будущих климатических изменений.

Таким образом, динамика климата последних десятилетий ставит следующие вопросы:

- Каков вклад антропогенных факторов и внутренних колебаний климата в современное потепление?
- Почему замедлился рост глобальной температуры в XXI веке?
- Почему потепление в Арктике продолжается в XXI веке такими же темпами, как и раньше?
- Почему растет площадь морских льдов в Антарктиде, несмотря на быстрое таяние льдов в Арктике?
- Какова чувствительность климата к увеличению концентрации парниковых газов в атмосфере?

### **Долгопериодные колебания климата в Северной Атлантике и Арктике**

Ответить на некоторые из этих вопросов можно, рассматривая изменения климата как совместный результат монотонно растущего антропогенного воздействия и (квази-) периодического естественного колебания, предположительно связанного с динамикой океанической циркуляции, (ввиду характерного временного масштаба порядка нескольких десятилетий). Хотя такое объяснение кажется достаточно очевидным, его не так просто физически обосновать.

Долгопериодные вариации глобального и регионального климата (с периодом 50-70 лет) видны как в данных инструментальных наблюдений за ПТВ за последние 150 лет, так и в различных температурных реконструкциях (Mann, Park, 1994; Schlesinger, Ramankutty 1994), в том числе в палеореконструкциях для последних двух тысячелетий (Mangini et al., 2005). Сигнал, аналогичный глобальным колебаниям, наиболее сильно выражен в изменениях температуры поверхности океана (ТПО) в северной части Северной Атлантики (Delworth, Mann, 2000). Такие изменения ТПО часто называются Атлантическим долгопериодным колебанием (АДК) или Атлантической мультидекадной осцилляцией (АМО) (Schlesinger, Ramankutty, 1994; Kerr, 2000). В качестве индекса АДК часто используют ТПО в Северной Атлантике (рис. 3), которая испытывает квазипериодические колебания практически при отсутствии долгопериодного тренда. Анализ различий между результатами модельных экспериментов по воспроизведению климатических изменений в XX веке и данных наблюдений по ПТВ выявил сигнал, схожий с АДК, чья амплитуда имела максимальное значение в Северной Атлантике (Kravtsov, Spannagle, 2008; Ting et al., 2009).

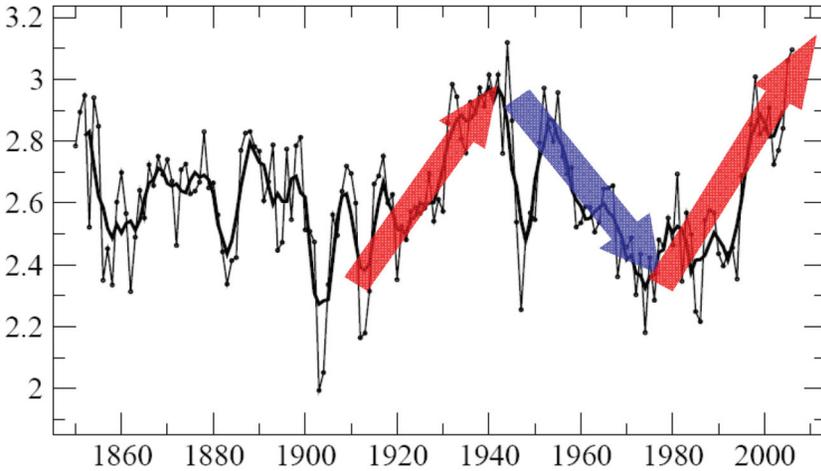
Таким образом, важной задачей является оценка вклада естественных колебаний климата, связанных с АДК, в происходящие глобальные климатические изменения. Учет фактора влияния АДК мог бы существенно повысить качества климатического прогноза на 10-20 лет.

При моделировании воздействия АДК на глобальный климат до сих пор использовались исключительно аномалии ТПО в Северной Атлантике. При этом для изолирования эффекта АДК использовались модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) с предписанными аномалиями ТПО

---

(напр., Sutton, Hodson, 2007). В работе (Zhang et al., 2007) впервые была применена методика использования аномальных потоков тепла из океана в атмосферу (связанных с АДК) в совместной модели атмосферы и океана. Но при этом учитывались лишь потоки тепла в Северной Атлантике, регионе аномальных значений ТПО.

### Аномалии ТПО в СА (40-60°с.ш.)



### Аномалии ПТВ в СП

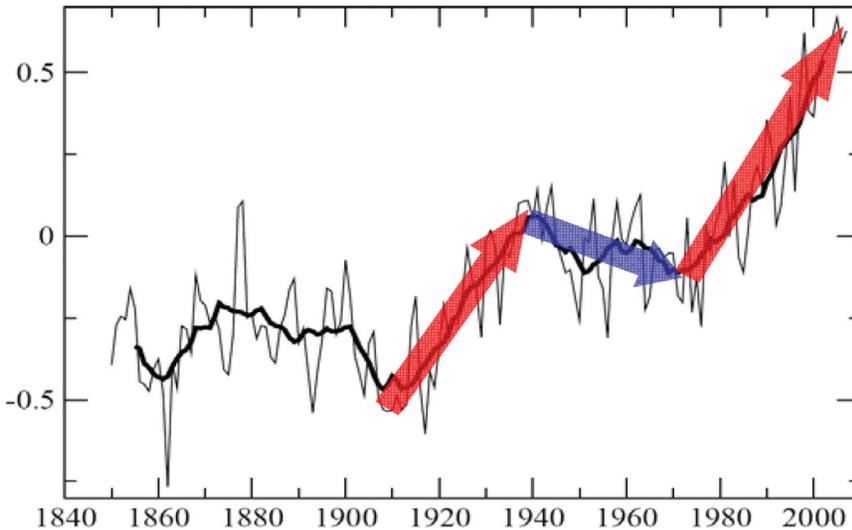


Рисунок 3 – (вверху) Среднегодовые аномалии температуры поверхности океана, ТПО, в Северной Атлантике (°С, осредненные для региона 50°з.д. – 10°з.д., 40°с.ш. – 60°с.ш.) как индекс Атлантического долгопериодного колебания (АДК). (внизу) Аномалии приповерхностной температуры воздуха, ПТВ, в Северном полушарии (°С, данные HadCRU3). Стрелки (внизу и вверху для одинаковых временных интервалов) показывают переходы от отрицательной фазы АДК к положительной и обратно и иллюстрируют одинаправленность колебаний температуры в СП и АДК.

Исследование аномальных турбулентных потоков тепла на нижней границе атмосферы, связанных с экстремумами АДК в XX веке показало, что помимо аномальных потоков в Северной Атлантике, АДК сопровождается аномальными потоками в атлантическом секторе Арктики, наиболее сильными в зимний период в Баренцевом море (Semenov et al., 2010; Семенов, 2010). Эти аномалии связаны с изменениями границ морского льда, вызванными вариациями океанического притока тепла. Некоторые климатические модели успешно воспроизводят влияние АДК на океанический приток в Баренцево море (Семенов 2008).

Анализ эмпирических данных ТПО и границ морского льда в XX веке (Rayner et al., 2003) дает возможность оценить аномальные потоки турбулентного тепла в атмосферу, связанные с АДК, для трех долгопериодных изменений: переход от холодной фазы в начале XX века к теплomu максимуму в 1940гг., последовавший переход к холодной фазе в 1970гг. и переход к современной продолжающейся теплой фазе. Потоки могут быть оценены с помощью модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА), использующей исторические данные по ТПО и концентрации морского льда как граничные условия. Кроме того, могут быть использованы полуэмпирические (полученные также с помощью атмосферной модели, но с учетом данных наблюдений в свободной тропосфере) данные реанализа NCEP (Kalnay et al., 1996) с 1948г. по настоящее время, которые доступны для периода последнего потепления и, частично, для предшествующего периода похолодания.

Оценки среднесезональных аномалий потоков турбулентного тепла в атлантическом секторе ( $70^{\circ}$ з.д. –  $80^{\circ}$ в.д.), представленные на рис. 4, явно указывают на два хорошо разделенных максимума, которые характерны для всех трех переходов между экстремумами АДК, как по данным NCEP (рис. 4а), так и по данным МОЦА ECHAM5 (рис. 4б). Один максимум вблизи  $40^{\circ}$ с.ш. связан с соответствующими аномалиями ТПО. Другой расположен между  $70^{\circ}$ с.ш. и  $80^{\circ}$ с.ш., что указывает на его связь с изменениями ледового покрова, которые максимальны как раз в этом зональном поясе в Гренландском и Баренцевом морях в зимний период. Аномалии потоков турбулентного тепла, полученные по данным контрольного эксперимента (рис. 4в) достаточно хорошо соответствуют эмпирическим и модельным оценкам как по структуре, так и по амплитуде.

Усиление климатических колебаний в Арктике положительной обратной связью между площадью морского льда и притоком океанического тепла. Арктический сегмент потоков турбулентного тепла составляет примерно 40% от интегральной величины аномальных потоков, связанных с АДК, несмотря на существенно меньшую площадь поверхности океана в этом сегменте. Одной из причин, которая может объяснить увеличение потерь тепла в Арктике, является усиление аномалий океанического притока в Баренцево море вследствие положительной обратной связи между притоком и площадью морского льда. В работе (Bengtsson et al., 2004) было впервые предположено, что потепление середины XX века вызвано долгопериодной аномалией переноса океанического и атмосферного

---

тепла, усиленного положительной обратной связью. Такие выводы были сделаны на основе анализа данных наблюдений и расчетов с климатической моделью. Позже было показано, что такая обратная связь может приводить к полному прекращению океанического притока в Баренцево море (Semenov et al., 2009).

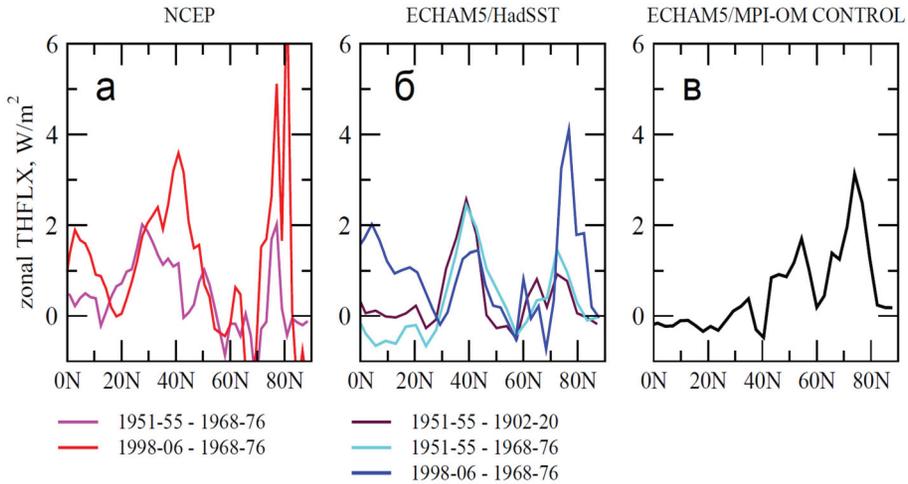
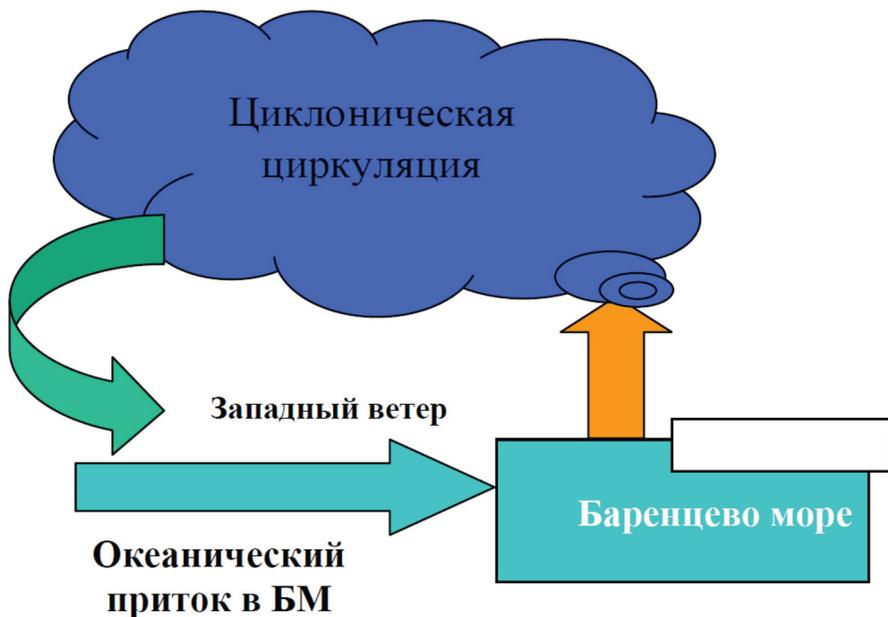


Рисунок 4 – Разность между среднезональными аномальными потоками турбулентного тепла в атмосферу с поверхности океана для положительной и отрицательной фаз АДК ( $Вт/м^2$ ) по данным (а) реанализа NCEP, (б) результатам экспериментов с МОЦА ECHAM5 при использовании данных наблюдений по ТПО и границам морского льда (HadISST1) и (в) контрольного эксперимента с МОЦАО ECHAM5/MPI-OM как разность между 30-летними периодами высокой и низкой фазы АДК.

Схематически механизм положительной обратной связи представлен на рис. 5. Усиление океанического притока приводит к уменьшению площади морского льда и усилению потерь тепла с поверхности моря. Потери тепла с поверхности Баренцева моря в зимний период в среднем за сезон достигают  $150 \text{ Вт}/\text{м}^2$  с мгновенными значениями, достигающими до  $1000 \text{ Вт}/\text{м}^2$ . Такой сильный источник тепла вызывает конвекцию и образование циклонической завихренности в нижней тропосфере. Как показали эксперименты с МОЦА (Bengtsson et al., 2004), аномалии атмосферной циркуляции, связанные с уменьшением концентрации морского льда в Баренцевом море приводят к усилению юго-западных ветров в западной оконечности моря. Это приводит к дальнейшему усилению океанического (как и атмосферного) притока тепла в Баренцево море, формируя положительную обратную связь между притоком и площадью ледового покрова.

Таким образом, АДК сопровождаются усиленными потерями тепла из океана в атмосферу в Арктике, которые ранее не учитывались при моделировании воздействия АДК на глобальный климат. Следует отметить, что ряд физических процессов, приводящих к данной обратной связи достаточно сложен, их адекватное моделирование требует достаточного высо-

кого пространственного разрешения, прежде всего океанических моделей в атлантическом секторе Арктики, и реалистичного воспроизведения характеристик климата в регионе.



*Рисунок 5 – Схема положительной обратной связи между океаническим притоком воды в Баренцево море и ледовым покровом. Положительная аномалия притока вызывает уменьшение площади ледового покрова и усиление циклонической циркуляции и западных ветров между северной оконечностью Норвегии и Шпицбергенем, что далее усиливает приток.*

#### **Аномальные потоки тепла, связанные с АДК и использующиеся в модельных экспериментах**

Следует отметить основные проблемы при использовании эмпирических данных по ТПО и границе морских льдов для оценки потоков тепла, связанных с АДК. Во-первых, невозможно разделить сигнал, относящийся к АДК, и изменения потоков, вызванные внешним климатическим воздействием (прежде всего увеличением концентрации парниковых газов и изменениями концентрации сульфатного аэрозоля). Это особенно важно для трендов последних десятилетий. Изменения ТПО в начале XX века могут быть наиболее репрезентативными для оценки естественных аномалий потоков тепла, связанных с АДК, т.к. в это время антропогенное воздействие на климат было относительно слабым. Это также относится к периоду похолодания в 1950-1970гг. К сожалению, надежные данные по границе морских льдов в зимний период доступны только для перехода к последней теплой фазе АДК. Спутниковые наблюдения за ледовым покровом начались в 1978г. Сеточные данные по концентрации ледового покрова доступны с 1953г. (Walsh, Johnson, 1978), но их качество до 1960гг. неудовлетворительно. В работе (Semenov, Latif, 2012) показано,

что эти данные существенно занижают амплитуду изменений площади ледового покрова в Арктике зимой в середине XX века (и, соответственно, потоков тепла со свободной ото льда поверхности океана в атмосферу), которая, возможно, была примерно такой же величины, что и современная отрицательная аномалия.

Поэтому для моделирования эффекта АДК предпочтительно использовать данные контрольного эксперимента с климатической моделью, которая хорошо воспроизводит АДК и связанную с ним структуру и величину аномальных потоков тепла. Согласно условиям постановки таких (контрольных) экспериментов, в них отсутствуют любые внешние воздействия на климат, и вся изменчивость связана исключительно с внутренней динамикой. В результате анализа контрольных экспериментов модельной базы данных СМIP3 была выбрана модель, наиболее подходящая под указанные критерии (Semenov et al., 2010). Структура аномальных потоков тепла в модели, связанных с АДК, показана на рис. 4с. Интегральная величина аномальных потоков составляет 0,088 ПВт, что согласуется с эмпирическими оценками изменений меридионального переноса тепла в Северной Атлантике. Пространственная структура среднегодовых аномальных потоков показана на рис. 6.

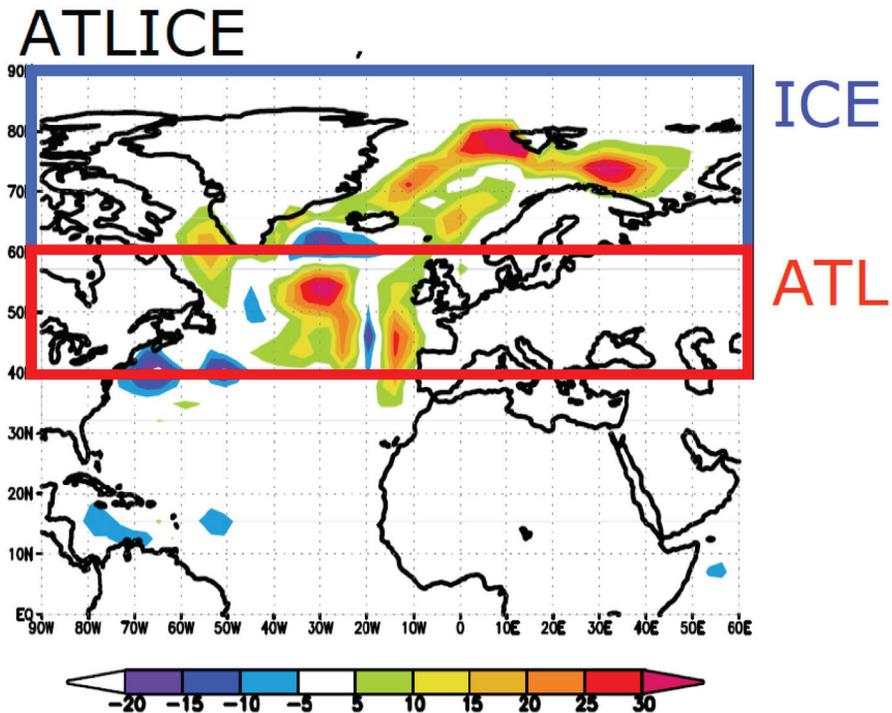


Рисунок 6 – Аномальные среднегодовые потоки турбулентного тепла с поверхности океана ( $W/m^2$ ), соответствующие разности между высокой и низкой фазами АДК по данным контрольного эксперимента (D16) с МОЦАО ЕСНАМ5/MPI-OM. Цветные прямоугольники обозначают сектора, где задавались аномальные потоки турбулентного тепла в различных численных экспериментах.

Следует отметить, что оценки аномальных потоков тепла, связанные с АДК и полученные с использованием эмпирических данных за относительно непродолжительный период времени, чувствительны к выбору соответствующих временных периодов и отличаются неопределенностью, связанной с влиянием других факторов. Климатические модели представляют длинные ряды данных, но, в настоящее время, не в состоянии адекватно воспроизводить все процессы, важные для динамики АДК. Поэтому используемые в настоящей работе аномалии потоков следует считать некоторой идеализированной оценкой, которая, тем не менее, лежит в диапазоне неопределенности оценок, основанных на эмпирических данных.

### **Моделирование влияния АДК на глобальный климат**

Для исследования отклика глобальной климатической системы на аномальные потоки тепла, связанные с АДК были проведены эксперименты с совместной моделью МОЦА ECHAM5 и термодинамической моделью верхнего перемешанного (50 м) слоя океана. Используемая для экспериментов модель имеет спектральное горизонтальное разрешение T31 (примерно,  $3,85^\circ \times 3,85^\circ$  по широте и долготе) и 19 вертикальных уровней. Несмотря на относительно низкое пространственное разрешение модели, она способна реалистично воспроизводить главные моды естественной климатической изменчивости и климатические тренды (напр. Semenov et al., 2008; Semenov and Latif 2012). Океаническая модель представляет собой уравнение сохранения тепла для однородного слоя океана для каждой модельной ячейки с нулевым потоком тепла на боковых и нижней границах ячейки и потоком турбулентного тепла (скрытого и явного) и радиации (длинноволновой и коротковолновой) на верхней границе ячейки. Средний климатологический перенос тепла между ячейками, связанный с динамикой океана (конвергенция океанического потока тепла), задавался с помощью, так называемого Q-потока, вычисляемого по данным эксперимента с МОЦА с заданными граничными условиями для ТПО и границ морского льда за период 1971-2000гг. Для моделирования эффекта АДК использовались дополнительные (аномальные) потоки океанической конвергенции тепла, связанные с АДК. Были проведены: 1) контрольный эксперимент (CNTRL), в котором Q-поток был задан по данным эксперимента с МОЦА ECHAM5 с использованием стандартных (соответствующих современному климату) климатологических данных по ТПО и морскому льду AMIP-II; 2) эксперимент (ATLICE) с дополнительным потоком тепла только в секторе ( $70^\circ \text{з.д.} - 80^\circ \text{в.д.}, 40^\circ \text{с.ш.} - 90^\circ \text{с.ш.}$ ) (рис. 6, черный сектор) для исключения воздействия других факторов, кроме прямого влияния АДК; 3) эксперимент (ATL) с дополнительным потоком тепла (рис. 6, синий сектор) только в Атлантике (сектор  $70^\circ \text{з.д.} - 80^\circ \text{в.д.}, 40^\circ \text{с.ш.} - 60^\circ \text{с.ш.}$ ); 4) эксперимент (ICE) с дополнительным потоком тепла (Рис. 5.8, красный сектор) только в Арктике (сектор  $70^\circ \text{з.д.} - 80^\circ \text{в.д.}, 60^\circ \text{с.ш.} - 90^\circ \text{с.ш.}$ ). Длительность каждого эксперимента составляла 100 модельных лет.

---

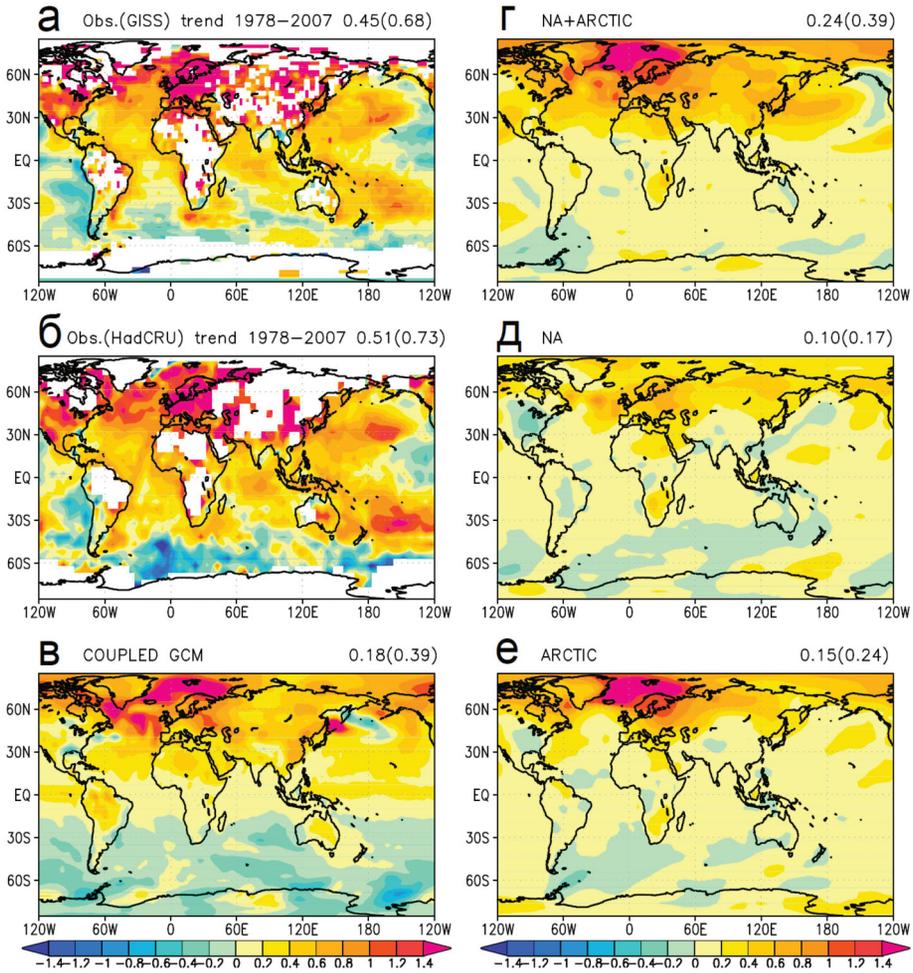


Рисунок 7 – Тренд среднегодовой приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) для периода 1978–2007гг. ( $^{\circ}\text{C}/30$  лет) по данным наблюдений (а) GISS и (б) HadCRU3. (в) Разность ПТВ для периодов, соответствующих экстремумам АДК, которые были использованы для вычисления аномальных потоков турбулентного тепла (см. рис. 6). Среднегодовые аномалии ПТВ ( $^{\circ}\text{C}$ ) (относительно контрольного эксперимента) по результатам экспериментов при воздействии аномальных потоков тепла в Северной Атлантике и Арктике (ATLICE, з), только в Северной Атлантике (ATL, д), только в Арктике (ICE, е). Значения в верхнем правом углу каждой карты обозначают глобальное и (в скобках) среднеполушарное изменения температуры.

Аномальные потоки тепла приводят к значительному потеплению над всем Северным полушарием со среднеполушарным значением  $0,39^{\circ}\text{C}$  (рис. 7). Глобальное потепление составляет  $0,24^{\circ}\text{C}$ . Особенно сильное потепление вместе с Северной Атлантикой и Арктикой происходит в северных регионах континентов СП. Результаты экспериментов можно сравнить с наблюдаемыми температурными трендами (рис. 7а) за послед-

ние 30 лет (1978-2007гг.). В 1978г. ТПО в Северной Атлантике достигла минимума после потепления середины XX века, после чего начался ее быстрый рост. Таким образом, данный тридцатилетний тренд соответствует переходу от отрицательного экстремума АДК к его положительной фазе. Картины потепления на рис. 7а и 7в очень похожи, имея максимумы над северо-западной частью Евразии, северо-восточной частью Северной Америки и восточной Азии с наиболее сильным потеплением в атлантическом секторе Арктики и над Скандинавией. В эксперименте ATLICE также наблюдается протяженная полоса потепления в Северном Тихом океане вдоль 30°с.ш., которая очень похожа на наблюдаемую картину потепления в этом регионе.

Отдельный вклад аномальных потоков, связанных с АДК, в Атлантике и в Арктике может быть оценен из результатов экспериментов ATL и ICE (рис. 7д и 7е, соответственно). В глобальном и среднеполушарном (в СП) потеплении, вклад потоков в Арктике, примерно, на 30% больше, чем вклад потоков в Атлантике. Именно потоки тепла в Арктическом регионе приводят к значительному потеплению в Северной Америке, Северной Европе и западной Сибири, в то время как потоки тепла в Атлантике вносят основной вклад в потепление над восточной Европой и восточной Сибирью (рис. 7д). Вертикальная структура температурных изменений в модельных экспериментах также хорошо согласуется с наблюдаемыми трендами (рис. 7 в Semenov et al., 2010).

Таким образом, с учетом потоков тепла в Арктике, оценка воздействия АДК на температурные изменения (глобальные и в СП) увеличивается, примерно, в 2 раза по сравнению с ранее опубликованными результатами (Zhang et al., 2007).

### **Обсуждение и выводы**

Предложено объяснение ускорения потепления приповерхностной температуры Северного полушария в последние три десятилетия XX века. Причиной ускорившегося потепления может являться естественная долгопериодная климатическая изменчивость в Северной Атлантике, приводящая также к значительным изменениям в Арктическом регионе, учет которых принципиально важен для оценки влияния внутренней изменчивости на глобальный климат. Полученные результаты показывают, что естественная изменчивость может приводить к потеплению, составляющему, примерно, половину от величины наблюдаемого тренда. Следует отметить, что климатические модели в среднем по ансамблю CMIP3 (что считается наиболее достоверной оценкой моделируемого отклика климатической системы на внешнее воздействие) практически идеально воспроизводят тренд глобальной и среднеполушарной (СП) температуры в последние 30 лет XX века. Поскольку, как было показано, половина этого тренда могла являться следствием внутренней климатической изменчивости, можно предположить, что чувствительность моделей к внешнему воздействию (прежде всего к увеличению концентрации парниковых газов в атмосфере) существенно (примерно в 2 раза) завышена. Значительные рас-

---

хождения модельных результатов с наблюдениями на региональных масштабах (Kravtsov, Spannagle, 2008), в частности в Северной Атлантике и Арктике и значительные расхождения в чувствительности к аэрозольному форсингу (Knutti, 2008) при хорошем воспроизведении глобальных температурных трендов говорят об обоснованности таких опасений.

Представленные эксперименты указывают на то, что, примерно, половину потепления в Северном полушарии за последние 30 лет составили изменения, вызванные переходом к положительной фазе меридионального круговорота воды (МКВ) в Северной Атлантике, испытывающего долгопериодные естественные колебания (с периодом 60-70 лет). Эксперименты с моделью общей циркуляции океана при использовании предписанного по данным наблюдений атмосферного воздействия показывают, что МКВ действительно усиливался в последние десятилетия (Boning et al., 2006). Такие эксперименты также показывают, что в первое десятилетие XXI века АДК не растет, что может объяснить замедление темпов глобального потепления. В то же время, перенос тепла в Арктику происходит с некоторой задержкой, обусловленным временем адвекции аномалий. Кроме того, усиленный приток может поддерживаться положительной обратной связью, представленной выше. Это может объяснять тот факт, что потепление в Арктике все еще продолжается теми же темпами, что и ранее. Наконец, нельзя исключить возможности, что климатические изменения в Арктике достигли, так называемой, критической точки – “tipping point” (Lenton et al. 2008), порогового значения, при достижении которого (при глобальном потеплении) могут происходить необратимые процессы в климатической системе. За последние годы уменьшение площади ледового покрова в Арктике значительно ускорилось и появились предположения, что возможно, критический порог уже достигнут (Lindsay, Zhang, 2005) и следует ожидать неизбежного полного таяния льда в летний сезон уже в ближайшие годы.

В заключение хочется отметить новую гипотезу формирования внутренних колебаний глобального климата, связанную с колебаниями океанической циркуляции в Южном Океане. Такие колебания связаны с эпизодами глубокой конвекции в море Уэдделла (Latif et al., 2013). Глубоководная ветвь термохалинной циркуляции в Южной Атлантике приводит к аккумулярованию относительно теплой воды в море Уэдделла, которое при достижении некоторого порогового значения, приводит к глубокой конвекции и выделению большого количества тепла. Предполагается, что такие эпизоды происходят примерно раз в 100 лет, о чем свидетельствуют температурные данные для высоких широт Южного полушария. Вклад таких колебаний в изменения глобальной температуры, оцененный по результатам модельных экспериментов, составляет около 0,2°C, что еще больше расширяет диапазон внутренних долгопериодных колебаний климата.

*Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант №14-17-00647)*

---

## Литература

- Семенов В.А. 2008. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике. Доклады РАН, т. 418, №1, с. 106-109.
- Семенов В.А. 2010. Долгопериодные климатические колебания в Арктике и их связь с глобальными изменениями климата. Диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, 268 с.
- Семенов В.А., Мохов И.И., Латиф М. 2012. Влияние температуры поверхности океана и границ морского льда на изменение регионального климата в Евразии за последние десятилетия. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 48, №4, с. 403-421.
- Bengtsson, L., V.A. Semenov, Johannessen O. M. 2004. The early-twentieth-century warming in the Arctic – A possible mechanism. *J. Climate*, v. 17, pp. 4045-4057.
- Boning C.W., Scheinert M., Dengg J., Biastoch A., Funk A. 2006. Decadal variability of subpolar gyre transport and its reverberation in the North Atlantic overturning. *Geophysical Research Letters*, v. 33, doi: 10.1029/2006gl026906.
- Booth B.B., Dunstone N.J., Halloran P.R., Andrews T., Bellouin N. 2012. Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability, *Nature*, v. 484, pp. 228-232.
- Brohan P., Kennedy J.J., Harris I., Tett S.F. B. Jones P.D. 2006. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, v. 111, D12106, doi:10.1029/2005jd006548.
- Delworth T.L., Mann M.E. 2000. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Clim. Dyn.*, v. 16, pp. 661-676.
- Graversen R.G., Mauritsen T., Tjernstrom M., Kallen E., Svensson, G. 2008 Vertical structure of recent Arctic warming, *Nature*, v. 451, pp. 53-54, 10.1038/nature06502.
- Kalnay E., et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, v. 77, pp. 437-470.
- Kerr R.A. 2000. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, v. 288, pp. 1984-1985.
- Knutti R. 2008. Why are climate models reproducing the observed global surface warming so well? *Geophysical Research Letters*, v. 35, L18704, doi:10.1029/2008gl034932.
- Kravtsov S., Spannagle C. 2008. Multidecadal climate variability in observed and modeled surface temperatures. *J. Climate*, v. 21, pp. 1104-1121.
-

- Latif M., Martin T., Park W. 2013. Southern Ocean Sector Centennial Climate Variability and Recent Decadal Trends. *J. Climate*, v. 19, pp. 7767-7782.
- Lenton T.M., et al. 2008. Tipping elements in the Earth's climate system, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. V. 105(6), pp. 1786-1793.
- Lindsay R.W., Zhang J. 2005. Thinning Arctic Sea ice: Have we passed a tipping point? *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 86(3), pp. 325-326.
- Mangini A., Spötl C., Verdes P. 2005. Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2000 yr from a  $\delta^{18}O$  stalagmite record. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 235, pp. 741-751.
- Mann M.E., Park J. 1994. Global-scale modes of surface temperature variability on interannual to century timescales. *J. Geophys. Res.*, v. 99, pp. 25819-25833.
- Meehl G.A., Covey C., Delworth T., Latif M., McAvaney B., Mitchell J.F.B., Stouffer R.J., Taylor K.E. 2007. The WCRP CMIP3 multi-model dataset: A new era in climate change research. *Bull. Amer. Met. Soc.*, v. 88, pp. 1383-1394.
- Otterå O.H., Bentsen M., Drange H., Suo L. 2010. External forcing as a metronome for Atlantic multidecadal variability. *Nature Geoscience*, v. 3, pp. 688-694.
- Petoukhov V., Semenov V.A. 2010. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *J. Geophys. Res. – Atmospheres*, v. 115, D21111, doi:10.1029/2009JD013568.
- Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rowell D.P., Kent E.C., Kaplan A. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, v. 108, D14, p. 4407 doi:10.1029/2002JD002670.
- Schlichtholz P. 2011. Influence of oceanic heat variability on sea ice anomalies in the Nordic Seas. *Geophys. Res. Lett.*, v. 38, L05705, doi:10.1029/2010GL045894.
- Schlesinger M.E., Ramankutty N. 1994. An oscillation in the global climate system of period 65-70 years. *Nature*, v. 367, pp. 723-726.
- Semenov V.A., Latif M., Jungclaus J.H., Park W. 2008. Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? *Geoph. Res. Lett.*, v. 35. Is. L11701, doi:10.1029/2008GL033273.
- Semenov V.A., Park W., Latif M. 2009. Barents Sea inflow shutdown: A new mechanism for rapid climate changes. *Geoph. Res. Lett.*, v. 36, L14709, doi:10.1029/2009GL038911.
- Semenov V.A., Latif M., Dommenges D., Keenlyside N.S., Strehz A.,

Martin T., Park W. 2010. The Impact of North Atlantic-Arctic Multidecadal Variability on Northern Hemisphere Surface Air Temperature. *J. Climate* v. 23, pp. 5668-5677.

Semenov V.A., Latif M. 2012. The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice. *The Cryosphere*, v. 6, pp. 1231-1237, doi:10.5194/tc-6-1-2012.

Sutton R.T., Hodson D.L.R. 2007. Climate response to basinscale warming and cooling of the North Atlantic Ocean. *J. Climate*, v. 20, pp. 891-907.

Ting M.F., Kushnir Y., Seager R., Li C.H. 2009. Forced and Internal Twentieth-Century SST Trends in the North Atlantic. *Journal of Climate*, v. 22, pp. 1469-1481.

Walsh J.E., Johnson C.M. 1978. Analysis of Arctic sea ice fluctuations 1953-1977. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 9, pp. 580-591.

Zhang R., Delworth T.L., Held I.M. 2007. Can the Atlantic Ocean drive the observed multidecadal variability in Northern Hemisphere mean temperature? *Geophys. Res. Lett.*, v. 34, L02709, doi:10.1029/2006GL028683.

# **ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ**

Том 1      2015 год

Научный редактор: М.Ю. Бардин

Технические редакторы: С.П. Баринаова, Л.В. Кудрявцева

Корректоры: С.П. Баринаова, Л.В. Кудрявцева

Дизайн и верстка: Г.В. Баринов

Формат: 160 x 260

Печать цифровая

Бумага офсетная

Печатных листов: 16,38

Тираж 150 экз.

Заказ №1842.

Подписной индекс: 58364

по каталогу агентства «Роспечать»

Подписано в печать

Отпечатано в типографии ИП Пермяков С.А.

426035, г. Ижевск, ул. Тимирязева, 5.

ISSN 2410-8758

Подписной индекс 58364  
по каталогу Агентства «Роспечать»  
Издания органов научно-технической ин-  
формации  
2015  
Первое полугодие