

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА РОССИИ ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ  
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

---

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМЫ  
АРКТИКИ  
И  
АНТАРКТИКИ

СБОРНИК СТАТЕЙ

Выпуск 69



САНКТ-ПЕТЕРБУРГ  
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ  
1995

Ответственный редактор  
И. Е. Фролов

Редакционная коллегия

Г. В. Алексеев, В. Д. Грищенко (зам. отв. редактора), А. И. Данилов (зам. отв. редактора), В. Ф. Захаров, В. В. Иванов, В. И. Калацкий, Б. А. Крутских, Г. А. Лебедев, В. А. Лихоманов, В. В. Лукин, С. А. Мельников, Е. У. Миронов, Н. П. Муравьева (секретарь редколлегии), Е. Г. Никифоров, А. В. Новожилов, В. Ф. Радионов, В. А. Рожков, Л. А. Тимохов, О. А. Трошичев

II 1805040600-013  
069(02)-95

ISBN 5-286-01174—8

© Государственный научный центр —  
Арктический и антарктический  
научно-исследовательский  
институт (ГНЦ-ААНИИ), 1995 г.

## СОДЕРЖАНИЕ

Г. В. Алексеев. Международная программа «Исследования арктической климатической системы» . . . . .	5
В. Ф. Захаров. Морские льды в климатической системе . . . . .	15
Г. В. Алексеев. Взаимодействие океана и атмосферы и динамика климата в высоких и умеренных широтах . . . . .	27
Е. И. Александров, В. В. Майстрова. Мониторинг климата северной полярной области . . . . .	38
В. А. Спичкин, Е. У. Миронов, А. Г. Егоров. Особенности изучения морских льдов для обеспечения работ на арктическом шельфе . . . . .	53
М. С. Маршунова, В. Ф. Радионов. Динамика радиационного климата Арктики . . . . .	64
А. С. Беспрозванная, О. А. Трошичев. Соответствия и различия крупномасштабных геофизических явлений в северной и южной полярных областях . . . . .	74
Н. И. Барков, В. Я. Липенков. Изменение климата в Антарктиде за последние 220 тысяч лет по результатам исследований ледяного керна из глубокой скважины на станции Восток . . . . .	92
Е. Д. Гопченко, Н. С. Лобода, Т. В. Яготинцева. Расчет характеристик годового стока рек полуострова Ямал . . . . .	108
З. М. Гудкович, С. П. Позднышев. Сезонные и пространственные изменения средних скоростей дрейфа льда и градиентных течений в Восточно-Гренландском ледовом потоке . . . . .	116
Д. Л. Шенников. Результаты экспериментальных исследований диэлектрической проницаемости льда в диапазоне частот 1—100 Гц . . . . .	124
А. В. Янес. Возможность долгосрочного прогнозирования океанологических условий с учетом дальних связей . . . . .	129
В. Н. Плахотнюк. Асимметричные структурные изменения геомагнитного и гидрометеорологических полей и несоосное вращение ядра, мантии и атмосферы . . . . .	134

## CONTENTS

<i>N. V. Alekseev</i> . International Program of the research of the Arctic Climate System . . . . .	5
<i>V. F. Zakharov</i> . Sea ice in the climate system . . . . .	15
<i>H. V. Alekseev</i> . Ocean/atmosphere interaction and climate dynamic for high and mid latitudes . . . . .	27
<i>Ye. I. Alexandrov, V. V. Maistrova</i> . Climate monitoring of atmosphere for the northern polar region . . . . .	38
<i>V. A. Sprichkin, Ye. Ūa. Mironov, A. G. Yegorev</i> . Peculiarities of sea ice study to provide the work on the Arctic shelf . . . . .	53
<i>M. S. Marshunova, V. F. Radionov</i> . Dynamics of Arctic radiation climate . . . . .	64
<i>A. S. Besprozvannya, O. A. Troshichev</i> . Resemblance and special features of large scale phenomena in the southern and northern polar region . . . . .	74
<i>N. I. Barkov, V. Ya. Lipenkov</i> . Climate changing in the Antarctica for the latest 220 thousand years accordiag to the results of the investigations of ice core from the deep hole at the Vostok station . . . . .	92
<i>Ye. D. Gopchenko, N. S. Loboda, T. V. Yagotintcheva</i> . Calculation of characteristics of the Yamal peninsula river annual discharge . . . . .	108
<i>Z. M. Gudkovich, S. P. Pozdnishev</i> . Seasonal and spatial changes of average velocities of ice drift and gradient currents in the Eastern-Greenland ice flow . . . . .	116
<i>D. L. Shennikov</i> . Results of the experimental research of ice dielectric constant within 1—100 Hz frequency range . . . . .	124
<i>A. V. Yanas</i> . Possibilities of long-term forecasting of oceanographic conditions in terms of long-range communication . . . . .	129
<i>V. N. Plakhojniuk</i> . Asymmetric structure changes of geomagnetic and gydrometeorological fields due to misalignment rotation of the earth's core, mantle and atmosphere . . . . .	134

## **МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА «ИССЛЕДОВАНИЯ АРКТИЧЕСКОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ»**

В марте 1992 г. на совместной сессии Объединенного научного комитета (ОНК) Всемирной программы исследований климата (ВПИК) и исполнительной группы Комитета по изменениям климата и океану при Межправительственной океанографической комиссии (МОК) и Научном комитете по исследованиям океана принята новая научная программа ВПИК «Исследования арктической климатической системы» (АКСИС). Одновременно утверждена научная руководящая группа этой программы для детальной проработки ее проектов и плана реализации.

Началом подготовки программы можно считать организацию при ВПИК рабочей группы «Морской лед и климат», которая предложила несколько исследовательских арктических проектов, составивших основу программы вместе с подготовленной исследовательской группой ОНК «Научной концепцией исследований арктической системы» [11].

Главная научная цель Программы — выяснить роль Арктики в глобальной климатической системе и ответить на два взаимосвязанных вопроса: действительно ли арктический климат столь чувствителен к глобальным изменениям, как это предсказывают модели и насколько чувствителен глобальный климат к арктическим процессам? Для этого необходимо лучшее понимание взаимодействия между циркуляцией Арктического океана, его ледовым покровом и гидрологическим циклом в Арктике, развитие долгосрочных программ климатических исследований и мониторинга для Арктики, обеспечение надежной научной основы для адекватного представления арктических процессов в глобальных совместных моделях циркуляции океана и атмосферы, которые служат основным научным инструментом для изучения изменений климата.

Детальная программа достижения поставленных целей АКСИС представлена в Начальном плане реализации АКСИС [12]. В ней выделены следующие пять главных направлений исследований.

**Циркуляция Арктического океана.** Здесь особое внимание обращается на планирование крупномасштабных океанографических разрезов в Арктическом океане с помощью современных научно-исследовательских ледоколов и научно-исследовательских судов усиленного ледового класса (табл. 1, рис. 1) в 1994—1998 гг.

Данные об исследовательских судах,  
способных работать в Арктическом бассейне

Название судна	Страна	Научное оборудова- ние	Максимальное число ученых на борту
«Академик Федоров»	Россия	Т и Л	80
«Luis St. Laurenti»	Канада	Т и Л	26
«Oden»	Швеция	Л	39
«Polarstern»	Германия	Т и Л	55
«Polar Sea»	США	Т и Л	30
«Polar Star»	США	Т и Л	30

Примечание. Т — тяжелое оборудование; Л — легкое оборудование.

Основная цель выполнения разрезов — достижение первого приближения в гидрологическом картировании Арктического бассейна с современными стандартами точности океанографических

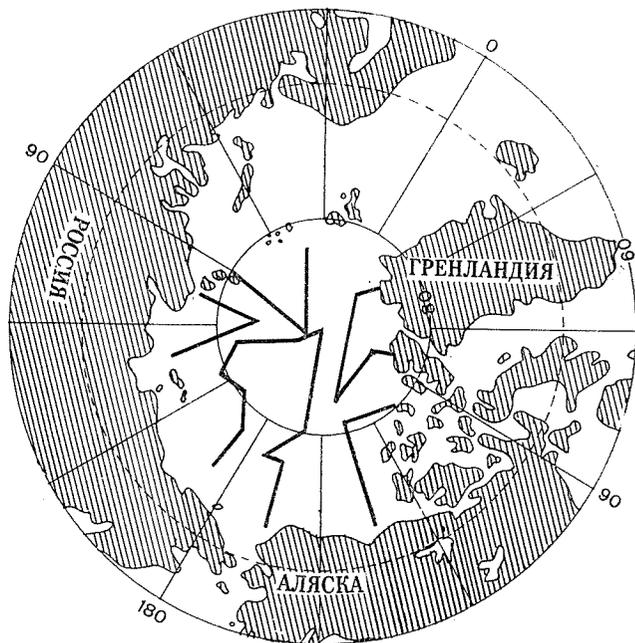


Рис. 1. Планируемые океанографические разрезы в Арктическом бассейне.

наблюдений. Недавние исследования с использованием научно-исследовательских ледоколов («Polarstern», «Oden», 1987—1991 гг.) показали возможность выполнения современных океанографических работ на разрезах в центральной части Арктическо-

о бассейна. При этом, несмотря на значительные затраты, стоимость одной океанографической станции, выполненной с борта педокола, меньше стоимости станции, выполненной с дрейфующего обитаемого лагеря.

Вторая задача этого направления — исследование водных масс и процессов на широких и мелководных шельфах, окружающих Арктический бассейн, где действуют источники как распреснения арктических вод, так и их осолонения в результате зимнего вымораживания пресной воды. Понимание механизмов, моделирование и определение изменчивости этих процессов составляют три необходимых компонента исследований влияния шельфовой области Арктического океана на структуру и изменчивость его центральной части. Наблюдения на шельфах особенно важны в морях Баренцевом (модификация атлантических вод), Карском (образование зимних промежуточных вод), Лаптевых (значительное образование льда на шельфе) и Чукотском (поступление тихоокеанских вод и формирование верхнего галоклина). Необходимы десятилетние ряды наблюдений за изменчивостью процессов на шельфе, которые должны включить инструментальные измерения температуры, солёности, скорости течений, толщины льда. Специальные натурные эксперименты требуются для оценки роли склоновых течений в обмене и перемешивании водных масс на границе шельфа и глубокого океана, для оценки потоков тепла, соли, связанных с образованием и замерзанием полыней и разводий, для оценки роли подводных желобов в обмене водными массами между шельфом и океаном.

Третья задача — определение крупномасштабной изменчивости состояния Арктического бассейна, прежде всего, структуры плотности и циркуляции водных масс, скоростей процессов, ответственных за поддержание текущего состояния, основы для будущего мониторинга изменений климата в Арктике. Основными средствами для решения этой задачи должны быть измерения с дрейфующих буев и на цепочках притопленных измерителей. Постановки тех и других осуществлялись в 1979—1992 гг. американскими и канадскими исследователями [1, 2, 4—6]. Предполагается установить сеть из заякоренных на дне измерительных систем для наблюдений за характеристиками водной толщи от дна до горизонта 40—50 м.

Важно также определить изменчивость основных потоков между Арктическим бассейном и окружающими морями, особенно через пролив «Фрам», Берингов пролив, а также через Баренцево, Карское моря и проливы Канадского арктического архипелага. К настоящему времени получены ряды наблюдений за обменом вод в проливах «Фрам» и Берингова на протяжении нескольких лет.

Четвертая задача — создание климатической базы исторических океанографических данных об Арктическом океане. Такая база необходима для того, чтобы иметь массивы численных океанографических данных при анализе климатически активных процессов

и их изменчивости, для подготовки карт, атласов и других обобщающих представлений, для подготовки океанографических сеточных данных, используемых при инициализации и верификации моделей циркуляции Арктического океана и моделей арктического климата. Источником данных являются исторические архивы наблюдений в Арктическом океане, выполненные за период инструментальных измерений всеми странами, участвовавшими в арктических исследованиях.

Западные источники данных составляют наблюдения ученых Северной Америки и Европы, значительная часть которых уже подготовлена в виде СД-РОМ файлов. Основным массивом исторических данных являются наблюдения российских ученых, которые включают наблюдения на дрейфующих станциях «Северный полюс» в 1950—1991 гг., крупномасштабные весенние океанографические съемки Арктического бассейна и арктических морей в 1948—1993 гг. (рис. 2), ежегодные летние океанографические съемки российских арктических морей в 1950—1993 гг. В конечном итоге предполагается получить численные массивы океанографических данных с возможно более полным покрытием акватории Арктического бассейна с достаточным пространственным и временным разрешением, удовлетворяющим требованиям современных моделей.

**Климатология арктического морского льда.** Одну из главных задач АКСИС, связанных с морскими арктическими льдами, составляет развитие эффективной системы мониторинга их состояния, включающей выбор репрезентативных наблюдаемых характеристик ледяного покрова и соответствующего технического обеспечения, разработку методов интерпретации измерений в терминах геофизических переменных, организацию хранения данных и результатов их анализа в соответствующих климатических архивах.

В первую очередь необходимы долговременные наблюдения за протяженностью, сплоченностью, толщиной и скоростью движения морских арктических льдов для исследования естественной изменчивости и выявления антропогенных изменений. Основным источником получения данных о протяженности и сплоченности льдов составляют спутниковые наблюдения. Точность определения положения кромок льдов по этим данным составляет в настоящее время около 30 км [7], площади, покрытой льдами, от  $0,3$  до  $0,1 \times 10^6$  км<sup>2</sup> [3]. В течение года площадь льдов в Арктике меняется в пределах от  $9 \times 10^6$  км<sup>2</sup> до  $15 \times 10^6$  км<sup>2</sup>, в то время как межгодовая изменчивость ее не превышает  $1 \times 10^6$  км<sup>2</sup>.

Второй источник данных об арктических льдах составляют национальные архивы ледовых карт, построенных на основе наблюдений с самолетов, спутников, судов, береговых станций, которые представляются в цифровой форме как массивы для Глобального банка цифровых данных о морских льдах (ГДСИДВ).

Важная роль отводится измерениям толщин арктических льдов. В 1988 г. начат проект ВПИК «Исследования толщин арктических

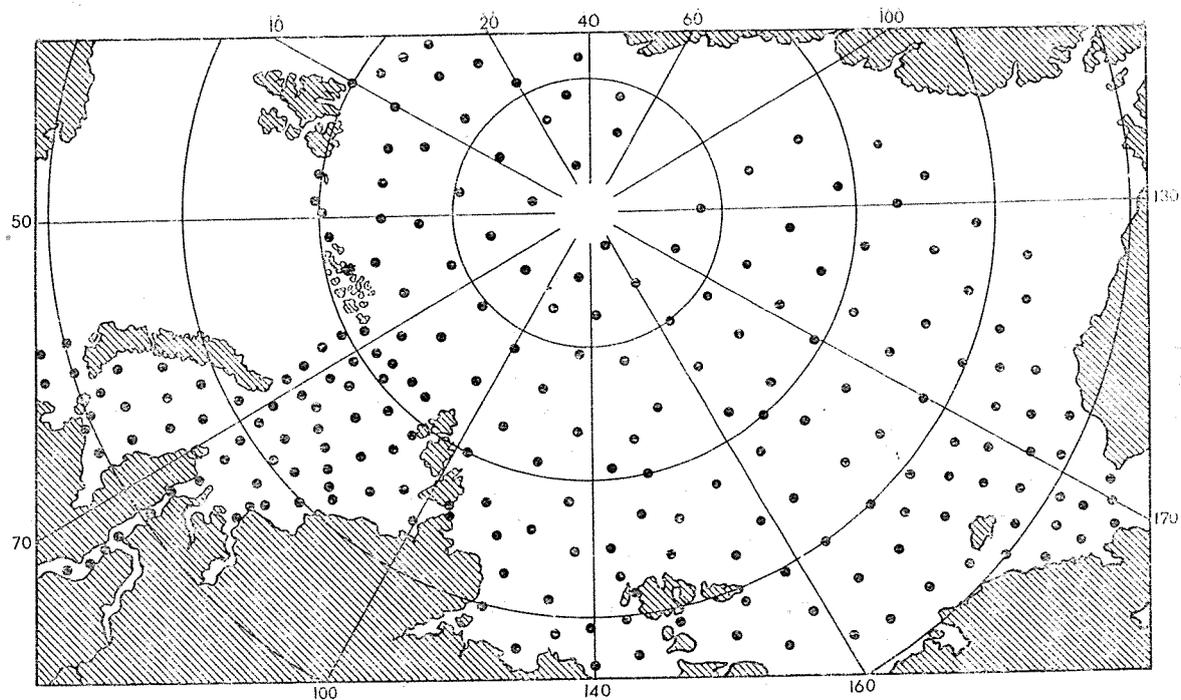


Рис. 2. Океанографическая съемка Арктического бассейна и арктических морей весной 1979 г., выполненная российской высокоширотной воздушной экспедицией «Север».

льдов» (АИТП), основанный на применении обратных сонаров [10]. В настоящее время (1993 г.) установлены 19 обратных сонаров: 13 в приатлантической части и 6 в тихоокеанской части Арктического бассейна. Источниками данных о толщине арктических льдов являются также измерения с подводных лодок и самолетов.

Движение льдов в Арктическом бассейне в настоящее время измеряется с помощью дрейфующих буев, расставляемых в рамках Международной программы арктических буев (ИАБП). С 1979 г. получены записи дрейфа 555 буев, которые используются для расчетов характеристик дрейфа льдов.

Почти 95 % льдов выносятся за пределы Арктического бассейна через пролив «Фрам» [8], поэтому этот пролив является ключевым для измерения объемов выносимого льда, которые служат эффективным ограничением при моделировании арктического климата. Длительные записи количества выносимого льда могут быть получены с помощью наблюдений за толщиной и скоростью дрейфа льда. Двухлетние измерения обратными сонарами в центральной части пролива «Фрам» показали бимодальное распределение осадок льдин, простирающееся вплоть до значений 28 м. Среднегодовая толщина льда за 1990—1991 г. в этом месте составила 3 м.

**Арктическая атмосфера.** Эта часть программы охватывает широкий спектр атмосферных исследований: создание исторической базы данных, атмосферные воздействия на морской лед, взаимодействие полярных облаков и радиации, натурные эксперименты для изучения процессов в арктической атмосфере.

Арктическая атмосфера влияет на глобальный климат через процессы энергомассообмена со сложной подстилающей поверхностью Арктики. Существенной частью атмосферной программы АКСИС является создание базы данных об арктической атмосфере. Предполагается, что такая база будет развиваться с помощью реанализа прошлых данных, использующего соответствующие методы анализа и ассимиляции, развитые в центрах прогноза погоды, а также более реалистические представления о свойствах морского льда.

Важной задачей является подготовка рядов данных об атмосферных воздействиях на лед и океан, включая напряжение ветра, поля солнечной и длинноволновой радиации, явного и скрытого тепла и осадков, которые необходимы для включения в модели льда и океана, верификации потоков в совместных моделях, исследования баланса энергии в арктической системе. Для расчетов радиационных потоков особенно необходимо знать свойства облаков над льдом и снегом, характеристики поверхности, такие как относительная площадь разводий, тонких льдов, снежниц, альbedo отдельных однородных частей подстилающей поверхности. С этой целью следует провести полевые наблюдения за соответствующими радиационными потоками во все сезоны года. Особое внимание следует обратить на арктические облака, их образование, трансформацию и диссипацию.

Атмосферная программа АКСИС поддерживает ряд национальных и международных программ и проектов, направленных на натурные исследования арктических процессов. Это «Программа измерений радиации в атмосфере» (США), «Эксперимент по исследованию штормовых циклонов в море Бофорта и Арктике» (Канада), Программа «Тепловой баланс поверхности Арктического океана» (США).

**Гидрологический цикл в Арктике.** Пресноводный цикл в Арктике составляет важную часть глобального гидрологического цикла. В него вовлечено около  $10^4$  км<sup>3</sup> пресной воды ежегодно, что составляет 0,25 Sv. Главные задачи гидрологической программы АКСИС состоят в определении элементов пресноводного цикла и их пространственно — временной изменчивости, обеспечения наблюдательской основы для оценки долгопериодных трендов в связи с изменениями климата, в создании базы данных о всех компонентах пресноводного баланса Арктики.

Особое внимание в плане реализации уделено измерениям твердых осадков, как наименее поддающегося количественной оценке компонента. С этой целью рекомендуется организовать специальный международный проект для проведения сравнения существующих измерителей твердых осадков и найти новые подходы к оценкам твердых осадков в Арктике. Предлагается, что наибольший вклад в этот проект смогут внести Канада и Россия. Данные о речном стоке в Северный Ледовитый океан получают примерно со 110 станций, из которых 80 в России, 10 в Канаде и на Аляске и 20 в Скандинавии. Ряды наблюдений на них покрывают от 10 до 40 лет и более. Эти ряды должны составить базу данных о стоке арктических рек. Гидрологическая программа АКСИС предусматривает также создание моделей для гидрологических процессов, включая осадки и формирование речного стока.

**Моделирование.** В динамике Арктического океана доминируют два важных процесса, не имеющих аналогов в других океанических бассейнах — совместное воздействие склонового шельфового стока и образования глубинных вод в открытом океане. Оба процесса не воспроизводятся в крупномасштабных моделях циркуляции океана из-за их слабого пространственного разрешения. Другое не менее важное отличие динамики Арктического океана связано с морским льдом на его поверхности. Для того, чтобы понять и предсказать взаимодействие между атмосферой, морским льдом и океаном с большей детальностью, необходимо выполнение множества численных экспериментов с использованием всей иерархии моделей от моделей морского льда до совместных моделей атмосфера — морской лед — океан. В моделях используются различные параметризации для мелкомасштабных (подсеточных) процессов. Для совершенствования параметризаций необходимы специальные исследования процессов деформации морского льда, динамики «плюмов» и шельфовых процессов, процессов в разводах и полыньях, конвекции открытого океана, потоков между отдельными океаническими бассейнами.

В моделировании морского льда следует предпринять серии численных экспериментов с различными моделями и параметризациями при одинаковой сетке, начальных данных и воздействиях. Это поможет ответить на ряд вопросов, важных для моделей, на пример, какова оптимальная параметризация альbedo, как в модели распределяется поглощенная солнечная радиация, учтен таяние льда сверху, снизу и сбоку, накопление тепла в разводях в перемешанном слое и др.

При моделировании океанических процессов особое внимание обратить на шельфовые процессы, в частности, на определение параметризацию скорости погружения «плюмов», их статистику в зависимости от внешних воздействий, свойств водных масс и топографии, на интегральный эффект конвективных плюмов в образовании промежуточных и глубинных вод. Сильное взаимодействие между относительно теплым океаном и холодной зимней атмосферой развивается с участием полыней и разводий. Поток тепла и влаги в атмосферу и продукция плотной воды при замерзании льда являются наиболее важными следствиями этого взаимодействия, которые должны быть определены в рамках моделей приграничного слоя.

На пути к созданию совместной модели «атмосфера — морской лед — океан» потребуется развитие иерархии более простых моделей, поскольку в настоящее время даже более простые модели показывают существенные отличия в воспроизведении основных особенностей распределения температуры, давления, осадков облаков в атмосфере Арктики, в циркуляции льдов канадской части Арктического бассейна и др. [9].

Реализация программы моделирования АКЦИС включает использование массивов исходных и граничных данных для моделей циркуляции океана и льдов. В частности, требуются ряды данных для форсинга и верификации моделей, охватывающие период от 5 до 10 лет. Весьма важны данные о морских льдах в частности, об их толщинах. Оптимальными представляются данные о месячной эволюции распределения толщины в квадрате  $100 \times 100$  км. Минимальный ряд данных — ежесезонные значения средней толщины льда на ограниченном числе станций (от 10 до 20), позволяющие дать географическое распределение.

Для инициализации моделей циркуляции Арктического океана требуются сеточные данные (примерно  $100 \times 100$  км) о температуре и солёности воды на стандартных (Левитусовских) уровнях (предпочтительно учащенных до 10 м в верхнем 100-метровом слое). Должно быть обеспечены ежесезонные значения (четыре величины в год), но предпочтительнее ежемесячные данные. Дополнительно нужны ряды данных о скорости течений. Условия на границах моделей включают температуру, солёность и скорости течений. Безусловно, необходимы значения притоков, в том числе и притока речных вод. Значения составляющих стоков желательны. Атмосферный форсинг в моделях может быть задан климатическими данными, а также могут использоваться данные реанали-

за с помощью численных моделей прогноза погоды. Последние, однако, нуждаются в более реалистичном учете морских льдов.

Для российских ученых программа «Исследования арктической климатической системы» представляет особый интерес, поскольку они опираются в своих исследованиях на уникальные и обширные массивы данных об Арктическом бассейне и его морях, морских льдах и атмосфере, накопленные за более чем 40-летний период отечественных исследований. Климатические итоги этих исследований (по 1975 г.) подводились ранее в изданиях «Северный Ледовитый океан» (1980 г.) и «Атлас Арктики» (1985 г.).

С тех пор получены многочисленные новые данные, которые вместе с ранее полученными должны быть использованы для создания современных баз климатических данных и новых климатических обобщений. В свою очередь, прогресс в достижении целей программы будет способствовать развитию научных основ для понимания причин и предвидения колебаний и изменений климата. Он позволит получить более точные данные о современном состоянии арктической климатической системы и будет способствовать широкому применению новых приборов и методов при наблюдениях в Арктике. Существенные преимущества дает международное сотрудничество в рамках программы и для развития моделирования арктических процессов и их учета в глобальных климатических моделях, обеспечивая возможности для совместной разработки моделей, интеркалибрации различных моделей, эффективного применения новой вычислительной техники.

В настоящее время арктические климатические исследования в России проводятся в рамках крупных ведомственных и государственных научно-технических программ, которые включают проекты, близкие по своим целям и задачам, проектам международной программы. В 1993/94 г. в рамках этих проектов и на основе двустороннего международного сотрудничества удалось провести ряд крупных экспедиций в Арктике и арктических морях, достигнуто и существенное продвижение в создании отечественных климатических баз данных по Арктике.

В заключение можно отметить, что имеются все основания для широкого участия российских ученых и научных учреждений в реализации программы «Исследования арктической климатической системы» в 1994—2005 гг.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Aagaard K. On the deep circulation in the Arctic Ocean//Deep Sea Res. — 1981. — N 28. — P. 251—268.
2. Aagaard K. The Beaufort Undercurrent. In: The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environment. P. Barnes and E. Reimnitz, Eds., Academic Press. — New York: 1984. — P. 47—71.
3. Gloerson P. and Campbell W. J. Recent variations in Arctic and Antarctic sea-ice covers//Nature. — 1991. — N 352. — P. 33—36.
4. McPhee M. G. Inferring ice/ocean surface roughness from horizontal current measurements//J. Offshore Mech. and Arctic Engr. — 1989. — N 111. — P. 155—159.

5. McPhee M. G. Turbulent heat flux in the upper ocean under sea ice// *Geophys. Res.* — 1992. — N 97. — P. 5365—5379.
6. Morison J. H. Physical oceanography instrumentation for the polar regions// *IEEE J. Ocean. Engr.* — 1989. — N 14. — P. 173—185.
7. Parkinson C. and Cavalieri D. Arctic sea ice, 1973—1987: seasonal, regional, and interannual variability// *Geophys. Res.* 1989. — N 94. — No. C10. — P. 14499—14523.
8. Vinje T. and Finnekasa O. The ice transport through the Fram strait. — Oslo: Norsk Polarinstitutt SKRIFTER, 1986. — N 186.
9. Walsh I. and Crane R. G. A comparison of GCM simulations of Arctic climate// *Res. Lett.* — 1992. N 19. — P. 29—32.
10. WCRP-41: Report of the fourth session of the Working Group on Sea-Ice and Climate (Rome 20—23 November 1989) (WMO/TD — N 377).
11. WCRP-72: Scientific Concept off the Arctic Climate System Study (ACSYS). Report of the JSC Study Group on ACSYS (Bremerhaven, Germany, 10—12 June 1991, and London, United Kingdom, 18—19 November 1991) (WMOTD — N 486).
12. WCRP: Initial implementation plan for the Arctic Climate System Study (ACSYS), March, 1994.

## **МОРСКИЕ ЛЬДЫ В КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ**

Живая картина преобразований природных условий на Земле, начиная от сравнительно небольших, свойственных нашему времени, и кончая грандиозными ледниково-межледниковыми преобразованиями плейстоцена, является прямым результатом развития единого физико-географического процесса. Условия существования людей, животных и растений тесно связаны с этими преобразованиями, поэтому крайне важно знать, в каком направлении и с какой интенсивностью будет происходить эволюция природной обстановки в ближайшем и более отдаленном будущем. Ответ на этот, без преувеличения, один из центральных вопросов современного естествознания пока не найден. И этого нельзя сделать, не выяснив до конца движущую силу развития физико-географического процесса. Какие факторы несут ответственность за происходящие изменения, какова их относительная роль и сохраняется ли она с течением времени?

Многочисленные попытки добиться ясности в этих вопросах не привели, к сожалению, к желаемому результату. Внимание специалистов, занятых в этой области, начинает все больше переключаться на внутреннюю динамику климатической системы как наиболее вероятную причину развития природного процесса. При изучении роли морских льдов в климатической системе нами были получены некоторые новые данные, свидетельствующие в пользу именно такого предположения. Рассмотрим некоторые важные особенности географического распространения и внутригодового развития морского ледяного покрова в северном полушарии.

Первая из этих особенностей состоит в том, что географическое распространение морских льдов в холодную часть года в ряде районов полушария не подчиняется закону широтной зональности. Как видно из рис. 1, хотя льды и концентрируются вокруг Северного полюса, занимая все околорполюсное пространство в виде компактного массива, часть их образует ледяные языки преимущественно меридионального простираения: восточно-канадский, восточно-гренландский и тихоокеанский. Концы этих языков зимой выдвигаются довольно далеко в южном направлении. Восточно-канадские льды распространяются обычно до залива Святого Лаврентия, а в отдельные годы еще дальше, до параллели  $42^{\circ}30'$  с. вдоль побережья п-ова Новая Шотландия.

Восточно-гренландские льды вытянуты с севера на юг от мыса Нордострундинген до мыса Фарвель почти на 3000 км. Вдоль тихоокеанского побережья Азии морские льды распространяются

в виде пояса большей или меньшей ширины вплоть до 42° с. ш. Замерзание отдельных бухт и заливов у восточного побережья Кореи происходит до 40-й параллели. В то же самое время в ряде районов граница морских арктических льдов как летом, так и зимой остается далеко на севере. К западу от Шпицбергена южнее 80° с. ш. море не замерзает, и любой корабль может достичь в свободном плавании холодных берегов этого архипелага в самый раз-



Рис. 1. Распространение морских льдов в северном полушарии:

1 — граница льдов в сентябре; 2 — граница льдов в марте; 3 — граница льдов 18 тыс. лет назад; 4 — сезонные льды; 5 — постоянные льды.

гар полярной ночи. Различие в положении границы льдов на разных меридианах в марте может достигать 38° широты.

На том же рисунке показано положение границы морских льдов в сентябре, соответствующее внутригодовому минимуму их горизонтального развития. Обращает на себя внимание, что характерная для зимы меридиональность в конце лета становится слабо выраженной. Ледяные языки сильно укорачиваются, и распределение льдов приближается к зональному. Это можно расценить как свидетельство о том, что условия, вызывающие и поддерживающие меридиональность в распространении льдов, в основном проявляют себя в холодную часть года.

Известно, что генеральные особенности в распространении льдов на северном полушарии хорошо согласуются с характером поверхностной океанической циркуляции. Дальше всего в южном направлении морские льды проникают в холодных течениях: Лабрадорском, Восточно-Гренландском и Ойясио. В зоне влияния теплых течений — ситуация обратная. Рекордное северное положение кромки льда в районе Шпицбергена, несомненно, связано с воздействием теплых атлантических вод, переносимых Западно-Шпицбергенским течением. Казалось бы, вопрос о природе ледяных языков вполне ясен и не нуждается в обсуждении — холодные течения переносят арктические льды в более южные районы.

С таким объяснением можно было бы согласиться, если бы не обстоятельство, ориентирующее на то, что адвекция льда с севера не в состоянии сама по себе прояснить некоторые важные особенности строения ледяных языков. Дело в том, что основная масса льдов, составляющих эти языки, это льды не приносные, а местного образования. Адвекция играет весьма незначительную роль в бюджете массы восточно-канадских льдов и не имеет никакого значения в бюджете тихоокеанских льдов. Более заметна их роль у восточного побережья Гренландии, куда из Арктического бассейна выносятся полярные льды в течение круглого года. Но и здесь, как писали еще Ф. Нансен, Л. Кох и многие другие исследователи, льды местного образования составляют к концу зимы более половины всей площади восточно-гренландского ледяного языка. Вся внешняя его часть, обращенная к морю, состоит из тонких льдов, образовавшихся в пределах Гренландского моря. Таким образом, адвекция льдов из внутренних районов Северного Ледовитого океана не играет определяющей роли в формировании ледяных языков.

Вторая особенность касается характера внутригодового развития ледяного покрова. В генетическом отношении она тесно связана с первой. Суть этой особенности в том, что годовая волна ледовитости асимметрична относительно среднего многолетнего уровня. Об этом можно судить по кривым на рис. 2, характеризующим колебания площади льда на полушарии в приатлантической Арктике и в восточно-гренландских водах в период с января 1980 по декабрь 1988 г.

Летний минимум ледовитости на всех трех кривых четко акцентирован и приходится на сентябрь. Максимум, наоборот, растянут во времени: значения площади льдов в феврале, марте и апреле близки между собой. Не может не вызывать удивления тот неоспоримый факт, что резкое замедление или даже полная приостановка в разрастании ледяного покрова приходится на самый разгар зимы, когда температура приземного воздуха близка к годовому минимуму. Отсюда следует, что современные термические условия в атмосфере не лимитируют развитие ледяного покрова во второй половине холодного периода года.

Наглядное представление о том, как меняется характер зависимости между площадью льдов на полушарии и термическими

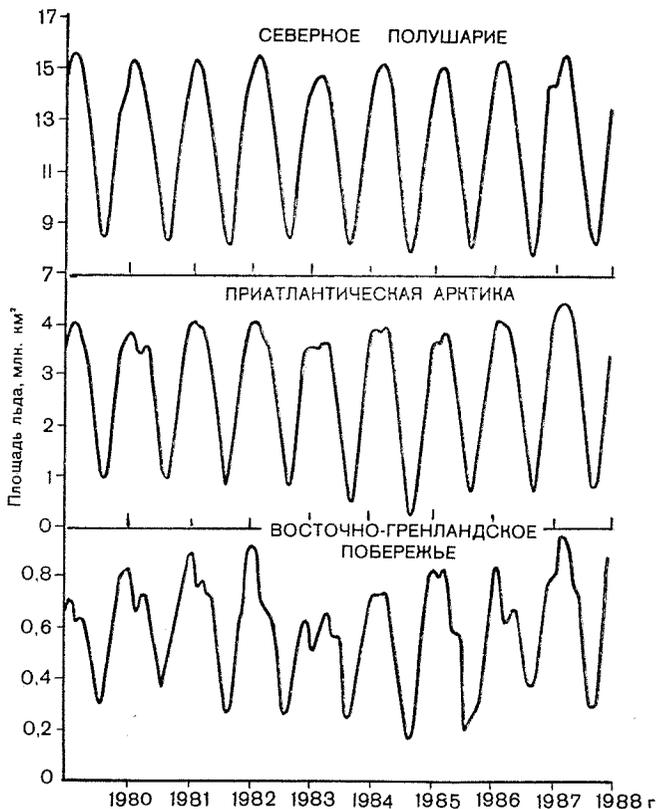


Рис. 2. Сезонные колебания площади морских льдов в северном полушарии, в Приатлантической Арктике и вдоль восточного побережья Гренландии.

условиями в атмосфере, выраженными через сумму градусо-дней мороза в Арктике, дает рис. 3. Приведенная на нем кривая указывает на отсутствие прямолинейной зависимости между термическими условиями в атмосфере и разрастанием морского ледяного покрова на полушарии. Зависимость может быть аппроксимирована прямой во временном интервале с конца сентября до середины января. Ясно выражен эффект торможения, т. е. резкого замедления и даже прекращения разрастания ледяного покрова за пределами этого временного интервала. Частично это явление можно объяснить тем, что в большинстве районов ледяной покров достигает своих естественных границ — берегов. Однако даже в это время в Северном Ледовитом океане сохраняются значительные пространства чистой воды на границе с Атлантикой, где нет никаких видимых препятствий для развития ледяного покрова. Но что тогда сдерживает его разрастание?

В энергетическом отношении северное полушарие, как известно, можно разделить на две части по параллели примерно 40°. К югу

от этой параллели до экватора ежегодное поступление солнечной энергии превышает потери ее излучением в мировое пространство. Это область аккумуляции, или избытка энергии. К северу от  $40^\circ$  с. ш. до полюса ежегодное поступление коротковолновой солнечной радиации оказывается меньше суммарной потери тепла в процессе излучения за пределы земной атмосферы. Это область стока или дефицита энергии.

Принимая во внимание, что наличие дефицита тепла на поверхности океана является необходимым условием образования льда, можно сказать, что повсеместно к северу от  $40^\circ$ -й параллели существуют потенциальные возможности для появления льда в зимнее время. В ряде районов Мирового океана эти возможности реализуются, например, восточное побережье североамериканского и азиатского континентов. Однако большая часть океанического пространства в области стока энергии не покрывается льдами. Причиной этого является адвекция тепла в атмосфере и океане, которая компенсирует образующийся дефицит тепла на поверхности океана и таким образом предотвращает ледообразование.

Однако для предотвращения ледообразования переноса тепла из низких широт в высокие недостаточно. Теплые атлантические воды достигают Северного полюса и распространяются в глубь арктического бассейна вплоть до североамериканского материкового склона, т. е. районов, где концентрируются самые мощные морские льды. Поэтому тезис о том, что развитие морских ледяных покровов зависит от интенсивности меридиональных переносов тепла воздушными и морскими течениями, справедлив лишь при условии беспрепятственного вертикального теплообмена, обеспечивающего вынос океанического тепла к поверхности. Именно это условие и не соблюдается в арктическом бассейне, где атлантические воды распространяются на некоторой глубине.

Вертикальная теплоотдача в океане осуществляется посредством перемешивания. Интенсивность его зависит от устойчивости

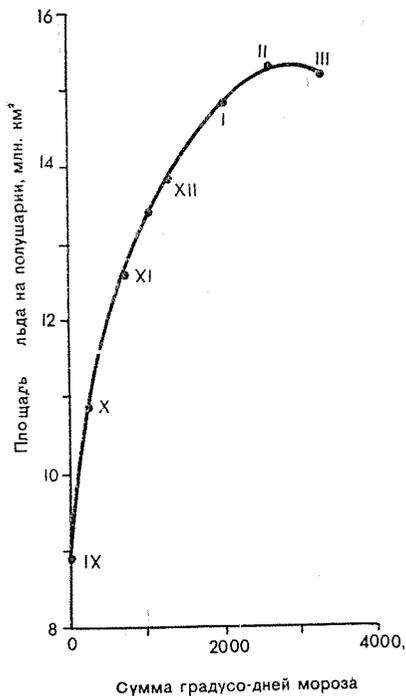


Рис. 3. Площадь морских льдов в северном полушарии как функция суммы градусо-дней мороза в широтном поясе  $70-80^\circ$  с. ш. между  $20^\circ$  з. д. и  $160^\circ$  в. д.

Площади, занятые льдами, и суммы градусо-дней мороза даны на конец каждого месяца.

водных слоев, которая в полярных районах связана преимущественно с вертикальным градиентом солености. Когда этот градиент значителен, перенос тепла к поверхности океана ослаблен.

Современная вертикальная структура вод Северного Ледовитого океана характеризуется наличием хорошо выраженного галоклина, формирующегося в процессе взаимодействия опресненных поверхностных арктических вод и подстилающих их более соленых и теплых глубинных атлантических вод. Вертикальный поток тепла через галоклин сильно ослаблен; по разным оценкам в центральных районах океана он колеблется от 4 до 15 кДж/см<sup>2</sup> в год.

Этого тепла явно недостаточно, чтобы компенсировать отток тепла в атмосферу с открытой водной поверхности, и данное обстоятельство является определяющим для существования в наше время морских льдов в Арктике. Формирование галоклина создает в полярном океане условия для образования льда и перехода к ледовому режиму, а его вырождение — для перехода к режиму безледному.

Генетически галоклин в Северном Ледовитом океане связан с поверхностными арктическими водами и образуется повсюду, где распространены эти воды. Его верхняя граница располагается вблизи от поверхности океана на глубине 50—75 м. Вертикальная устойчивость, характеризующаяся критерием Хесселберга, достигает здесь значения  $E^s = 3400$  и слабо изменяется в течение года. Арктический галоклин играет роль экрана для потока тепла, идущего от глубинных атлантических вод к поверхности океана. Адвективное атлантическое тепло — главный источник тепловой энергии в арктическом бассейне — оказывается по существу «похороненным» под слоем опресненных вод и в энергообмене с атмосферой принимает слабое участие.

Поверхностные арктические воды и подстилающий их галоклин распространяются на большую часть Северного Ледовитого океана. Дальше всего в южном направлении продвигаются они в системах холодных Лабрадорского и Восточно-Гренландского течений. И повсюду их сопровождают морские льды, причем преимущественно местного образования. Географическое распространение и конфигурация ледяного покрова в разгар зимы обусловлены распространением поверхностных арктических вод и положением их внешней границы. Достигнув в своем развитии этой границы — а она совпадает с кромкой галоклина — ледяной покров уже не в состоянии увеличить свои горизонтальные размеры, разрастание его прекращается из-за резкого усиления вертикального потока тепла в океане за пределами галоклина.

С развитием галоклина связано не только образование и географическое распространение морских льдов, но и их устойчивость, т. е. способность к самосохранению при изменении внешних климатообразующих факторов. По существу вопрос об устойчивости льдов — это в значительной мере вопрос об устойчивости современной структуры водной толщи полярных океанов, наличия

или отсутствия галоклина. Появление галоклина относится ко времени, когда атмосферные осадки и приток пресных вод с суши стали преобладать над испарением с их поверхности. В северном полушарии этот важный момент отмечен появлением морских льдов около 0,7 млн. лет назад. С тех пор принципиальная картина увлажнения северной полярной области, характеризующаяся избыточностью этого увлажнения, сохраняется неизменной и пока нет серьезных оснований предполагать, что она может кардинальным образом измениться в обозримом будущем. Поэтому какие бы меры не предпринимались в части уничтожения арктических льдов, они окажутся безрезультатными, если останется неизменной существующая вертикальная структура вод в Северном Ледовитом океане.

И еще один важный аспект климатической роли арктического галоклина, непосредственно касающийся причинно-следственных отношений в климатической системе. Очевидно, что горизонтальные размеры галоклина с течением времени не остаются постоянными. Какие последствия следует ожидать, например, при экспансии поверхностных арктических вод на свободные от льдов пространства Северо-Европейского бассейна? Поскольку единственным фактором, обеспечивающим существование здесь безледного режима, является адвекция тепла морскими течениями, то его «отключение», перекрытие галоклином, приведет к замерзанию этих пространств. Какого-либо дополнительного охлаждения атмосферы по сравнению с уже существующим не требуется для этого. Наоборот, именно образование льдов, вызванное перестройкой вертикальной структуры вод, приведет к понижению температуры атмосферы. При сокращении размеров галоклина наблюдается картина, прямо противоположная.

Таким образом, наиболее важной причиной колебаний ледовитости, а с нею и климатического режима в Арктике являются не изменения термических условий в атмосфере, а изменения вертикальной структуры в верхнем слое океана. Существуют, на наш взгляд, вполне убедительные факты, подтверждающие именно такой порядок развития событий в климатической системе. Среди них, в частности, понижение солености поверхностных вод накануне появления льдов у побережья Исландии в середине 60-х годов и в других районах.

Значение полярного галоклина в образовании, распространении и устойчивости морских арктических льдов побуждает обратиться к тому кругу природных факторов, которые обуславливают его собственное развитие. Наиболее существенными среди этих факторов являются те, которые в состоянии вызвать изменения либо объема самой водной массы, либо ее вертикальной мощности. В реальных условиях и те, и другие факторы действуют совместно, порождая сложные изменения в распространении поверхностных арктических вод. Объем поверхностной арктической водной массы тем больше, чем выше поступление в океан пресных вод и меньше их сток из него.

Иначе говоря, колебания площади распространения поверхностной арктической водной массы можно рассматривать как результат нарушения пресноводного баланса Северного Ледовитого океана, который включает следующие компоненты: атмосферные осадки, материковый сток, приток пресных вод через Берингов пролив из Тихого океана, испарение и сток пресных вод и льдов из Северного Ледовитого океана в Атлантический. Понятно, что эти компоненты испытывают с течением времени значительные колебания, которые носят неупорядоченный характер.

Несоблюдение баланса в течение более или менее длительного времени сказывается на распространении поверхностных арктических вод на площади, ими занятой. Более кратковременные, в частности, межгодовые изменения в распространении этих вод, скорее всего, вызваны фактором циркуляционным. Значение последнего определяется принципиальной возможностью распределить один и тот же объем вод на разной площади за счет изменения вертикальной мощности. Таким циркуляционным механизмом в Арктике, по всей вероятности, является антициклонический круговорот поверхностных вод и льдов в западной части арктического бассейна.

К сожалению, слабая изученность и того, и другого механизмов не позволяет пока категорически утверждать об их определяющем воздействии на развитие морских льдов в Арктике. Тем не менее, имеются надежные указания на зависимость климатических колебаний площади морских льдов от одной из составляющих пресноводного баланса, а именно, от поверхностного стока с материков Азии и Северной Америки. Установлена корреляционная зависимость ледовитости Северо-Европейского бассейна от объема стока рек за два — три года до этого. На рядах, сглаженных по 5-летиям, эта связь характеризуется коэффициентом корреляции 0,82. Этот результат снимает сомнения относительно очередности событий в климатической системе и таким образом определяет самое важное: какое явление служит причиной, а какое — следствием.

То, что приток пресных вод в Северный Ледовитый океан является причиной изменений в распространении морских льдов на границе с Атлантикой спустя два — три года, дает основания с учетом всех ранее высказанных соображений о характере отношений между компонентами климатической системы, представить порядок передачи климатического сигнала в следующем виде: атмосфера → океан → морские льды → атмосфера. Как видно, это совсем не та последовательность, не то направление, по которому долгое время шел активный поиск причин изменений современного климата.

Когда стало ясно, что изменения в океане, вызванные нарушениями его пресноводного баланса, предшествуют изменениям в распространении морских льдов, а последние — изменениям в атмосфере, то не остается ничего другого, как признать автоколебания в качестве наиболее вероятной причины развития природ-

ного процесса. Действительно, утвердившись во мнении, что горизонтальные размеры поверхностной арктической водной массы зависят в основном от соотношения приходной и расходной частей пресноводного баланса Северного Ледовитого океана, а само это соотношение контролируется процессами в атмосфере, мы замы-

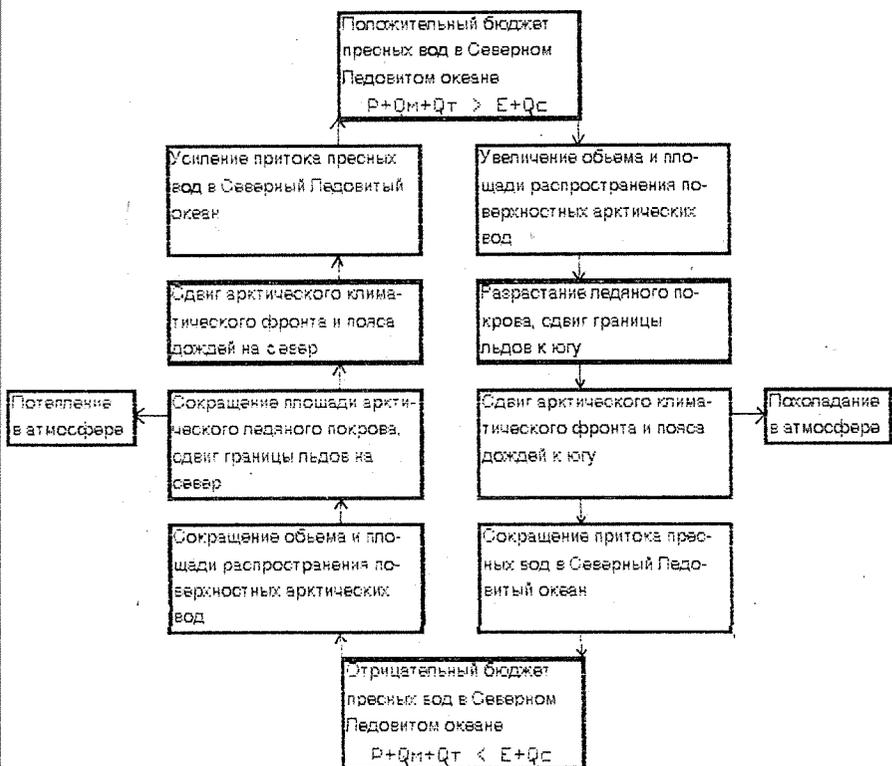


Рис. 4. Концептуальная схема автоколебаний в системе атмосфера — океан — полярные льды применительно к современному периоду:

$P$  — атмосферные осадки;  $Q_m$  — материковый сток;  $Q_T$  — приток пресных вод из Тихого океана в Северный Ледовитый через Берингов пролив;  $E$  — испарение;  $Q_c$  — сток пресных вод и льдов из Северного Ледовитого океана в Атлантический; среднееголетние значения компонент по В. В. Иванову:  $P=5428 \text{ км}^3$ ,  $Q_m=5135 \text{ км}^3$ ,  $Q_T=1800 \text{ км}^3$ ,  $E=3337 \text{ км}^3$ ,  $Q_c=9026 \text{ км}^3$  в год.

каем цепочку физических элементов и образуем систему, которая в состоянии функционировать в результате внутренней динамики. Силой, поддерживающей эту динамику, является круговорот воды в северном полушарии, а точнее, в его полярной ветви. Гидрологический цикл в полярной ветви задает направленность климатическому сигналу, определяет порядок его передачи от одного компонента к другому.

На рис. 4 представлена концептуальная схема развития автоколебаний в климатической системе применительно к современно-

му периоду. В основе ее лежат представления, изложенные выше, что не требует обсуждения характера взаимоотношений между компонентами системы. В схему вошли далеко не все компоненты, а лишь те из них, которые играют наиболее важную роль в развитии автоколебаний. Это только каркас основных взаимодействий на протяжении одного полного цикла развития природного процесса. Взаимодействия некоторых из компонент системы изучены явно недостаточно, поэтому схема может рассматриваться как своего рода программа исследований на будущее. Продолжительность цикла также пока не установлена.

В зависимости от того, каким путем осуществляется возврат пресной воды в Северный Ледовитый океан — преимущественно в виде атмосферных осадков, айсбергового или поверхностного стока с Евразии и Северной Америки — эта продолжительность может изменяться в довольно широких пределах. Следует также отметить, что сама связь между отдельными компонентами системы изучена сейчас на качественном уровне и нуждается в дальнейшем исследовании. Особенно это касается зависимости пресноводного баланса Северного Ледовитого океана от характера влагооборота в атмосфере.

Как видно из предложенной схемы, мы исходим из того, что морские льды — отнюдь не второстепенный член глобальной климатической системы, а важная составная его часть, не уступающая по своему значению ни атмосфере, ни гидросфере. Без этих льдов функционировать в режиме автоколебаний данная система не в состоянии. Их появление около 0,7 млн. лет назад в результате длительного направленного охлаждения земной поверхности и связанного с ним превращения полярных областей в зоны избыточного увлажнения, несомненно, — очень важное событие в истории развития природной среды.

С этого времени в полярных морях льды становятся постоянным элементом природной обстановки и оказывают такое воздействие на климат, какое сравнимо лишь с влиянием антарктического ледникового щита на атмосферу южного полушария. Понижается температура воздуха, особенно сильно в высоких и умеренных широтах, в связи с чем фауна и флора претерпевают сильные изменения. Увеличиваются термические контрасты между полюсом и экватором, что приводит к усилению зональных переносов в атмосфере и связанных с ним переносов влаги с океана на континенты.

В Арктике над льдами формируется холодная арктическая воздушная масса с большими горизонтальными градиентами метеорологических элементов на границе с морским полярным воздухом. Ядро этой воздушной массы, выраженное в барическом поле областью повышенного давления к северу от Аляски и Канадского Арктического архипелага, возбуждает и поддерживает антициклонический дрейф поверхностных вод и льдов в западной части Арктического бассейна. Все эти и некоторые другие особенности нового климатического режима, связанные с появлением морских

льдов, в дальнейшем уже не исчезают на протяжении всего последующего времени, а лишь усиливаются или ослабевают в зависимости от развития этих льдов на полушарии.

И все же наиболее важным результатом замерзания Северного Ледовитого океана явилось изменение компонентного состава климатической системы, повлекшее за собой переход этой системы в неустойчивое состояние. Дело в том, что образование морских льдов в этом до того безледном океане, в общем, совпадает по вре-

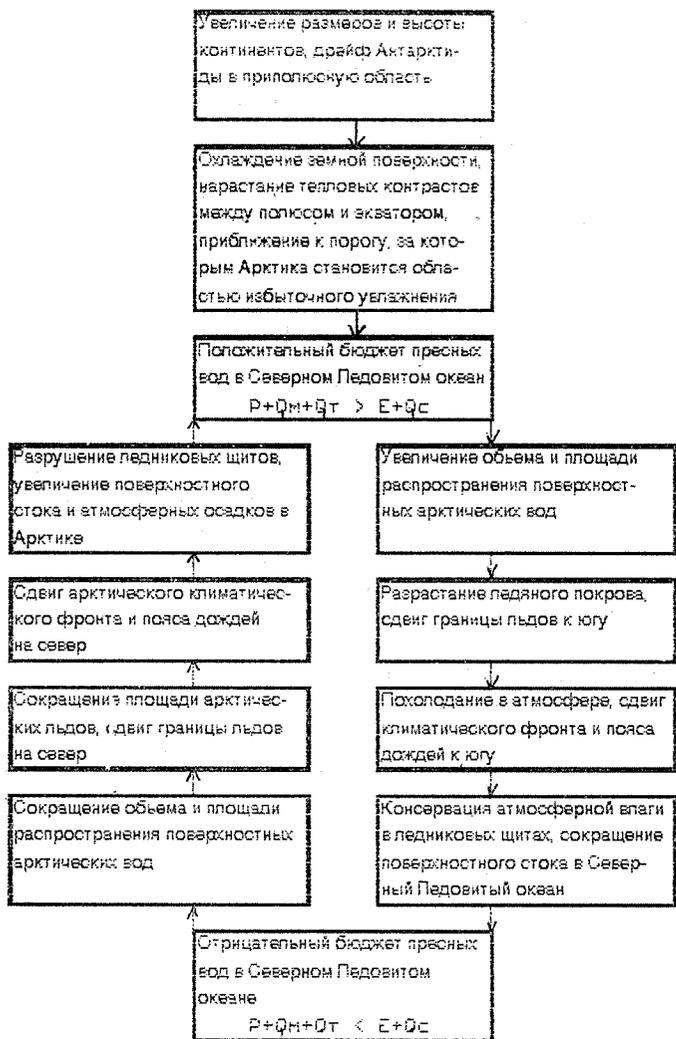


Рис. 5. Концептуальная схема ледниково-межледниковых колебаний в плейстоцене.

Условные обозначения те же что и на рис. 4.

мени с началом ледниково-межледниковых колебаний плейстоцена, неоднократно и самым кардинальным образом перестраивавших всю природную обстановку на нашей планете на последнем этапе ее геологической истории. Именно с этого момента климатическая система перешла в качественно новый, не свойственный ей до этого режим колебаний. Такая хронологическая согласованность между появлением морских льдов в Арктике и началом сменяющих друг друга ледниковых эпох и межледниковий, конечно же, не случайна.

Эти два выдающиеся события естественной истории совпали потому, что одно из них — в данном случае образование льдов — вызвало другое — смену режима климатической системы, при которой плавное преимущественно поступательное развитие доплейстоценового времени приобрело колебательный характер. Морские льды явились тем последним звеном, которое замкнуло цепь физических элементов и перевело климатическую систему в режим автоколебаний. Движущей силой автоколебательного процесса, несмотря на огромную разницу в масштабах явлений, как и в современный период, является круговорот воды во внетропической части северного полушария. Сомнения относительно правомерности такой аналогии частично могут быть сняты учетом фактора времени, выполняющего операцию суммирования малых изменений и дающего в итоге результат, способный поразить любое воображение.

Концептуальная основа развития ледниково-межледниковых колебаний, как следует из рис. 5, в общем — та же, что и для колебаний нашего времени, хотя содержит и некоторые новые важные элементы. Прежде всего это, конечно, формирующиеся ледниковые покровы в Европе и Северной Америке, которые значительно повлияли на всю систему влагооборота и состояние гидрографической сети на территории Сибири и Америки. Консервация атмосферной влаги, обезвоживание воздушных масс при движении их над ледниковыми щитами и резкое сокращение осадков привели к существенному уменьшению поверхностного стока в Северный Ледовитый океан. В результате развитие событий в климатической системе приобрело возвратный характер.

## ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ И ДИНАМИКА КЛИМАТА В ВЫСОКИХ И УМЕРЕННЫХ ШИРОТАХ

Полярные области Земли составляют во многих отношениях ключевые части глобальной климатической системы, в которых развиваются наиболее сильные естественные флуктуации характеристик климата из-за колебаний адвективного обмена с внеполярными ее частями, взаимодействий между компонентами полярной системы и изменений за пределами климатической системы.

Глобальное влияние полярных областей осуществляется, прежде всего, через полярные океаны, способные изменить свою структуру и режим циркуляции под влиянием изменений в обмене пресной водой, солью и теплом с внеполярными частями глобальной системы. При этом наиболее активными компонентами оказываются распресненный верхний слой и морской лед на его поверхности, а главными процессами, объединяющими полярную климатическую систему и связывающими ее с глобальной, являются переносы пресной воды, тепла и соли (рис. 1).

Океаны в высоких и умеренных широтах участвуют в формировании широкого спектра естественных колебаний климата. Часть из них возбуждается колебаниями атмосферной циркуляции при пассивном участии океана как источника тепла и влаги для атмосферы в зимний сезон. Другая, более долгопериодная часть, формируется медленными колебаниями океанического транспорта тепла в высокие широты. Значительные межгодовые колебания средней температуры воздуха в земной климатической системе и ее моделях являются одним из следствий океанического влияния на климат.

Колебания атмосферной циркуляции зимой возбуждают широкий спектр климатической изменчивости средней температуры воздуха в системе «океан — атмосфера — суша» высоких и умеренных широт. Часть спектра формируется вследствие сильных межгодовых колебаний зимнего атмосферного транспорта тепла и влаги из низких широт и океанических областей системы в высокие широты и на континенты. Усиления атмосферной циркуляции сопровождаются значительными повышениями температуры воздуха зимой над континентами и полярными областями и значительно меньшими ее понижениями над океанами и в низких широтах вследствие много большей теплоемкости системы «океан — атмосфера» по сравнению с системой «суша — атмосфера» или «морской лед — атмосфера». Наоборот, ослабление атмосферной циркуляции сопровождается ослаблением зимних переносов тепла и

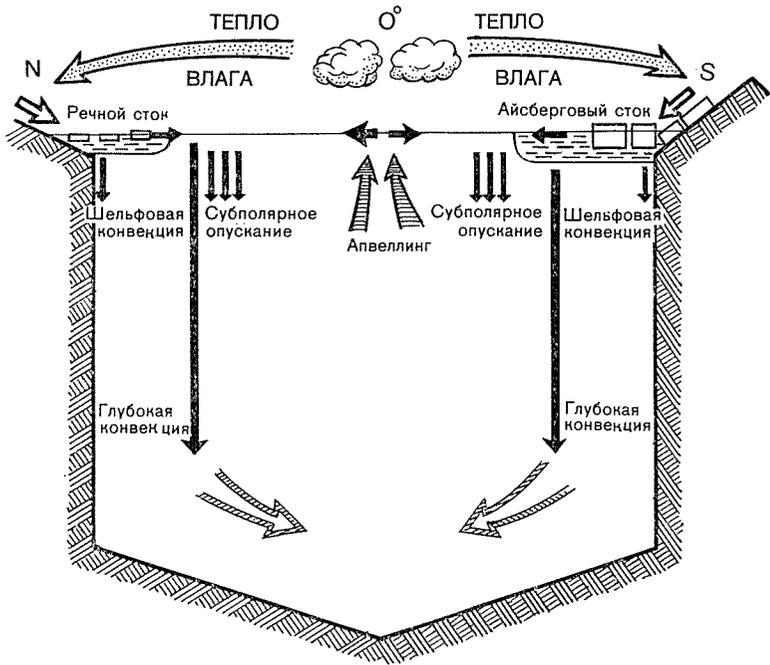


Рис. 1. Схема взаимодействия полярных и внеполярных процессов в глобальной климатической системе.

влаги во внутриконтинентальные и полярные области системы и значительными понижениями температуры воздуха в них.

Приближенная оценка повышения (понижения) средней температуры воздуха в системе «океан — атмосфера — суша» при усилении (ослаблении) зимней циркуляции атмосферы может быть получена по формуле

$$\langle \Delta T \rangle = a (T_0 - T_k) (1 - \beta), \quad (1)$$

где  $a$  — усиление (ослабление) адвективного переноса нормированное на объем атмосферы в системе.  $T_0$ ,  $T_k$  — температура воздуха в океанических и континентальных частях системы;  $\beta = \rho_a C_a H / \rho_0 C_0 h$ ,  $\rho_a$ ,  $C_a$ ,  $H$  — плотность, теплоемкость и толщина атмосферы в системе  $\rho_0$ ,  $C_0$ ,  $h$  — то же для деятельного слоя океана в океанической части системы.

Отношение абсолютных значений изменений температуры воздуха в континентальной и океанической частях оценивается соотношением

$$\langle \Delta T_k \rangle / \langle \Delta T_0 \rangle = \frac{\alpha}{\beta (1 - \alpha)}, \quad (2)$$

где  $\alpha$  — доля океанической части системы.

Формулы (1) и (2) получены из уравнения энергетического баланса для системы «океан — атмосфера — континент» в виде замкнутого канала, который находится в состоянии климатического равновесия. Температура воздуха над океаном  $T_0$  (равна температуре верхнего слоя океана), а над континентом с нулевой теплоемкостью температура воздуха равна  $T_k$ . Усиление (ослабление) переноса в атмосфере на величину  $\Delta V_a = u' \cdot s \cdot H \cdot \tau$ , где  $u'$  — увеличение (ослабление) скорости переноса воздуха,  $s$  — ширина канала ( $s = 1$ );  $\tau$  — характерное время, приводит к изменению температуры, описываемому формулами (1) и (2). Из соотношения (1) следует выражение для дисперсии флуктуации зональной средней температуры

$$\overline{(\Delta T)^2} = \bar{u}^2 (T_0 - T_k) (1 - \beta)^2 (\tau/L)^2,$$

где  $L$  — длина канала.

Отсюда следует, что наибольшие отклонения средней температуры воздуха происходят зимой при усилении (ослаблении) циркуляции атмосферы. Для подтверждения этого положения рассмотрим особенности пространственного распределения аномалий среднемесячной температуры воздуха для тех январей, когда средняя температура в области  $85-25^\circ$  с. ш. отклонилась от нормы за 891—1992 гг. более, чем на среднеквадратическое отклонение ( $\sigma$ ). На рис. 2 показаны поля средних аномалий температуры воздуха при значительных положительных ( $>\sigma$ ) и отрицательных ( $<-\sigma$ ) аномалиях средней по всей области температуры. Их сравнение свидетельствует о том, что в экстремально холодных январях наиболее холодные области располагаются над северными частями континентов, а теплые — над океанами. Такое распределение аномалий близко к климатическому распределению очагов холода и тепла и, следовательно, в аномально холодные январь усилены температурные контрасты между теплыми и холодными областями высоких и умеренных широт.

В экстремально теплые январь распределение аномалий температуры воздуха противоположно холодным январям: положительные аномалии близки к климатическим очагам холода, а отрицательные аномалии — к климатическим очагам тепла, т. е. нормальные температурные контрасты в системе «океан — атмосфера — суша» высоких и умеренных широт ослаблены. Следует отметить, что поле средних положительных аномалий для января см. рис. 2б) весьма сходно с распределением аномалий среднемесячной температуры воздуха у поверхности в холодное время года при западной разновидности формы атмосферной циркуляции  $W$ , которое было построено А. А. Гирсом из других соображений [4].

Сопоставление аномалий среднемесячной температуры воздуха различных широтных зонах северного полушария и числа дней формой атмосферной циркуляции  $W$  показало (табл. 1), что прямая связь между ними наиболее значительна зимой в области  $40-40^\circ$  с. ш. При этом положительные аномалии январской тем-

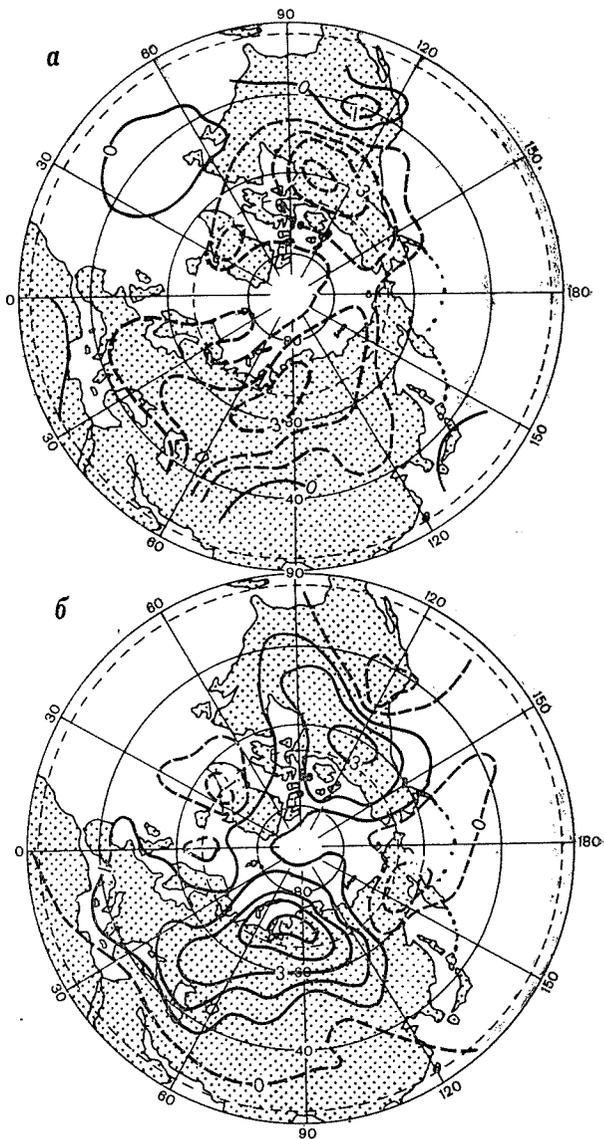


Рис. 2. Средние распределения аномалий температуры воздуха в январе для случаев больших ( $|\Delta T| > \sigma$ ) отклонений средней на области  $85\text{--}25^\circ$  с. ш. температуры воздуха:

а — при отрицательных; б — при положительных отклонениях.

Таблица 1

**Коэффициенты корреляции между аномалиями  
среднемесячной температуры воздуха в различных широтных зонах  
северного полушария и числа дней с формой циркуляции W**

Координаты, град.	I	II	III	IV	V	VI
85—65	-0,175	-0,069	0,077	0,079	-0,121	-0,123
70—40	0,470	0,352	0,369	0,233	-0,090	-0,171
85—25	0,351	0,213	0,297	0,154	-0,106	-0,067

Координаты, град.	VII	VIII	IX	X	XI	XII
85—65	-0,167	-0,300	0,013	0,133	-0,010	-0,163
70—40	-0,110	-0,125	0,226	0,304	0,325	0,340
85—25	-0,138	-0,196	0,129	0,196	0,170	0,130

температуры в 67 % случаев совпадали с преобладанием в январе формы циркуляции W. Другое следствие установленной особенности в распределении аномалий проявляется в их расположении на координатной плотности с осями, соответствующими фазам первых двух гармоник разложения в ряд Фурье средней температуры в области 40—70° с. ш. вдоль круга широты. Отрицательные аномалии располагаются на плоскости ближе к началу координат т. е. им соответствуют меньшие значения фаз), а положительные — дальше от начала координат.

Ранее были получены эмпирические свидетельства о сильной отрицательной корреляции между характеристиками пространственной неоднородности распределения температуры воздуха средними ее значениями для северного полушария в холодную половину года и выдвинуто положение о двух причинах этой связи [2]. Первая — это рассматриваемое выше влияние колебаний зимних переносов тепла в системе «океан — атмосфера — суша» на ее среднюю температуру в системе. Вторая — уменьшение (увеличение) длинноволновых потерь тепла из системы при уменьшении (усилении) в ней температурных контрастов. Обе составляющие межгодовых флуктуаций средней температуры воздуха развиваются за счет внутренних процессов перераспределения тепла. Первая представляет собой нестационарные внутренние колебания средней температуры вследствие огромной разности теплоемкости деятельного слоя океана и атмосферы. Вторая составляющая связана с нелинейной чувствительностью уходящей длинноволновой радиации к температуре и поэтому была названа адвективно-радиационными колебаниями. Для простой двухбоксовой модели климатической системы без океана с температурными контрастами «экватор — полюс» изменение адвекции тепла (A) между «теплым» ( $T_1$ ) и «холодным» ( $T_2$ ) боксами атмосферы одинаково

вого объема приводит к адвективно-радиационному изменению средней температуры

$$\langle \Delta T \rangle = A/2 (b_2^{-1} - b_1^{-1}),$$

где  $b_1 = 4\delta T_1^3$ ,  $b_2 = 4\delta T_2^3$  — термическая чувствительность уходящей длинноволновой радиации (УДР) к температуре в обоих боках,  $\delta$  — интегральная прозрачность атмосферы. Поскольку  $T_1 > T_2$  то  $b_2 > b_1$  и знак  $\langle \Delta T \rangle$  зависит от знака отклонения притока тепла  $A$  из теплой в холодную часть атмосферы. При  $T_1 = 255$  К,  $T_2 = 270$  К,  $\delta = 5 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ,  $[b_2^{-1} - b_1^{-1}] = 0,08 \langle \Delta T \rangle = 0,04A$ . Если  $A \sim 10 \text{ W m}^{-2}$ , то  $\langle \Delta T \rangle = 0,4$  К.

В системе «океан — атмосфера — суша» формируется конвективно-радиационная добавка к среднегодовой температуре воздуха в системе за счет межсезонного перераспределения в ней летнего притока солнечного тепла. Оценим эту добавку с помощью двух простейших энергобалансовых моделей, в одной из которых океан составляет  $\alpha$  — часть подстилающей поверхности для атмосферы, а в другой океана нет. Для системы без океана уравнения баланса энергии на верхней границе будут для лета (1) и зимы (2) соответственно

$$R_1 = F_1;$$

$$R_2 = F_2,$$

а для системы с океаном

$$R_1 - \alpha Q = F_1 + b_1 \theta_1;$$

$$R_2 + \alpha Q = F_2 + b_2 \theta_2,$$

где  $R$  и  $F$  — приходящая и уходящая радиация;  $Q$  — летний приток (зимний сток) тепла в океан (из океана);  $\theta_1$ ,  $\theta_2$  — результаты рующие изменения температуры воздуха в системе с океаном летом и зимой соответственно;  $b_1$ ,  $b_2$  — летняя и зимняя температурная чувствительность УДР.

Из последней системы уравнений с учетом предыдущего имеем

$$\theta_1 = - \frac{\alpha Q}{b_1};$$

$$\theta_2 = \frac{\alpha Q}{b_2}.$$

Отсюда для среднегодовой температуры получаем добавку в системе с океаном относительно системы без океана

$$\bar{\theta} = \frac{Q_1 + Q_2}{2} = \frac{\alpha Q}{2} (b_2^{-2} - b_1^{-1}).$$

При  $T_1 = 290$  К,  $T_2 = 250$  К (летние и зимние температуры воздуха в системе без океана),  $\delta = 5 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ,  $10 \leq Q \leq 100 \text{ W m}^{-2}$   $\alpha = 0,6$  будет  $0,4 \leq \bar{\theta} \leq 4$  К.

Из этих выражений следует, что уменьшение площади открытой поверхности океана в климатической системе вследствие, например, роста площади морских льдов летом и уменьшение летнего притока тепла в океан из-за ослабления вертикального перемешивания в деятельном слое приводит к понижению среднегодовой температуры воздуха и наоборот. Если сравнить влияние этого эффекта на среднюю температуру с влиянием изменения альбедо системы, то между ними имеет место соотношение

$$\Delta A = \frac{\delta (T_{01}^3 - T_{02}^3) \bar{\theta}}{q},$$

где  $q$  — среднегодовой поток приходящей радиации на верхней границе атмосферы. Например, если  $T_{01} = 290$  К,  $T_{02} = 250$  К,  $\delta = 5 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2}$ ,  $0,4 \leq \bar{\theta} \leq 4$  К,  $q = 200 \text{ W m}^{-2}$ , то  $0,2 \leq \Delta A \leq 2$  %, т. е. отепляющий эффект океана в пределах  $0,4 \div 4$  К эквивалентно  $0,2 \div 2$  % уменьшению альбедо.

Подтверждением воздействия межсезонного перераспределения тепла океаном на среднегодовую температуру воздуха в системе «океан — атмосфера — суша» служит обратная зависимость между среднегодовой температурой воздуха внетропических широт северного полушария и амплитудой ее годового хода [3]. Механизм этого воздействия включает как «инерционную» компоненту, связанную с флуктуациями зимних притоков тепла из океана в атмосферу, так радиационно-конвективную добавку.

Спектральный анализ связи между аномалиями характеристик зональных ( $D^\lambda$ ) и меридиональных ( $D^\varphi$ ) контрастов температуры воздуха в январе с аномалиями ее средних значений ( $T$ ) показывает что короткопериодные флуктуации средней температуры ( $< 10$  лет) сильнее коррелированы с колебаниями зональных контрастов, а долгопериодные ( $> 10$  лет) более связаны с колебаниями меридиональных контрастов. Величины  $T$ ,  $D^\varphi$  и  $D^\lambda$  рассчитывались здесь по формулам [2]:

$$T = \langle T_\varphi \rangle_\varphi; \quad T_\varphi = \langle T_{\varphi, \lambda} \rangle_\lambda;$$

$$D^\varphi = [\langle (T_\varphi - T)^2 \rangle_\varphi]^{1/2};$$

$$D^\lambda = [\langle \langle (T_{\varphi\lambda} - T_\varphi)^2 \rangle_\lambda \rangle_\varphi]^{1/2},$$

$$\langle \cdot \rangle_\lambda = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \cdot d\lambda,$$

$$\langle \cdot \rangle_\varphi = \frac{1}{\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \cdot \cos \varphi d\varphi.$$

Сопоставление средних температур воздуха высоких ( $85-70^\circ$ ), умеренных ( $55-40^\circ$ ) и низких ( $35-25^\circ$ ) широт северного полушария обнаруживают значимую отрицательную корреляцию между годовых колебаний температуры воздуха в высоких и в остальных

широтных зонах в холодную половину года (табл. 2). Для сравнений использованы сеточные данные о среднемесечной температуре воздуха за 1891—1992 гг. из архива ВНИИГМИ — МЦД.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции средней температуры воздуха высоких широт (85—70° с. ш.) и других широтных зон в различные месяцы за 1891—1992 гг.

Координаты град.	I	II	III	IV	V	VI
55—40	—0,24	—0,15	—0,05	0,09	0,02	0,39
35—25	—0,09	—0,26	—0,14	0,03	0,20	0,08
Координаты, град.	VII	VIII	IX	X	XI	XII
55—40	0,12	0,12	0,33	0,27	—0,08	—0,22
35—25	—0,17	—0,08	0,0	0,15	0,07	0,09

Результаты в таблице явно не соответствуют заключениям о согласованном потеплении на всех широтных зонах северного полушария. Фазово-частотный анализ корреляций из табл. 2 на основе оценки спектров, когерентностей и фаз ( $\Phi$ ) соответствующих рядов показал, что в них присутствует как положительно коррелированные компоненты, так и отрицательно связанные составляющие. Причем относительный вклад тех и других в дисперсных колебаниях различных рядов меняется в течение года (табл. 3).

Таблица 3

Отношение дисперсий составляющих изменчивости температуры воздуха в высоких широтах, которые положительно ( $\Phi = 0 \pm \frac{\pi}{4}$ ) и отрицательно ( $\Phi = \pi \pm \frac{\pi}{4}$ ) коррелированы с соответствующими частотными компонентами изменчивости температуры в умеренных и низких широтах

Координаты, град.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
55—40	0,41	0,62	1,24	1,45	0,96	3,17	2,16	1,56	5,18	5,25	0,67	0,11
35—25	0,89	0,31	0,52	1,29	2,15	4,60	0,32	0,55	0,86	2,61	0,96	0,92

Вклад отрицательно коррелированных компонентов, изменчивости температуры высоких и низких широт составляет более 60 % дисперсии в феврале и в среднем около 50 % в зимние месяцы,

в то же время вклад положительно коррелированных составляющих максимален (46 % дисперсии) в мае и октябре месяцах. Положительная корреляция изменчивости отмечается, как правило, на низких частотах, а отрицательная — на более высоких. При этом в июле и августе корреляция на низких частотах также оказалась отрицательной.

Отрицательные корреляции колебаний температуры высоких и низких широт, очевидно, связаны с колебаниями зимнего воздухообмена между ними. В то время как положительные корреляции на низких частотах свидетельствуют о влиянии на некоторых глобальных факторов, обеспечивающих синхронные изменения температуры в высоких и низких широтах.

Одним из таких факторов может быть изменение длинноволновой и (или) коротковолновой прозрачности атмосферы, которые влияют как на среднюю температуру, так и на температуру высоких и низких широт, причем в разной степени. Покажем это с помощью простых соотношений теории и подобия планетных атмосфер, разработанной Г. С. Голицыным [5]. Скорость генерации кинетической энергии ( $\varepsilon$ ) в атмосфере по Г. С. Голицыну определяется соотношением

$$\varepsilon = k \frac{\Delta T}{T_1} \cdot \frac{Q}{M} \equiv \gamma \frac{\Delta T}{T_1}, \quad (3)$$

где  $k$  — постоянный коэффициент;  $\Delta T = (T_1 - T_2)$ ;  $T_1$  — температура на экваторе;  $T_2$  — температура на полюсе;  $Q$  — приток тепла;  $M$  — масса атмосферы.

Изменение длинноволновой прозрачности атмосферы ( $\delta$ ) приводит к изменению температуры воздуха у экватора ( $\Delta T_1$ ) и полюса ( $\Delta T_2$ ), соответственно

$$\Delta T_1 = -\frac{1}{4} T_1^3 \frac{\Delta \delta_1}{\delta};$$

$$\Delta T_2 = -\frac{1}{4} T_2^3 \frac{\Delta \delta}{\delta}.$$

Разность температур экватор — полюс изменяется на величину

$$\Delta T_1 - \Delta T_2 = -\frac{\Delta \delta}{4\delta} (T_1^3 - T_2^3),$$

т. е. увеличивается при  $\Delta \delta < 0$  и наоборот. В соответствии с выражением (3) скорость генерации кинетической энергии в атмосфере изменяется на величину

$$\Delta_{\delta} \varepsilon = \frac{\gamma T_2}{4\delta_1 T} (T_2^2 - T_1^2) \Delta \delta,$$

т. е. увеличивается при  $\Delta \delta < 0$ , поскольку  $T_1 > T_2$ . Из приведенных соотношений очевидно, что при понижении длинноволновой прозрачности атмосферы возрастает температура воздуха над экватором и полюсом, увеличивается их разность, растет скорость

генерации кинетической энергии в атмосфере, т. е. усиливается атмосферная циркуляция. Это ведет к увеличению переноса тепла к полюсу и к значительному росту температуры в полярной области и слабому ее понижению в низких широтах. В свою очередь, с этим связано уменьшение разности температур между ними. В итоге получается отмеченные выше знаки корреляции между колебаниями рассматриваемых величин и их зависимость от периода колебаний.

Океанические климатические сигналы в высоких широтах, как отмечалось выше, формируются с участием морских льдов и рас-

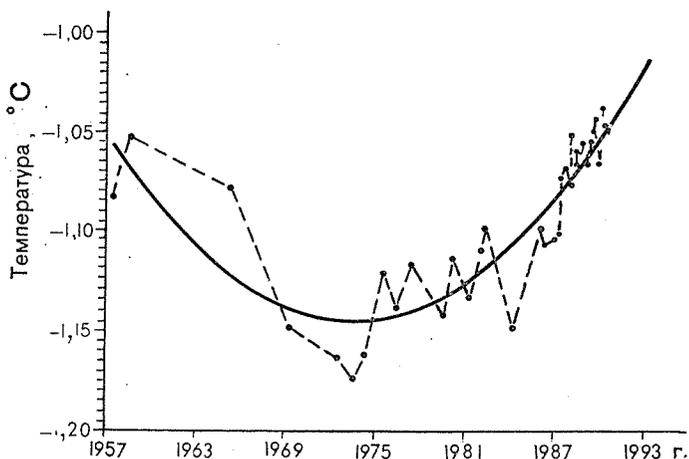


Рис. 3. Средняя температура воды глубинной водной массы Гренландского конвективного круговорота (73—76° с. ш., 3° в. д. — 6° з. д.) за 1957—1993 гг. [4].

пресненного верхнего слоя, которые тесно связаны с пресноводным балансом Северного Ледовитого океана. Одним из репрезентативных интегральных показателей состояния последнего служит речной сток с окружающей Северный Ледовитый океан суши. Данные о совокупном объеме стока пяти наиболее крупных сибирских рек за 1930—1988 г. показывают определенную тенденцию к его росту за последнее десятилетие.

Другой высокоширотный океанический сигнал о динамике климата проявляется в термохалинном состоянии глубинных и придонных вод в центральной части Гренландского моря (рис. 3), где отмечается рост температуры в последнее десятилетие, свидетельствующий об ослаблении процессов глубокой зимней конвекции [2]. Недавние исследования на основе модели циркуляции океана и атмосферы показали [7], что при нарушении пресноводного баланса на поверхности океана в высоких широтах возбуждается широкий спектр колебаний термохалинной циркуляции в системе высокие — низкие широты океана.

Таким образом, в динамике климата высоких и умеренных широт прослеживаются глобально значимые климатические сигналы, которые однако, значительно слабее колебаний, связанных внутренней динамикой климатической системы, особенно ее наиболее подвижной части — атмосферы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. В., Священников П. Н. Естественная изменчивость олушария. — Л.: Гидрометеоздат, 1991. — 159 с.
2. Алексеев Г. В., Иванов В. В., Кораблев А. А. Межгодовая изменчивость глубокой зимней конвекции в Гренландском море//Океанология. — 1994. Вып. 4. С. 1—8.
3. Алексеев Г. В., Подгорный И. А., Священников П. Н. Колебания тепляющего влияния океанов на глобальный климат//Докл. АН СССР. — 1991 — Т. 320. — № 1, С. 70—73.
4. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 486 с.
5. Голицин Г. С. Введение в динамику планетарных атмосфер. — Л.: Гидрометеоздат, 1973. — 109 с.
6. Ivanov V. V. Studies of the Arctic Water Resources: State-of-the-Art and Future Plans. Artic Hydrology. Present and Future Tasks. Seminar Longyearbyen, Svalbard, 14—17 Sept. 1990//Norwegian National Committee for Hydrology. Rep. — 1991. — No. 23. P. 63—74.
7. Weaver A. J., Marotzke J., Cummins P. F., Sarachnik E. S. Stability and variability of the thermohaline circulation//J. Phys. Oceanog. — 1993, Vol. 23. — N 1. — P. 39—60.

## МОНИТОРИНГ КЛИМАТА СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

Основные цели и задачи мониторинга климата достаточно полно сформулированы в работе Ю. А. Израэля [8]. К ним относятся: оценка изменений компонент климатической системы и определение масштабов их пространственно-временных колебаний; анализ и оценка естественных и антропогенных изменений и колебаний климата; выделение критических, действующих в направлении изменения климата, факторов; предсказание возможных колебаний и изменения климата. Развитие этих общих положений нашло отражение в работах отечественных и зарубежных авторов, в решениях Всемирной конференции по климату 1979 г., решениях совещаний экспертов ВМО и привело к выделению ряда отдельных направлений (программ) по изучению климата. Например, можно отметить мониторинг океана, программу исследования влияния климатических и погодных изменений на урожай зерновых культур, осуществляемые под руководством комиссии по сельскому хозяйству (ФАО), ЮНЕСКО и ряд других.

Мониторинг климата может осуществляться для разных пространственно-временных масштабов. Следуя классификации, данной в работе [13] для колебаний метеорологических и океанографических параметров в зависимости от их масштабов, представляется целесообразным осуществлять мониторинг для климатических колебаний временного масштаба от трех недель (месяца) до нескольких десятилетий. Что касается пространственных масштабов, то во многих работах, наряду с проведением глобального мониторинга, подчеркивается необходимость регионального и даже локального мониторинга, особенно в том случае, если район является индикатором или проводится сопоставление локальных процессов с процессами больших масштабов. В работах [5, 15] отмечается, что отсутствие глобальных изменений не означает отсутствие изменений на региональном уровне, а последствия изменений климата могут сказываться раньше, чем будет достигнута достаточная точность для обнаружения этих изменений в глобальном масштабе. Кроме того, для конкретного региона определение изменений климата чрезвычайно важно, так как от этого должно зависеть планирование и стратегия социально-экономического развития данного района.

В работах [3, 4] подчеркнуто, что характеристики климата полярных областей, отличающиеся большими амплитудами изме-

нений по сравнению со средними и низкими широтами, могут быть использованы в качестве индикаторов реакции глобальной климатической системы на антропогенные воздействия. Имеются убедительные свидетельства возрастающего антропогенного загрязнения арктической атмосферы, которое способствует нагреванию ее нижнего слоя [10]. Повышение температуры Арктики с середины 50-х годов совпадает с имеющимися сценариями изменения климата, согласно которым потепление высоких широт происходит за счет антропогенных парниковых эффектов. Модельные оценки дают максимум повышения температуры у поверхности земли именно в высоких широтах. Однако по эмпирическим данным в последние 20 лет наибольшее потепление отмечается в широтной зоне между 30—60° с. ш., в то время как в полярных районах повышение температуры по сравнению с умеренными широтами в этот период было невелико [2, 7, 18].

В связи с этим весьма актуальным становятся вопросы мониторинга климата атмосферы северной полярной области. Согласно определениям, данным в работах Г. В. Грузы [5, 6], для реализации мониторинга необходимо создание научно обоснованной системы, включающей не только методы сбора и обработки информации, методы оценки степени аномальности отдельных параметров, но и технологию, позволяющую организовать процесс слежения за изменениями и колебаниями отдельных параметров и климатической системы в целом.

Рассматривая региональный мониторинг климата атмосферы как один из компонентов мониторинга глобальной климатической системы можно выделить следующие задачи: создание информационной базы, которая может использоваться не только для оценки современного состояния климата, основных тенденций его изменения и влияния на эти изменения антропогенных и других воздействий, но и для решения других научных и прикладных задач; создание методики оценки степени аномальности отдельных параметров и системы в целом; разработка методов анализа и представления результатов, оценки их статистической значимости; создание научно обоснованной технологии, позволяющей накапливать, обобщать данные, оценивать степень аномальности текущего состояния атмосферы и представлять результаты для использования в народном хозяйстве. Методы решения перечисленных выше задач, их практическая реализация и некоторые оценки состояния атмосферы за период 1961—1993 гг. рассматриваются в данной работе.

**Сеть аэрометеорологических станций.** Мониторинг климата атмосферы северной полярной области проводится на территории севернее 60° с. ш. Современная сеть метеорологических станций в северной полярной области со сроком работы не менее 20 лет насчитывает около 350 станций. Проведенный ранее анализ [4] расположения сети метеорологических станций в северной полярной области показал, что основная часть станций размещена в ее более низких широтах. В результате этого метеорологическими

наблюдениями охвачено лишь около 80 % территории области. Тем не менее, оценки пространственной статистической структуры термических полей позволили определить для мониторинга приземного слоя атмосферы оптимальную сеть станций (в конечном итоге 70 станций) для получения корректных оценок средних по площади температур как в целом по широтной зоне 85—60° с. ш. так и по отдельным климатическим областям.

По данным публикаций ВМО температурно-ветровое и ветровое зондирование в северной полярной области выполняют 104 станции, из них на территории России — 62. Ежемесячно проводят наблюдения пять — восемь судов и одна — две станции «Северный полюс» (до 1991 г.). Для использования данных судов или дрейфующих станций вся информация, поступившая в течение месяца из конкретного района океана, относится к точке, расположенной в центре климатически однородного района.

**Статистические характеристики и пространственно-временные масштабы их обобщения.** Набор статистических характеристик используемых для описания атмосферы, весьма широк [4, 13, 15, 16, 17] и в настоящее время единой точки зрения на то, какие из них наиболее приоритетны, не существует. При решении задач могут использоваться характеристики одномерных распределений (среднее арифметическое, абсолютное отклонение, квадратическое отклонение, мода, медиана, коэффициенты асимметрии и эксцесса, абсолютные и средние экстремальные значения и т. д.); статистические характеристики двумерных и многомерных распределений (повторяемости, корреляционные связи); характеристики динамики циркуляции (характеристики переноса, переносимой субстанции, временные и пространственно-временные корреляционные функции) и др.

Определяя приоритетные параметры мониторинга климата атмосферы северной полярной области, необходимо учитывать не только специфические особенности региона, но и наличие информации за длительный период наблюдения, возможность ее регулярного пополнения, а также ее качество, определяемое точностью измерения и существующими методами контроля. Для описания состояния приземного слоя атмосферы привлекают около 30 метеорологических характеристик. Для свободной атмосферы их насчитывается значительно больше. Достаточно сказать, что только характеристик ветра используется в аэроклиматологии более 30. Понятно, что при таком многообразии климатических характеристик и разнообразных требованиях к временному и пространственному масштабам их обобщений, осуществлять оперативное слежение за изменением каждой практически очень сложно.

Наиболее важной и приемлемой, с учетом всех требований, является температура воздуха и вычисленные статистики ее различных пространственно-временных масштабов осреднения. Изменение теплового состояния может оцениваться как изменениями непосредственно температуры, так и другими величинами, рассчитанными на ее основе. Это могут быть, в частности, потоки тепла

на изобарических поверхностях и в слоях свободной атмосферы Арктики.

Для оценки состояния атмосферы анализируются следующие статистики: среднее арифметическое; среднее значение аномалий; среднеквадратическое отклонение; нормированные аномалии; экстремальные значения; линейные тренды. Временное обобщение выполнено для месяца, года и многолетнего периода (30 лет). Что касается пространственного обобщения, учитывая региональные особенности климата полярных областей, предложены следующие масштабы:

— локальные точки пространства, в которых состояние параметров является характерным для конкретного района и где имеются репрезентативные данные;

— поля статистик на различных уровнях;

— средние зональные характеристики;

— средние по площади для области от 60 до 90°;

— вертикально осредненные статистики по отдельным слоям атмосферы.

При выборе вертикальных масштабов осреднения для характеристики нижней и верхней тропосферы рассматриваются слои 1000—500 и 1000—300 гПа, для стратосферы 100—50 и 100—30 гПа. Кроме того, анализируются параметры слоя 1000—100 гПа. Предполагается также анализ других слоев, в том числе уровень земли — верхняя граница приземной инверсии, уровень земли — тропопауза (по фактическим данным).

Климатические области у поверхности земли выделены на основе климатического районирования З. М. Прик. Области включают в себя территории: Атлантическая (85—60° с. ш., 50° з. д. — 100° в. д.), Восточно-Сибирская (78—60° с. ш., 100—150° в. д.), Чукотская (73—60° с. ш., 150° в. д. — 170° з. д.), Аляскинская (73—60° с. ш., 170—120° з. д.), Канадская (85—60° с. ш., 120—50° з. д.). В Атлантической области выделены две подобласти: Северо-Европейская (80—60° с. ш., 30—60° в. д.) и Западно-Сибирская (80—60° с. ш., 60—100° в. д.).

**Информационная база мониторинга.** Это совокупность наборов (файлов), содержащих значения определенной статистики по каждому месяцу за весь период наблюдений. Информация станции или района расположена согласно «Каталога станций». Информационный вектор (запись) файла включает номер года и 12 месячных статистических характеристик. В настоящее время база содержит более 100 файлов. Это среднемесячные значения по каждой станции:

— приземных температур, атмосферного давления на уровне моря, количества атмосферных осадков, парциального давления водяного пара;

— температуры, геопотенциальной высоты, удельной влажности, плотности воздуха, зональной и меридиональной составляющих скорости ветра, переносов тепла, влаги, кинетической энергии на 16 стандартных изобарических поверхностях и некото-

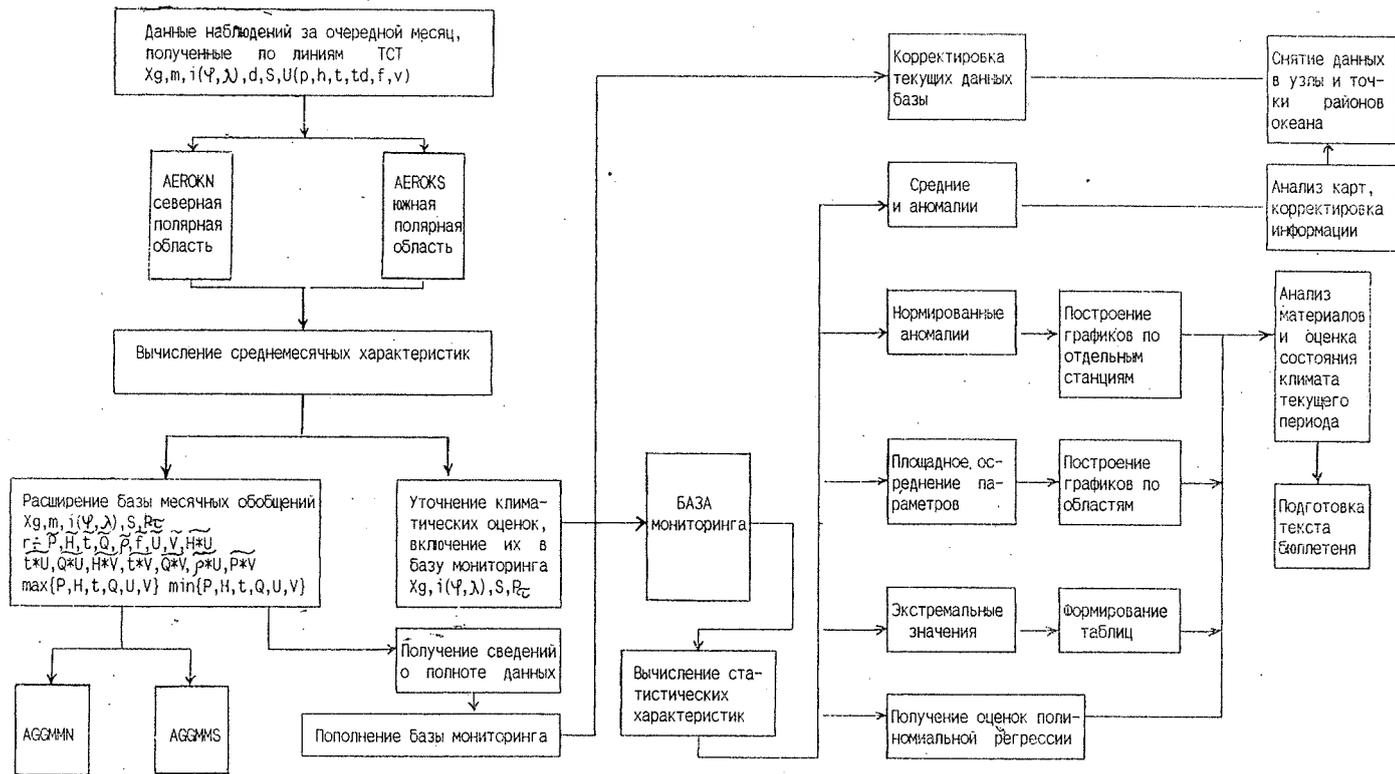


Рис. 1. Технология подготовки материалов бюллетеня.

ых особых уровнях (тропопауза, верхняя граница приземной инверсии, максимальный ветер).

По этим данным вычисляются статистики различной степени пространственного и временного обобщения, которые также включаются в базу мониторинга.

Расширение базы приземных характеристик осуществляется в основном за счет использования оперативных телеграмм «Климат». Среднемесячные характеристики свободной атмосферы вычисляются по данным срочных наблюдений [12]. Программное обеспечение системы включает как стандартные пакеты ПЭВМ, так и специально созданные программы, позволяющие вычислять требуемые статистики, осуществлять контроль, мониторинг наличия данных, получение материалов бюллетеня и т. д. Для получения статистик, осредненных по заданной территории, реализован метод оптимального осреднения и метод изолиний [9, 11].

Практическая реализация системы позволяет оперативно оценивать текущее состояние атмосферы полярных областей. Некоторые результаты включаются в бюллетень «Данные мониторинга климата полярных областей Земного шара», который, к сожалению, мы можем выпускать только в нескольких экземплярах. Технология подготовки материалов бюллетеня представлена на рис. 1. Некоторые оценки состояния атмосферы за период 1961—1993 гг. приведены ниже.

**Межгодовые колебания температуры воздуха.** Карты годового распределения температуры воздуха показывают средние многолетние условия, тогда как в отдельные периоды могут наблюдаться значительные отклонения от них. Одним из методов оценки роли естественных факторов в колебаниях многолетнего ряда. На рис. 2 представлены межгодовые изменения нормированных аномалий годовой температуры воздуха различных уровней слоев атмосферы северной полярной области.

Последнее изменение в знаке тренда приземной годовой температуры воздуха северной полярной области относится к середине 60-х гг. Температура в высоких широтах стала повышаться. Однако это потепление протекает не так бурно, как в период 30—40-х годов текущего столетия. За истекшее 25-летие (с 1966 по 1990 г.) годовая температура воздуха северной полярной области повысилась на  $1,5^{\circ}\text{C}$ , в то время как в 30—40-х годах повышение составило более  $3^{\circ}\text{C}$ . За период 1984—1993 гг. температура в целом по региону по сравнению с предыдущим десятилетием (1974—1983 гг.) стала выше на  $0,5^{\circ}\text{C}$ .

Среднегодовая температура всего слоя атмосферы 1000—100 гПа имеет тенденцию к повышению. Коэффициент линейного тренда составил  $0,16^{\circ}\text{C}/\text{год}$ . При этом в стратосфере (100 гПа) отмечено понижение температуры, а в нижней тропосфере (слой 1000—500 гПа)—повышение. Коэффициенты линейного тренда соответственно  $-0,5^{\circ}\text{C}/\text{год}$  и  $0,9^{\circ}\text{C}/\text{год}$ .

Знаки коэффициентов линейного тренда температуры различных слоев атмосферы за весь период наблюдений показаны

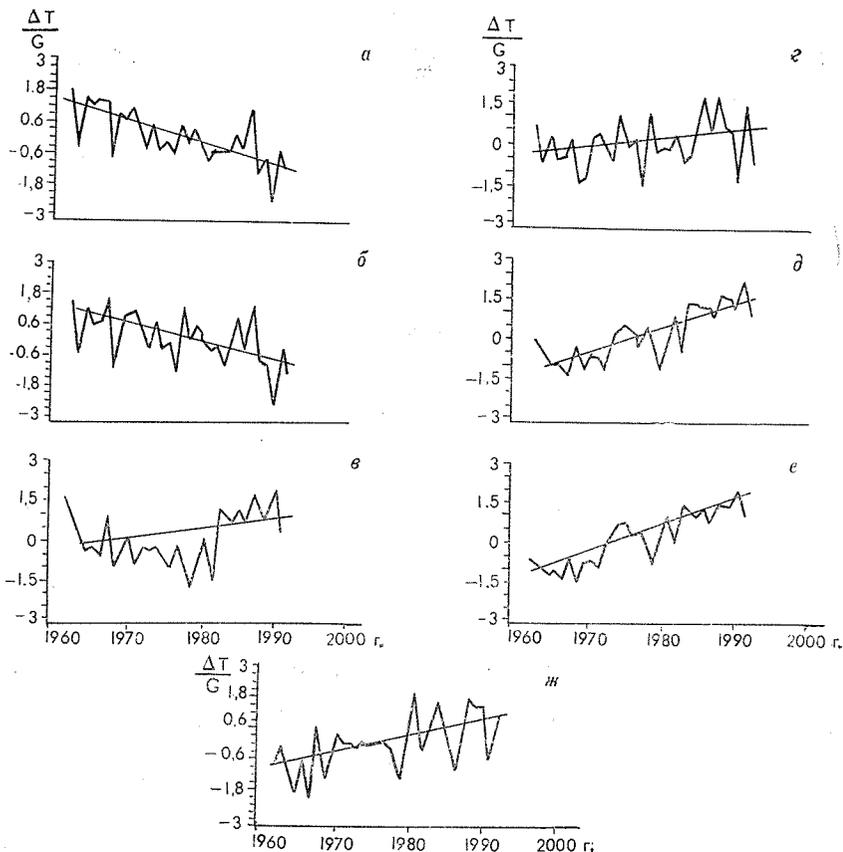


Рис. 2. Временной ход нормированных аномалий годовой температуры на уровнях 50 (а), 100 (б), 500 гПа (в), аномалий годовой температуры слоев 100—1000 (г), 300—1000 (д), 500—1000 гПа (е) и аномалий годовой температуры у поверхности земли (ж) в период 1961—1993 гг.

в табл. 1. Температура стратосферы имеет тенденцию к понижению, в то время как в тропосфере за все месяцы отмечается положительная тенденция. Если рассматривать всю атмосферу до 100 гПа, то можно также отметить положительные тенденции за исключением ноября и декабря. Знак тренда приземной температуры в целом для северной полярной области положителен.

Крупные аномалии температуры атмосферы в отдельных районах и по области в целом должны быть объектом особого внимания при исследовании изменений климата. Разработка методов оценки аномалий и выявление причин их возникновения одна из научных задач мониторинга.

На рис. 3 выделены месяцы, когда значения нормированной аномалии превышало  $2\sigma$  или было экстремальным за весь рассматриваемый период. Можно отметить, что частота крупных ано-

Таблица 1

## Знак тенденции изменения температуры северной полярной области

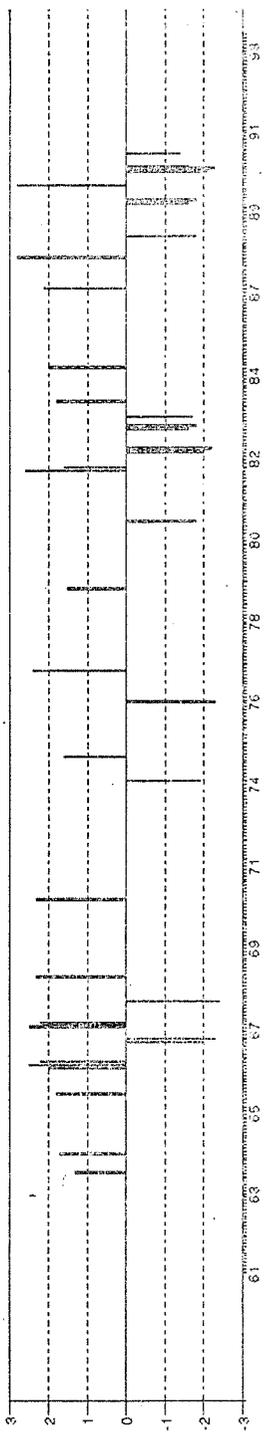
Поверхность	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Уровень, гПа													
50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100	—	0	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
500	+	+	+	+	+	+	+	+	0	+	—	—	+
1000—100	0	+	+	0	+	+	+	+	+	+	—	—	+
1000—300	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0	+
1000—500	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Земля	0	+	+	—	+	+	+	+	—	—	—	+	+
Атлантическая область	+	+	+	—	+	—	—	+	+	—	—	+	+
Западная Сибирь	0	+	—	—	+	—	—	0	—	—	—	+	—
Восточная Сибирь	+	0	+	0	+	+	+	+	—	—	—	+	+
Чукотка	—	0	+	+	—	+	+	0	—	—	—	—	—
Аляска	0	0	+	+	—	0	—	+	—	+	+	+	+
Канадская область	—	0	+	0	+	0	—	0	—	+	—	—	—

малый носит волнообразный характер. Так, наибольшее количество отрицательных аномалий приземной температуры было в период 1962—1969 гг., а положительных — в период 1987—1991 гг. На уровне 500 гПа эта волна как бы сдвинута: отрицательные аномалии отмечались с середины 1977 г. по 1982 г., а положительные в период 1986—1991 гг. Особый интерес представляют месяцы, когда для всех уровней атмосферы отмечены крупные аномалии одного знака. Таким был январь 1977 г. Значения нормированных аномалий составили соответственно для уровня земли, 500 и 100 гПа — 2, 3, 1, 8, 2, 4 величины  $\sigma$ .

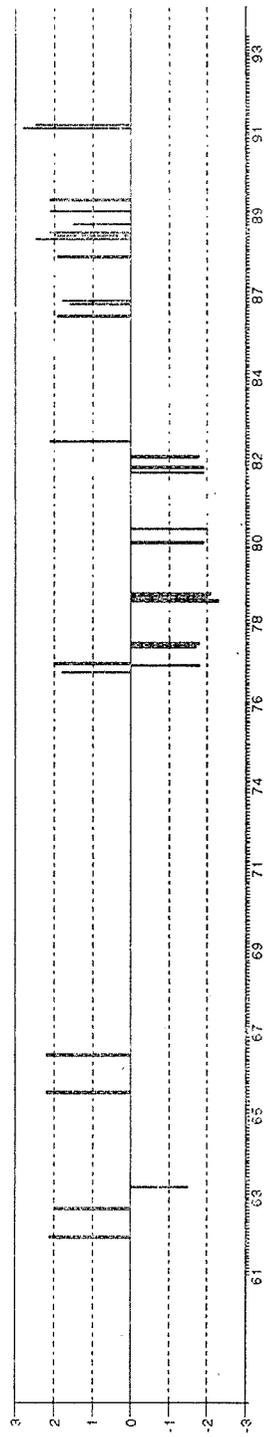
Большее число случаев крупных положительных аномалий приземной температуры в 60-е годы отражает прекращение в середине 60-х годов процесса похолодания, протекавшего с 40-х годов и развитие процесса повышения температуры воздуха северной полярной области. После переломного периода 1964—1968 гг. вплоть до конца 70-х годов наблюдалось преобладание невысоких значений аномалий температуры (крупная аномальность составляла лишь 10 % от общего количества случаев). Особое место занимают 80-е и начало 90-х годов, для которых была характерна значительная межгодовая изменчивость годовой температуры северной полярной области. В этот период отмечается увеличение числа случаев крупной аномальности (половина всех случаев) и рост самих значений нормированных аномалий в марте 1989 г. 3,4  $\sigma$ , в апреле 1990 г. 3,1  $\sigma$ , в августе 1992 — 3,3  $\sigma$ .

**Температура различных районов северной полярной области.** На значительном числе полярных станций среднегодовые температуры современного периода все еще ниже среднегодовых пре-

a.



б.



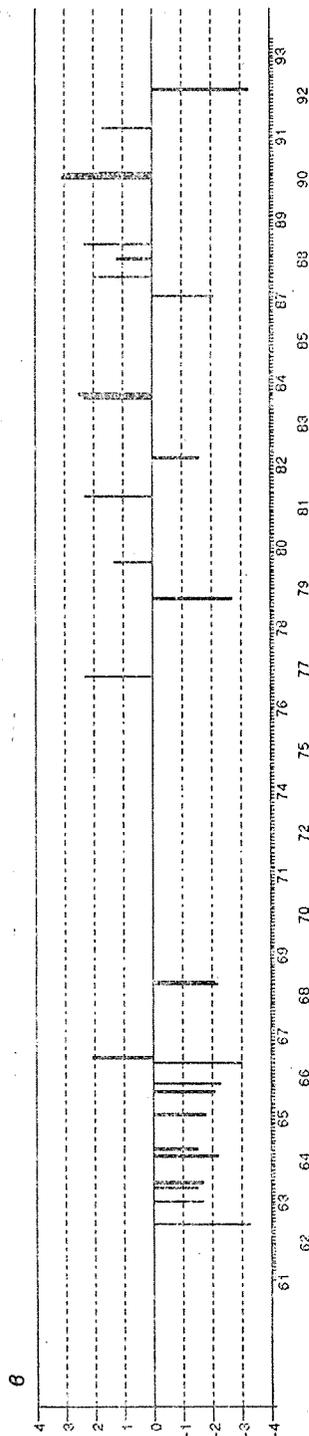


Рис. 3. Временной ход крупных аномалий ( $\geq 2\sigma$ ) температуры у уровня 100 (а), 500 гПа (б) и температуры у поверхности земли (в).

дыдущего периода — периода понижения температуры. Сопоставим два случая пространственного распределения разностей среднегодовой температуры, а именно: первый период — 1966—1990 г. (ветвь современного повышения температуры) и 1941—1965 г. (ветвь предыдущего понижения температуры), и второй периодов — 1981—1990 г. и 1971—1980 г. (два последних десятилетия) [2].

В первом случае на большей части территории северной полярной области присутствует отрицательный фон разностей. Наибольшего значения разности температуры отмечаются в районе морей Северо-Европейского бассейна и Карском море, где они достигают  $-1,0$ ,  $-1,2^\circ\text{C}$ . И лишь годовая температура воздуха Аляски в последнем 25-летии стала выше, чем в предыдущем.

Во втором случае на территории северной полярной области преобладает положительный фон разностей. Наибольшие значения положительных разностей температуры наблюдаются над Евразийским сектором Арктики, Канадским Арктическим архипелагом, Аляской, над которой значение разности составляет до  $2,4^\circ\text{C}$ . Именно скачок температуры в последнем десятилетии привел к значительному потеплению на Аляске, превысившему потепление 30—40-х годов. В зимний сезон повышение температуры достигло на отдельных станциях от  $3,2^\circ\text{C}$  (Фэрбенкс) до  $6,2^\circ\text{C}$  (Донсон). Отрицательные разности наблюдаются в районе Баренцева моря, в восточной части Канады, в районах моря Баффина и Исландии. Значения отрицательных разностей не более  $-0,2^\circ\text{C}$  в пер-

вых двух районах и  $-0,8^{\circ}\text{C}$  в море Баффина. Положительный фон разностей сохраняется практически во всех сезонах.

Наряду с ростом температуры в северной полярной области в последнем десятилетии отмечалось также и увеличение ее межгодовой изменчивости. Внутри года рост изменчивости в основном наблюдался в зимнем и весеннем сезонах. В среднем по области увеличение изменчивости в указанные сезоны составило  $0,2$  и  $0,3^{\circ}\text{C}$  соответственно; в целом за год —  $0,12^{\circ}\text{C}$ . Как правило, главные очаги повышения изменчивости температуры располагались в Евразийском секторе региона.

Оценки тенденций температуры для отдельных крупных районов региона представлены в табл. 2. В целом за год за период

Таблица 2

Оценки параметров линейного тренда ( $B_x$ ,  $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ ) и величины дисперсии ( $D$ , %), выбираемые линейным трендом в изменениях температуры за период 1961—1993 гг.

Область	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	$B_x$	$D$	$B_x$	$D$	$B_x$	$D$	$B_x$	$D$	$B_x$	$D$
85—60° с. ш.	0,060	56	0,030	40	0,041	40	0,025	56	-0,029	36
Атлантическая	0,002	03	0,018	12	0,001	04	-0,006	10	-0,005	04
Северо-Европейская	0,032	23	0,041	19	0,075	36	0,023	25	-0,012	08
Западно-Сибирская	0,042	40	0,059	22	0,076	38	0,024	35	0,012	07
Восточно-Сибирская	0,008	10	0,040	22	0,043	31	-0,011	15	-0,019	13
Чукотская	-0,001	02	-0,020	12	0,026	16	0,005	06	-0,007	05
Аляскинская	0,017	16	0,036	15	0,046	27	-0,007	11	-0,024	16
Канадская	-0,013	15	-0,028	16	0,001	08	0,005	08	-0,042	32

1961—1993 гг. положительная тенденция прослеживается почти во всех районах. Лишь для Чукотского района и района Канадского Арктического архипелага тренд отрицателен. Различия в межгодовых изменениях температуры по отдельным районам достигают нескольких лет и в отдельные периоды наблюдаются противофазные изменения температуры между отдельными районами (например, между Атлантическим и Тихоокеанским секторами региона). Оценки взаимокорреляционных функций температуры показали сдвиг в изменениях температуры по районам, достигающий от двух до пяти и более лет. Так, сдвиг в изменениях температуры воздуха атлантического сектора и Аляски составляет шесть лет, Восточной Сибири и Канадского Арктического архипелага — пять лет и т. д. Несинхронность изменений температуры обусловлена различиями в пространственно-временных масштабах процессов, формирующих поле температуры в каждом из районов. Оценки частотно-временной структуры рядов температуры в отдельных районах, полученные с помощью спектрального анализа на более длинных рядах [1], показали, что самые продолжительные периоды колебаний годовой температуры (сравнимые с периодом наблю-

дений) отмечаются в Восточной Сибири и Канаде. Для атлантического и тихоокеанского секторов характерны полувековые периоды колебаний. Кроме этих периодов колебаний в атлантическом секторе выделяются колебания периодом 13 и 8 лет, а в тихоокеанском — 10 и 5 лет.

Внутри года в целом для региона изменения температуры имеют положительную тенденцию за исключением изменений температуры в осенние месяцы. Наибольший вклад в понижение температуры региона в осенний сезон вносят изменения температуры в канадском секторе, где температура осеннего сезона понизилась с 1961 г. по 1993 г. на  $-1,4^{\circ}\text{C}$ . В остальных районах (кроме Западной Сибири) знак тренда температуры осеннего сезона также отрицателен, хотя сами величины коэффициентов линейного тренда статистически не значимы. Особенностью последних лет стало появление отрицательного тренда в изменениях температуры летнего периода в атлантическом секторе, Восточной Сибири и Аляски. В этих районах в 1992 г. впервые с начала 50-х гг. появился отрицательный тренд. Причиной понижения температуры северной полярной области в летние месяцы в 1992 г. послужило извержение в 1991 г. вулканов Пинатубо (июнь) и более слабого Хадсон (август). Как показали оценки изменения прозрачности атмосферы Арктики, весной 1992 г. аэрозольное ослабление оказалось в 2—3 раза выше среднеголетнего значения и сравнимо с аэрозольным ослаблением, наблюдавшимся в Арктике после извержения вулкана Эль-Чичон [14].

Тенденции изменения температуры свободной атмосферы различных областей северной полярной области за два периода 1961—1990 гг. и 1981—1990 гг. представлены на рис. 4 распределением коэффициента линейного тренда межгодовых изменений температуры на уровнях 50, 100 и 500 гПа.

В тропосфере первого периода большую часть занимают положительные значения. Очаги максимумов отмечаются над Северным морем между Англией и Скандинавией, северо-востоком европейской части России, междуречьем Оби и Енисея, не затрагивая п-ова Таймыр, а выходя гребнями в Карское море и западную часть моря Лаптевых. Следует особо отметить, что карский гребень переходит в обширный центр положительных трендов над центральной частью арктического бассейна. Последний генетически связан с очагами потеплений над северо-востоком и северо-западом Канады и Аляски. Очаг над Аляской в свою очередь распространяется на Чукотку. В некоторой изоляции находится двухцентровый очаг положительного тренда температуры, расположенный над Якутией, от юго-западных районов на северо-восток до побережья пролива Санникова.

Похолодание за рассматриваемый период происходило над всем северо-атлантическим сектором, захватив Гренландию, Шпицберген и Землю Франца-Иосифа. В Европейском секторе выделяются два очага — один над югом Скандинавии, второй над Белым морем и Ботническим заливом. Наиболее холодным следует при-



Рис. 4. Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда среднегодовой температуры, °С/10 лет.

знать район с центром над архипелагом Де-Лонга. К нему примыкает с юга на одном меридиане центр над юго-западом Чукотки.

Распределение очагов потепления и похолодания за последнее десятилетие 1981—1990 гг. лишь в отдельных эпизодах напоминает описанный выше период. Область отрицательных значений над Северной Атлантикой полностью вытеснила два положительных очага над юго-востоком Скандинавии и западным побережьем Гренландии. Пятнистая структура термического поля над севером европейской части России замещается обширной областью отрицательных значений коэффициентов линейных трендов. Сохраняются лишь очаги тепла над Аляской и над югом Якутии. Следует отметить, что оба этих ядра тепла значительно активизировались. За последние 10 лет их интенсивность повысилась в 3—5 раз.

В нижней стратосфере, на уровне 100 гПа за 30 лет над океаническими районами Скандинавии подковообразно располагается область положительных знаков, доходящая на востоке до Полярного Урала, с центром над Баренцевым морем. Вторая по значимости область потепления, вытянутая меридианально, располагается восточнее Якутска.

Отрицательные тренды температур наиболее интенсивны над всем бассейном Карского моря, Канадской Арктикой, Восточной Якутией, Магаданской областью и Чукоткой. Менее интенсивны над районом, расположенным восточнее Енисея и слабо отрицательные тренды отмечаются над Северной Атлантикой.

В последнее 10-летие можно отметить тенденцию потепления нижней стратосферы над континентальной Арктикой. Особенно заметно потепление происходило над южными территориями Канадской Арктики, где область холода с юга заменилась плюсовыми значениями трендов. Однако над северо-западом Гренландии, Канадским Арктическим архипелагом, севером Аляски усилилась тенденция к похолоданию, достигая величин, в 5—6 раз превышающих значения 30-летнего ряда. Область понижения температуры распространилась на весь бассейн Северного Ледовитого океана. Наиболее интенсивно похолодание происходило над всей Восточной Якутией и бассейном моря Лаптевых. На уровне 50 гПа преобладают области отрицательных трендов. Положительные значения отмечены на севере Гренландии и в центре Канадской Арктики.

В заключение следует отметить, что за последнее 10-летие более интенсивно происходит похолодание стратосферы и потепление тропосферы Арктики, что хорошо видно по значениям коэффициентов линейных трендов.

Подводя итоги первого этапа реализации климатического мониторинга полярных областей, можно отметить, что создана система мониторинга климата атмосферы северной полярной области, позволяющая решать как научные, так и практические задачи. Отработана технология и осуществляется оперативный выпуск бюллетеня «Данные мониторинга климата полярных областей

Земного шара». Дальнейшая работа будет направлена на усовершенствование технологии, разработку методов обработки данных, ликвидацию пропусков, неоднородностей и ошибок; включение новых характеристик в базу мониторинга; разработку методов оценки степени аномальности состояния атмосферы; рассмотрение роли влияющих факторов (в том числе и гелио-геофизических) в формировании аномального состояния атмосферы северной полярной области.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров Е. И., Любарский А. Н. Влияние циркуляции атмосферы на многолетние изменения ледовитости в морях Советской Арктики. — В кн.: Материалы гляциологических исследований. — М.: Изд. АН СССР, 1986. — № 55. — С. 118—122.
2. Александров Е. И., Нагурный А. П. Современные тенденции изменения климата Арктики//Докл. РАН. — 1992. — Т. 322. — № 5. — С. 865—868
3. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. — Л.: Гидрометеонздат, 1980. — 351 с.
4. Воскресенский А. И. Мониторинг климата Арктики. — Л.: Гидрометеонздат, 1988. — С. 6—23.
5. Груза Г. В. Колебания климата и хозяйственная деятельность человека. — Обзорная информация. Сер. метеорология. № 3. — Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, 1979. — 59 с.
6. Груза Г. В. Мониторинг современного климата как эмпирико-статистическая основа долгосрочных прогнозов//Метеорология и гидрология. — 1988. — № 2. — С. 17—23.
7. Данные мониторинга климата полярных областей Земного шара. — СПб.: ААНИИ, 1991. — 85 с.
8. Израэль Ю. А. Мониторинг климата и служба сбора климатических данных, необходимых для определения климатических изменений и колебаний// Метеорология и гидрология. — 1979. — № 2. — С. 17—23.
9. Каган Р. Л. Осреднение метеорологических полей. — Л.: Гидрометеонздат, 1979. — 209 с.
10. Кондратьев К. Я., Йоханнесен О. М. Арктика и климат//РАН Науч. — иссл. центр экол. безоп., Междунар. центр по окруж. среде и дистанц. зондир. им. Ф. Нансена. — СПб: Пропо, 1993. — 140 с.
11. Лернер С. И. Отображение и анализ метеоданных, заданных в пунктах зондирования//Тр. САРНИИ. — 1986. — Вып. 116 (197). — С. 91—100.
12. Майстрова В. В., Кифус Г. А., Курмачев А. А. Система автоматизированной централизованной обработки, контроля и накопления аэрологической информации глобальной сети станции//Метеорология и гидрология. — 1986. — № 8. — С. 112—117.
13. Монин А. С. Прогноз погоды, как задача физики. — М.: Наука, 1969. — 184 с.
14. Радионов В. Ф., Маршунова М. С. Уменьшение прозрачности атмосферы в полярных областях (эффект извержений вулканов Пинатубо и Хадсон)//Изв. АН ФАО. — 1993. — Т. 29. № 4. — С. 570—571.
15. Oort A. Global atmospheric circulation statistics, 1958—1973. Rockvill, Md., 1983. — P. 180.
16. Stugh U. P., Birsoj Y. U. Comparison of the methods of estimating mean areal rainfall//Mordic Hydrology. — 1976. — Vol. 6, N 4 — P. 224—241.
17. The Physical Basis of Climate and Climate Modeling, GARP Publications Series, N 16, WMO, 1975. — 265 p.
18. Walsh John E. The elusive Arctic Warming//Nature (Gr. Brit.). — 1993. — Vol. 361. — N 6410. — P. 300—301.

## **ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ МОРСКИХ ЛЬДОВ ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ РАБОТ НА АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ**

На шельфе российских арктических морей начинаются активные работы по освоению нефтегазовых месторождений. При этом существенно увеличиваются трудности строительных и эксплуатационных работ в море за счет воздействий морских льдов, которые являются наиболее опасными среди других гидрометеорологических факторов. Режимная информация о физических параметрах ледяного покрова и ледовых условиях в районе работ от замерзания до очищения моря необходима для оптимальных инженерных решений на всех этапах освоения шельфовых месторождений. Перечень основных характеристик морских льдов, необходимых при проектировании, строительстве и эксплуатации гидротехнических сооружений, определяется соответствующими ведомственными нормативными документами.

Обычно отмечается необходимость обоснования перечня и методики получения ледовых параметров с учетом природных особенностей района работ, морских льдов и типов гидротехнических сооружений, однако практических указаний в связи с этим не имеется. Такое обстоятельство определяет реальную возможность крупных непроизводительных финансовых расходов, по крайней мере, за счет дорогостоящих, но не эффективных экспедиционных работ, а также в связи с принятием завышенных значений размерных параметров льда и коэффициентов запаса прочности конструкций. Если заранее ориентироваться на неоптимальные инженерные решения в связи с завышенным коэффициентом запаса прочности конструкции, то это предопределяет ненужность природных изысканий, особенно с большой подробностью. При рациональных требованиях к ледовой информации для обеспечения работ на арктическом шельфе экономия финансовых расходов зависит от соответствия перечня характеристик ледового режима, достаточной точности и ориентации инженерных решений на оптимальный вариант.

Суть рационального подхода состоит в конструктивном учете главных свойств морских льдов: 1) постоянной пространственно-временной изменчивости параметров ледяного покрова [2] и 2) локально-генетической типичности ледовых условий в море [4]. Первое свойство определяет достаточность количества исходных ледовых данных и временной период их осреднения. Второе свойство определяет пространственный масштаб однотипных сезонных ледовых изменений.

Специфичность характеристик морских льдов применительно к обеспечению работ на арктическом шельфе можно подразделить на три основных вида:

- ледяной покров (строение и свойства);
- ледовые условия (распределение и дрейф льдов);
- опасные ледовые явления.

Природные проявления характерности, типичности, аномальности состояния ледяного покрова и ледовых условий, а также специфичности опасных ледовых явлений составляют понятие ледового режима. Обобщенная информация о ледовом режиме существенно различается по содержанию и форме в зависимости от целевого назначения.

При этом имеются три преобладающих категории представления режимной информации:

— простейшая информация формального представления совокупности статистических параметров морских льдов;

— смысловая информация, характеризующая типовые пространственно-временные распределения параметров ледяного покрова и ледовых условий в естественных однородных районах разного масштаба;

— научная и научно-прикладная информация, характеризующая закономерности формирования пространственного распределения, сезонных и многолетних изменений состояния ледяного покрова, а также пространственно-временной изменчивости ледовых условий на определенных акваториях.

В исследованиях используются все три категории представления режимной информации. При этом их соразмерность соответствует целевому назначению: простейшая информация обзорного характера преобладает на этапе подготовки и разработки природного блока технико-экономического обоснования, смысловая информация детализирующего характера — при подготовке и проведении строительства, научно-прикладная информация прогностического характера необходима для обеспечения безопасности гидротехнических сооружений на этапе строительства и эксплуатации.

Информация всех категорий получается в результате статистической обработки исходных данных наблюдений. Смысл статистической обработки состоит в выражении более или менее большого количества исходных данных конкретных наблюдений в виде нескольких обобщающих расчетных статистических параметров, определяющих характерную величину и изменчивость ледового явления. К статистическим параметрам относятся прежде всего средние и наиболее вероятные значения, размах и стандартное отклонение, а также распределение повторяемости.

Статистические методы по существу являются инструментом формального расчета, при котором безразлична природа явлений, составляющих исходные данные. Это означает, что статистические выводы будут тем достовернее, чем лучше свойства и возможности применяемого расчетного метода соответствуют цели исследования и статистической структуре совокупности исходных дан-

ных. В связи с этим можно утверждать, что получение статистических результатов — дело техники, однако при этом всегда существует вопрос об адекватности статистических выводов и природных закономерностей. Основное различие между ними состоит в том, что статистические выводы могут оказаться характерными только для эмпирической выборки и совсем не обязательными для других выборок той же генеральной совокупности.

Наиболее значительные ошибки возникают, если не учитывается локально-генетическая однородность проявления ледовых процессов. Из нарушения локальной однородности следует пространственное сглаживание, при котором уменьшается достоверность среднего значения и уменьшается стандартное отклонение. Из нарушения генетической однородности следует также уменьшение достоверности среднего значения, но при этом стандартное значение увеличивается.

Пространственная и генетическая однородность наиболее полно обеспечивает однородность совокупности параметров ледового явления, что гарантирует репрезентативность статистических характеристик. При этом утрачивают смысл различные характеристики одинаковой вероятности для всего моря, так как в действительности общая вероятность для всего моря равна произведению вероятностей в однородных районах.

Кроме этого, значения обобщенных статистических параметров ледовых явлений в значительной степени зависят от периода осреднения. В общем случае численная характеристика ледового явления содержит некоторую устойчивую и флуктуационную составляющие.

По мере увеличения периода осреднения величина флуктуационной составляющей уменьшается до нуля, что ведет к уменьшению среднего значения и стандартного отклонения. При слишком малых периодах осреднения происходит завышение статистических параметров. Практических рекомендаций по выбору оптимального периода нет. Это предопределяет рациональный подход к выбору периода осреднения, исходя из природной изменчивости явления и практической инженерной задачи анализа.

Если расчет крупных аномалий с малой повторяемостью до 1% основывается на стандартном отклонении, то занижение этого параметра изменчивости может некоторым образом проявляться в уменьшении надежности конструкции. С другой стороны, завышение стандартного отклонения обязательно ведет к излишней прочности конструкций и, следовательно, к излишним финансовым затратам. Важный вопрос о достоверности статистических параметров решается конкретно.

Информационная значимость параметров ледового режима определяется их пространственно-временной изменчивостью [6].

1. Срокам начала ледообразования в море свойственна большая изменчивость: преобладающий размах в арктических морях составляет от четырех до семи декад [2]. При этом в распределении сроков начала ледообразования часто отмечается двумодаль-

ность, при которой повторяемость среднего значения мала, а два максимума повторяемости разнесены на две — четыре декады. Это обстоятельство определяется различными условиями ледообразования — на чистой воде или среди остаточных льдов. Пространственная неоднородность сроков начала ледообразования обычно незначительная.

2. Толщина ледяного покрова непрерывно изменяется от начала ледообразования до полного разрушения (рис. 1). В течение первой половины зимы интенсивность нарастания составляет около 10 см/дек. Затем постепенно уменьшается и за три — четыре декады до начала таяния прекращается. Интенсивность уменьшения толщины льда в процессе таяния происходит более интенсивно: от 10 до 30 см/дек. Размах межгодовых изменений наибольшей толщины припая в конце зимы составляет 0,7—0,9 м при средней толщине в арктических морях от 1,6 до 2,2 м, т. е. около 50 % толщины льда. Пространственная неоднородность ровных льдов за счет неравномерного залегания снега оценивается в 0,2—0,3 м. Среди дрейфующих льдов всегда существуют льды разного возраста, различие в толщине которых зачастую превышает 1 м. Возрастной состав дрейфующих льдов очень изменчив во времени и по акватории моря [1, 2].

Значительные нарушения пространственного распределения толщины льдов возникают в связи с зимним торосением и летним тепловым разрушением морских льдов. Относительная площадь, занимаемая торосами, в течение зимы постепенно увеличивается в среднем примерно до 30 %, хотя наряду с зонами ровного льда существуют зоны торосистостью более 50 %. Летом после достижения разрушенности 2—3 балла ледяной покров становится настолько неоднородным по толщине, что понятие средней толщины теряет свой смысл.

3. Мористая граница припая в течение одного — двух месяцев достигает положения наибольшего распространения и в дальнейшем остается в основном устойчивой. Хотя при этом во всех морях имеются постоянные районы с неустойчивым припаем. Обычные изменения положения мористой границы устойчивого припая составляют менее 20 км, хотя в некоторых районах — более 100 км [2].

4. Физическим параметрам морских льдов (солености, температуре и прочности) свойственна чрезвычайно большая пространственно-временная изменчивость. При этом, помимо обычных сезонных, межгодовых и пространственных изменений, физические характеристики существенно варьируют по толщине ледяного покрова, а также в связи со структурой и текстурой морских льдов.

Соленость льдов имеет в общем бессистемные изменения по площади и толщине, которые составляют настолько большой диапазон, что даже сезонные изменения солености льдов на нем почти не отражаются.

Температура льда имеет большие различия по толщине: на нижней поверхности ледяного покрова она стабильно на 1—2° С

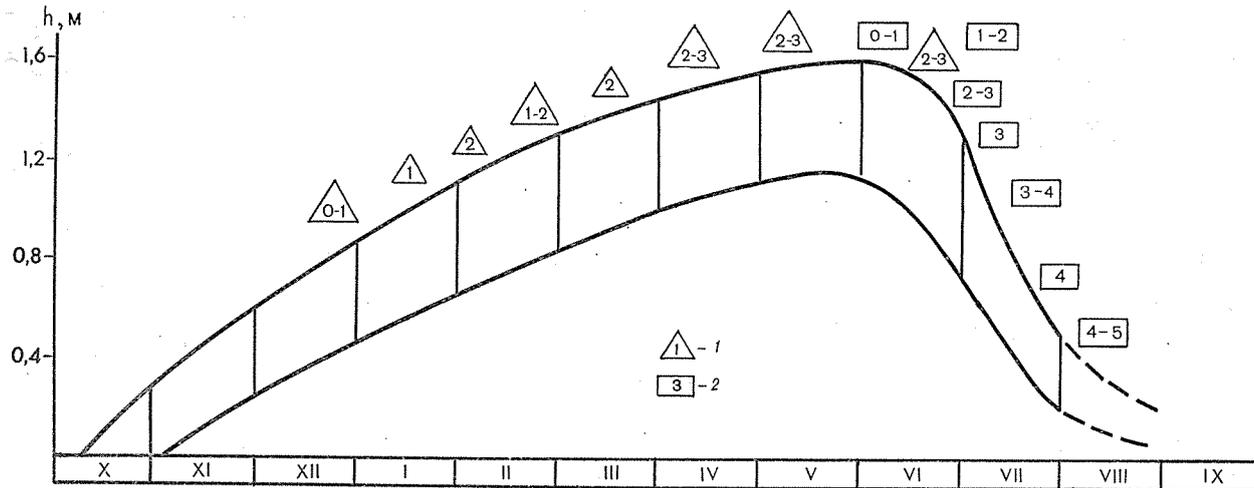


Рис. 1. Схема сезонного изменения толщины льдов осеннего образования, а также торосистости и разрушенности ледяного покрова в юго-западной части Карского моря:

1 — торосистость ледяного покрова, баллы; 2 — разрушенность ледяного покрова, баллы.

ниже нуля, на верхней поверхности она соответствует температуре воздуха. В связи с этим необходима конкретность требований к такой информации.

Прочность льдов, так же как соленость и температура, имеет столь значительные вариации по толщине и в течение годового цикла [7], что они превосходят пространственные и межгодовые изменения. Однако при этом прочность льдов остается в определенном диапазоне значений, который достаточно устойчив и характерен для льдов разного возраста в различные сезоны года.

5. Дрейф льдов в морях сибирского шельфа весьма быстро в течение нескольких часов приспосабливается к полю ветра. Поэтому его изменчивость в значительной степени соответствует большой пространственно-временной изменчивости атмосферных процессов. Наибольшую сложность при оценке параметров дрейфа представляет полное отсутствие регулярной информации по всей акватории, а также методический вопрос о выборе периода осреднения параметров дрейфа. Эмпирическим путем установлено, что значение средней скорости дрейфа и ее стандартного отклонения уменьшается по мере увеличения периода осреднения. Так, их среднемесячные значения примерно вдвое меньше осредненных за сутки, которые, в свою очередь, еще меньше мгновенных значений [2].

6. В морях сибирского шельфа в зимний период ледяной покров располагается на всей акватории до южного побережья, в Баренцевом море кромка льдов примыкает к берегу лишь в восточной части. Летом количество льдов в морях уменьшается. Интенсивности уменьшения ледовитости моря свойственны значительные сезонные и межгодовые изменения в зависимости от формирования определенного генетического типа сезонного изменения (рис. 2). Наибольшие различия свыше 50 % составляют примерно 6 из 10 декад периода активного уменьшения ледовитости.

7. Сплоченность ледяного покрова имеет значительную пространственную неоднородность, максимум которой совпадает с летним периодом наибольших различий ледовитости разного генетического типа. В морях выделяются обширные зоны с наибольшей и наименьшей неоднородностью сплоченности морских льдов [2, 4, 6].

8. Продолжительность ледовых условий, благоприятных для безледокольного плавания в арктических морях, соответствующая различным генетическим типам сезонного изменения ледовитости составляет от 0 до 10 декад.

9. Опасные ледовые явления — отжим льдов от припая, сжатия, навалы, подсовы льдов и смещения кромок — имеют динамическое происхождение, формируются при определенных синоптических ситуациях и имеют более или менее характерную локализацию. Поэтому опасные ледовые явления обладают большой изменчивостью, беспорядочностью возникновения, преимущественно малым пространственным масштабом и непродолжительным периодом действия.

Для того, чтобы уменьшить искажения режимной ледовой информации в связи с большой пространственной неоднородностью параметров ледяного покрова, необходимо обобщать ледовые данные в соответствии с районами их примерно однородного распространения. Реалистичное районирование обеспечивает репрезентативность ледовой информации.

Для выполнения районирования разработана специальная методика на основе анализа матриц распределения параметров

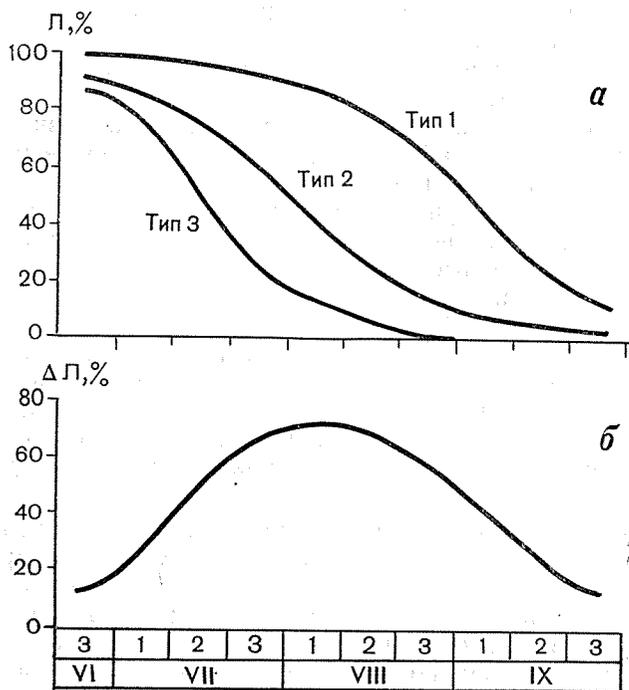


Рис. 2. Схема разных типов летнего изменения ледовитости моря (а) и максимального различия между ними (б).

ледяного покрова в течение однородного сезона [5]. Обычно выделяются однородные ледовые районы с площадью около 100 тыс. км<sup>2</sup>, которые в свою очередь по более подробным признакам толщины и сплоченности ледяного покрова подразделяются на однородные ледовые зоны с площадью 10—30 тыс. км<sup>2</sup>. При учете локальных особенностей ледяного покрова малого масштаба однородные ледовые зоны могут подразделяться на участки.

Диапазон прикладных задач, которые можно решать географическим методом районирования с расчетом на экономический эффект, достаточно большой:

— получение реальных значений ледовых параметров, характерных для естественных районов и зон на акватории моря;

- обеспечение репрезентативности расчетных значений экстремальных характеристик ледяного покрова;
- определение области достаточности информации о ледовом режиме;
- определение оптимальной области производства экспедиционных работ;
- определение области эффективного мониторинга ледовых условий;
- определение зон активного возникновения и формирования опасных ледовых явлений;
- определение трасс для эффективного судоходства при наличии морских льдов.

Для выполнения районирования необходимы архивные данные за длительный период наблюдений. Особенность ледовых явлений состоит в их одноразовом появлении в течение годового цикла. Вследствие этого совокупности однотипных параметров ледового режима образуют независимые последовательности с дискретностью 1 год. Временные ряды ледовых параметров, имеющиеся в настоящее время в ААНИИ, в большинстве представляют относительно небольшие выборки из их генеральной совокупности в среднем по 30—50 членов, а для опасных ледовых явлений — менее 10 лет наблюдений. Это обстоятельство существенно сказывается на достоверности статистических характеристик. Обычно стандартное отклонение уже через 12 лет наблюдений становится достаточно устойчивым, а среднее арифметическое значение — только через 30—35 лет наблюдений.

Для оценки надежности статистических выводов необходимы сведения о распределении повторяемости ледовых параметров, что из-за малого количества наблюдений определить в основном невозможно. Однако даже в малых выборках достаточно уверенно отмечается такая закономерность: чем больше аномалия, тем реже ее появление. Такая закономерность свойственна и почти нормальным распределениям. Более существенное указание на принадлежность к нормальному распределению выборок ледовых характеристик следует из теоремы А. М. Ляпунова [3], смысл которой состоит в том, что распределение суммы  $n$  независимых случайных величин приближается к нормальному распределению при увеличении  $n$ .

Так как аномалии ледовых явлений определяются комплексом гидрометеорологических факторов, аномалии которых сочетаются случайно, то данное обстоятельство, согласно теореме А. М. Ляпунова, предопределяет распределение аномалий ледовых характеристик, близкое к нормальному. Это значит, что статистические свойства совокупностей и последовательностей значений параметров ледового режима подобно таковым у случайных чисел. Поэтому к ним применимы табулированные соотношения параметров нормального распределения. Поэтому для характеристики достоверности можно использовать доверительные оценки, позволяющие по данным выборки указывать интервал, в котором с задан-

ой обеспеченностью находится истинное значение ледовой характеристики, что позволяет рассчитывать экстремальные значения предельной повторяемости.

Для примера на рис. 3 показано, как уменьшается доверительный интервал 95 % обеспеченности по мере увеличения периода аблюдений. При малом количестве наблюдений до 5 лет доверительный интервал охватывает почти весь диапазон изменений, что

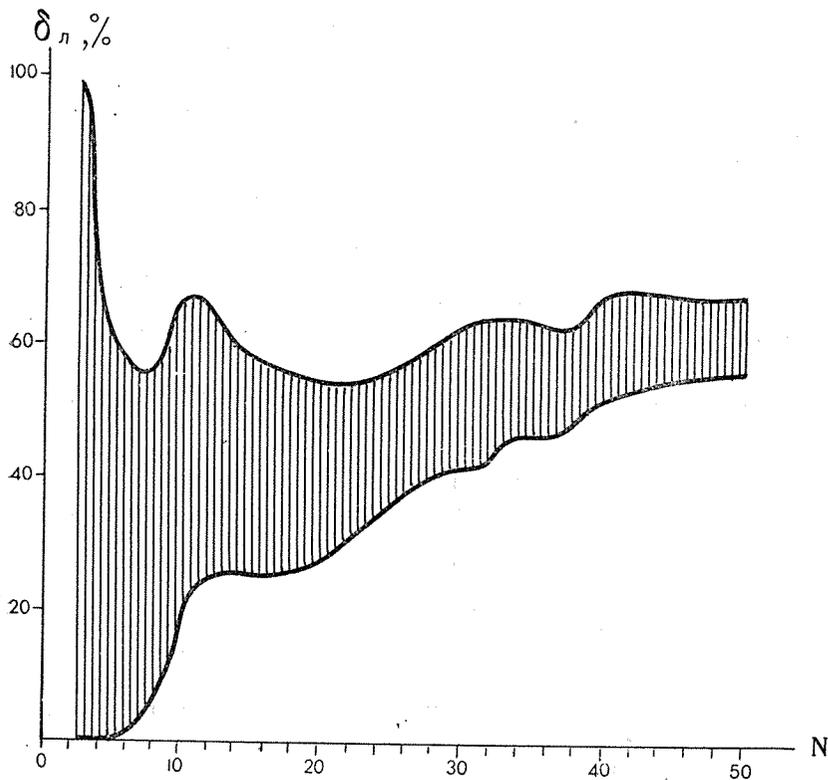


Рис. 3. Изменение доверительного интервала ледовитости ( $\delta_l$ ) 95 %-ной обеспеченности по мере увеличения продолжительности ( $N$ ) наблюдений.

оздает большую неопределенность и, следовательно, характеризует малую надежность статистических выводов. В связи с этим требование нормативных документов о необходимой продолжительности наблюдений до 5 лет представляется сомнительным. Увеличением ряда наблюдений до 10 лет доверительный интервал уменьшается примерно до половины размаха и лишь при продолжительности наблюдений 15—20 лет уменьшается до  $1/4$  размаха.

Различные тестовые оценки знаков и модулей аномалий ледовых явлений показали, что статистическая структура распределения аномалий и их ежегодной последовательности в пределах 5 %

уровня значимости совпадает с таковыми оценками статистической структуры в аналогичных совокупностях случайных чисел и хорошо соответствует нормальному распределению. Так установлено, что для обычных совокупностей однородных значений ледовых явлений повторяемость малых аномалий менее  $0,7\sigma$  составляет около 50 %, средних аномалий от  $0,7$  до  $1,2\sigma$  примерно 25 % и крупных аномалий более  $1,2\sigma$  также около 25 %. При этом средний статистический псевдопериод между малыми аномалиями составляет два — три года, для средних аномалий примерно три — четыре года, крупные аномалии появляются в основном через 5—20 лет.

Такие эмпирические выводы адекватны соотношениям параметров нормального распределения. Это означает, что главная задача натуральных наблюдений состоит в том, чтобы с наибольшей достоверностью определить численные значения основных статистических параметров — среднего значения и стандартного отклонения. Методических рекомендаций, как это сделать наилучшим образом применительно к ледовым наблюдениям, нет. В связи с этим преобладают формальные методы расчета статистических параметров без учета локально-генетической типичности ледовых явлений.

Источниками данных о ледовом режиме служат архивные материалы многолетних регулярных наблюдений, расчеты ледовых параметров и экспедиционные материалы натуральных измерений. Все три категории исходных данных по-своему важны, а приоритет каждой из них зависит от степени обеспечения ими основной инженерной задачи. Так, описание ледового режима на большой акватории почти целиком базируется на архивных данных и отчасти — на расчетах. Для характеристики ледовых параметров с большой пространственно-временной изменчивостью, как толщины на или дрейф морских льдов, производство регулярных наблюдений за которыми на большой площади и с большой частотой просто невозможно, могут успешно использоваться расчетные методы. Экспедиционное изучение льдов наиболее важно при исследовании кратковременных локальных опасных ледовых явлений мало обеспеченных специализированными наблюдениями, как, например, стамухи, сжатия, навалы, подсовы, экзарация дна ледовыми образованиями. Эти три источника исходных данных имеют свои достоинства и недостатки, которые в большой мере независимы, и поэтому они взаимно дополняют друг друга.

Достоинство архивных материалов состоит в большой продолжительности ледовых наблюдений, что обеспечивает достоверность информации. Недостатком является то обстоятельство, что не на всей акватории арктического шельфа имеются длительные регулярные ледовые наблюдения. Расчетные материалы существенно расширяют и уточняют информацию, основанную на архивных данных. Однако при этом необходима аргументация достоверности расчетных значений. Экспедиционные работы дают уникальные сведения о редких ледовых явлениях, а также более деталь-

ные измерения ледовых параметров. Существенным недостатком является их большая стоимость. Поэтому целью программы экспедиционных работ должно быть получение данных, которые невозможно взять из архивов или на основании расчетов. При этом виды и методика натурных эксплуатационных измерений должны соответствовать прагматичному правилу наилучшего удовлетворения инженерных задач. Экспертный анализ экспедиционных работ на сахалинском шельфе и в Байдарацкой губе выявил недостаточность методического обеспечения и неполное соответствие конечной цели. Эффективные целенаправленные программы экспедиционных работ должны предусматривать привязку полученных данных к большим рядам архивной ледовой и гидрометеорологической информации как непосредственно, так и через установление типовых ситуаций.

В заключение необходимо отметить, что для получения целенаправленной и эффективной ледовой информации, необходимой для принятия оптимальных инженерных решений с наименьшими затратами, необходимо постоянное деловое взаимодействие между специалистами инженерного и гидрометеорологического профиля.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бузуев А. Я., Кузнецов И. М., Миронов Е. У. Пространственно-временная изменчивость толщины льда в Северном Ледовитом океане. Вып. 2. // Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, 1988. — 72 с.
2. Гудкович З. М., Кириллов А. А., Ковалев Е. Г., Сметанникова А. В., Спичкин В. А. Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. — Л.: Гидрометеониздат, 1972. — 348 с.
3. Вентцель Е. С. Теория вероятностей. — М.: Физматгиз, 1962. — 180 с.
4. Егоров А. Г., Спичкин В. А. Однородные ледовые районы северо-восточной части Карского моря. // Тр. ААНИИ. — 1990. — Т. 423. — С. 6—14.
5. Егоров А. Г., Спичкин В. А. Иерархическое районирование морей российского шельфа по ледово-географическим признакам. // Тез. докл. I-й международной конфер. «Освоение шельфа арктических морей России». — СПб.: изд. СПбГТХ, — 1993. — С. 60—62.
6. Миронов Е. У., Спичкин В. А., Егоров А. Г. Сезонные изменения ледовых условий и их межгодовые вариации в районах освоения шельфа Баренцева и Карского морей. // Тез. докл. I-й международной конфер. «Освоение шельфа арктических морей России». СПб.: изд. СПбГТХ, 1993. — С. 92—93.
7. Песчанский И. С. Ледоведение и ледотехника. — Л.: Гидрометеониздат, 1967. — 460 с.

## ДИНАМИКА РАДИАЦИОННОГО КЛИМАТА АРКТИКИ

Радиационный климат Арктики обладает рядом специфических особенностей, имеющих ярко выраженный региональный характер [1, 2, 4, 6]. Эти особенности проявляются в ходе внутригодовой изменчивости составляющих радиационного режима — прямой рассеянной, суммарной и отраженной солнечной радиации. В свою очередь, изменчивость радиационного баланса определяется вариациями его составляющих.

Поскольку рассматриваемый район расположен преимущественно севернее полярного круга, где существуют периоды полярного дня и полярной ночи, он характеризуется неравномерным поступлением солнечной радиации в течение года. Это обстоятельство оказывает существенное влияние на характер географического распределения суточных и месячных сумм радиации. Пространственная структура и физические характеристики облачности в Арктике и в других районах земного шара различны. Во всех ее областях максимальное количество облаков наблюдается в летний период. В зимние месяцы облачные условия значительно изменяются от одной части Арктики к другой. Это приводит к большим различиям в ослаблении радиации в разные сезоны года. Непосредственное значение рассеянной и отраженной радиации существенное влияние оказывает состояние подстилающей поверхности. Устойчивый снежный покров с высоким значением альбедо имеется практически во всем арктическом регионе с октября до мая. В летние же месяцы он характерен только для Арктического бассейна.

Малое влагосодержание и относительно низкие уровни аэрозольного замутнения атмосферы в Арктике обуславливают ее высокую прозрачность. Поэтому при отсутствии облачности поток прямой солнечной радиации в высоких широтах могут превышать аналогичные в умеренных.

Накопленные к настоящему времени материалы актиметрических наблюдений в Арктике позволяют оценить роль различных факторов в формировании радиационного режима подстилающей поверхности, уточнить полученные ранее средние характеристики, сделать количественные оценки пространственной и временной изменчивости отдельных радиационных параметров.

Исходным материалом служили результаты актиметрических наблюдений, проводившихся на 15 российских и 12 зарубежных станциях в Арктике в 1937—1992 гг., на дрейфующих станциях в Арктическом бассейне (1956—1991 гг.) и на научно-исследова-

тельских судах ААНИИ в Северо-Европейском бассейне (1968—1985 гг.). Использованные для исследования месячные суммы радиации получены путем непосредственного подсчета за имеющийся период наблюдений. Значения альbedo и радиационного баланса относятся к деятельной поверхности метеорологической площадки.

Годовой ход суммарной ( $Q$ ), рассеянной ( $D$ ) и прямой ( $S'$ ) радиации, а также общей облачности ( $n$ ) на четырех станциях показаны на рис. 1. Наибольший приход прямой солнечной радиа-

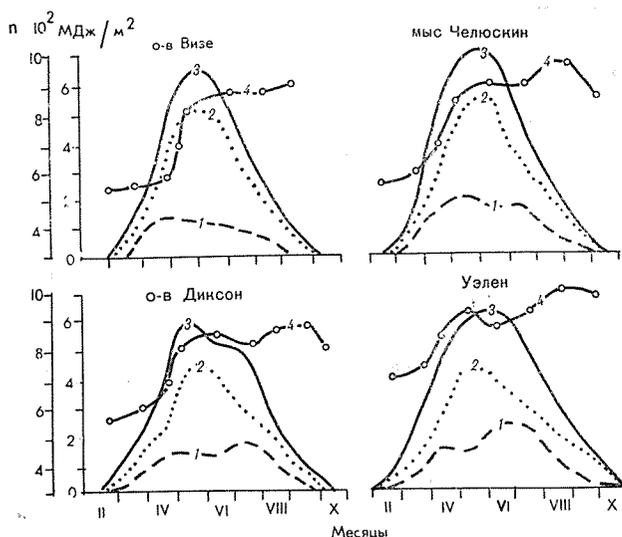


Рис. 1. Годовой ход прямой (1), рассеянной (2), суммарной (3) радиации и облачности (4) на четырех станциях.

ции отмечается не только в июне, когда высота Солнца и продолжительность дня наибольшие, но и в другие месяцы (апрель, июль) в зависимости от условий облачности. Максимальный приход рассеянной радиации наблюдается, как правило, в июне, а для районов с ранним сходом снежного покрова — в мае. Соотношение прямой и рассеянной радиации в общем приходе суммарной радиации значительно меняется в течение года от района к району. В большей части Арктики в продолжение всего года рассеянная радиация превышает прямую. Весной это обусловлено малыми высотами Солнца, летом и осенью — большой облачностью. Лишь в отдельных районах Канады прямая и рассеянная радиация весной и летом равны [2].

Кроме облачности на изменчивость прямой и суммарной радиации оказывают влияние колебания прозрачности атмосферы. Коэффициент прозрачности в Арктике — величина достаточно устойчивая. Его изменчивость, характеризующаяся коэффициен-

Таблица 1

Относительные отклонения от среднего значения годовых сумм прямой ( $\Delta S'/\bar{S}$ )  
 рассеянной ( $\Delta D/\bar{D}$ ), суммарной ( $\Delta Q/\bar{Q}$ ) радиации и отклонения облачности ( $\Delta n$ )  
 в годы пониженной прозрачности атмосферы

Год	$\Delta S'/\bar{S}$	$\Delta D/\bar{D}$	$\Delta Q/\bar{Q}$	$\Delta n$
1	2	3	4	5
Мыс Желания				
1964	-0,11	0,10	0,04	-0,2
1965	-0,05	-0,02	-0,03	0,0
1983	-0,23	0,00	-0,06	0,1
1992	-0,11	-0,05	-0,06	
Остров Диксон				
1964		-0,02	0,00	-0,2
1965	0,03	0,06	0,05	0,1
1983	0,02	0,03	-0,02	0,1
1992	-0,13	0,15	0,04	
	-0,22			
Остров Уединения				
1964	-0,03	0,07	0,05	-0,1
1965	-0,01	0,14	0,08	-0,4
1983	-0,13	-0,04	-0,07	-0,9
1992	-0,20	0,06	0,00	
Обсерватория им. Федорова				
1964	0,22	-0,07	0,01	-0,2
1965	0,16	-0,01	0,04	0,0
1983	-0,42	0,09	-0,05	0,0
1992	-0,24	0,07	-0,02	
Остров Четырехстолбовой				
1964	0,02	-0,12	-0,07	0,2
1965	0,00	-0,03	-0,01	-0,5
1983	-0,06	0,15	0,07	0,2
1992	-0,34	0,03	-0,11	
Остров Врангеля				
1964	0,03	0,01	0,02	-0,1
1965	-0,12	0,06	0,00	-0,1
1983	-0,07	0,06	0,02	-0,8
1992	-0,30	0,17	0,02	
Мыс Уэлен				
1964	0,09	0,03	0,05	-0,4
1965	-0,39	0,12	-0,06	0,6
1983	-0,07	0,09	0,01	0,1
1992	-0,06	0,08	0,03	

том вариации, составляет в среднем 3—5 % [3]. Однако в отдельные годы происходило значительное понижение прозрачности по сравнению со среднегодовыми значениями. За рассматриваемый нами период такие аномалии отмечались трижды в 1964—1965 гг. после извержения вулкана Агунг, в 1983 г. после извержения вулкана Эль-Чичон и в 1992 г. после извержения вулкана Пинатубо. В 1965 г. коэффициент прозрачности понизился на 5—8 %, в 1983 г. на 10—12 %, в 1992 г. — на 10 % [5].

Сопоставление годовых сумм  $S'$  и  $Q$  за эти годы с их среднегодовыми значениями показало, что в 1964 и 1965 гг. систематического снижения прямой радиации не наблюдалось. В 1983 и 1992 гг., когда понижение прозрачности оказалось более значительным, чем в 1964 и 1965 гг., отмечено систематическое снижение месячных и годовых сумм прямой солнечной радиации на большинстве станций. Тем не менее, для того чтобы вывод о влиянии глобального помутнения атмосферы после сильных вулканических извержений на величины месячных и годовых сумм радиации был корректен, необходимо учесть и условия облачности в рассматриваемые периоды. Оказалось, что в период повышенного аэрозольного замутнения атмосферы уменьшение облачности в отдельные месяцы на один балл ниже среднего заметно не влияло на месячные суммы прямой радиации. Однако при уменьшении облачности на 2,0—2,5 балла даже при большом снижении прозрачности атмосферы месячные суммы прямой радиации резко возрастают. Таким образом, облачность влияет на поступление энергии к поверхности в большей степени, чем прозрачность атмосферы.

Относительные изменения годовых сумм прямой, рассеянной и суммарной радиации в периоды аэрозольного замутнения атмосферы и изменения в облачном покрове в эти же годы представлены в табл. 1, из которой следует, что в целом за 1964 и 1965 гг. на большинстве станций прямая и суммарная радиация оказались выше, а в 1983 г. ниже среднего значения, хотя облачность за светлый период 1983 г. была близка к средней, т. е. сработал эффект уменьшения прозрачности.

Для оценки изменчивости характеристик радиационного режима использованы коэффициенты вариации. Коэффициенты вариации месячных сумм прямой ( $S'$ ) и суммарной ( $Q$ ) радиации, а также радиационного баланса ( $B$ ) и среднемесячного альбедо ( $A$ ), осредненные по 15 российским и для суммарной радиации дополнительно по 12 зарубежным актинометрическим станциям, приведены в табл. 2. В апреле и сентябре, т. е. в месяцы перехода радиационного баланса через нулевое значение, его коэффициент вариации не рассчитывался.

Как видно из табл. 2, максимальная вариация  $S'$  наблюдалась в осенний период и была связана с изменчивостью облачного покрова. Коэффициенты корреляции между месячными суммами прямой радиации и среднемесячным количеством общей облачности велики, особенно летом, когда они всюду достигают значения 0,9.

Коэффициенты вариации месячных значений прямой ( $S'$ ), суммарной ( $Q$ ) радиации, альbedo ( $A$ ) и радиационного баланса ( $B$ ), %

Параметр	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$S'$	—	45	29	27	36	41	46	49	52	61	—	—
$Q$	23	16	10	8	8	9	12	14	15	16	22	24
$A$	8	6	5	4	9	31	19	26	34	15	8	
$B$	23	20	36		49	28	14	16	—	42	23	22

Связь суммарной радиации с облачностью более сложная, поскольку суммарная радиация является функцией многих параметров облачности: количества облаков, их формы, микроструктуры и фазового состава, количества слоев облаков, их вертикальной протяженности. Уменьшение прямой солнечной радиации за счет увеличения количества облачности в значительной мере компенсируется возрастанием рассеянной радиации, особенно над снежной поверхностью, и коэффициент корреляции суммарной радиации с облачностью меньше, чем для прямой. В летний сезон он составляет 0,6—0,8, а весной и осенью снижается до 0,4—0,5.

Радиационный баланс как результирующая величина прихода и расхода радиации, поглощаемой и излучаемой земной поверхностью, является функцией большого комплекса физико-географических и гидрометеорологических факторов, которые в различные сезоны неодинаково влияют на его величину.

Анализ результатов наблюдений показал, что из множества факторов, влияющих на изменчивость радиационного баланса, основными являются: облачность и свойства подстилающей поверхности. В различные сезоны они играют неодинаковую роль в формировании радиационного баланса и его изменчивости. В темное время года значения радиационного баланса зависят от облачности и стратификации атмосферы. Изменчивость оказывается достаточно большой — коэффициент вариации достигает 23 % (см. табл. 2). В светлое время года, когда радиационный баланс становится положительным, возрастает влияние поглощаемой радиации, и изменчивость радиационного баланса обуславливается изменчивостью поглощенной радиации. В свою очередь особенности поглощенной радиации в отдельные годы определяются значениями суммарной радиации и, главным образом, альbedo подстилающей поверхности.

С ноября по февраль — в период полярной ночи и малого поступления суммарной радиации — радиационный баланс обусловлен только эффективным излучением. В эти месяцы среднее значение радиационного баланса во всех районах Арктики отрицательное. Самые низкие значения его в это время отмечаются над водной поверхностью в районах, граничащих с кромкой льда.

Здесь же регистрируются и большие контрасты между температурой воды и воздуха. Районы Северного Ледовитого океана, не покрытые зимой льдом, теряют радиационного тепла в 2—3 раза больше, чем замерзшая поверхность океана.

В апреле и сентябре, а в наиболее южных районах Арктики в марте и октябре радиационный баланс близок к нулю. С мая по август радиационный баланс всюду положителен. Его распределение в этот период обусловлено, главным образом, альбедо подстилающей поверхности. Наименьшие значения  $B$  регистрируются в районе многолетних льдов и ледников (альбедо — 80 % и более), наибольшие — в районах, свободных ото льда (альбедо — 10—15 %).

Годовые суммы радиационного баланса (рис. 2) в Арктике изменяются в большом диапазоне: от 500—1000 МДж/м<sup>2</sup> на по-

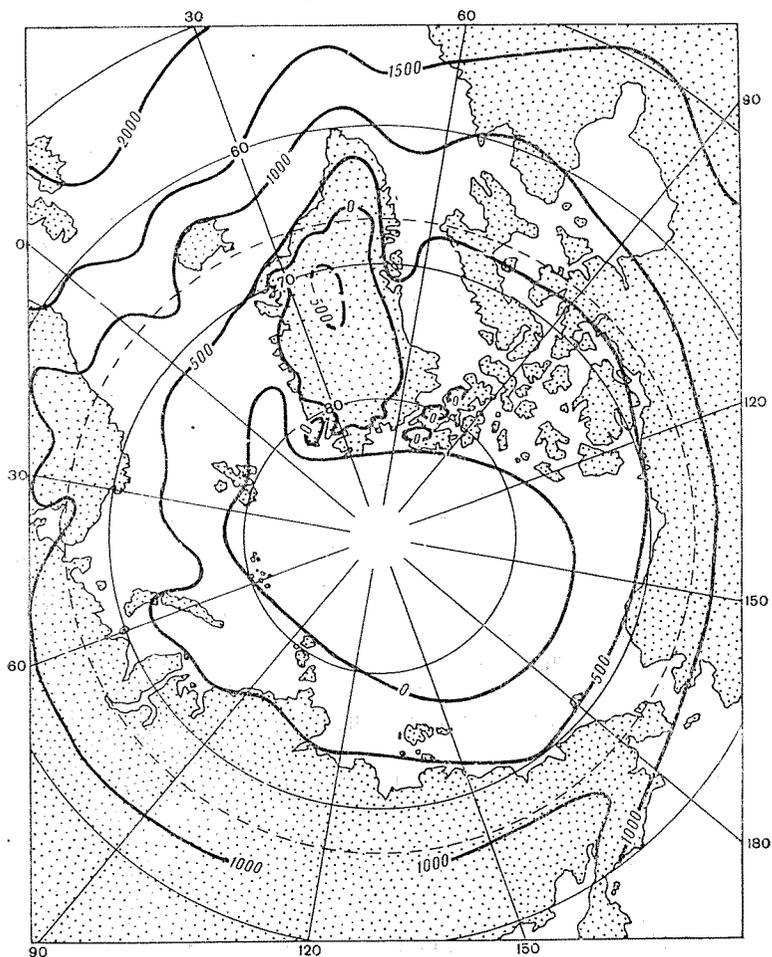


Рис. 2. Годовой радиационный баланс  $B$ , МДж/м<sup>2</sup>.

верхности воды, свободной ото льда в течение всего года, до  $-100$ — $-200$  МДж/м<sup>2</sup> на ледниковом побережье Гренландии и многолетних льдах Арктического бассейна. Нулевая изолиния совпадает с границей многолетних льдов. В пространственном распределении годового радиационного баланса отчетливо выделяется полоса больших контрастов у восточного побережья Гренландии, на границе открытой воды и льда, где радиационный баланс меняется от положительного к отрицательному. Отдельные небольшие площади с отрицательным балансом характерны для ледников. Наблюдения показали, что при среднегодовом альбедо более 70 % радиационный баланс всегда отрицателен, как бы ни был высок приход суммарной радиации. Материалы многолетних наблюдений на дрейфующих станциях показали, что в отдельные годы когда при интенсивном таянии снега альбедо в июле—августе на отдельных участках снижается до 50 %, радиационный баланс за год может оказаться близким к нулю или чуть выше. На ледниках он всегда отрицателен. Таким образом, отрицательный радиационный баланс поверхности за год обусловлен характером самой поверхности.

В Арктике в течение большей части года лед и снег являются преобладающими видами подстилающей поверхности, поэтому продолжительность периода с устойчивым снежным покровом оказывает решающее влияние на величину месячных и годовых сумм поглощенной радиации, а, следовательно, и радиационного баланса. Во время устойчивого снежного покрова (октябрь—апрель) и в бесснежный период (июль—август) альбедо мало меняется от года к году—разница максимальных и минимальных месячных величин альбедо составляет 5—10 %, коэффициент вариации альбедо не превышает 10 %. В этот период изменчивость радиационного баланса определяется изменчивостью облачности, которая в целом невелика, так как при этом одновременно меняются и обе составляющие радиационного баланса: суммарная радиация и эффективное излучение. Таким образом, радиационный баланс даже при больших колебаниях облачности изменяется мало.

Наибольшие межгодовые изменения альбедо наблюдаются в июле и сентябре. Коэффициент вариации  $A$  в эти месяцы составляет 30—40 %, разница между максимальными и минимальными значениями альбедо достигает 40—50 %. На изменение среднемесячного значения альбедо на 15—20 % оказывают влияние и сроки схода и установления снежного покрова на 1—2 недели. Поэтому в период схода и установления снежного покрова изменчивость радиационного баланса преимущественно определяется альбедо подстилающей поверхности.

Колебания годовых значений радиационного баланса, естественно, определяются всеми факторами, влияющими на изменчивость баланса в течение года. Анализ экстремальных значений  $B$  за весь период исследований показал, что максимальные годовые значения радиационного баланса в половине всех случаев наблюдаются в течение четырех—пяти зимних месяцев при возрастании

облачности, когда основную роль играет эффективное излучение. Остальная часть всех случаев годового максимума приходится на годы, когда в летние месяцы, в бесснежный период, наблюдаются низкие значения облачности, что приводит к возрастанию поглощенной радиации. Наибольший максимум радиационного баланса (в 1,6 раза выше среднего значения) наблюдался в 1959 г. на о-ве Диксон, когда в летний период облачность была ниже, а в зимний — выше средней. В течение 10 месяцев 1959 г. радиационный баланс был выше нормы. Значительный максимум в июне был обусловлен не только снижением облачности, но и сильным снижением альbedo подстилающей поверхности, которое в 1959 г. оказалось на 14 % ниже среднего. Годовой минимум радиационного баланса на о-ве Диксон наблюдался в 1973 г. Большую часть года радиационный баланс был ниже нормы — зимой вследствие пониженной облачности, летом — повышенной. Особенно большие отклонения имели место в мае — июле, когда и облачность, и альbedo были выше нормы.

В настоящее время большой интерес проявляется к проблеме возможного воздействия на климат тех изменений оптических свойств атмосферы, которые связаны с вариациями атмосферного аэрозоля. В последние десятилетия среднемесячные коэффициенты прозрачности  $P_2$  на некоторых арктических станциях от года к году имеют тенденцию к уменьшению, наиболее отчетливо проявляющуюся в весенние месяцы. На фоне этого тренда наблюдаются короткопериодные колебания (до нескольких лет), амплитуда которых сравнима с уровнем общего понижения прозрачности за период инструментальных измерений [5, 7].

На основе спектрального анализа рядов среднемесячных коэффициентов интегральной прозрачности по методу максимальной энтропии в работе [3] получены количественные оценки квазипериодических компонент. По характеру развития длиннопериодных колебаний коэффициента прозрачности в Арктике выделяются два резко различающихся сезона в году — весенний (март — май) и летний (июль — август). Весной и в западной, и в восточной частях Арктики существует значимый на 95 %-ном уровне достоверности тренд понижения прозрачности атмосферы в целом за период с начала инструментальных наблюдений до середины 80-х годов. Летом значимого тренда не установлено. Западный и восточный районы российской Арктики отличаются друг от друга и по характеристикам длиннопериодных компонент. Весной в западной части амплитуда колебаний, соответствующая отрицательному тренду, составляет 3,2 % от среднего уровня значений  $P_2$ , а в восточной — 2 %.

Аналогичным способом были проанализированы ряды среднемесячных за март — сентябрь величин  $S'$ ,  $Q$  и  $n$ , полученных на 14 арктических станциях. Спектральные функции этих величин, в отличие от  $P_2$ , соответствуют квазипериодическим компонентам с периодами преимущественно от 2 до 10 лет. Низкочастотные компоненты с периодами, сравнимыми с длиной ряда, как прави-

ло, не являются определяющими. На первый взгляд, можно было ожидать совпадения периодических составляющих в рядах  $P_2$ ,  $S'$ ,  $Q$ , особенно весной. Вариации прозрачности, казалось бы, должны сказаться на месячных суммах прямой и суммарной радиации. В действительности, для  $P_2$  и  $Q$  совпадающие гармоники выделились лишь в марте на о-ве Диксон ( $T = 66,7$  лет) в апреле на мысе Челюскин ( $T = 40,0$  лет) и в мае на о-ве Уединения ( $T = 40,0$  лет). Для  $P_2$  и  $S'$  периоды совпали только в марте на о-ве Уединения ( $T = 33,3$  лет). Это обстоятельство еще раз косвенно подтверждает, что закономерности и причины изменения значения  $P_2$ , с одной стороны, и величин  $S'$  и  $Q$  — с другой, имеют разную природу. Значения  $P_2$ , как уже указывалось, определяются содержанием водяного пара и аэрозоля в атмосфере. Месячные суммы  $S'$  и  $Q$  определяются, в первую очередь, продолжительностью солнечного сияния, т. е. временем года, и зависят от облачных условий и альбедо подстилающей поверхности.

Корреляционная матрица рядов  $S'$ ,  $P_2$ ,  $Q$ ,  $A$ ,  $n$  [7], приведена в табл. 3.

Таблица 3

Корреляционная матрица рядов  $S'$ ,  $P_2$ ,  $Q$ ,  $A$ ,  $n$

Параметр	$P_2$	$n$	$A$	$S'$
$Q$	0,12	-0,66	-0,03	0,79
$P_2$		-0,02	0,26	0,11
$n$			0,33	-0,88
$A$				-0,21

Критическое значение коэффициента корреляции при доверительной вероятности  $P = 95$  составляет  $r = 0,32$  и для  $P = 0,99$   $r = 0,42$ . Очевидно, что принимать во внимание необходимо лишь корреляции между  $Q$ ,  $S'$ ,  $n$ . Коэффициент прозрачности связан с ними очень слабо. Это и проявилось в том, что в периоды значительных изменений  $P_2$  сравнимых вариаций  $Q$  и  $S'$  не зарегистрировано.

Исследования изменений прямой и суммарной радиации от года к году показали, что уменьшение прозрачности атмосферы практически не сказывается на изменениях суммарной радиации. Высокая чувствительность отдельных радиационных характеристик в Арктике к количеству облаков свидетельствует, что облачность оказывает большое влияние на изменение радиационного климата в целом.

Анализ всего материала наблюдений показал, что сроки схода снежного покрова, определяющие альбедо в июне, не могут определять радиационный баланс за год, но оказывают существенное влияние как дополнительный фактор. Чаще всего это дополнительное влияние действует таким же образом, что и облачность.

Обычно с возрастанием облачности альbedo тоже растет, хотя отрицательной корреляционной связи получить не удалось: (коэффициент корреляции близок к критическому при  $R = 0,95$ ).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Маршунова М. С. Особенности формирования радиационного режима Северного ледовитого океана.//Тр. ААНИИ. 1983. — Т. 381. — С. 20—32.
2. Маршунова М. С., Черниговский Н. Т. Радиационный режим зауральной Арктики. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 180 с.
3. Маршунова М. С., Радионов В. Ф., Цветков А. В. Длиннопериодные изменения интегральной прозрачности атмосферы Арктики//Мониторинг климата Арктики. — Л.: Гидрометеоздат, 1988. — С. 122—131.
4. Радиационный режим Гренландского и Норвежского морей. — Л.: Гидрометеоздат, 1983. — 64 с.
5. Радионов В. Ф., Маршунова М. С. Уменьшение прозрачности атмосферы в полярных областях (эффект извержений вулканов Пинатубо и Хадсон)//Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — 1993. — Т. 29, № 4. С. 570—571.
6. Черниговский Н. Т., Маршунова М. С. Климат Советской Арктики (радиационный режим). — Л.: Гидрометеоздат, 1965. — 198 с.
7. Radionov V. F., Marshunova M. S. Long—Term variations in the Turbidity of the Arctic atmosphere in Russia//Atmosphere-ocean. — 1992. — V 30 (4). P. 531—549.

## СООТВЕТСТВИЯ И РАЗЛИЧИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ В СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЯХ

Структура крупномасштабных геофизических явлений в полярных областях определяется тремя факторами: солнечной УФ-радиацией, вторжением авроральных частиц и распределением электрических полей и токов. Уровень УФ-радиации жестко контролируется зенитным углом Солнца, и соответственно все явления, зависящие от УФ-радиации, должны быть организованы в географической системе координат и испытывать сезонные изменения. В противоположность этому основные механизмы, приводящие к выпадению частиц, так же как и генерации электрических полей и токов, локализованы в магнитосфере, и, следовательно, все явления, контролируемые магнитосферными процессами, должны быть организованы в системе инвариантных геомагнитных координат.

Несовпадение геомагнитного и географического полюсов и их асимметричное расположение в противоположных полушариях приводит к некоторым отличиям в аналогичных явлениях в северной и южной полярных областях. Кроме того, по-видимому, имеются также различия, обусловленные неадекватным откликом магнитосферы на воздействие межпланетного магнитного поля разной полярности. Таким образом, рассмотрение соответствий этих явлений и различий между ними в северной и южной полярных шапках позволяет выявить и оценить роль различных факторов в системе солнечный ветер — магнитосфера — ионосфера.

**Общие регулярности в высокоширотных явлениях.** Электродинамическое взаимодействие магнитосферы и ионосферы осуществляется за счет продольных токов и продольной разности потенциалов. Наши знания о продольной разности потенциалов явно недостаточны для построения адекватной картины и только косвенные сведения, такие как распределение выпадающих частиц и связанных с ним явлений, дают некоторую информацию об этом канале взаимодействия.

Структура выпадения частиц в полярных областях в значительной мере контролируется параметрами солнечного ветра, особенно ориентацией межпланетного магнитного поля (ММП). Когда ММП направлено к югу, авроральные частицы (электроны и ионы  $E > 0,030$  кэВ) выпадают только в авроральном овале, а в полярной шапке наблюдается только выпадение очень мягких электронов, названное полярным дождем [48]. Вызываемые этим выпадением сияния возбуждаются соответственно только

в авроральном овале. При северном ММП высыпание типа полярного дождя прекращается и более энергичные электроны с характеристиками, типичными для плазменного слоя, проникают в полярную шапку, вызывая там такие специфичные формы сияний, как ориентированные на солнце дуги или тета-сияния. Синхронная регистрация сияний, проведенная с помощью двух самолетов в северном и южном полушариях, показала [37], что наблюдается полная сопряженность между сияниями в арктическом и антарктическом овале, особенно в случае спокойных форм сияний. Высокая степень сопряженности типична для диффузных сияний, тогда как для активных дискретных форм сопряженность слабее. Что касается сияний полярной шапки, различие в солнечной освещенности не позволяет исследовать вопрос об их соответствии в противоположных полушариях. Тем не менее, результаты [9, 23, 33, 43] показывают, что явления в северной и южной шапках могут быть сопряжены и при воздействии северного ММП.

**Продольные токи.** Начиная с первых систематических наблюдений за продольными токами, выполненных со спутника TRIAD [28], несколько моделей было предложено для описания распределения продольных токов в высоких широтах. В работе [31] представлена одна из последних схем, включающая токи зоны 1 и зоны 2 из модели [28], крупномасштабную токовую систему NBZ, генерируемую внутри полярной шапки северным ММП [29], и токи в области дневного каспа. При построении схемы были учтены последние данные, указывающие на то, что NBZ-токи пространственно отделены от токов, текущих в области каспа.

В работе [42] была высказана идея о том, что основные черты наблюдаемых распределений продольных токов могут быть воспроизведены в результате простого наложения основных токовых систем, по-разному зависящих от компонент ММП. Согласно этой схеме эффекты вертикальной компоненты ММП симметричны в обоих полушариях: при  $B_z < 0$  увеличивается интенсивность токов зоны 1, при  $B_z > 0$  развиваются NBZ-токи и токи в приполюсной части каспа. В отличие от  $B_z$  эффекты азимутальной ММП компоненты принципиально асимметричны в различных полушариях. Во-первых, токи в области каспа текут в противоположных направлениях в северном и южном полушариях при одном и том же знаке  $B_y$ . Во-вторых, токовые слои в области каспа смещаются по долготе относительно полуденного меридиана к утру или к вечеру в зависимости от знака  $B_y$ , и направление этого смещения асимметрично в различных полушариях. И, в-третьих,  $B_y$ -компонента влияет на распределение NBZ-токов также противоположным образом в разных полушариях. Таким образом,  $B_y$ -компонента ММП влияет на все основные токовые системы и характер этого влияния противоположен в северном и южном полушариях.

**Электрические поля** в полярной ионосфере в основном генерируются продольными токами, и поэтому системы конвекции тесно

связаны с соответствующими системами продольных токов. Зона I типичная для условий  $B_z < 0$ ,  $B_y = 0$ , генерирует двухвихревую конвекционную систему с антисолнечным потоком через центр полярной шапки (рис. 1). Включение NBZ-токов и токов в обла

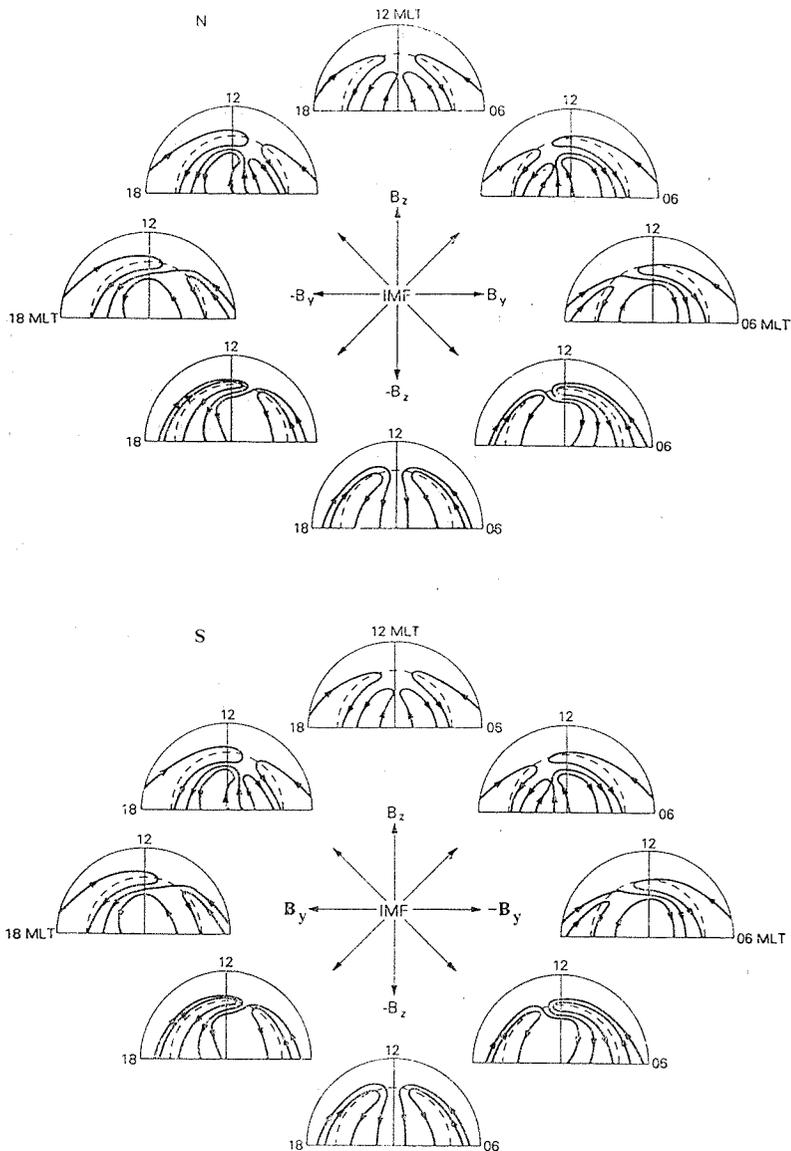


Рис. 1. Системы конвекции в северной (N) и южной (S) полярных областях при различной ориентации межпланетного магнитного поля [31].

сти каспа при воздействии северного ММП приводит к изменению направления конвекции в центре шапки на противоположное, к Солнцу. В результате образуется четырехвихревая система конвекции, симметрично распределенная относительно меридиана полдень — полночь, если азимутальная компонента ММП равна нулю. Эта симметрия нарушается под воздействием  $B_y$ . Влияние  $B_y$  особенно существенно, когда  $B_z$  поворачивается от южного направления к северному. Как показывают численные расчеты [13] и экспериментальные результаты [32], в этом случае могут наблюдаться самые разнообразные системы конвекции: одновихревые и мновихревые, симметричные и искаженные, упорядоченные и хаотические.

Итак, мы рассмотрели общие закономерности, которые наблюдаются в структуре высыпания авроральных частиц, в распределении электрических полей и токов в обеих полярных областях (северной и южной). Однако наличие этих общих закономерностей не означает сопряженности или явного подобия геофизических явлений в этих полушариях, поскольку целый ряд искажающих факторов воздействует на них.

**Сезонные эффекты.** Два фактора вызывают сезонные различия в высокоширотных явлениях: изменение солнечной освещенности и вариации угла наклона геомагнитного диполя.

Действительно, проводимость полярной ионосферы, обусловленная солнечной УФ-радиацией, в освещенной полярной шапке почти в 10 раз выше, чем в затемненной, тогда как проводимость, вызываемая вторжением авроральных частиц, оказывается почти неизменной. В результате этого наблюдается резкое различие между проводимостями ионосферы в зимней и летней полярных областях.

Изменение ионосферной проводимости должно приводить либо к сезонным вариациям электрического поля в полярной шапке, если магнитосфера ведет себя как генератор тока, либо к сезонным вариациям продольных токов, если магнитосфера действует в роли генератора напряжения. В действительности очевидные сезонные изменения наблюдаются и в продольных токах, и в электрических полях в полярных областях, что свидетельствует о том, что внутренние сопротивления магнитосферы и полярной ионосферы являются величинами одного порядка.

Сезонная зависимость появления и интенсивности продольных токов рассмотрена в работе [21] для области дневного каспа и в [49] для полярной шапки. Получено, что интенсивность осредненных летних токов оказалась в 2—3 раза выше, чем зимних. Детальное исследование показало, что максимальные сезонные изменения типичны для NBZ-токовой системы в обеих, северной и южной, полярных областях, интенсивность этих токов летом в 5—10 раз выше, чем зимой. Меньшие сезонные изменения (2—5 раз) наблюдались в зависящих от  $B_y$  токовых системах и для токов, генерируемых квазивязким взаимодействием (когда  $B_y = B_z = 0$ ). Именно такие сезонные изменения были получены

в работе [42] при расчете систем конвекции по данным наземных магнитных возмущений.

Экспериментальные оценки сезонных изменений высокоширотных электрических полей были проведены в работе [17] по данным радара некогерентного рассеяния в Сондрестромфиорде. Как показал анализ, осредненные электрические поля меняются с сезоном как по своей интенсивности, так и по структуре. Значительно более заметные сезонные различия были выявлены для конкретных периодов при использовании комплекса наземных магнитных и радарных наблюдений и измерений на спутниках с привлечением специально разработанных процедур расчета [32]. Оказалось, что в периоды воздействия сильного северного ММП в южной (летней) полярной шапке формировался интенсивный антисолнечный поток конвекции, при этом разность потенциалов поперек шапки достигала 100 кВ, тогда как в северной (зимней) шапке конвекция была слабой и неупорядоченной с разностью потенциалов вечер—утро не выше 30 кВ. Этот результат подтверждает выводы [26] о том, что система конвекции в зимнем полушарии оказывается упорядоченной только в 30—40 % случаев воздействия северного ММП.

Влияние угла наклона диполя на положение границы между открытыми и замкнутыми силовыми линиями было предсказано теоретически [15] и доказано экспериментально [35, 46]. Следует отметить, что по экспериментальным оценкам положения дневного каспа, выполненным по данным спутника DMSP о высыпающихся частицах, получена величина сезонных изменений каспа 3—4°, т. е. меньше, чем теоретическая.

Таким образом, можно констатировать, что изменения условий освещенности и угла наклона диполя приводят к существенным нарушениям соответствия между системами продольных токов и систем конвекции в зимней и летней полярных шапках, особенно в периоды воздействия северного ММП.

**Эффекты  $B_x$  компоненты и секторной структуры ММП.** С теоретической точки зрения влияние радиальной компоненты ММП  $B_x$  должно проявляться в том случае, если на поверхности высокоширотных долей хвоста магнитосферы имеет место пересоединение геомагнитного и межпланетного полей. Этот эффект должен быть виден в той полярной шапке, где геомагнитное поле антипараллельно ММП, т. е. в северном полушарии при  $B_x < 0$  и в южном полушарии при  $B_x > 0$ . Действительно, некоторые экспериментальные данные указывают, что  $B_x$ -компонента играет критическую роль в появлении в дневной полярной области при  $B_z > 0$  специфических авроральных форм, состоящих из ориентированных на Солнце дуг полярной шапки, переходящих в широтно-ориентированные дуги овала. Такие сияния были обнаружены в южной полярной области при  $B_x > 0$  [22] и в северной полярной области при  $B_x < 0$  [34].

Обобщенная модель распределения сияний полярной шапки в северном и южном полушариях в зависимости от знака  $B_x$

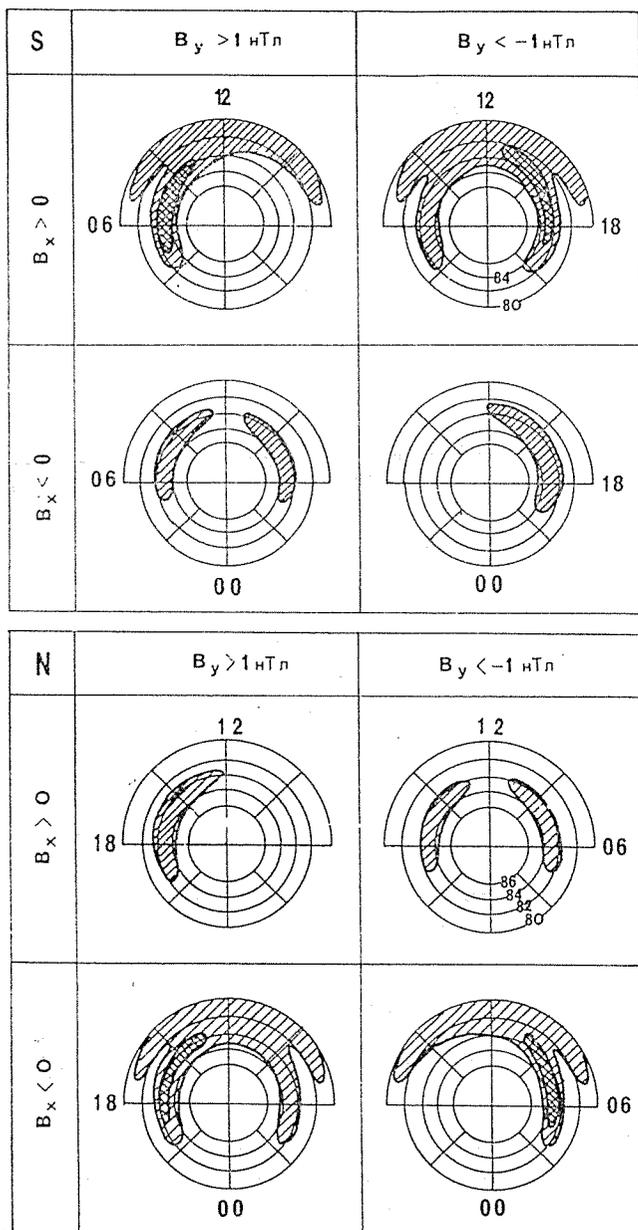


Рис. 2. Обобщенная модель влияния радиальной ( $B_x$ ) и азимутальной ( $B_y$ ) компонент ММП на распределение сияний в полярной шапке в южном (S) и северном (N) полушариях [44].

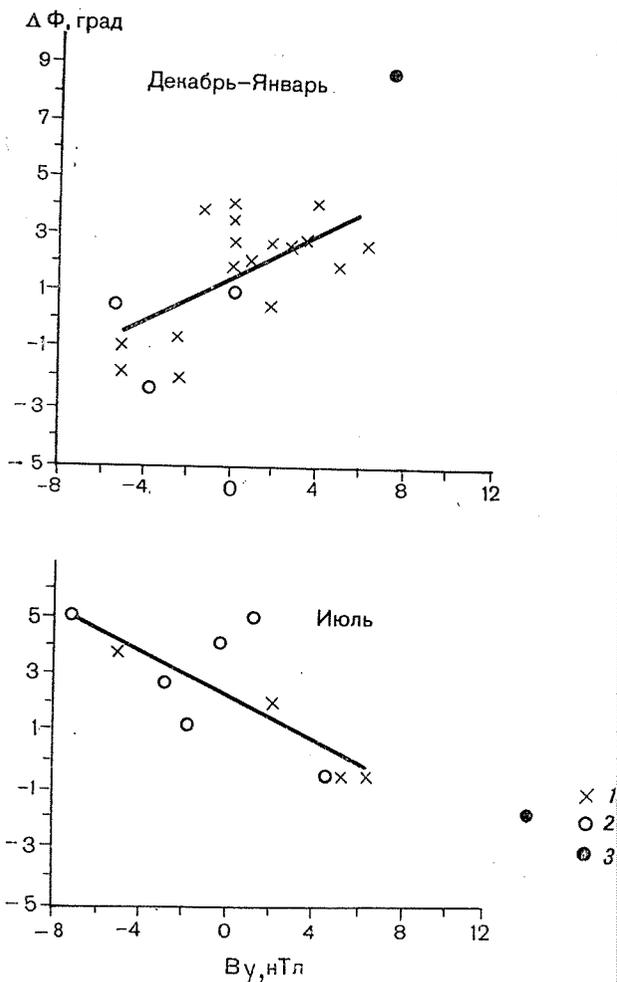
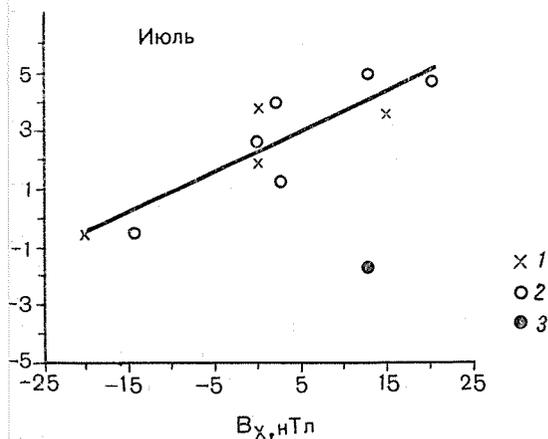
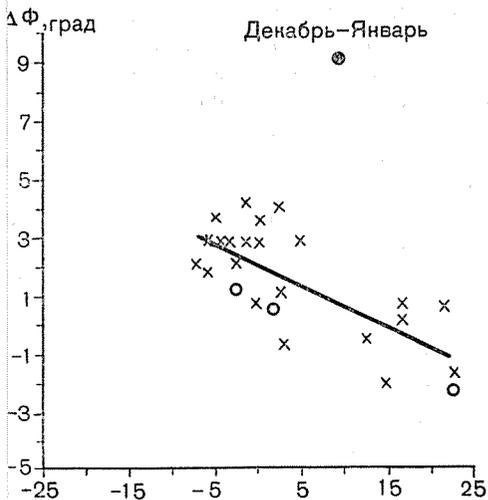


Рис. 3. Разность ( $\Delta\Phi$ ) между наблюдаемой широтой правленной на эффекты влияния  $AE$  и  $D_{st}$ -индекса 1, 2 — для южного и северного полушарий соответственно; 3 —

и  $B_y$ -компонент ММП представлена на рис. 2 [44], где частота появления сияний нормализована с учетом вероятности появления ММП различной ориентации. При построении рис. 2 использованы данные наблюдений за сияниями на станции Восток (южное полушарие) и со спутника Викинг [20] (северное полушарие). Согласно этой модели  $B_x$ -компонента не только увеличивает интенсивность сияний в той полярной шапке, где геомагнитные силовые линии ориентированы противоположно ММП, но и создает дополнительную зону сияний к полюсу от аврорального овала и парал-



аторнальной границы каспа и модельной широтой, зависимости от секторной структуры ММП [12]:

ия, относящиеся к секторной структуре ортогонального типа.

лельно ему.  $V_y$ -компонента ММП влияет на вероятность появления сияний в утреннем или вечернем секторах полярных шапок (в зависимости от знака  $V_y$ ) в противоположных полушариях и, таким образом, обуславливает общую асимметрию распределения сияний.

Наряду с эффектами  $V_x$  и  $V_y$ -компонент Трошичев и Гусев [44] отмечают влияние секторной структуры, как таковой: когда ММП имеет правильную секторную структуру ( $V_x > 0$ ,  $V_y < 0$  или  $V_x < 0$ ,  $V_y > 0$ ), сияния наблюдаются в утреннем и вечернем

секторах обеих полярных шапок — северной и южной. Если имеется ортогональная секторная структура ( $B_x > 0$ ,  $B_y > 0$  или  $B_x < 0$ ,  $B_y < 0$ ), вероятность появления сияний мала. Указанная регулярность соответствует результатам статистических исследований [7, 30], показывающих, что сияния в южной (северной) полярной шапке происходят более часто, когда секторная структура ММП положительна (отрицательна).

Кроме представленных имеются также другие данные, которые могут интерпретироваться как свидетельство того, что  $B_y$ -компоненты противоположного знака или секторные структуры различной полярности неадекватно воздействуют на геофизические явления в полярных шапках. Отмечается, например, что  $B_y$  разной ориентации генерирует несимметричное перераспределение потока конвекции в области дневного каспа [24] и электрических токов в дневном каспе [45, 47], зависящих от  $B_y$ . Анализ широтных изменений положения каспа в обоих полушариях, выполненный Беспрозванной и др. [12], показал очевидную зависимость ширины каспа от секторной структуры. Из рис. 3, видно, что в декабре—январе касп располагается на более высоких широтах при  $B_y > 0$ ,  $B_x < 0$ , чем при  $B_y < 0$ ,  $B_x > 0$ . Противоположная регулярность наблюдается в июле. Очень существенно, что знак смещения каспа оказывается одинаковым в северном и южном полушариях.

Принимая во внимание аналогичные эффекты, выявленные для основного ионосферного провала [8], можно заключить, что овал в обоих полушариях смещается как целое под влиянием секторной структуры: в период декабрьского (июльского) солнцестояния он смещается в антисолнечном (солнечном) направлении относительно полюса при секторной структуре ( $B_x < 0$ ,  $B_y > 0$ ) и в солнечном (антисолнечном) направлении при секторной структуре ( $B_x > 0$ ,  $B_y < 0$ ) (рис. 4). Смещение овала такого типа, вызываемое секторной структурой и зависящее от периода солнцестояния, должно проявляться в регулярных изменениях магнитной активности на станциях аврорального овала, что было отмечено в работе [5], а именно:  $AE$ -индекс в северной авроральной зоне выше для  $B_y > 0$  зимой и для  $B_y < 0$  летом.

Таким образом, влияние азимутальной и радиальной компонент ММП на геофизические явления в полярных областях проявляется достаточно сложным и неоднозначным образом. В отличие от теории эффекты  $B_y$ -компоненты оказываются неидентичными для противоположных полярностей  $B_y$ . В результате и системы конвекции, и системы продольных и электрических токов изменяются по-разному под воздействием  $B_y$  разного знака. Учет  $B_x$ -компоненты не объясняет наблюдаемых различий. Более того, следует, очевидно, учитывать также и добавочные эффекты, вызываемые характером секторной структуры.

Различия, обусловленные несовпадением географического и геомагнитного полюсов, включают комплекс явлений, связанных с асимметричной ориентацией геомагнитного диполя по отноше-

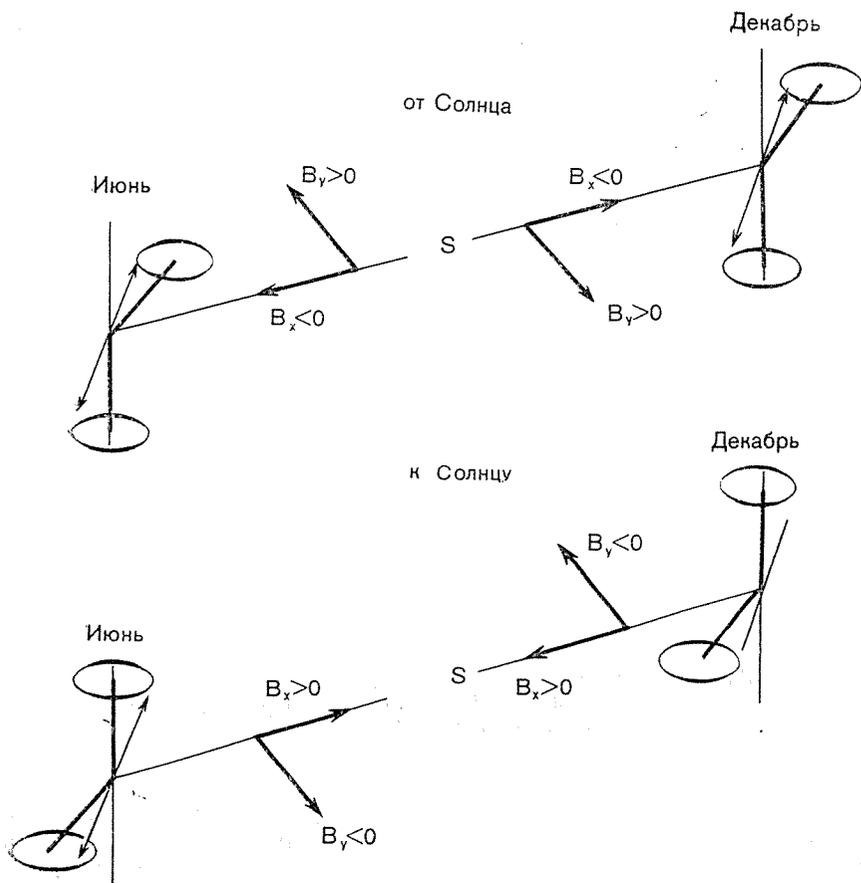


Рис. 4. Схема, иллюстрирующая влияние секторной структуры на положение аврального овала в периоды декабрьского и июньского солнцестояний

Магнитный диполь обозначен осью с двумя стрелками; круги у концов стрелок [12] — авральные овалы.

нию к северному и южному географическим полюсам. Из рис. 5, где показано относительное положение 70-й географической и магнитной параллели в северном и южном полушариях [10], видны отчетливые различия в структуре геомагнитного поля в этих полушариях, которые заключаются в следующем:

1. Северная геофизическая полярная шапка имеет вид большого эллипса, который захватывает и географическую полярную шапку, тогда как южная геофизическая шапка представляет круг, центр которого значительно смещен относительно географического полюса. Результатом этого является существенное различие в долготных вариациях магнитной широты для фиксированной географической широты. В южном полушарии эти долготные вариации очень велики, но имеют один максимум и один минимум,

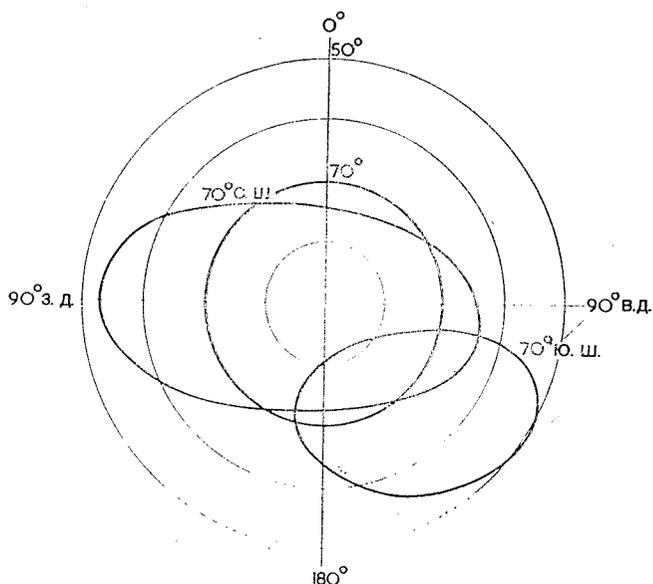


Рис. 5. Полярная проекция, показывающая относительное положение географической и дипольной широты  $70^\circ$  в северном и южном полушариях [10]

тогда как в северном полушарии они существенно менее выражены, но имеют вид двойной волны с двумя максимумами и минимумами.

2. Расстояние между географическим и геомагнитными полюсами в южном полушарии намного больше, чем в северном.

3. Геомагнитные полюса расположены на противоположных сторонах от географического полюса, вследствие чего географический полдень наступает на северном геомагнитном полюсе позднее на 12 ч, чем на южном.

Разделить эффекты этих взаимосвязанных факторов едва ли возможно. Тем не менее их интегральное воздействие отчетливо проявляется в широко известном контроле мирового времени состояния высокоширотной ионосферы. Первоначально он был выявлен по данным отдельных полярных станций наземного вертикального зондирования [8, 36] и в дальнейшем подтвержден результатами спутниковых измерений во внешней ионосфере и данными, полученными на установках некогерентного рассеяния, расположенных в разных долготных секторах [16, 25, 27]. С использованием при численном моделировании полярной ионосферы эффекта несовпадения географических и геомагнитных полюсов в обоих полушариях были сделаны следующие выводы [38, 39]:

1. Вариации в ионосфере сильнее выражены в южном полуша-

рии из-за большего смещения геомагнитного полюса относительно географического в этом полушарии.

2. В противоположных полушариях наблюдается смещение на полсуток между  $UT$ -вариациями.

3. Асимметричное магнитосферное электрическое поле приводит к различным моделям конвективного переноса плазмы в северном и южном полушариях.

Указанные особенности находят отчетливое подтверждение в изменении характера распределения электронной плотности слоя  $F_2$  для различных фиксированных моментов мирового времени, соответствующих разному положению геомагнитного полюса относительно Солнца. Особенно ярко этот эффект проявляется в зимнее время, когда ослаблен или полностью отключен волновой источник ионизации и режим полярной ионосферы в значительной мере определяется условиями ионосферно-магнитосферного взаимодействия.

На рис. 6 показано широтно-временное распределение  $N_m F_2$  в северной (рис. 6, а, в) и южной (рис. 6, б, г) полярной области для двух моментов мирового времени 06 UT и 18 UT, которые отличаются обратным положением геомагнитного и географического полюсов относительно Солнца. Построенные на основе эмпирического моделирования [2] карты для декабря 1958 г. (северное полушарие) и июня 1958 г. (южное полушарие) при фиксированном уровне магнитной активности ( $K_p = 3$ ) и одинаковом уровне солнечной активности ( $F_{10,7} = 220$ ) показывают, что в обоих полушариях зимой прослеживаются основные крупномасштабные структурные особенности полярного слоя  $F_2$ : «язык» ионизации, связанный с переносом ионосферной плазмы с дневной стороны на ночную; повышенная ионизация в области ночного аврорального овала («пик ионизации»), к экватору от которого прослеживается область низкой электронной плотности, получившая название главного ионосферного провала в отличие от высокоширотного провала, который наблюдается на утренней стороне к полюсу от аврорального пика ионизации.

Вместе с тем при общем морфологическом подобии характера распределения  $N_m F_2$  в обоих полушариях отмечается явное их различие, степень которого зависит от местного и мирового времени. Наибольшее сходство наблюдается между картами для 18 UT в северном и 06 UT в южном полушариях, когда геомагнитные полюса в обоих полушариях обращены к Солнцу и терминатор в полдень проходит на  $76-78^\circ$  инвариантной широты. Поскольку при этом большая часть полярной шапки и дневного аврорального овала, включая касп, оказывается освещенной, создаются наиболее благоприятные условия для формирования мощного «языка» ионизации за счет выноса дневной ионосферной плазмы под воздействием электрического поля магнитосферной конвекции. Иная ситуация наблюдается при 06 UT в северном и 18 — в южном полушариях, когда геомагнитные полюса повернуты от Солнца и терминатор в полдень проходит на инвариант-



ностями распределения параметров магнитного поля (склонения и наклонения). В работе [11] на основе эмпирического моделирования получены долготные вариации электронной концентрации в слое  $F2$  в области ночного ионосферного провала в северном и южном полушариях. Показано, что в южном полушарии отмечается очень сильная одноволновая вариация с максимумом около  $120\text{--}180^\circ$  в. д. и минимумом на  $270\text{--}330^\circ$  в. д., тогда как в северном полушарии наблюдается слабая двухволновая вариация. Такая же особенность прослеживается и в долготных вариациях положения провала [1, 8].

В летние месяцы эффект мирового времени в высоких широтах значительно ослаблен [27, 41] и проявляется главным образом в интервале  $40\text{--}60^\circ$  инвариантной широты. Карты распределения  $N_mF2$  в северном полушарии для июня 1958 г. (рис. 7, а, в) и в южном для декабря 1958 г. (рис. 7, б, г) для 06 UT и 18 UT построены на основе эмпирического моделирования при  $K_p = 3$ ,  $F_{10,7} = 220$ .

Из рис. 7 видно, что уровень ионизации в высоких широтах в обоих полушариях примерно одинаков для 06 и 18 UT. Однако в южном полушарии для 06 UT в интервале  $40\text{--}60^\circ$  инвариантной широты наблюдаются очень высокие ночные значения  $N_mF2$ , превышающие даже дневной уровень ионизации. Появление этой области связано с хорошо известной аномалией в суточных вариациях  $N_mF2$  в южном полушарии в секторе долгот  $270\text{--}330^\circ$  в. д. [19], где соотношение между наклонением и географической широтой не имеет аналога в северном полушарии [14].

Следует добавить, что различие между ионосферой северного и южного полушарий, обусловленное несовпадением географических и геомагнитных полюсов, может усиливаться или ослабевать под действием дополнительного фактора, который связан с разной ориентацией оси диполя относительно Солнца для декабрьского и июньского солнцестояния [3]. Этот эффект проявляется в превышении электронной плотности слоя  $F2$  в декабрьском солнцестоянии и известен как декабрьская аномалия [4]. Подобные годовые вариации были обнаружены в температуре и плотности экзасферы и получили название «плазменного эффекта» [6].

Сопоставление карт распределения электронной плотности (рис. 6 и рис. 7) показывает, что общий уровень ионизации зимой выше в северном полушарии, а летом — в южном, это соответствует декабрьскому солнцестоянию.

**Заключение.** Суммируя результаты проведенного сопоставления комплекса электромагнитных явлений в околоземном космическом пространстве северного и южного полушарий, можно сделать следующие выводы:

1. Характеристики геофизических явлений имеют ряд общих черт в обеих полярных областях. Влияние  $B_y$ -компоненты Межпланетного магнитного поля приводит к асимметрии утро—вечер

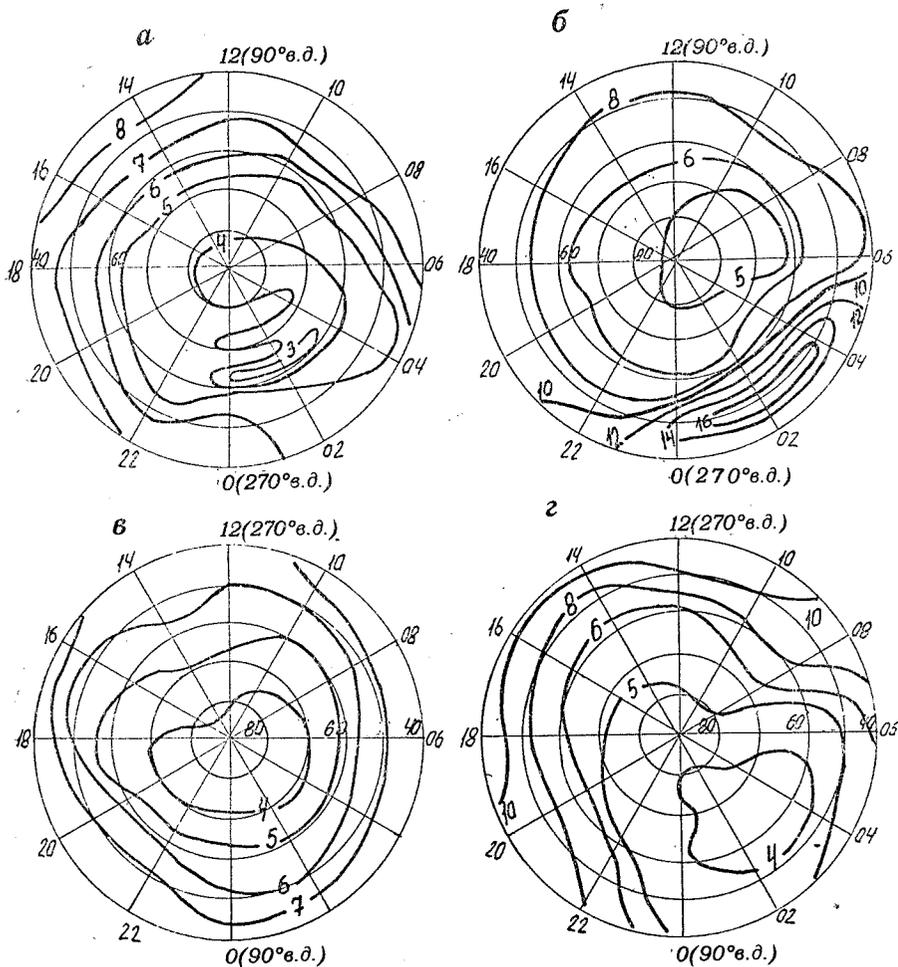


Рис. 7. Экспериментальная модель распределения  $N_m F_2$  (в  $10^5 \text{ см}^{-3}$ ) в летней ионосфере для северной (а, б) и южной (в, г) полярных областей в 06 UT (а, б) и в 18 UT (в, г) при  $K_p = 3$ ,  $F_{10,7} \approx 220$

Координаты — инвариантная широта, время — местное.

с противоположной направленностью в явлениях северного и южного полушарий.

2. Существенные изменения ионосферной проводимости при переходе от зимы к лету обуславливают сезонные вариации в распределении высокоширотных продольных токов и электрических полей. В результате этого распределение конвекции и продольных токов в противоположных полушариях может быть при северном направлении ММП совершенно различным.

3. Влияние  $B_x$ -компоненты и секторной структуры ММП нарушает соответствие явлений в противоположных полушариях,

при этом механизм воздействия секторной структуры в настоящее время неясен.

4. Наиболее сильные контрасты в противоположных полярных шапках наблюдаются в вариациях ионосферных параметров, которые контролируются УФ-радиацией Солнца и связаны в основном с несовпадением географического и геомагнитного полюсов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афонин В. Ф., Деминов Н. Г., Карпачев А. Т. [и др.]. Долготные вариации положения главного ионосферного провала для ночных зимних условий по данным ИСЗ «Космос-900» и «Интеркосмос-19»//Геомagn. и аэрoнoмия. — 1992. — Т. 32, № А2. — С. 75—78.

2. Беспрозванная А. С. Пространственно-временное распределение электронной плотности в максимуме  $F_2$  высоких широт//Тр. ААНИИ. — 1986. — Т. 405. — С. 157—114.

3. Беспрозванная А. С. Пространственно-временное распределение ионизации слоя  $F_2$  в высоких широтах северного и южного полушарий в зимний период//Геомagn. и аэрoнoмия. — 1992. — Т. 32, № 3. — С. 1—9.

4. Ришбет Г., Гарриот О. К. Введение в физику ионосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1975. — 304 с.

5. Сергеев В. А. Влияние азимутальной компоненты ММП на магнитосферную активность//Исслед. по геомagn., аэрoнoмии и физике Солнца. — 1979. — Вып. 47. — С. 191—196.

6. Эванс Дж. В. Измерение температуры нейтральных и заряженных частиц в магнитосфере//Солнечно-земная физика. — М.: Мир, 1968. — С. 292—353.

7. Яхнин А. Г., Сергеев В. А. Частота появления сияний в полярной шапке и ориентация вектора ММП//Геомagn. и аэрoнoмия. — 1979. — Т. 19, № 3. — С. 556—561.

8. Afonin V. F., Besprozvannaya A. S. [et. al.]. Dynamic of ionospheric trough in Northern and Southern Hemispheres//J. Atm. Terr. Phys. — 1994. — Vol. 56, N 1. — P. 93—98.

9. Akasofu S.-I. and Tsurutani B. Usual auroral features observed on 10—11 January 1983 and their possible relationship to the interplanetary magnetic field//Geophys. Res. Lett. — 1984. — Vol. 11, N 9. — P. 1086—1089.

10. Bellchambers W. H. and Pigott W. R. The ionosphere over Halley Bay//Proc. Roy. Soc. — 1960. — Ser. A. — N 256. — P. 200—218.

11. Besprozvannaya A. S. and Shchuka T. I. An empirical model of the ionospheric trough and longitudinal currents//Geog. Geophys. Veroff. — 1988. — R. 11. Ht. 27. — P. 62—65.

12. Besprozvannaya A. S., Shchuka T. I., Tooshichev O. A. Influence of the IMF Sector Structure on the latitude of the daytime cusp region//Proc. of the International Conference. Norway 3—25 V 1993, European Space agency NATO ASI Series. — Vol. 425. — P. 307—316.

13. Blomberg L. G. and Marklund G. T. High-latitude convection patterns for various large scale field-aligned current configurations//Geophys. Res. Lett. — 1991. — Vol. 18, N 4. — P. 717—720.

14. Bossy L. Les anomalies des variation diurnal et annuelle de fo  $F_2$  dans l'Antarctique. Tagunibericht//Geomagn. and Aeron. — 1962. — N 29. — P. 209—218.

15. Choe J. Y., Beard D. B. and Sullivan E. C. Precise calculation of the magnetosphere surface for a tilted dipole//Planet. Space Sci. — 1973. — Vol. 21, N 3. — P. 485—498.

16. De la Beaujardiere O., Wickwar V. B., Caudal G. [et al.]. Universal Time Dependence of Nighttime F region densities at high latitudes//J. Geophys. Res. — 1985. — Vol. 90, N A5. — P. 4319—4332.

17. De la Beaujardiere O., Alcayde D., Fontanari J. and Leger C. Seasonal dependence of High-latitude electric field//J. Geophys. Res.—1991.—Vol. 96, N A4.—P. 723—5737.
18. Duncan R. A. Universal time control of the arctic and antarctic ionosphere//J. Geophys. Res.—1962.—Vol. 67, N 6.—P. 1823—1830.
19. Eccles D., King J. W. and Slater A. E. ISIS-1 satellite observations of the ionosphere at high southern latitudes//J. Atmosph. Terr. Phys.—1973.—Vol. 35, N 4.—P. 625—632.
20. Elphinstone R. D., Jankowska K., Murphree J. S. and Cogger L. L. The configuration of the auroral distribution for IMF  $B_z$  northward. 1. IMF  $B_z$  and  $B_y$  dependencies as observed by the Viking satellite//J. Geophys. Res.—1990.—Vol. 95, N A5.—P. 5791—5804.
21. Fujii R., Iijima T., Potemra T. A. and Sugiura M. Seasonal dependence of largescale Birkeland currents//J. Geophys. Res. Lett.—1981.—Vol. 8, N 10.—P. 1103—1106.
22. Gusev M. G. and Troshichev O. A. Relation of sun-aligned arcs to polar cap convection and magnetic disturbances//Planet. Space Sci.—1986.—Vol. 34, N 2.—P. 489—495.
23. Gorney D. J., Evans D. S., Gussenhoven M. S. and Mizera P. F. A multiple-satellite observation of the high-latitude auroral activity on January 11, 1983//J. Geophys. Res.—1986.—Vol. 91, N A1.—P. 339—347.
24. Heelis R. A. The effect of interplanetary magnetic field orientation on dayside high latitude ionospheric convection//J. Geophys. Res.—1984.—Vol. 89, N A5.—P. 2873—2891.
25. Hoegy W. R. and Grebovsky J. M. Dependence of polar Hole density on magnetic and solar conditions//J. Geophys. Res.—1991.—Vol. 96, N A4.—P. 5737—5755.
26. Hoffmann R. A., Sugiura M., Maynard N. C., Candey R. M., Craven J. D. and Frank L. A. Electrodynamic patterns in the polar region during periods of extreme magnetic quietness//J. Geophys. Res.—1988.—Vol. 93, N A12.—P. 14515—14541.
27. Hopkins H. D. Ariel-3 satellite observations of the ionosphere at high southern latitudes//J. Atmosph. Terr. Phys.—1973.—Vol. 35, N 4.—P. 633—637.
28. Iijima T. and Potemra T. A. Field-aligned currents in the dayside cusp observed by Triad//J. Geophys. Res.—1976.—Vol. 81, N 34.—P. 5971—5979.
29. Iijima T. and Shibaji T. Global characteristics of Northward IMF associated (NBZ) field-aligned currents//J. Geophys. Res.—1987.—Vol. 92, N A3.—P. 2408—2416.
30. Ismail S. and Meng C.-I. A classification of polar cap auroral arcs//Planet. Space Sci.—1982.—Vol. 30, N 2.—P. 319—322.
31. Kamide Y. and Troshichev O. A. A unified view on convection and field-aligned current patterns in the polar cap//J. Atmosph. Terr. Phys.—1994.—Vol. 56, N 2.—P. 345—363.
32. Knipp D. J., Emery B. A., Richmond A. D., Crooker N. U. [et al]. Ionospheric convection response to slow strong variations in a Northward interplanetary magnetic field. A case study for January 14, 1988//J. Geophys. Res.—1993.—Vol. 98, N A12.—P. 19250—19252.
33. Mizera P. F. and Evans D. S. Simultaneous measurements of polar cap electrons in opposite hemisphere//J. Geophys. Res.—1986.—Vol. 91, N A8.—P. 900—907.
34. Murphree J. S., Elphinstone R. D., Hearn D. and Cogger L. L. Large-scale high-latitude dayside auroral emissions//J. Geophys. Res.—1990.—Vol. 95, N A2.—P. 2345—2356.
35. Newell P. and Meng C.-I. Hemispherical asymmetry in cusp precipitation near solstices//J. Geophys. Res.—1988.—Vol. 93, N A2.—P. 2643—2647.
36. Pike C. P. Universal time control of the South Polar F-layer during the IGY//J. Geophys. Res.—1970.—Vol. 75, N 25.—P. 4871—4874.
37. Rich F. J. and Gussenhoven M. S. The absence of region 1/region 2 field-aligned currents during prolonged quiet times//Geophys. Res. Lett.—1987.—Vol. 14, N 4.—P. 689—692.

38. Sojka J. J., Raitt W. J. and Schunk R. W. Effect of displaced geomagnetic and geographical poles on high latitude plasma convection and ionospheric depletion//*J. Geophys. Res.*—1979.—Vol. 10, N 84A.—P. 5943—5951.
39. Sojka J. J., Raitt W. J. and Schunk R. W. A comparison of model predictions for plasma convection in the northern and southern polar regions//*J. Geophys. Res.*—1980.—Vol. 85, N 4.—P. 1762—1768.
40. Sojka J. J., Raitt W. J., Schunk R. W. [et al]. Diurnal variation of the dayside ionosphere mid-latitude trough in the southern hemisphere at 800 km: model and measurement comparison//*Planet. Space Sci.*—1985.—Vol. 33, N A12.—P. 1375—1382.
41. Sojka J. J. and Schunk R. W. Theoretical study of the seasonal behaviour of the global ionosphere at solar maximum//*J. Geophys. Res.*—1989.—Vol. 94, N A6.—P. 6739—6749.
42. Troshichev O. A. Polar magnetic disturbances and field-aligned currents//*Space Sci. Rev.*—1982.—Vol. 32.—P. 275—300.
43. Troshichev O. A. and Nishida A. Patterns of electron and ion precipitation in the northern and southern polar regions for northward IMF condition//*J. Geophys. Res.*—1992.—Vol. 97, N A7.—P. 8337—8344.
44. Troshichev O. A. and Gusev M. G. IMF  $B_x$  and  $B_y$  dependencies of the polar cap aurorae distribution for northward IMF orientation inferred from observations at Vostok station//*J. Atmosph. Terr. Phys.*—1994.—Vol. 56, N 2.—P. 237—244.
45. Troshichev O. A., Bolotinskaya B. D., Kotikov A. L. and Papitashvili V. O.  $B_y$  dependent currents in the southern polar region during positive  $B_z$ //*Planet. Space Sci.*—1988.—Vol. 36, N 6.—P. 523—529.
46. Troshichev O. A., Bolotinskaya B. D. and Shishkina E. M. Features of particle precipitation in the cusp region as observed by DMSP satellite//*J. Geomagn. Geoelectr.*—1992.—Vol. 44, N 11.—P. 1175—1194.
47. Wilhelm J., Friis-Christensen E. and Potemra T. A. The relationship between ionospheric and field-aligned currents in the dayside cusp//*J. Geophys. Res.*—1978.—Vol. 83, N A12.—P. 5586—5594.
48. Winningham J. D. and Heikkila W. J. Polar cap auroral electron fluxes observed with ISIS-1//*J. Geophys. Res.*—1974.—Vol. 79, N 3.—P. 949—956.
49. Zanetti L., Potemra T. A., Doering J. P., Lee J. S., Fenell J. F. and Hoffman R. A. Interplanetary magnetic field control of high latitude activity on July 29, 1977//*J. Geophys. Res.*—1982.—Vol. 87, N A8.—P. 5963—5975.

## **ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА В АНТАРКТИДЕ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 220 ТЫСЯЧ ЛЕТ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛЕДЯНОГО КЕРНА ИЗ ГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ НА СТАНЦИИ ВОСТОК**

В эпоху нарастающего антропогенного воздействия на климат Земли особую актуальность приобретают исследования, направленные на восстановление истории глобальных климатических изменений, имевших место на нашей планете на протяжении последних десятков и сотен тысяч лет. Реконструкция и анализ временных рядов, характеризующих состояние и состав атмосферы, гидросферы и криосферы Земли в прошлом, позволяют вскрыть причинно-следственные связи и механизмы изменений, которые происходили и происходят в природной среде как под воздействием естественных факторов, так и вследствие хозяйственной деятельности человека.

Наиболее длительные палеоряды, уходящие в прошлое на 1 млн. лет и более, были получены в результате изучения колонок глубоководных донных отложений, отобранных в различных районах Мирового океана [9, 11, 24, 29]. Уникальными архивами палеоклиматической информации являются также ледяные отложения, слагающие ледниковые щиты Антарктиды и Гренландии. Керны древнего льда, извлекаемые при бурении глубоких скважин в современных ледниковых покровах, содержат наиболее полную информацию о колебаниях температуры и давления атмосферы, об изменении ее ветрового и циркуляционного режимов, а также о вариациях газового и аэрозольного составов атмосферного воздуха в масштабах времени от десятков лет до сотен тысяч лет.

Данные, полученные ранее по ледяным кернам со станции Восток ( $78^{\circ}28'$  ю.ш. и  $106^{\circ}48'$  в.д., высота над уровнем моря 3488 м, мощность ледникового покрова 3700 м) до глубины 2083 м (скважина 3Г), позволили охарактеризовать изменения климата в течение одного большого климатического цикла протяженностью около 160 тыс. лет [18, 20, 21, 22, 31]. В 1993 г. бурение новой скважины 5Г с отбором ледяного керна было продолжено до глубины 2755 м\*.

Изучение ледяных кернов со станции Восток осуществляется в рамках международного научно-технического сотрудничества между Россией, Францией и США. К настоящему времени выпол-

---

\* Бурение и геофизические исследования скважин выполняются сотрудниками Санкт-Петербургского Государственного горного института посредством разработанных ими электротепловых и электромеханических буровых снарядов, спускаемых в скважину на кабель-тросе с помощью лебедки. [1—3].

тены изотопно-геохимические и газовые анализы образцов льда (до глубины 2546 м (скважина 4Г) [6, 17]. Благодаря этим исследованиям временные ряды климатических и других характеристик природной среды южной полярной области продлены в прошлое (до момента времени, отстоящего от современности на 220 тыс. лет. Настоящая статья представляет собой аналитический обзор наиболее существенных результатов, полученных на сегодняшний день в ходе изучения «восточного» керна.

**Экспериментальные данные.** Основные результаты геохимических исследований ледяного керна представлены на рис. 1. Ниже приведена краткая информация об экспериментальных особенностях выполненных анализов.

Вертикальный профиль изменения содержания во льду частиц атмосферной пыли (рис. 1, а) был получен в ходе анализа ледяных образцов длиной 15—20 см, отобранных со средним шагом около 8 м из кернов скважины 3Г (до глубины 2202 м) [25] скважины 4Г (интервал 2202—2546 м) [17]. Определение концентрации микрочастиц, а также их распределений по размерам осуществлялось как с помощью счетчика Коуэлтера, так и путем прямых измерений и подсчетов, выполняемых на мембранных фильтрах с использованием оптического микроскопа.

Результаты масс-спектрометрических определений изотопного состава льда по водороду представлены на рис. 1, б в виде отклонения  $\delta D$  от общепринятого «стандарта средней океанической воды» (SMOW), определяемого формулой:

$$\delta D (\text{‰}) = \frac{(D/H)_{\text{обр}} - (D/H)_{\text{SMOW}}}{(D/H)_{\text{SMOW}}} \cdot 1000,$$

где  $(D/H)_{\text{обр}}$  — соотношение дейтерия и водорода в исследуемом образце льда, а  $(D/H)_{\text{SMOW}}$  — то же соотношение в стандарте.

Пробы, отбираемые на изотопный анализ, представляют собой ледяную стружку, снимаемую непрерывно по всей длине керна после предварительной зачистки его поверхности. Изотопный профиль, показанный на рис. 1, б, построен по данным анализа ледяного керна из скважин 3Г и 4Г. По керну 3Г (интервал глубин —2083 м) измерения проводились в пробах длиной 2 м [8], по керну 4Г в интервалах 1920—2200 м и 2414—2546 м использовались пробы длиной 1 м (каждая проба характеризует примерно 10 лет), а в интервале 2200—2414 м длина проб составляла 5 м (70 лет) [17]. Сравнение кривых изотопного состава льда, полученных по кернам 3Г и 4Г в интервале «перекрытия данных» (1920—2200 м), показало полное совпадение значений  $\delta D$  без существенного смещения по глубине, которого можно было ожидать в связи с различием в наклоне скважин.

Измерения объемной концентрации углекислого газа  $\text{CO}_2$  (рис. 1, в) и метана  $\text{CH}_4$  (рис. 1, г) в воздухе, заключенном в ледном керне, осуществлялись газохроматографическим способом использованием методов «сухой» (для  $\text{CO}_2$ ) и «мокрой» (для  $\text{H}_4$ ) экстракции. Профили, показанные на рис. 1, в, г, составлены

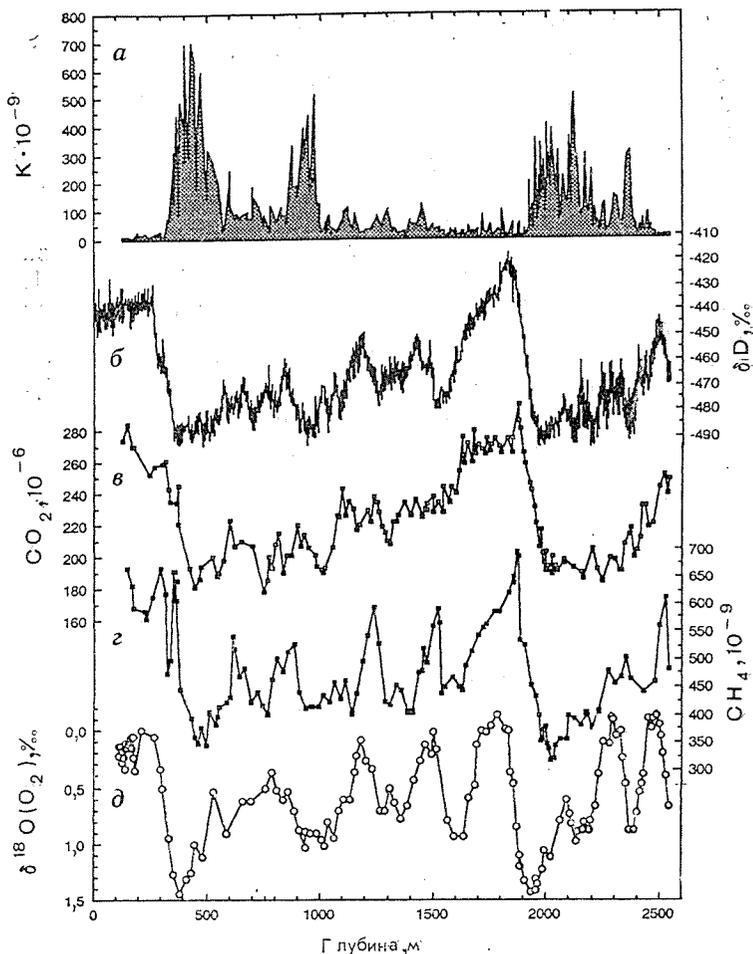


Рис. 1. Результаты изотопно-геохимических исследований ледяного ядра со станции Восток до глубины 2546 м:

*а* — объемная концентрация минеральных микрочастиц ( $K$ ); *б* — изотопный состав льда по водороду (отклонения  $\delta D$  содержания дейтерия во льду от SMOW); *в, г* — объемная концентрация углекислого газа  $CO_2$  ( $\times 10^{-6}$ ) и метана  $CH_4$  ( $\times 10^{-9}$ ); *д* — изотопный состав кислорода в воздушных включениях (отклонения  $\delta^{18}O$  содержания кислорода 18 в воздухе, заключенном во льду, от SMOW).

по результатам исследования кернов из скважин 3Г [8, 10] 4Г [17].

Масс-спектрометрические определения изотопного состава кислорода в воздушных включениях льда (рис. 1, *д*) [17, 29] показывают изменение по глубине отклонения  $\delta^{18}O$  содержания кислорода с атомным весом 18 в воздухе, экстрагированном из льда от стандарта SMOW. Все результаты анализов газа, представленные на рис. 1, *в, г, д*, характеризуются рядом экспериментальными

погрешностей, которые будут приняты нами во внимание при *обсуждении* палеоклиматической информативности полученных данных. Наименее изученным источником методических неопределенностей этих анализов является изменение состояния атмосферного воздуха во льду на различных этапах метаморфизма ледяной породы.

Воздух, захваченный льдом в процессе его образования из снега и фирна, первоначально локализован в газовых включениях (пузырьках воздуха), давление в которых растет по мере погружения ледяных слоев в теле ледника. На определенной глубине реализуются термодинамические условия, вызывающие трансфор-

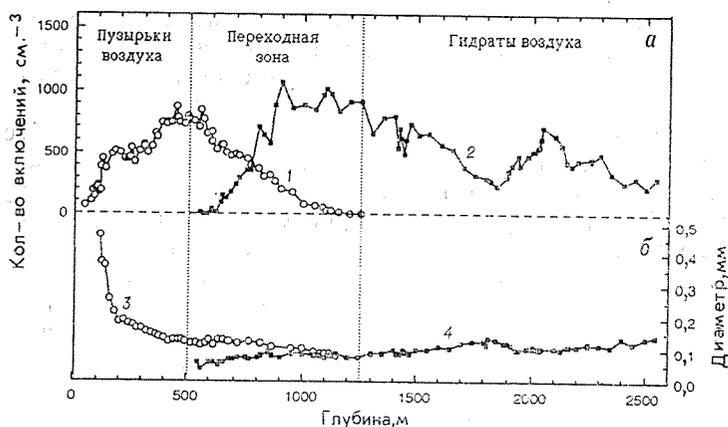


Рис. 2. Пузырьки воздуха и кристаллические включения гидратов воздуха в ледяном керне станции Восток:

*a* — количество воздушных пузырьков (1) и гидратов воздуха (2) в 1 см<sup>3</sup> льда; *b* — диаметр пузырьков (3) и гидратов воздуха (4).

тацию газовых включений в кристаллические включения клатратных гидратов воздуха, имеющих гранецентрированную кубическую ячейку типа алмазной [14]. Изучение включений обоих типов в ледяном керне направлено на получение экспериментальных данных, необходимых для разработки теорий процессов гидратообразования и уплотнения ледникового льда [4, 5], а также для решения проблем, связанных с интерпретацией данных, получаемых в ходе анализа общего содержания и газового состава воздуха, заключенного в ледниковом льду [6, 8, 10, 23, 27]. Экспериментальные данные, представленные на рис. 2, были получены в ходе количественного стереологического анализа, ледяных шлифов, изготовленных из образцов льда, хранившихся при температуре  $-55^{\circ}\text{C}$ .

Как показали исследования, большая часть воздуха, содержащегося во льду, захватывается гипогенными включениями в пределах интервала замыкания фирновых пор, который в районе станции Восток лежит на глубине 90—105 м. Глубже границы

фирн — лед наблюдается процесс расшнуровки (деления) удлиненных и разветвленных газовых включений, который приводит к росту счетной концентрации пузырьков вплоть до глубины 170 м (см. рис. 2, а). На этой глубине форма включений близка к изометрической и дальнейшее их деление невозможно. После окончания расшнуровки и до начала процесса гидратообразования количество пузырьков в данном слое льда не изменяется. Вариации, которые наблюдаются в интервале от 170 до 500 м, могут рассматриваться как отражение изменений условий льдообразования.

Диаметр воздушных включений (см. рис. 2, б) уменьшается с глубиной в результате пластической деформации льда под действием давления вышележащих слоев. Заметные вариации диаметра в интервале 400—600 м, наблюдаемые на фоне общей тенденции его уменьшения, могут быть объяснены изменением первоначального размера включений в момент их образования. С появлением первых гидратов воздуха во льду глубже 500 м счетная и объемная концентрации воздушных включений быстро уменьшаются по глубине и становятся практически равными нулю на отметке 1250 м, которая рассматривается нами как нижняя граница переходной зоны от пузырькового льда к беспузырьковому содержащему только включения гидратов воздуха.

Первые кристаллы клатратных гидратов воздуха были обнаружены в шлифах с глубины 550 м. Счетная концентрация кристаллов гидратов воздуха быстро возрастает с глубиной в пределах переходной зоны и уже на горизонте 1000 м превышает максимальный уровень значений, полученных для воздушных включений (см. рис. 2, а). Глубже переходной зоны счетная концентрация гидратов варьирует по разрезу аналогично счетной концентрации газовых включений. Диаметр кристаллов, образовавшихся в верхней части переходной зоны, существенно меньше диаметра воздушных пузырьков, хотя на нижней границе зоны они становятся почти равными друг другу (см. рис. 2, б). В более глубоких слоях ледникового покрова тенденция роста клатратов сопровождается длиннопериодными вариациями их размера с глубиной, аналогичными тем, которые наблюдаются для диаметра пузырьков.

В ходе исследований было обнаружено неравномерное распределение включений гидратов воздуха в матрице вмещающего льда, что никогда ранее не отмечалось для воздушных пузырьков. Кластеры (группы) кристаллов гидратов воздуха формируются главным образом, в переходной зоне. В более глубоких частях ледника их количество уменьшается вследствие коалесценции мелких кристаллов, что приводит к замещению кластеров крупными индивидами гидратов воздуха.

Переходя к анализу представленных выше экспериментальных данных с целью получения информации об изменении климата и о возможном влиянии этих изменений на структурные характеристики самого антарктического льда, прежде всего, необходи-

рассмотреть вопрос о датировании ледяных отложений и заключенного в них атмосферного воздуха.

**Возраст льда и захваченного льдом воздуха.** Первоначальная шкала возраста ледяных отложений в районе станции Восток, которая использовалась при обсуждении данных, полученных до глубины 2083 м [18, 21, 22], была разработана на основе двумерной модели растекания ледникового покрова с учетом меняющейся во времени (соответственно изменению температуры и влажности воздуха) скорости питания ледника атмосферными осадками. Для облегчения сопоставления палеоклиматических рядов, восстановленных по керну со станции Восток, с результатами исследований океанических донных отложений была предложена [17] новая «продленная гляциологическая шкала» (EGT), которая и принята в настоящее время для обсуждения всех данных, полученных по «восточному» керну до глубины 2546 м. Основным отличием новой шкалы является обоснованное многочисленными данными [29] «закрепление» возраста 110 тыс. лет на глубине 1534 м. Основанные на этой реперной точке модельные расчеты возраста были проведены с учетом возрастания скорости питания ледника вверх по линии тока льда, проходящей через станцию Восток и берущей свое начало в районе Купола Б. Новая шкала отличается от прежней не более чем на 3,5 тыс. лет в интервале керна 0—2083 м, вместе с тем она существенно уточняет датировку льда, залегающего в нижней части изученного разреза: 2083—2546 м и значительно лучше согласуется с хроностратиграфической шкалой СПЕСМАР, принятой для донных океанических осадков [24, 29]. Возраст льда, залегающего на глубине 2546 м, оценивается по EGT в  $220 \pm 20$  тыс. лет. Основным источником погрешности является недостаточно надежная информация о пространственной и временной изменчивости аккумуляции снега.

Независимый подход к установлению шкалы возраста льда был разработан на основе анализа температурных возмущений, зафиксированных в термограммах, полученных в глубоких скважинах на станции Восток [28]. Восстановленный по термограмме методом решения обратной задачи ход температурных вариаций, находящихся в полосе частот циклов Миланковича, позволил уточнить датировку основных максимумов и минимумов на изотопном профиле керна со станции Восток. Независимая шкала возраста льда, полученная этим методом, совпадает с EGT с ошибкой  $\pm 5$  тыс. лет в пределах верхних 1800 м и приводит к «омоложению» льда на 10—15 тыс. лет в нижней части разреза. Несмотря на ряд других данных (новые результаты измерения  $^{10}\text{Be}$  [17], сопоставление со шкалой СПЕСМАР [29]), также свидетельствующих о более молодом возрасте ледяных отложений в нижней части разреза, отмечаемые расхождения не выходят за пределы погрешности EGT, и потому данная шкала остается пока общепринятой для керна со станции Восток.

В связи с тем, что захват атмосферного воздуха осуществляется формирующимся льдом только в зоне замыкания фирновых

пор на глубине 90—105 м, возраст экстрагированного из ледяной породы воздуха оказывается значительно моложе возраста вмещающего его льда. Это обстоятельство необходимо учитывать при сопоставлении результатов определения газового состава древней атмосферы с изменениями температуры воздуха, реконструированными на основе анализа изотопного состава льда. Расчеты, основанные на полумпирической модели уплотнения фирна, позволили оценить изменения во времени разности возраста льда и воздуха, связанные с вариациями глубины залегания и возраста льда в зоне замыкания фирновых пор [8]. Оказалось, что в теплые эпохи (в том числе в настоящее время) разница в возрасте льда и воздуха составляет в районе станции Восток около 4 тыс. лет, а в периоды максимального развития оледенений она увеличивалась до 6 тыс. лет.

**Изменение климата по данным керна со станции Восток и колонок морских отложений.** Одним из наиболее информативных для палеоклиматических реконструкций является анализ изотопного состава льда. Физическая причина изменения концентрации D и  $^{18}\text{O}$  в природной воде состоит в различии упругости паров водных молекул с разным изотопным составом: давление паров  $\text{H}_2^{16}\text{O}$  в естественных условиях всегда больше, чем давление паров «тяжелых» молекул. Вследствие этого происходит фракционирование D и  $^{18}\text{O}$  при любых фазовых переходах: при испарении — обеднение тяжелыми молекулами газообразной фазы и обогащение ими остающейся жидкости, а при конденсации — обогащение тяжелыми молекулами кристаллизующейся влаги и обеднение маточного водяного пара. Различие в упругости паров возрастает с понижением температуры, поэтому процесс разделения идет тем интенсивнее, чем температура ниже [13].

Влага, переносимая в тропосфере из тропической зоны, где ее источником является акватория Мирового океана, в полярные области, на пути переноса постепенно обедняется тяжелыми изотопами кислорода и водорода, которые выпадают в составе атмосферных осадков. Так, если реальная океаническая вода в экваториальной области имеет изотопный состав, близкий к  $\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$ , то в районе побережья Антарктиды осадки характеризуются изотопным составом  $\delta^{18}\text{O} = -20\text{‰}$ , что соответствует  $\delta D = -160\text{‰}$ , согласно линейной зависимости, существующей между  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta D$  [26]. Теории, описывающие фракционирование по изотопному составу циркулирующей в атмосфере влаги, довольно сложны [13, 16, 19], однако практическое значение для интерпретации изотопных профилей, полученных по анализам ледяных кернов, имеют простые зависимости между температурой на верхней границе слоя инверсии и изотопным составом выпадающих атмосферных осадков [12, 17, 18, 21, 22].

Изменение температуры  $\Delta T$  (см. рис. 3, б) относительно ее современного значения на верхней границе слоя инверсии в районе станции Восток было рассчитано по формуле  $\Delta T = G(\delta D_{\text{обр}} - -8\delta^{18}\text{O}_{\text{об}})$ , где  $G = 0,11$  град/ $\text{‰}$  — современный градиент, отра-

жающий изменение изотопного состава осадков с изменением температуры при движении по склону ледникового покрова в данном секторе Антарктиды;  $\delta D_{\text{обр}}$  — измеренный изотопный состав льда;  $8\delta^{18}\text{O}_{\text{ов}}$  — поправка на изменение изотопного состава океанической воды в прошлом, которая оценивалась по данным о временных вариациях изотопного состава атмосферного воздуха [29] (см. рис. 3, г).

Вновь полученные данные об изменении температуры атмосферы во время формирования льда, залегающего в настоящее время на глубине 2083—2546 м (рис. 3, б), свидетельствуют об эпохе похолодания в Антарктиде, имевшей место 140—200 тыс. лет назад и соответствующей предпоследнему ледниковому периоду. В течение этой эпохи температура понижалась примерно на  $6^{\circ}\text{C}$  относительно современной (Голоцена), а температурные вариации были значительно меньше, чем те, которые зафиксированы для последнего оледенения. Более высокая температура, отмечаемая для периода 200—240 тыс. лет назад, свидетельствует о том, что самая нижняя часть исследованной колонки керна, по-видимому, относится к концу предшествующего межледникового периода.

Сравнение температурных вариаций, реконструированных по данным изотопного анализа «восточного» керна, с независимо датированными палеокривыми изменений температуры поверхности океана (рис. 3, а), летней инсоляции на  $20^{\circ}$  с. ш. (рис. 3, в) и уровня Мирового океана (рис. 3, д) показывает достаточно хорошую корреляцию между ними, что, с одной стороны, служит подтверждением правильности датировки ледяного керна, а с другой — свидетельствует о глобальном характере отраженных в нем палеоклиматических событий, которые связаны через систему прямых и обратных связей с периодическими изменениями элементов орбиты Земли.

Вариации изотопного состава ( $\delta^{18}\text{O}$ ) атмосферного воздуха (см. рис. 3, г) хорошо согласуются с изменением изотопного состава морской воды (рис. 3, д), что подтверждает теоретически установленную зависимость изотопного состава атмосферы по кислороду от процессов фотосинтеза и респирации, происходящих в океане.

Резкое увеличение концентрации атмосферных микрочастиц в слоях «восточного» керна, соответствующих периодам максимального развития оледенений (см. рис. 3, ж), совпадает с изменением скорости аккумуляции донных отложений в Индийском океане [11], показанным на рис. 3, е. Увеличение запыленности атмосферы терригенными микрочастицами во время глобальных похолоданий климата, подтвержденное двумя независимыми палеоиндикаторами, может вызываться расширением площади пустынь (в том числе и за счет осушаемой материковой отмели), усилением ветровой активности и интенсификацией меридионального переноса в атмосфере вследствие повышения температурного контраста в умеренных и высоких широтах [21, 25].

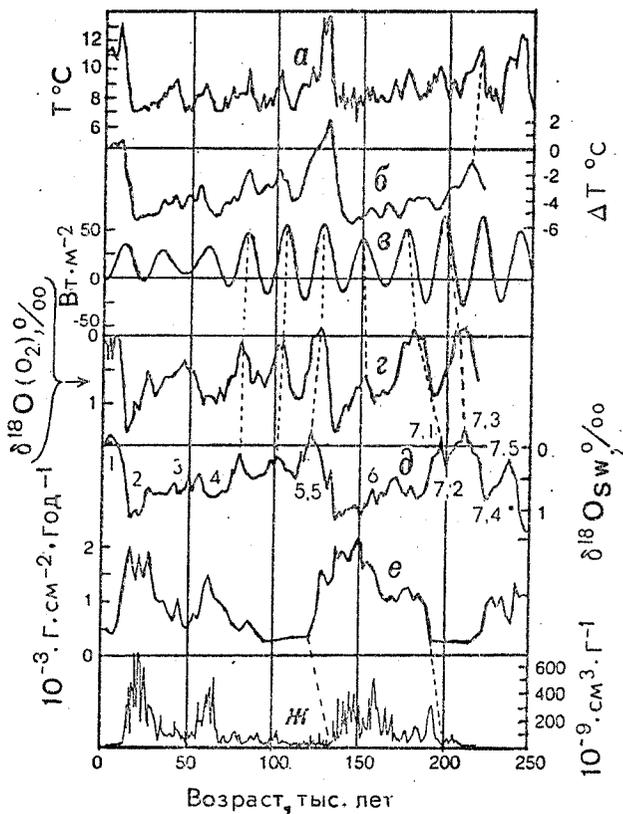


Рис. 3. Изменение параметров окружающей среды за последние 250 тыс. лет по данным колонок океанических донных отложений и ледяных кернов со станции Восток:

*a* — летняя температура поверхностных вод в южной части Индийского океана по результатам анализа донных отложений [24]; *б* — средняя годовая температура воздуха на верхней границе слоя инверсии в районе станции Восток по результатам измерения  $\delta D$  в ледяном керне; *в* — летняя инсоляция на  $20^\circ$  с. ш. [9]; *г* — изотопный состав кислорода ( $\delta^{18}O$ ) воздушных пузырьков в ледяном керне; *д* — нормализованная кривая вариаций изотопного состава морской воды, отражающая изменение уровня Мирового океана, по результатам определения  $\delta^{18}O$  глубоководных фораминифер (цифрами 1—7,5 обозначены морские изотопные стадии) [24]; *е* — скорость аккумуляции донных отложений в Индийском океане [11]; *ж* — концентрация микрочастиц атмосферного аэрозоля в ледяном керне станции Восток.

Как показывает визуальное сопоставление палеоклиматических кривых, приведенных на рис. 3 (пунктирные линии соединяют идентичные пики кривых), самая нижняя часть ледяного керна станции Восток (2546 м) соответствует по возрасту морской изотопной стадии 7.4.

Изменения концентрации в атмосфере парниковых газов  $CO_2$  и  $CH_4$ , реконструированные по результатам анализов «восточного»

керна, сопоставлены на рис. 4 с вариациями изотопной температуры. В целом отмечается хорошая корреляция между колебаниями температуры и изменением содержания парниковых газов в атмосфере: коэффициент корреляции равен 0,9 для углекислого газа и 0,87 — для метана. Из рис. 4 видно также, что существует

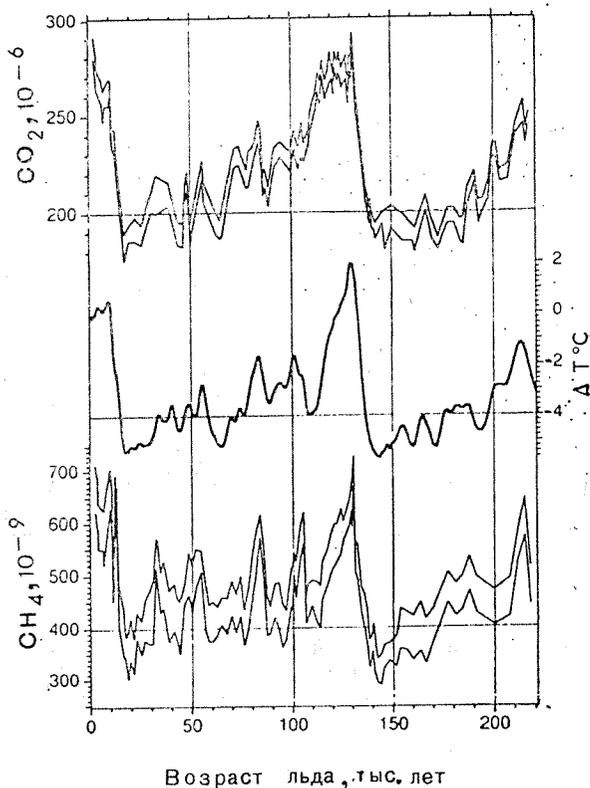


Рис. 4. Изменение температуры воздуха на верхней границе слоя инверсии  $\Delta T$ , объемной концентрации углекислого газа  $\text{CO}_2$  (частей на миллион) и метана  $\text{CH}_4$  (частей на миллиард) за последние 220 тысяч лет по данным анализов ледяного керна со станции Восток.

Вариации содержания парниковых газов ( $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$ ) представлены двумя кривыми, показывающими верхний и нижний пределы экспериментальных данных.

некоторая задержка по фазе в изменениях концентрации  $\text{CO}_2$  по отношению к колебаниям климата, что наиболее отчетливо проявляется во время похолодания, соответствующего переходу от последнего межледниковья к последнему ледниковому периоду. Детальный анализ приведенных данных [8, 10] показывает, что первопричиной изменений концентрации  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в атмосфере являются колебания климата, вызывающие изменения биологиче-

ской продуктивности Мирового океана. В свою очередь, увеличение или уменьшение концентрации парниковых газов в атмосфере приводит к дополнительному повышению или понижению температуры воздуха. Таким образом, парниковые газы играют роль усилителей относительно слабых в энергетическом отношении климатических колебаний, индуцированных периодическими изменениями элементов земной орбиты.

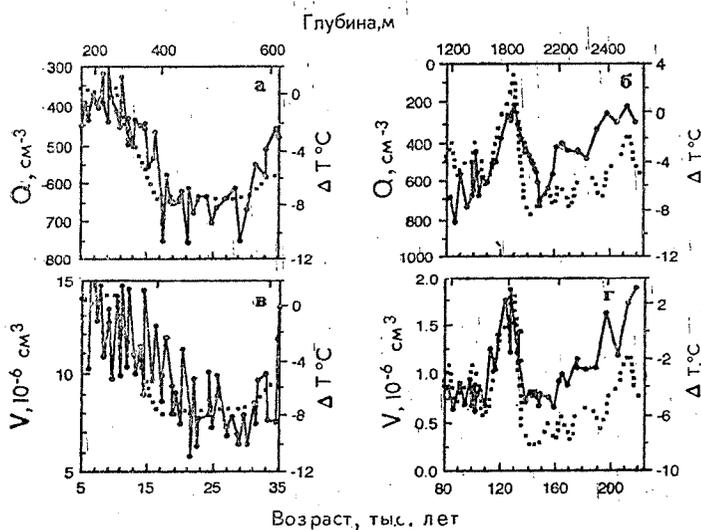


Рис. 5. Корреляция изменений геометрических параметров воздушных пузырьков и гидратов воздуха с вариациями средней температуры льдообразования, рассчитанной по изотопным данным:

*a, б* — количество (в 1 см<sup>3</sup> льда) пузырьков и гидратов воздуха (*Q*) (количество гидратов откорректировано с целью устранения эффекта образования и коалесценции кластеров); *в, г* — средний объем воздушных пузырьков и гидратов воздуха (*V*) (объем пузырьков приведен к глубине 170 м, объем гидратов откорректирован на эффект кластеров); пунктирная линия — отклонение  $\Delta T$  средней температуры образования льда от ее современного значения.

**Влияние климатических изменений на структурные характеристики включений воздуха и газовых гидратов во льду.** На рис. 5, *a, в* показаны вариации температуры льдообразования, а также изменения счетной концентрации газовых пузырьков и их среднего объема, приведенного к глубине 170 м. Температура была реконструирована на основе изотопных данных, а временная шкала построена с учетом изменяющейся во времени разницы между возрастом льда и возрастом газовых включений, который отсчитывался от момента замыкания пор. Как видно из рис. 5, существует отчетливая корреляция между изменением обоих параметров и вариациями температуры.

Несмотря на то, что количественные зависимости, обуславливающие наблюдаемую связь, до настоящего времени не определены, физический смысл этой связи представляется достаточно очевидным: количество и размер каналов фирна в зоне их замыкания определяются размером и формой зерен льда. Форма зерен, в том числе удельное количество ребер, по которым обычно локализованы каналы воздуха, задается распределением зерен по размерам. Поскольку параметры распределения зерен на глубине замыкания пор зависят от температуры льда и скорости аккумуляции, то и стереологические характеристики каналов фирна на этой глубине также являются функцией этих условий льдообразования. Таким образом, именно зависимость стереологии льда на глубине замыкания пор от температуры и скорости аккумуляции на поверхности ледника приводит к климатически обусловленным вариациям параметров газовых включений в более глубоких слоях ледникового покрова.

Размер кристаллов газовых гидратов, образующихся в переходной зоне на месте воздушных включений, определяется количеством воздуха в пузырьках. Полагая, что коэффициент заполнения полостей в решетке клатратного гидрата молекулами воздуха равен 0,8, а сама решетка имеет кубическую структуру Штакельберга II [14], можно рассчитать отношение между объемом пузырька воздуха и образующегося на его месте клатрата. Это соотношение меняется от 2,5 на верхней границе переходной зоны (500 м) до 1,05 — на глубине 1250 м.

Благодаря тому, что объем газовых включений в условиях естественного залегания льда всегда больше объема образующихся из них гидратов воздуха, давление воздуха в полости газового включения падает в момент кристаллизации на его стенках гидрата. В результате этого пузырек либо начинает сжиматься более быстро под действием давления окружающего его льда, либо мгновенно сплющивается — в зависимости от его реальной формы и распределения напряжений во вмещающей его ледяной матрице [30]. В последнем случае на месте одного первичного газового включения образуется группа микроскопических пузырьков и микротрещин, которые со временем преобразуются в кластер газовых гидратов. Именно поэтому счетная концентрация газовых гидратов в пределах переходной зоны превышает счетную концентрацию первичных газовых пузырьков.

Коалесценция газовых гидратов приводит к увеличению среднего размера кристаллов и уменьшению их счетной концентрации с глубиной ниже переходной зоны. Коалесценция заключается в росте крупных кристаллов, входящих в кластеры, за счет окружающих их более мелких индивидов газовых гидратов. В ходе коалесценции мелких кристаллов восстанавливается утраченное в верхней части переходной зоны соответствие между количеством гидратов и количеством породивших их воздушных пузырьков: глубже 1500 м счетная концентрация клатратов приближается к счетной концентрации первоначальных газовых включений.

Вариации количества и среднего объема гидратов воздуха в интервале глубин 1200—2546 м в связи с изменением температуры льдообразования показаны на рис. 5, б, г. Счетная концентрация гидратов и их средний объем предварительно пересчитывались, исходя из условия, что каждый кластер соответствует только одному индивиду клатратного гидрата воздуха. Очевидная корреляция между откорректированными таким образом параметрами газовых гидратов и изменением температуры подтверждает вывод о том, что геометрические параметры системы гидратов воздуха во льду во многом предопределены параметрами первичных газовых включений. Представленные графики свидетельствуют также о продолжающемся глубже 2000 м росте кристаллов гидратов воздуха за счет коалесценции гидратов вследствие их миграции с границами зерен льда в процессе роста последних [20]. Полученные результаты позволяют заключить, что параметры системы клатратных гидратов воздуха, по-видимому, «хранят память» о стереологических характеристиках порового пространства ледяной породы на той стадии ее метаморфизма, когда происходил захват атмосферного воздуха. Последнее обстоятельство может быть использовано при реконструкции изменений атмосферного давления в прошлом по результатам определений общего газосодержания льда [6, 23].

**Изменение климата в Гренландии и Антарктиде.** Завершение европейской программы GRIP по бурению глубокой скважины до подледниковых пород на станции Саммит, расположенной в Гренландии (72°34' с.ш. и 37°37' з.д., мощность ледника 3029 м), и опубликование первых результатов изотопного анализа полученного ледяного керна [7, 15] дают возможность провести предварительное сравнение изменений климата, происходивших в северной и южной полярных областях на протяжении одного большого климатического цикла (160 тыс. лет). Сопоставление результатов изотопных исследований гренландского и антарктического ледяных кернов (рис. 6) показывает, что несмотря на независимость датировок обсуждаемых колонок льда наблюдается достаточно отчетливая синхронность основных крупномасштабных климатических событий, зафиксированных на обеих кривых.

Наиболее впечатляющим отличием изотопной кривой для Саммита от классического профиля для станции Восток является наличие резких (с периодом 2—5 тыс. лет) и больших по амплитуде (сравнимых с переходом ледниковье — межледниковье) колебаний изотопного состава гренландского льда в интервале глубин, соответствующем последнему межледниковому периоду. Одним из возможных объяснений этих колебаний может служить вероятное в придонном слое ледника нарушение стратификации слоев, произошедшее в результате будинажа льда, причиной которого могла быть миграция ледораздела, расположенного в непосредственной близости от точки бурения скважины [7]. В том случае, если эта версия не будет подтверждена более детальными исследованиями структурно-текстурных характеристик льда в этой зоне, данные

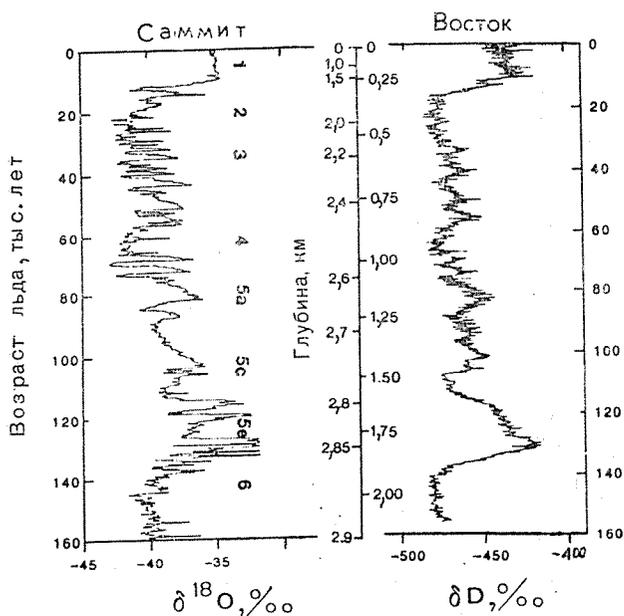


Рис. 6. Сравнение профилей  $\delta^{18}\text{O}$  в ледяном керне из Гренландии (Саммит) и  $\delta\text{D}$  в антарктическом ледяном керне (Восток), охватывающих последние 160 тысяч лет [7]:

1—6 — морские изотопные стадии, показанные также на рис. 3, д.

вариации можно будет рассматривать как свидетельство опасной нестабильности климата Северной Атлантики в межледниковые периоды, т. е. в климатические эпохи, аналогичные по своим характеристикам современности.

Таким образом, обширный массив новой палеоклиматической информации, полученной в результате всестороннего исследования ледяных кернов из глубоких скважин, пробуренных на российской антарктической станции Восток, в существенной степени расширил наши представления о содержании, амплитуде и причинно-следственных механизмах глобальных изменений климата, которые происходили на планете в позднем плейстоцене. Продолжение углубленных исследований в этой области позволит приблизиться к решению фундаментальных проблем климата Земли.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барков Н. И., Бобин Н. Е., Степанов Г. К. Бурение скважины в ледниковом покрове Антарктиды на станции Восток в 1970 г.//Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед. — 1973. — № 85. — С. 22—28.
2. Загривный Н. А., Земцов А. А., Вострецов Р. Н., Шкурко А. М. Экспериментальное бурение скважины, залитой незамерзающей жидкостью//Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед. — 1980. — № 100. — С. 119—123.

3. Кудряшов Б. Б., Васильев Н. И., Чистяков В. К. Бурение скважин в ледниках и подледниковых породах колонковыми электромеханическими снарядами на грузонесущем кабеле//Пути повышения эффективности алмазного бурения. — Л.: ВИТР, 1986. — С. 106—115.
4. Липенков В. Я. Образование и разложение гидратов воздуха в ледниковом льду//Мат-лы гляциол. исслед. — 1989. — Вып. 65. — С. 58—64.
5. Липенков В. Я., Саламатин А. Н., Григорьева Ю. А. Математическая модель и численное исследование процесса уплотнения ледникового льда//Мат-лы гляциол. исслед. — 1989. — Вып. 65. — С. 49—58.
6. Липенков В. Я., Барков Н. И., Мартинри П., Рейно Д. Газосодержание ледяных отложений в районе станции Восток//Антарктика. — М.: Наука, 1993. — Вып. 31. — С. 85—98.
7. Anklin M. [et al]. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core//Nature. — 1993. — Vol. 364. — P. 203—207.
8. Barnola J. M., Pimienta P., Raynaud D., Korotkevich Y. S. CO<sub>2</sub>—climate relationship as deduced from the Vostok ice core: a reexamination based on a re-evaluation of the air dating//Tellus. — 1991. — Vol. 43 B. — P. 83—90.
9. Berger A. Milankovich theory and climate//Rev. Geophys. — 1988. — Vol. 26. — P. 654—657.
10. Chappellaz J., Barnola J. M., Raynaud D., Korotkevich Y. S., Lorius C. Icecore record of atmospheric methane over the past 160,000 years//Nature. — 1990. — Vol. 345. — N 6271. — P. 127—131.
11. Clemens S. C., Prell W. L. Late Pleistocene variability of Arabian sea summer monsoon winds and continental aridity: eolian records from the lithogenic component of deep-sea sediments//Palaeoceanography. — 1992. — Vol. 5. — P. 109—145.
12. Dahe Q., Petit J.-R., Jouzel J., Stievenard M. Distribution of stable isotope in Antarctic surface snow along the route of the 1990 International Trans-Antarctica expedition//J. Glaciology. — 1994. — Vol. 40. — N 134. — P. 107—118.
13. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation//Tellus. — 1964. — Vol. 16. — P. 436—468.
14. Hondoh T., Anzai H., Goto A., Mae S., Higashi A., and Langway C. C. The crystallographic structure of the natural air-hydrate in Greenland Dye—3 deep ice core//J. of Inclusion Phenomena and Molecular Chemistry. — 1990. — N 8. — P. 17—24.
15. Johnsen S., and others. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core//Nature. — 1992. — Vol. 359. — P. 311—313.
16. Joussaume S., Jouzel J. Palaeoclimatic tracers: An investigation using atmospheric general circulation model under ice age conditions. Pt. II: Water isotopes//J. Geophys. Res. — 1993. — Vol. 98. — P. 2807—2830.
17. Jouzel J., Barkov N., Barnola J. M. [et al]. Extending the Vostok ice-core record of palaeoclimate to the penultimate glacial period//Nature. — 1993. — Vol. 364. — P. 407—412.
18. Jouzel J., Lorius C., Petit J.-R., Genton C., Barkov N. I., Kotlyakov V. M., Petrov V. N. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over last climatic cycle (160 000)//Nature. — 1987. — Vol. 329. — P. 403—408.
19. Jouzel J., Merlivat L. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: modelling of the isotopic effects during snow formation//J. Geophys. Res. — 1984. — Vol. 89. — P. 11749—11757.
20. Lipenkov V. Ya., Barkov N. I., Duval P., Pimienta P. Crystalline texture of the 2083 m ice core at Vostok station, Antarctica//J. of Glaciology. — 1989. — Vol. 35. — N 121. — P. 392—398.
21. Lorius C., Barkov N., Jouzel J., Korotkevich Y., Kotlyakov V., Raynaud D. Antarctic ice core: CO<sub>2</sub> and climatic change over the last climatic cycle//EOS. — 1988. — Vol. 69. — P. 681—684.
22. Lorius C., Jouzel J., Ritz C., Merlivat L., Barkov N. I., Korotkevich Y. S., Kotlyakov V. M. A 150 000 year climatic record from Antarctic ice//Nature. — 1985. — Vol. 316. — P. 591—596.

23. Martinerie P., Lipenkov V., Raynaud D., Chappellaz J., Barkov N. I., Lorius C. The air content palaeorecord in the Vostok ice core (Antarctica): a mixed record of climatic and glaciological parameters//*J. Geophys. Res.* — 1994. — Vol. 99. — N D5. — P. 10565—10576.
24. Martinson D. G., Pisias N. G., Hays J. D., Imbrie J., Moore T. C., Shackleton N. J. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300 000 year chronostratigraphy//*Quatern. Res.* — 1987. — Vol. 27. — P. 1—30.
25. Petit J.-R., Mounier L., Jouzel J., Korotkevich Y. S., Kotlyakov V. M., Lorius C. Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record//*Nature.* — 1990. — Vol. 343. — N 6253. — P. 56—58.
26. Picciotto E., De Maere X., Friedman I. Isotopic composition and temperature of formation of Antarctic snows//*Nature.* — 1960. — Vol. 187. — P. 857—859.
27. Raynaud D., Jouzel J., Barnola J. M., Chappellaz J., Delmas R. J., Lorius C. The ice record of greenhouse gases//*Science.* — 1993. — Vol. 259. — P. 926—934.
28. Salamatin A., Lipenkov V., Blinov K. Vostok climate record time scale deduced from the analysis of the bore-hole temperature profile//*Annals of Glaciol.* — 1994. — Vol. 20. — P. 26—34.
29. Sowers T., Bender M., Laberie L., Jouzel J., Raynaud D., Martinson D., Korotkevich Y. A 135,000-year Vostok-SPECMAP common temporal framework//*Paleoceanography.* — 1993. — Vol. 8. — N 6. — P. 737—766.
30. Uchida T., Hondoh T., Mae S., Duval P., Lipenkov V. Ya. In-situ observations of growth process of clathrate air-hydrates under hydrostatic pressure//*Physics and Chemistry of Ice*//Ed. by Maeno S. and Hondoh T. — Hokkaido Univ. Press, Sapporo, 1992. — P. 121—125.
31. Yiou F., Raisbeck G., Lorius C., Barkov N.  $^{10}\text{Be}$  in ice at Vostok, Antarctica during the last climatic cycle//*Nature.* — 1985. — Vol. 316. — P. 616—617.

*Е. Д. Гопченко, Н. С. Лобода, Т. В. Яготинцева*

## РАСЧЕТ ХАРАКТЕРИСТИК ГОДОВОГО СТОКА РЕК ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ

Развитие экономики Западной Сибири неразрывно связано с освоением новых месторождений. Одним из наиболее перспективных в этом отношении районов является п-ов Ямал, имеющий значительные запасы природного газа. Интенсивная разработка Ямальского месторождения должна обеспечить основной прирост добычи газа.

Создание на территории Ямала крупных сырьевых и перерабатывающих комплексов, жилищное, транспортное строительство тесно связаны с водохозяйственными и экологическими проблемами. Для научного и технического обоснования разрабатываемых проектов необходима достаточно полная гидрологическая информация. До настоящего времени в связи со сложными климатическими условиями и отдаленностью Ямала от крупных промышленных центров систематические гидрологические изыскания и наблюдения в пределах полуострова фактически не проводились. В результате п-ов Ямал оказался «белым пятном» на гидрологических картах, в том числе и предложенных СНиПом 2.01.14-83 [11]. Вместе с тем на исследуемой территории имеется 10 метеорологических станций со средним периодом работы порядка 25—30 лет, основная их часть размещена на побережье Карского моря и Обской губы.

Принимая во внимание наличие метеорологической информации по исследуемому району, можно рекомендовать для оценки водных ресурсов Ямала балансовые методы, учитывающие зональную изменчивость климатических факторов стокообразования. Одним из таких приемов может служить метод гидролого-климатических расчетов (ГКР), разработанный В. С. Мезенцевым [9, 10]. Этот метод основан на совместном рассмотрении уравнений водного и теплового балансов участка суши и позволяет максимально использовать имеющуюся метеорологическую информацию: данные о температурах, дефиците влажности воздуха, суммах осадков за различные интервалы времени, результаты актинометрических наблюдений. Применительно к водосбору реки результирующее уравнение водно-теплового баланса может быть представлено в виде

$$KX + W_1 - W_2 = Y + E_m \left[ 1 + \left( \frac{KX + W_1 - W_2}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-1/n}, \text{ мм} \quad (1)$$

где  $KX$  — сумма атмосферных осадков, исправленная на недоучет их осадкомерными приборами;  $W_1 - W_2$  — изменение влагозапасов

в деятельном слое почвы за расчетный промежуток времени;  $Y$  — слой стока с водосбора;  $E_m$  — теплоэнергетический эквивалент (максимально возможное испарение);  $n$  — параметр, отображающий в интегральном виде условия формирования стока на водосборе.

Для многолетнего периода, когда  $W_1 - W_2 = 0$ , уравнение (1) относительно  $Y$  преобразуется к виду

$$\bar{Y} = K\bar{X} - \bar{E}_m \left[ 1 + \left( \frac{K\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-1/n}, \text{ мм} \quad (2)$$

где  $\bar{Y}$ ,  $K\bar{X}$ ,  $\bar{E}_m$  — нормы стока, осадков и максимально возможного испарения, соответственно.

Величина  $\bar{E}_m$  рассматривается В. С. Мезенцевым как эквивалент теплоэнергетических ресурсов, выражаемый слоем воды, который мог бы испариться при расходе на процесс испарения всех тепловых ресурсов климата. Численно годовое значение теплоэнергетического эквивалента определяется как функция положительной составляющей радиационного баланса  $R^+$  и турбулентного теплообмена  $P^+$ , т. е.

$$E_m = \frac{R^+ + P^+}{L}, \text{ мм} \quad (3)$$

где  $L$  — скрытая теплота испарения воды.

Из-за отсутствия систематических данных, позволяющих оценить поток адвективного тепла  $P^+$ , для Ямала можно использовать эмпирическую формулу, предложенную для Западной Сибири [9]

$$P^+ = 28,5 - 0,34R \text{ кдж/см}^2 \text{ год}, \quad (4)$$

где  $R$  — измеряемый годовой радиационный баланс.

Значения годового радиационного баланса и его составляющих, например  $R^+$ , определяются только по данным наблюдений на актинометрических станциях, число которых ограничено. Так, в Заполярье из 79 метеорологических станций актинометрические измерения производятся только в 7 пунктах. Для обеспечения массовых расчетов теплоэнергетического эквивалента разрабатывались эмпирические зависимости, отражающие связь радиационного режима с метеорологическими характеристиками. Поскольку основная часть годового притока солнечной радиации поступает к земной поверхности в теплое время года, в качестве аргумента таких связей рассматривались, в первую очередь, суммы положительных температур воздуха. Наибольший коэффициент корреляции ( $r = 0,84$ ) получен для следующей зависимости:

$$\bar{E}_m = 340 + 0,17\bar{\Sigma t}_{>5^{\circ}}, \text{ мм} \quad (5)$$

где  $\bar{\Sigma t}_{>5^{\circ}}$  — сумма осредненных за многолетний период суточных температур воздуха, превышающих  $5^{\circ}\text{C}$ .

Для районов Крайнего Севера датами перехода суточной температуры через  $5^{\circ}$  ограничен весенне-летний сезон, соответствующий

щий временному интервалу июль — сентябрь. Расчет норм теплоэнергетического эквивалента может быть выполнен и по зависимостям величин  $\bar{E}_m$  от дефицита влажности воздуха  $\bar{d}$ . Применительно к территории Заполярья авторами построена линейная зависимость

$$\bar{E}_m = 364 + 106\bar{d}, \text{ мм} \quad (6)$$

с коэффициентом линейной корреляции  $r = 0,81$ .

В то же время, в работе [9] приводится график связи  $\bar{E}_m = f(\bar{d})$ , где из-за отсутствия данных в области малых значений дефицита влажности воздуха выполнена экстраполяция значений  $\bar{E}_m$  с использованием степенной функции вида

$$\bar{E}_m = 450 \bar{d}^{0,435}, \quad (7)$$

что противоречит эмпирической зависимости (6).

Обращение авторов работы [9] к степенной зависимости обусловлено, по-видимому, отождествлением понятия испарения и теплоэнергетического эквивалента. Недостаток насыщения воздуха водяным паром характеризует оптимальные возможности испарения при данных условиях с определенного типа поверхности или то количество влаги, которое может вместить в себя некоторый слой воздуха, расположенный над данной поверхностью. При дефиците влажности воздуха, равном 0, испарение также будет равно 0. Но при этом теплоэнергетические ресурсы климата, определяемые по выражению (3), могут существенно отличаться от 0, так как характеризуют прежде всего энергетический потенциал климата, обуславливающий поток тепла к подстилающей поверхности. Следовательно, испаряющая способность воздуха и теплоэнергетический эквивалент не являются тождественными понятиями. Таким образом, экстраполяция значений  $\bar{E}_m$  в области  $0 < \bar{d} < 1$  по степенной зависимости не может считаться обоснованной.

Поскольку температура воздуха более полно, чем недостаток насыщения отражает радиационный режим местности, определение  $\bar{E}_m$  производилось по формуле (5). В расчетах и последующем картировании были использованы материалы 79 метеорологических станций, расположенных в пределах п-ова Ямал и на прилегающих к нему территориях Заполярья.

Наряду с картой теплоэнергетических ресурсов климата была построена карта изолиний годовых норм осадков. В ее основу положены данные о среднеголетних месячных суммах осадков, помещенных в [13]. Принимая во внимание, что методика ГГО [16] по введению поправочных коэффициентов к твердым осадкам в Арктике неприемлема [1], количество осадков, выпавших за холодный период, оценивалось по результатам снегомерных съемок. К суммам осадков теплого периода вводились поправки на смачивание, влияние ветра, испарение с поверхности осадкомерного ведра в соответствии с рекомендациями работ [14, 15, 16, 18].

Нормы осадков и теплоэнергетического эквивалента относятся к числу «климатических факторов», отражающих влияние метеорологических процессов. В то же время испарение, как составная часть уравнения водного баланса территории, определяется не только климатической изменчивостью, но и влиянием факторов подстилающей поверхности. В уравнении водно-теплового баланса особенности формирования процесса испарения на водосборе учитываются параметром  $n$ .

$$\bar{E} = \bar{E}_m \left[ 1 + \left( \frac{K\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-1/n}. \quad (8)$$

Значение параметра  $n$  для равнинных территорий, согласно рекомендациям В. С. Мезенцева, должно приниматься равным 3. Однако, норма испарения, рассчитанная по методу ГКР при  $n=3$ , оказалась значительно выше среднееголетних значений испарения, полученных другими методами [4, 17]. Наличие систематической погрешности порядка 50—80 мм свидетельствует о том, что принятое к расчету выражение (8) при  $n=3$  не дает верной картины процесса испарения. Территория Заполярья отличается по условиям стокообразования наличием вечной мерзлоты, которая понижает температуру приземного слоя воздуха, затрудняет радиационный прогрев грунтов. Весеннее половодье и первые летне-осенние паводки проходят при недостаточно оттаявшей почве, что значительно увеличивает коэффициент стока [5, 6, 12]. Расходование осадков на насыщение почвы влагой в таких условиях незначительно. Следовательно, испарение с поверхности суши не может быть большим, хотя теплоэнергетические ресурсы климата составляют 460—380 мм. Для учета влияния многолетней мерзлоты на годовой сток рек значение параметра  $n$  было принято равным 1. Оценка точности расчета норм годового испарения по методу ГКР выполнялась на основе сопоставления последних со значениями, определенными другими независимыми методами. В частности, использовалась карта ГГИ [17], построенная на базе уравнения водного баланса, результаты определения испарения по методу М. И. Будыко, комплексному методу [4]. Сравнение показало, что величины среднееголетнего слоя испарения с поверхности Ямала, полученные указанными методами, удовлетворительно согласуются между собой. Годовые нормы испарения на полуострове изменяются от 180 мм на севере до 220 мм на юге, что вполне соответствует данным работы [4]. На основе разработанных карт годовых норм осадков и теплоэнергетического эквивалента при  $n=1$  по уравнению (2) были рассчитаны и картированы нормы годового стока (рис. 1). Они отражают зональный характер изменения по территории климатических факторов — осадков и испарения. Для их обозначения в литературе используется понятие «климатический сток». Норма климатического стока может существенно отличаться от нормы стока конкретных водосборов. Она не учитывает влияния местных (азональных) факторов, к числу которых в первую очередь относятся хозяй-

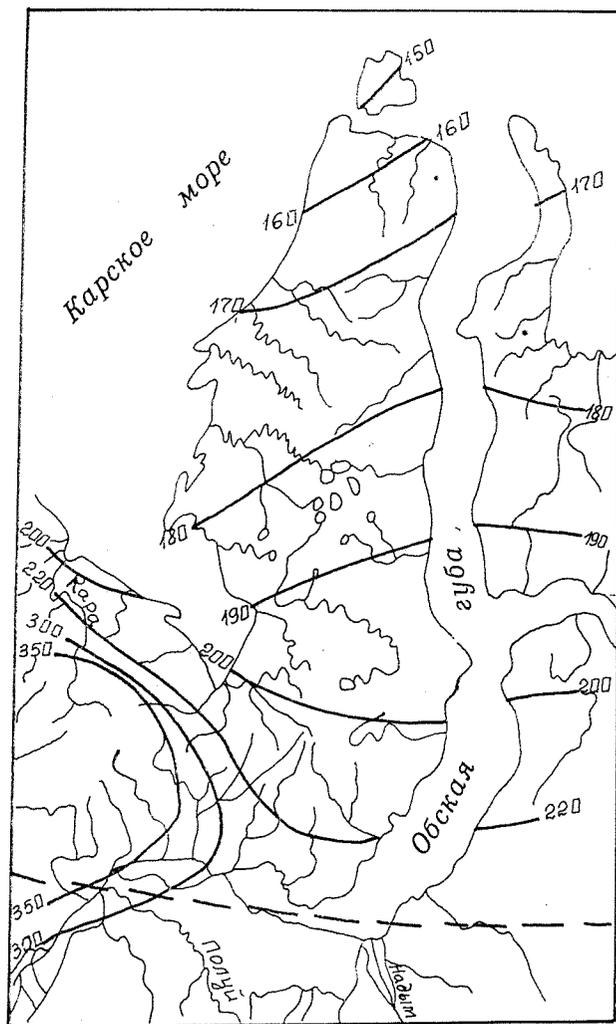


Рис. 1. Норма годового стока рек п-ова Ямал.

ственная деятельность и неполнота дренирования рекой водоносных горизонтов. Поскольку на рассматриваемой территории интенсивное развитие хозяйственной деятельности началось лишь в последние годы, наблюдаемый сток может рассматриваться в качестве естественного. Влияние площади водосбора и связанной с ней неполнотой дренирования водоносных горизонтов в зоне многолетней мерзлоты практически отсутствует. Доля грунтового питания рек тундры крайне незначительна и от площади водосбора не зависит. Следовательно, величины климатического стока, снятые с карты по центру тяжести водосборов, должны в полной

мере соответствовать измеренным данным. В связи с отсутствием гидрологической информации на территории Ямала сопоставление норм естественного и климатического стока производилось по постам, расположенным на территориях, примыкающих к Ямалу. Относительная ошибка расчета по данным 19 водосборов с площадями от 16,1 км<sup>2</sup> до 20 900 км<sup>2</sup> составила в среднем  $\pm 6,3\%$ .

Что касается коэффициента вариации годового стока, то в пределах исследуемой территории он колеблется от 0,12 до 0,26, достигая наибольшего значения при площади водосбора  $F=16,1$  км<sup>2</sup>. Для расчета коэффициентов изменчивости годового стока неизученных рек Ямала по данным сопредельных территорий получена эмпирическая зависимость  $C_v$  от площади водосбора  $F$

$$C_v = 0,25 - 0,02 \lg (F + 1). \quad (9)$$

Норма годового стока рек зоны многолетней мерзлоты практически не зависит от глубины эрозионного вреза, поэтому площадь водосбора в уравнении (9) нельзя рассматривать как косвенную характеристику подземного питания. В данном случае влияние площади водосбора проявляется в том, что с увеличением ее сглаживаются асинхронные колебания годового стока в отдельных частях бассейна, вызванные неравномерным распределением твердых и жидких осадков.

Возможность осреднения соотношения  $C_s/C_v$  по исследуемой территории изучалась на основе метода совместного анализа наблюдений за стоком гидрологически сходных бассейнов, разработанного С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем [7]. Согласно основным положениям этого метода, дисперсия некоторого статистического параметра (в данном случае  $C_s/C_v$ ), оцениваемого по группе объектов, обусловлена, во-первых, случайными колебаниями, вызванными ограниченностью выборок, и, во-вторых, систематическими детерминизированными различиями, порождаемыми ландшафтными и климатическими условиями. В результате выполняется разделение полной дисперсии  $\sigma_n^2$  исследуемого параметра на случайную  $\sigma_c^2$  и географическую  $\sigma_r^2$  составляющие

$$\sigma_n^2 = \sigma_c^2 + \sigma_r^2. \quad (10)$$

Проведенные расчеты показали, что в районах, примыкающих к Ямалу, географическая составляющая  $\sigma_r^2$  равна 0. Это значит, что влияние ландшафтных и климатических факторов на соотношение  $C_s/C_v$  практически не проявляется. Полученный результат  $\sigma_c^2 = 100\%$  от полной дисперсии  $C_s/C_v$  дает основание ориентироваться на осредненные по территории значения  $C_s/C_v = 1,5$ . Приведенная разработка существенным образом уточняет методику расчета основных гидрологических характеристик п-ова Ямал. Достаточно хорошее соответствие данных по осадкам и испарению, полученных по методу ГКР непосредственно для Ямала и комплексным методом [4] для территории всего бассейна Север-

ного Ледовитого океана позволяет использовать карту норм климатического стока в практике гидрологических расчетов, как теоретически более обоснованную, чем карта СНиП — 2.01.14-83. В работе [11] изолинии норм стока проведены ориентировочно, опираясь, по существу, лишь на интуицию составителей. В центральной части полуострова норма стока представлена замкнутой изолинией со значением модуля стока 8 л/с км<sup>2</sup>. По мере продвижения на север предполагается увеличение стока до 9 л/с км<sup>2</sup>, что соответствует изменению слоя от 240 до 270 мм. Построенная на основе анализа метеорологической информации карта норм климатического стока позволяет сделать иные выводы. Норма стока Ямала изменяется от 200 до 150 мм, уменьшаясь с юга на север. Это обстоятельство обусловлено в первую очередь снижением в том же направлении годовых сумм осадков в пределах полуострова.

В связи с тем, что из-за отсутствия гидрологической информации в СНиПе никаких указаний по определению коэффициента вариации и асимметрии не дается, полученная карта норм годового стока, а также методика определения коэффициентов вариации и асимметрии, разработанные по данным прилегающих к Ямалу районов Заполярья, могут быть рекомендованы для повышения точности гидрологических расчетов при водохозяйственном проектировании.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брызгин Н. Н. Среднегодовое количество осадков в Арктике с учетом погрешностей осадкомеров//Тр. ААНИИ. — 1976. — Т. 323. — С. 40—74.
2. Брызгин Н. Н., Швер Ц. А. Атмосферные осадки по водосборному бассейну суши Северного Ледовитого океана//Тр. ААНИИ. — 1976. — Т. 323. — С. 76—86.
3. Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. — Л.: Гидрометеиздат, 1962. — 546 с.
4. Зубенок Л. И. Испарение с суши водосборного бассейна Северного Ледовитого океана//Тр. ААНИИ. — 1976. — Т. 323. — С. 87—100.
5. Иванов В. В. Водный баланс и водные ресурсы суши Арктики//Тр. ААНИИ. — 1976. — Т. 323. — С. 4—24.
6. Иванов В. В. Среднегодовой поверхностный сток в Арктике//Тр. ААНИИ. — 1976. — Т. 323. — С. 101—114.
7. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Гидрологические основы управления речным стоком. — М.: Наука. — 1981. — 235 с.
8. Львович М. И. Человек и воды. — М.: Географгиз. — 1963. — 568 с.
9. Мезенцев В. С., Карнацевич И. В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины. — Л.: Гидрометеиздат. — 1969. — 168 с.
10. Мезенцев В. С. Расчеты водного баланса. — Омск, 1976. — 76 с.
11. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометеиздат. — 1984.
12. Советская Арктика//Под ред. Я. Я. Гаккеля и Л. С. Говорухи. — М.: Наука. — 1970. — 526 с.
13. Справочник по климату СССР//Ч. I, II, IV, вып. I, 17. — Л.: Гидрометеиздат. — 1967 — 1969.
14. Струзер Р. Л., Нечаева И. Н. Методика корректировки многолетних норм осадков//Метеорология и гидрология. — 1965. — № 11. — С. 43—50.

15. Струзер Р. Л. О способах учета ошибок осадкомеров, вызванных попаданием в них «ложных осадков» во время метелей//Тр. ГГО. — 1971. — Вып. 260. — С. 35—60.

16. Указания для управления гидрометеорологической службы по вычислению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков. — Л.: Гидрометеоздат. — 1969. — 54 с.

17. Указания по расчету испарения с поверхности суши. — Л.: Гидрометеоздат. — 1970. — 133 с.

18. Швер Ц. А. К вопросу пересчета количества осадков, измеренных дождемером, на осадкомер//Тр. ГГО. — Вып. 113. — С. 85—90.

## **СЕЗОННЫЕ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СРЕДНИХ СКОРОСТЕЙ ДРЕЙФА ЛЬДА И ГРАДИЕНТНЫХ ТЕЧЕНИЙ В ВОСТОЧНО-ГРЕНЛАНДСКОМ ЛЕДОВОМ ПОТОКЕ**

В связи с организацией систематических наблюдений за дрейфом льда в Северном Ледовитом океане с помощью дрейфующих буев «Аргос», часть из которых была вынесена в Гренландское море (ГМ), появилась возможность выявить некоторые закономерности движения льда в данном регионе.

Со времен Ф. Нансена известно, что скорость дрейфа льда может быть разложена на две составляющие: чисто ветровую, синхронно связанную с направлением и скоростью локального ветра, и «неветровую», определяемую действием независимых от мгновенного локального ветра градиентных и приливных течений, а также соответствующих уклонов уровня моря. Роль второй составляющей в суммарном дрейфе льда зависит от периода осреднения, района, сезона и может превышать 80 %. Поэтому эффективные методики расчета дрейфа и перераспределения льда должны предусматривать обоснованный учет «неветровой» составляющей движения.

Одним из методов выделения двух основных компонент скорости дрейфа, получивших довольно широкое распространение, является «корреляционный метод» [7], позволяющий по данным наблюдений за дрейфом льда выделить не только его «неветровую» составляющую, но и оценить значения параметров чисто ветрового дрейфа. В основе метода — отыскание линейной зависимости каждой из двух ортогональных проекций результирующей скорости дрейфа от проекций результирующего ветра за тот же период с использованием метода наименьших квадратов для минимизации погрешностей. Этим методом, в частности, на обширном материале наблюдений дрейфующих станций «СП» были выявлены сезонные изменения средних векторов скорости поверхностных градиентных течений чисто ветрового дрейфа льда в Арктическом бассейне (АБ) и его отдельных районах [3, 4]. Позже этот метод был развит в работах Торндайка и Колони [19, 20] и получил наименование «модель T&C». Данная модель была успешно использована Р. Е. Моритцем [17], получившим основные статистические характеристики суммарного дрейфа льда в ГМ и впервые построившим количественную схему «постоянных» поверхностных течений в узлах регулярной сетки для большей части Восточно-Гренландского ледяного потока. К сожалению, автору не удалось выявить основные закономерности сезонных и пространственных изменений скорости Восточно-Гренландского течения (ВГТ), что затрудняет исследование динамических

и тепловых процессов в ГМ и его ледообмена с соседними бассейнами. В настоящей работе сделана попытка хотя бы частично восполнить отмеченный выше пробел в изучении движения льдов ГМ. Для решения поставленных задач были использованы материалы наблюдений за дрейфом льда с помощью автоматических буев «Аргос» [18] в ГМ и на подходах к нему со стороны АБ за 1979—1986 гг., а также ежедневные данные об атмосферном давлении на уровне моря в узлах географической сетки ( $5^\circ$  по широте,  $10^\circ$  по долготе), полученные из Обнинского Мирового центра данных.

Упомянутые данные об атмосферном давлении были проинтерполированы в узлы регулярной сетки и осреднены по заданным временным интервалам. Расчет средних координат радиобуев за эти интервалы и соответствующих составляющих скорости дрейфа льда и геострофического ветра был автоматизирован с использованием созданных баз данных.

Важным вопросом в подобных исследованиях является выбор временного масштаба осреднения: сокращение его продолжительности приводит к усилению влияния «шума», обусловленного инерционными факторами и воздействием турбулентных пульсаций скорости, связанных с мезомасштабными вихрями [15]; увеличение периода осреднения уменьшает объем подвергаемых анализу выборок, а следовательно, понижает достоверность результатов.

В качестве оптимального был выбран период пять суток. За ось абсцисс был принят меридиан  $25^\circ$  з. д., ориентация которого соответствует генеральному направлению восточного берега Гренландии между параллелями  $70$ — $82^\circ$  с. ш. Замена составляющих вектора скорости приземного ветра  $\vec{V}$  компонентами геострофического ветра  $\vec{G}$  основывается на допущении, что в пределах ограниченного района в каждом сезоне изменчивостью отношения компонент упомянутых скоростей можно пренебречь.

Район исследования ограничен параллелями  $68$ — $85^\circ$  с. ш. и меридианами  $25^\circ$  з. д. и  $20^\circ$  в. д., объем информации о дрейфе льда за пятисуточные периоды составил 405 векторов. Выявление закономерностей годового хода характеристик дрейфа и изменений их в пространстве требует разбиения массива информации на небольшие части, что снижает достоверность результатов. Чтобы обеспечить приемлемый минимальный размер выборки, район исследований был разбит на 6 взаимно перекрывающихся широтных зон, в каждой из которых анализ проводился по скользящим трехмесячным периодам. В табл. 1 приведены результаты расчетов для каждой зоны осредненных за год векторов скорости дрейфа льда ( $\vec{W}$ ), поверхностного течения ( $\vec{C}$ ), геострофического ветра ( $\vec{G}$ ), а также средние значения геострофических коэффициентов для каждой из проекций ветрового дрейфа ( $K_x, K_y$ ). Здесь же показаны широтные границы каждой зоны и средняя широта соответствующей выборки. Обращает на себя внимание значительное

Средние для различных зон значения параметров векторов скорости геострофического ветра ( $\vec{G}$ ), дрейфа льда ( $\vec{W}$ ), поверхностного течения ( $\vec{C}$ ), геострофических коэффициентов ( $K_x, K_y$ ) для составляющих ветрового дрейфа

Номер зоны	1	2	3	4	5	6	
Граница зоны (φ) с. ш.	82—85°	80—84°	78—82°	76—80°	74—78°	68—76°	
Средняя широта выборки	83°,5	82°,0	80°,2	78°,0	76°,5	71°,8	
Объем выборки	92	100	90	74	60	66	
$\vec{G}$	м/с	2,3	3,1	3,8	3,8	4,1	4,3
	напр. (гр.)	247	230	220	222	223	249
$\vec{W}$	см/м	5,0	7,8	13,8	15,6	16,2	23,7
	напр. (гр.)	192	192	199	212	217	227
$\vec{C}$	см/м	3,6	5,0	9,9	10,6	12,2	18,0
	напр. (гр.)	178	180	188	201	215	225
$K_x \times 10^3$	—	11,3	11,3	15,3	19,3	20,0	
$K_y \times 10^3$	—	7,1	8,8	8,5	9,2	14,3	

увеличение средних скоростей течения (в 3,6 раза) и суммарного дрейфа льда (в 3 раза) от 82° с. ш. к 72° с. ш., тогда как средняя скорость результирующего геострофического ветра на этом расстоянии увеличивается всего в 1,4 раза. При этом отношение модулей скоростей  $\vec{C}/\vec{W}$ , характеризующее вклад течения в результирующий дрейф льда, возросло с 0,64 до 0,76. Особенно большие продольные градиенты скорости течения и дрейфа льда отмечаются на подходах к проливу Фрама с севера, тогда как к югу от пролива на протяжении 400—500 км градиент снижается, а затем вновь возрастает с приближением к Датскому проливу.

Если сравнить полученные величины средних скоростей течения с оценками других авторов, то оказывается, что наши значения на 20—30 % выше полученных Е. И. Чаплыгиным [14] динамическим методом для слоя 0—50 м и существенно выше (в 2,5 раза) принятых в работе [13] в расчетах ледообмена через параллели 80 и 70° с. ш.

Известно, что ВГТ характеризуется значительной поперечной неравномерностью. По разным оценкам, отношение средней скорости течения к ее максимальному значению в стрежне потока изменяется от 0,84 [5] до 0,60 [17]. Анализ использованных данных показал, что они характеризуют довольно широкую зону течения шириной до 450 км. Распределение данных наблюдений по ширине потока отражает естественную вероятную положения траекторий дрейфа льда относительно стрежня течения, поэтому полученные величины средних скоростей могут быть использованы для расчетов леодообмена на разных параллелях, секущих Восточно-Гренландский ледяной поток.

Из табл. 1 также следует, что значения геострофических коэффициентов существенно возрастают вниз по течению, причем для продольной компоненты во всех зонах они остаются значительно выше, чем для поперечной. Эти различия могут быть объяснены тормозящим влиянием берегов, которое наиболее сильно сказывается на перпендикулярной к берегу нажимной компоненте дрейфа, а также воздействием зависящей от ветра вдольбереговой баротропной составляющей течений (см. ниже). Результаты исследований, касающихся сезонных изменений скорости дрейфа льдов в проливе Фрама и выноса их из АБ в ГМ, указывают на возрастание этих величин зимой и уменьшение летом.

На рис. 1 показан годовой ход осредненных по зонам значений скорости геострофического ветра и дрейфа льда, а на рис. 2 — скорости поверхностных градиентных течений и параметров ветрового дрейфа. Из рисунка следует, что изменения в течение года скорости дрейфа льда в общем согласуются с годовым ходом скорости ветра: они максимальны зимой (ноябрь — январь) и минимальны летом.

Сложнее годовой ход скорости течения. На северных подходах к проливу Фрама, помимо зимнего максимума, хорошо заметно повышение скорости летом, которое характерно для АБ [3].

К югу от пролива летний максимум размывается, а зимний становится доминирующим на протяжении всей северной половины ВГТ. Важно отметить, что максимум и минимум скорости течения запаздывают примерно на 3 месяца относительно соответствующих фаз сезонных изменений скорости ветра. В южной части региона вновь появляется хорошо выраженный максимум скорости в конце лета. Таким образом, для различных широтных зон ВГТ характерен различный тип сезонных изменений его средней скорости.

Причина этого явления состоит в том, что сезонные изменения скорости ВГТ течения зависят от годового хода различных природных процессов, влияние которых неодинаково в разных географических условиях.

Тангенциальное действие ветра вызывает чисто ветровой дрейф льда и ветровое течение, время становления которых измеряется часами. Более длительное воздействие ветра, вследствие его пространственной неравномерности и наличия берегов, приводит к де-

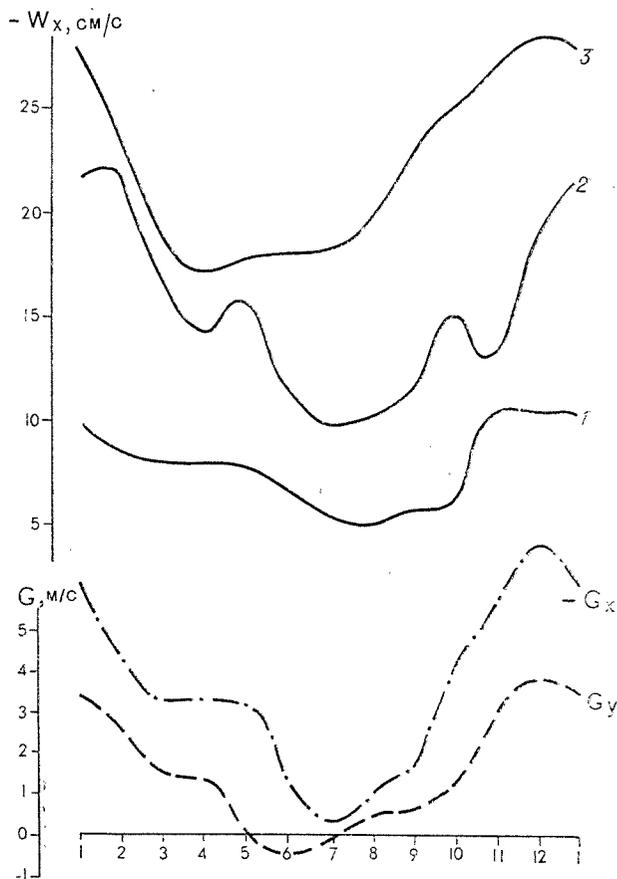


Рис. 1. Годовой ход средних величин продольной составляющей скорости дрейфа льда ( $-W_x$ ) в первом (1), втором — четвертом (2), пятом (3) районах и составляющих геострофического ветра ( $-G_x, G_y$ ), осредненных по районам 1—5.

нивияции уровня моря и появлению градиентных баротропных течений. Поскольку становление таких течений происходит за несколько суток, они зависят не только от синхронного ветра, но и в значительной мере от «истории» ветрового воздействия за период становления. По-видимому, этим обстоятельством объясняется полученная в работе [21] связь скорости течения в проливе Фрама с барическими градиентами при недельной заблаговременности. Еще более длительное воздействие ветра (в течение нескольких месяцев) в условиях стратифицированного моря вызывает перераспределение плотности вод, которое придает устойчивость системе градиентных течений, приобретающими бароклинность, и таким образом сохраняет «память» о воздействии ветровых полей на протяжении нескольких месяцев [8].

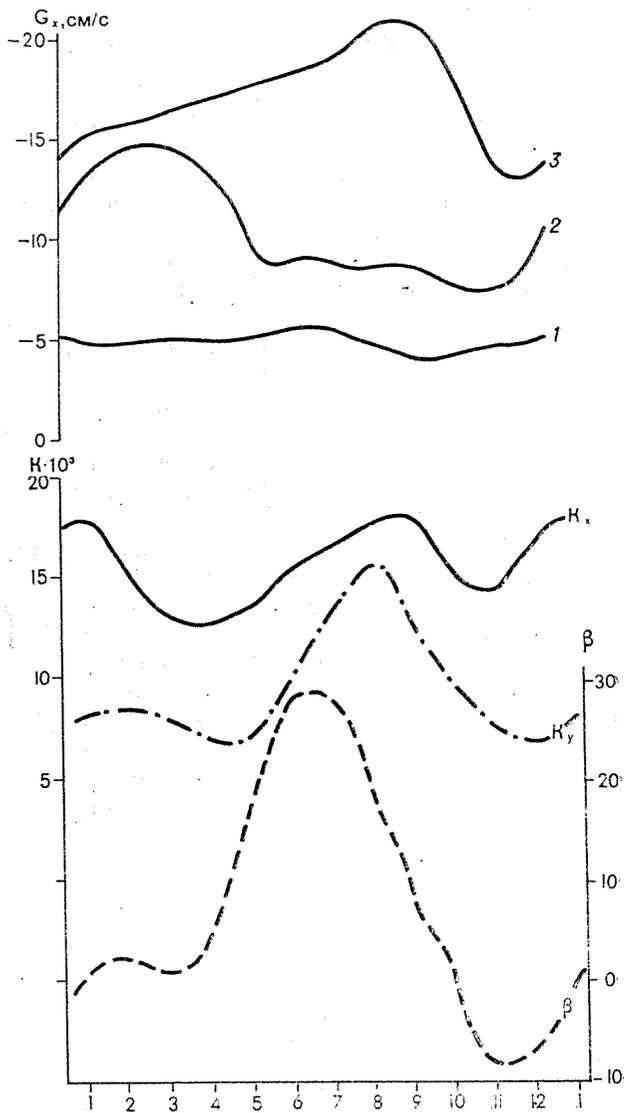


рис. 2. Годовой ход средних величин скорости градиентного течения в первом (1), втором — четвертом (2), пятом (3) районах и значений геострофического коэффициента для продольной ( $K_x$ ), поперечной ( $K_y$ ) компонент ветрового дрейфа, а также угла его отклонения ( $\beta$ ) от геострофического дрейфа.

В свете изложенного находят объяснение рассмотренные выше особенности сезонных изменений скоростей дрейфа льда и течений. Бароклинная составляющая градиентных течений проявляется в запаздывании максимума и минимума сезонных изменений

скорости  $\vec{C}$  относительно соответствующих фаз изменений ветра. Напомним, что наличие связи между скоростями «неветровой» компоненты дрейфа и ветра, осредненными за двухмесячные периоды, отмечено в работе [2], а запаздывание изменений первой относительно второй на 1—3 месяца учитывалось при расчете скоростей течения в проливе Фрама и ледообмена через этот пролив в работе [9]. С другой стороны, процессы таяния — замерзания вызывают в верхних слоях воды двукратное увеличение градиентов плотности летом по сравнению с зимой [1] и соответствующие изменения скорости бароклинных течений. Наибольшее влияние на дрейф льда эти течения оказывают в южной половине региона, где более интенсивное таяние, и гидрофронт в соответствии с гидрографическими условиями приближается к берегам Гренландии, располагаясь вблизи стрежня ледового потока.

Как видно из рис. 2, характеристики ветрового дрейфа — геострофические коэффициенты  $K_x$  и  $K_y$  и угол отклонения ветра от дрейфа ( $\beta$ ) испытывают заметные сезонные изменения в соответствии с влиянием известного комплекса факторов, действующих и в АБ [3, 6]. Рассматриваемые параметры возрастают летом и уменьшаются зимой. При этом размах сезонных изменений коэффициента  $K_y$  заметно больше, чем  $K_x$ , что отмечается и в АБ. Однако появление второго максимума в ходе величины  $K_x$  (декабрь — январь) в АБ не отмечалось. Несомненно, что причина этого явления в усилении в зимний период баротропной составляющей течения, так как при 5-суточном осреднении исходных данных эти течения в значительной степени оказываются включенными в ветровую компоненту дрейфа льда.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. — МО СССР, ВМФ, 1980. — 184 с.
2. Буйницкий В. Х. Формирование и дрейф ледяного покрова в Атлантическом бассейне//Тр. дрейф. экспед. на л/п «Г. Седов», Т. 4. — М.-Л.: Изд-во Главсевморпути. — 1951. — С. 74—151.
3. Волков Н. А., Гудкович З. М. Основные итоги изучения дрейфа льдов в Арктическом бассейне//Проблемы Арктики и Антарктики. — 1967. — Вып. 27. — С. 55—64.
4. Воробьев В. Н., Гудкович З. М. О внутригодовой изменчивости в дрейфе льдов и течениях Арктического бассейна//Тр. ААНИИ. — 1976. — Т. 319. — С. 23—27.
5. Горбунов Ю. А. [и др.]. О ледообмене через пролив Фрама в 1979—1980 гг.//Тр. ААНИИ. — 1985. — Т. 396. — С. 101—109.
6. Гудкович З. М. Об основных закономерностях дрейфа льдов в Центральном полярном бассейне//Мат. конф. по пробл. «Взаимодействие атмосферы и гидросферы в северной части Атлантического океана», вып. 3—4. — Л.: Гидрометеиздат. — 1961. — С. 75—78.

7. Гудкович З. М. Корреляционный метод обработки данных наблюдений за дрейфом льда//Проблемы Арктики и Антарктики. — 1965. — Вып. 21. — С. 56—59.

8. Гудкович З. М., Никифоров Е. Г. О некоторых важных особенностях формирования аномалий плотности воды и их влияния на ледовые и гидрологические условия в Арктическом бассейне и окраинных морях//Океанология. — 1965. — Т. 5. — Вып. 2. — С. 250—260.

9. Гудкович З. М., Николаева А. Я. Дрейф льдов в Арктическом бассейне и его связь с ледовитостью советских арктических морей//Тр. ААНИИ. — 1963. — Т. 104. — 212 с.

10. Зубакин Г. К. Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна. — Л.: Гидрометеоздат. — 1987. — 160 с.

11. Лаушкин С. И. Расчет динамической составляющей ледового баланса Гренландского моря//Тр. ЛГМИ. — 1962. — Т. 16. — С. 70—74.

12. Лебедев А. А., Уралов Н. С. Опыт расчета ледовитости моря по составляющим ледового баланса (на примере Восточно-Гренландского ледяного пояса)//Тр. ААНИИ. — 1976. — Т. 320. — С. 65—82.

13. Лебедев А. А., Уралов Н. С. Результаты оценки годового цикла ледообмена Арктического бассейна с морями Северной Атлантики//Тр. ААНИИ. — 1981. — Т. 384. — С. 78—89.

14. Чаплыгин Е. И. О динамике вод Вост.-Гренландского течения//Проблемы Арктики и Антарктики. — 1960. — Вып. 5. — С. 23—28.

15. Foldvik A., Aagaard K., Torressen T. On the velocity field of the East Greenland Current//Deep-Sea Research. — 1988. — Vol. 35, N 8. — P. 1335—1354.

16. Koesner R. M. The mass balance of sea ice in the Arctic Ocean//J. Glaciology. — 1973. — Vol. 12. — P. 173—186.

17. Moritz R. E. The Ice Budget of the Greenland Sea//Technical Rep. APL—UWTR 8812. May 1988, Applied Phys. Lab. Univ. of Washington, Seattle. — 117 p.

18. Thorndike A. S., Colony R. Arctic Ocean Buoy Program//Data Report, 19 January 1979 to 31 December 1979, Polar Science Centre Rep. — Applied Phys. Lab. Univ. of Washington, Seattle. — 1980.

19. Thorndike A. S., Colony R. Sea Ice Motion in Response to Geostrophic Winds//J. of Geophys. Res. — 1982. — Vol. 87, N 7. — P. 5845—5852.

20. Thorndike A. S., Colony R. Objective analysis of atmospheric pressure and Sea Ice Motion over Arctic ocean//POAC-83, Helsinki, Finland. — 1983. — 10 p.

21. Vinje T. E., Finnekasa O. The Ice Transport Through Fram Straite. — Norsk Polarinstitute Skrifter. — 1986. — N 186. — Oslo. — 39 p.

22. Vowinkel E. Ice transport in the East Greenland Current and its causes//Arctic. — 1964. — Vol. 17, N 2. — P. 111—119.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ЛЬДА В ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ 1—100 Гц

Электрические свойства морского льда до настоящего времени исследованы недостаточно полно. Необходимость их экспериментального изучения объясняется тем, что создание стройной теории поляризации морского льда вследствие сложного ее механизма возможно только на основе экспериментальных исследований. Необходимость расширения информации об электрических свойствах морского льда заставляет искать возможности по исследованию в низкочастотном диапазоне, так как целый ряд косвенных данных позволяет предположить, что в диапазоне низких частот в наибольшей мере находят отражение те процессы, которые определяют отличие электрических характеристик морского льда от электрических характеристик пресного льда.

В настоящее время проведено достаточно большое количество исследований морского льда, как синтетического, так и натурального. В работе [3] приведены значения величины диэлектрической проницаемости естественного морского льда различного возраста при разной температуре, однако отсутствуют данные о частотах, на которых производились измерения. В работе [5] приводятся значения электрических характеристик искусственно приготовленного морского льда при различных значениях температуры и солёности, но на частотах выше 100 Гц. В работе [4] аналогичные данные приводятся для дрейфующего морского льда, исследуемого на научно-исследовательской станции СП-13.

В данной работе приводятся результаты экспериментальных исследований электрических свойств искусственно приготовленных образцов льда на частотах 1 ÷ 100 Гц.

Измерения производились на искусственно приготовленных образцах льда с размером боковой грани  $4 \times 4$  см и толщиной 1 см. Образцы приготавливались замораживанием при температуре  $-11^\circ\text{C}$  растворов солей, близких по своему химическому составу к морской воде, соответственно 2, 4, 6, 8‰. Измерения осуществлялись с помощью двухэлектродных, плоских конденсаторов, стальные электроды которых размером  $4 \times 4$  см примораживались к образцу льда. Конденсатор в изолированном сосуде постоянно находился в морозильной камере с температурой  $-7^\circ\text{C}$ . Температура образца определялась ртутным термометром с точностью  $\pm 0,2^\circ\text{C}$ .

Измерения электрических характеристик льда производились в два этапа. На первом этапе — генератором сигналов специаль-

ной формы Г6—29 подавался сигнал с амплитудным значением силы тока 0,1 мА, и с помощью узкополосного вольтметра (с полосой пропускания 0,25 Гц) снималось значение падения напряжения на самом образце.

Представляя ледовую ячейку эквивалентной электрической цепью в низкочастотном диапазоне как параллельное соединение емкости и активного сопротивления [1] по закону Ома для участка цепи получим:

$$z = \frac{U}{I} = \frac{R}{\sqrt{1 + R^2 \omega^2 C^2}},$$

где  $z$  — полное сопротивление образца;  $I$  — значение силы тока;  $U$  — падение напряжения на образце;  $R$  — активное сопротивление образца;  $\omega$  — круговая частота;  $C$  — емкость образца.

Преобразуя эту формулу, получим выражение для емкости:

$$C = \frac{\sqrt{\frac{R^2}{z^2} - 1}}{R\omega}.$$

Значения диэлектрической проницаемости определялись выражением

$$\varepsilon = \frac{Cd}{\varepsilon_0 S},$$

где  $\varepsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$  К<sup>2</sup>л/(Н·м<sup>2</sup>) — электрическая постоянная;  $d$  — расстояние между пластинами конденсатора;  $S$  — площадь пластины.

Подставляя в нашем случае  $d = 0,01$  м и  $S = 0,0016$  м<sup>2</sup>, получим:

$$\varepsilon = \frac{C}{1,424} \cdot 10^{12}.$$

На втором этапе использовалась мостовая схема, изображенная на рис. 1. Значения шунтирующего сопротивления изменялись от 910 Ом до 75 кОм для образцов с различной соленостью. В этом случае емкость определялась из общего правила равновесия моста:

$$z z_2 = z_1 z_3,$$

где  $z_1, z_2, z_3$  — полные сопротивления плечей моста.

Подставляя полные сопротивления в комплексном виде и после преобразований приравняв действительные и мнимые части, получим:

$$C = \frac{A(1 - \omega^2 A R_{\text{ш}} C_2)(1 + \omega^2 R_{\text{ш}}^2 C_1^2)(1 + \omega^2 R_{\text{ш}}^2 C_3^2)}{R_{\text{ш}}(1 + \omega^2 A^2)(1 + \omega^2 R_{\text{ш}}^2 C_2^2)1 - \omega^2 R_{\text{ш}}^2 C_1 C_3},$$

где  $A$  — коэффициент преобразований, равный

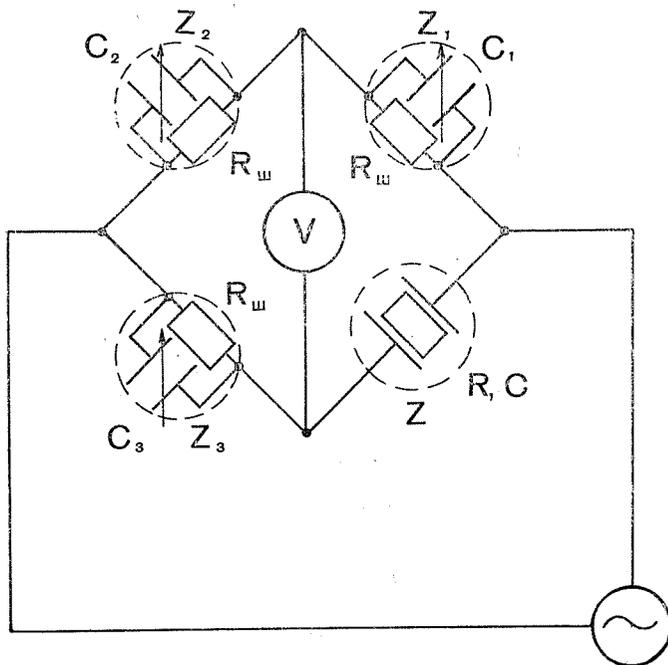


Рис. 1. Схема производства измерений (второй этап).

$$\frac{R_{\text{ш}}(C_1 + C_3 - C_2 + \omega^2 R_{\text{ш}}^2 C_1 C_2 C_3)}{1 + \omega^2 R_{\text{ш}}^2 (C_1 C_2 + C_2 C_3 - C_1 C_3)}; R_{\text{ш}} \text{ — шунтирующее сопротивление}$$

$C_1, C_2, C_3$  — емкости плечей моста.

Диэлектрическая проницаемость определялась аналогично первому этапу. Результаты эксперимента в виде зависимости диэлектрической проницаемости  $\epsilon$  от частоты  $f$  изображены на рис. 2.

Значения диэлектрической проницаемости, полученные на первом этапе, представлены пунктирными линиями, а на втором — сплошными. Для наглядности графики построены в логарифмических осях координат.

Погрешность измерения моста в определении емкости не превышала 10 %, что подтверждается близостью кривых, соответствующих 8 ‰ образцам второго этапа при различных значениях шунтирующего сопротивления (1100 и 910 Ом).

Некоторый разброс результатов объясняется, вероятно, качеством подготовки образцов (в первую очередь наличием пузырьков воздуха при замораживании).

В связи с размерами пластин конденсаторов, равных боковым граням образцов, и использованием узкополосного перестраиваемого вольтметра типа 2033 фирмы Брюль Кьер, а также производством измерений на частотах 1 ÷ 100 Гц охранные кольца не использовались. Полученные результаты подтверждают наличие

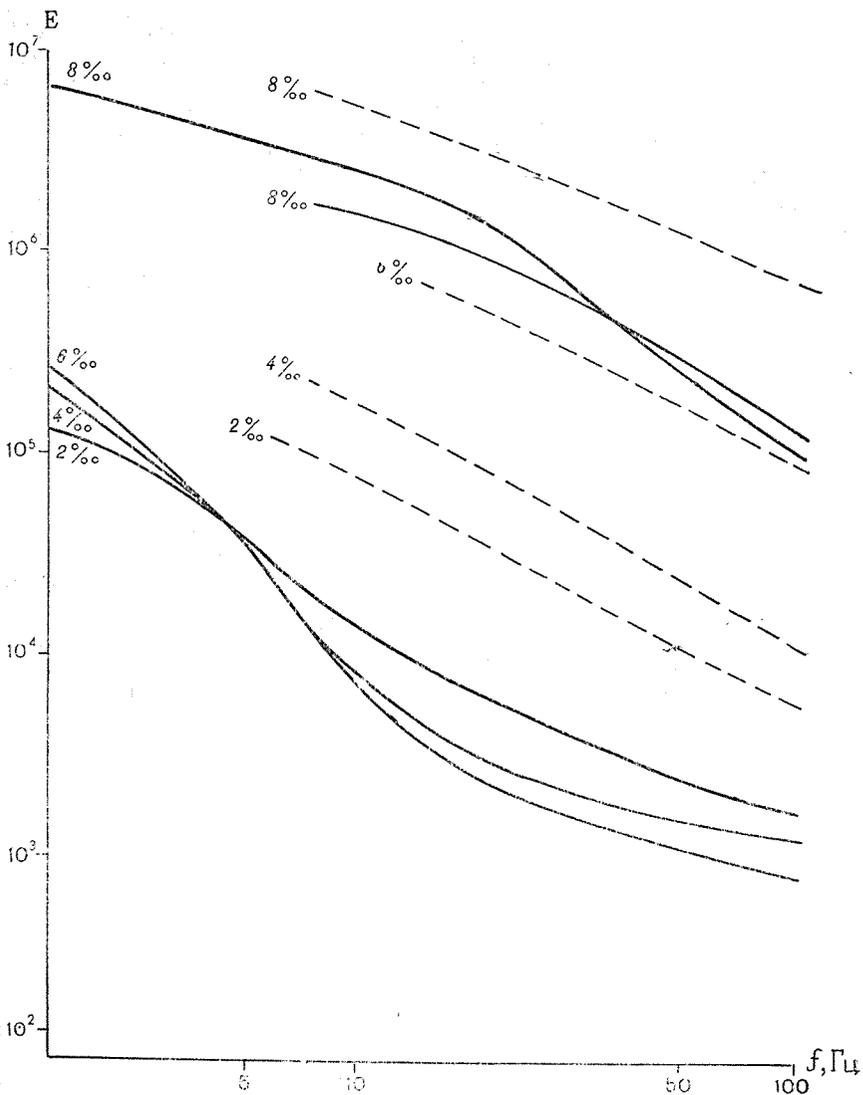


Рис. 2. Зависимость диэлектрической проницаемости льда  $\epsilon$  от частоты  $f$ .

морского льда аномально высоких значений диэлектрической проницаемости в низкочастотном диапазоне, что может объясняться подвижностью ионов в ячейках рассола [2].

Морской лед является очень сложным диэлектриком. Он содержит целый ряд солей, выпадающих в осадок при различных температурах, пресные кристаллы льда и рассол, что и определяет сложность механизма поляризации морского льда. Различия электрических характеристик указанных составляющих при движении зарядов под действием поля должно приводить к накопле-

нию объемных зарядов (междуслойная поляризация). Не исключено, что кристаллическая решетка льда может содержать внедрившиеся ионы примеси, что приводит к ионорелаксационному механизму поляризации. Кроме того, на низких частотах у морского льда возможно появление структурной поляризации. Адсорбционные и электрохимические процессы, протекающие непосредственно на поверхности электродов, в свою очередь, должны приводить к приэлектродной поляризации, вносящей добавочную электрическую емкость между электродами. Все эти эффекты и обуславливают чрезвычайно большие значения диэлектрической проницаемости.

Полученные экспериментальные зависимости будут полезны при решении вопросов электрохимии, электромеханики и связи

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богородский В. В., Гаврило В. П. Лед. Физические свойства. Со-временные методы гляциологии. — Л.: Гидрометеиздат. — 1980. — 383 с.
2. Паундер Э. Физика льда. — М.: Мир. — 1967. — 189 с.
3. Песчанский И. С. Ледоведение и ледотехника. — Л.: Морской транс-порт. — 1968. — 343 с.
4. Хохлов Г. П. Результаты экспериментальных исследований электриче-ских характеристик арктического льда в диапазоне частот 100 Гц—1 МГц// Тр. ААНИИ. — 1970. — Т. 295. — С. 74—82.
5. Addison J. R. Electrical properties of saline ice//J. Appl. Phys. — 1969 N 40. — P. 1305.

## ВОЗМОЖНОСТЬ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ С УЧЕТОМ ДАЛЬНИХ СВЯЗЕЙ

Современный уровень научных знаний уже сейчас позволяет, в целом ряде случаев, с большей заблаговременностью делать прогностические выводы об изменениях океанологических условий. Такая возможность возникает при достаточно хорошо выраженном сигнале долгопериодной детерминированной компоненты в ходе этих изменений.

Известен целый комплекс природных процессов, дающих четкий климатический сигнал. В первом приближении такие процессы (силы) можно разделить на «внутренние» и «внешние». Лучшие прогностические результаты следует ожидать от их совместного учета [10, 11].

В последние годы в литературе уделяется довольно много внимания так называемым «дальним связям». В некоторых источниках [6] для аналогичного феномена используется термин «дистанционные связи». Сущность такого явления состоит в том, что возмущение системы атмосфера — подстилающая поверхность в каком-то регионе вызывает определенный отклик этой системы на значительном расстоянии от источника возмущения. Это обуславливает существование корреляционных связей между различными гидрометеорологическими характеристиками весьма удаленных (до десятков тысяч километров) районов [7].

Дальние связи обнаруживаются сейчас для целого ряда регионов Мирового океана. Выделены несколько районов земного шара с точки зрения дистанционных связей аномалий радиационного баланса с начальными флуктуациями в тропиках центральной части Тихого океана. Указывается на большую роль Южного океана в формировании этих явлений [6]. Имеющиеся теоретические разработки во многом связывают такие процессы с взаимодействием атмосферы и океана в тропической зоне, с распространением бароклинных волн Россби — Блиновой [5 и др.]. Однако вопрос этот еще очень далек от своего полного разрешения. В достаточном основании можно пока утверждать, что воздействие таких процессов на гидрометеорологические условия конкретного района обязано факторам «внутреннего» происхождения. В прогностическом плане особый интерес представляют асинхронные дальние связи, когда имеется довольно существенный (до нескольких лет) сдвиг по времени реакции того или иного района на весьма удаленные возмущения.

К настоящему времени связи такого характера с достаточной степенью надежности обнаружены и между гидрометеорологиче-

скими процессами, происходящими в высокоширотных регионах Земли — в Арктике и Антарктике. На возможность наличия подобных связей ранее указывалось в ряде исследований [1—3, 8, 12, 14]. В [12] выявлено достаточно хорошее соответствие в изменениях числа дней ( $N$ ) со льдом в бухте Ардли (о-в Кинг Джордж), ледовитости одного из крупных районов западного сектора Сибирской Арктики ( $S$ ) и площади льда в Северном Ледовитом океане (СЛО). Даже для конкретных (несглаженных) значений  $N$  и  $S$  коэффициент корреляции  $r_{NS} = 0,613 \pm 0,105$  превышает 5 %-ный уровень значимости. Для сглаженных по трех- и пятилетиям значений  $N$  и  $S$  коэффициент корреляции  $r_{NS}$  составляет  $0,764 \pm 0,075$  и  $0,846 \pm 0,055$  соответственно, превышая 1 %-ный уровень значимости. Таким образом, вероятность «неслучайности» явления сопряженности изменений ледовых условий в бухте Ардли (Антарктика) и в одном из крупных районов Сибирской Арктики достаточно велика.

Имеющиеся к настоящему времени материалы наблюдений Российской антарктической экспедиции позволили выявить и другие «дальние связи». В прогностическом аспекте весьма интересна асинхронная связь между метеорологическими процессами в районе обсерватории Мирный (ряд наблюдений с 1956 г.) и последующим термическим состоянием деятельного слоя в Карском море. Проведенный анализ показал достаточно хорошее соответствие межгодовых изменений осенне-зимней температуры воздуха в Мирном и общей ледовитости Карского моря за навигационный период. При этом ход температуры обратен ходу ледовитости и опережает его на четыре года. На рисунке приведены графики межгодовых изменений сглаженных по пятилетиям значений средней за апрель — сентябрь температуры воздуха в Мирном ( $\bar{T}$ ) и ледовитости Карского моря в августе ( $\bar{S}$ ). Фильтрация выполнялась по формуле

$$\bar{a}_3 = \frac{2a_1 + 3a_2 + 4a_3 + 3a_4 + 2a_5}{14}.$$

Шкала времени для температуры  $N_1$  сдвинута по отношению к шкале времени для ледовитости  $N_2$  на четыре года. Рисунок иллюстрирует достаточно хорошее соответствие изменений значений  $\bar{T}$  и  $\bar{S}$ . Для 1960—1991 гг. (по ледовитости) коэффициент корреляции  $r_{TS} = -0,929$ , что говорит о почти функциональной сопряженности долгопериодных составляющих межгодового хода температуры в Мирном и ледовитости Карского моря в этот отрезок времени (рис. 1). Подобная, но менее жесткая связь прослеживается и для общей площади льда в СЛО. Но сдвиг по времени составляет три года, а коэффициент корреляции для периода 1959—1983 гг. равен  $-0,817$ . Значительные временные сдвиги и достаточно высокие коэффициенты корреляции вполне позволяют использовать такого рода дальние связи при разработке прогностических методов большой заблаговременности для Арктики.

Так, применяя в качестве предиктора среднюю температуру воздуха за апрель — сентябрь в обсерватории Мирный ( $T$ ) разработана методика прогнозирования с практической заблаговремен-

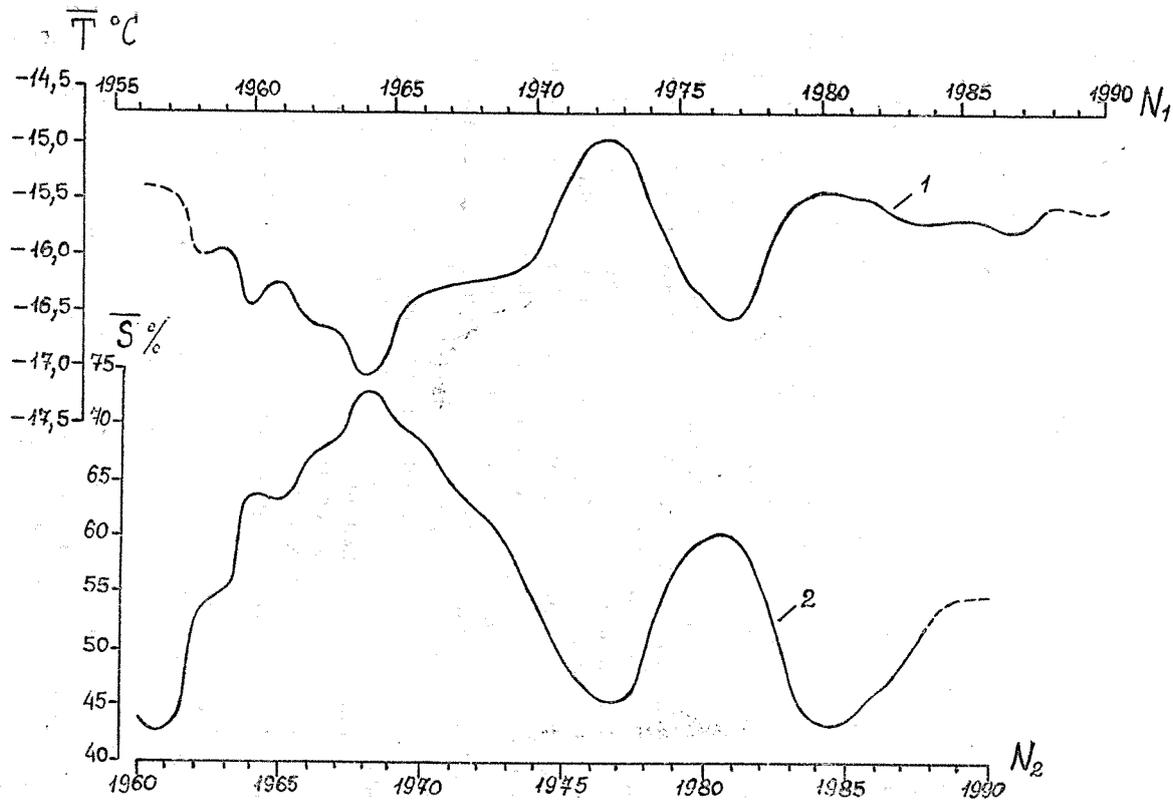


Рис. 1. Сглаженные по пятилетиям значения средней за апрель — сентябрь температуры воздуха в Мирном (1) и ледовитости Карского моря за август (2).

ностью до 3,5 лет термического состояния деятельного слоя Карского моря. Для СЛО и арктических морей в настоящее время недостаточно надежных и продолжительных рядов глубоководных наблюдений над температурой воды, которые бы отражали многолетние изменения термических условий. Однако для СЛО в целом и его морей достаточно хорошим индикатором термического состояния в летний период может служить площадь открытой воды или общая ледовитость [4, 13]. Наблюдения над ледовитостью надежны, ряды довольно продолжительны. По этой причине для Карского моря в качестве показателя термических условий принята ледовитость моря в августе ( $S$ ). Коэффициент корреляции  $r_{ST} = -0,730$ , обеспеченность метода при допустимых погрешностях  $\pm 0,67\sigma$ ,  $\pm 0,8\sigma$  и  $\pm \sigma$  ( $\sigma$  — среднее квадратическое отклонение для ряда ледовитости, равное 15,4 %) соответственно составляет 59, 72, 91 %, природная обеспеченность 53, 59, 66 % эффективность 6, 13, 25 %. В приводимом варианте использован ряд наблюдений по ледовитости с 1960 по 1991 г., а по температуре — весь ряд наблюдений в Мирном, начиная с 1956 г. Согласно существующим критериям, для прогнозов с заблаговременностью более шести месяцев допустимая погрешность может составлять  $\pm \sigma$ . Таким образом, данная методика пригодна для применения в практических целях, имея достаточно высокую обеспеченность и эффективность.

Дальнейший анализ выявил, что характеристики этой прогнозной модели могут быть улучшены введением показателя воздействия «внешних» сил. Проведенные ранее исследования [13] позволили отдать предпочтение использованию в качестве такого второго предиктора явлению возмущенности магнитного поля Земли. Для численной оценки геомагнитной возмущенности были приняты среднегодовые индексы  $M$  (по А. И. Олю) [9]. Однако в таком случае заблаговременность прогноза снижается до восьми месяцев. Это связано с тем, что полученный в результате проведенного анализа оптимальный временный сдвиг между индексом  $M$  и ледовитостью составляет один-два года. Практически бралось среднее значение индекса за предшествующие два года. Общий коэффициент корреляции  $R = 0,822$ . Частные коэффициенты корреляции составляют  $r_{ST} = -0,730$ ;  $r_{SM} = -0,605$ ;  $r_{TM} = 0,340$ . Использован ряд наблюдений за 32—33 года (по ледовитости: 1960—1991 гг., по температуре: 1956—1987 гг.; а по индексу  $M$ : 1958—1990 гг.). Обеспеченность метода при допустимых погрешностях  $\pm 0,67\sigma$ ,  $\pm 0,8\sigma$  и  $\pm \sigma$  соответственно составляет 78, 91, 94 %, эффективность 25, 32, 28 %. Максимальная заблаговременность прогноза, как уже указывалось, составляет восемь месяцев. Однако, в связи с тем, что к январю текущего года данные по геомагнитной активности за предшествующий год получить бывает затруднительно, практическая заблаговременность составляет 6—7 месяцев.

Составление прогнозов по данной методике с использованием одного предиктора было начато с 1985 г., а с 1986 г. составляли

рогнозы и на основании двух предикторов. В этом случае за опустимую погрешность была принята величина  $\pm 0,8\sigma$ . Для периода 1985—1991 гг. оправдываемость прогнозов 100 %. Это служит хорошей иллюстрацией проверки методики на независимом материале, что необходимо в связи с определенной ограниченностью выборки T.

Таким образом, приведенные примеры использования асинхронной дальней связи в практических прогностических разработках указывают на возможность значительного расширения арсенала явлений, показатели которых могут быть применены в качестве предикторов в различного рода прогностических моделях. Для арктических регионов к таким явлениям относятся и гидрометеорологические процессы, происходящие в Антарктиде. Повышение надежности, качества, заблаговременности прогнозов для Арктики, таким образом, связано с осуществлением гидрометеорологического мониторинга южных высокоширотных районов Земли.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гудкович З. М. К вопросу о сопряженности течений в Северном Ледовитом и Южном океанах//Проблемы Арктики и Антарктики. — 1976. — вып. 47. — С. 39—43.
2. Гудкович З. М., Тимохов Л. А., Янес А. В. О сопряженности процессов в Южном и Северном Ледовитом океанах//III съезд сов. океанол. Тез. докл. — Л.: Гидрометеоздат. — 1987.
3. Захаров В. Ф., Макштас А. П., Романов А. А., Савченко В. Г. Морской лед как объект климатических исследований//Проблемы Арктики и Антарктики. — 1991. — Вып. 66. — С. 250—264.
4. Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. СПб.: Гидрометеоздат. — 1991. — 200 с.
5. Кондратьев К. Я. Глобальный климат//ВИНТИ. Итоги науки и техники. Сер. метеорологии и климатологии. — М.: 1987. — Т. 17. — 313 с.
6. Кондратьев К. Я., Дьяченко Л. Н., Козодеров В. В. Радиационный баланс Земли. — Л.: Гидрометеоздат. — 1988. — 350 с.
7. Кровин А. С. Дальние связи и проблема выделения природных систем в Мировом океане//Долгопериодная изменчивость условий природной среды и некоторые вопросы рыбопромыслового прогнозирования. — М.: 1989. — С. 39—49.
8. Кукла Г. Дж. Современные изменения площади снежного и ледяного покрова//Изменения климата. — Л.: Гидрометеоздат. — 1980. — С. 160—169.
9. Оль А. И. Индексы возмущенности магнитного поля Земли и их геофизическое значение//Тр. ААНИИ. — 1969. — Т. 289. — С. 5—23.
10. Чаплыгин Е. И., Янес А. В. К методике долгосрочных океанографических прогнозов//Проблемы Арктики и Антарктики. — 1967. — Вып. 25. — С. 21—29.
11. Чаплыгин Е. И., Янес А. В. Космические и глобальные факторы проблемы фоновых океанографических прогнозов//Тр. ААНИИ. — 1968. — Т. 285. — С. 223—238.
12. Янес А. В. Межгодовые изменения ледовых условий в районе станции Флиндерсаузен//Тр. САЭ. — 1989. — Т. 85. — С. 97—103.
13. Янес А. В. О возможности прогнозирования с большой заблаговременностью океанографических условий Карского моря//Проблемы Арктики и Антарктики. — 1975. — Вып. 46. — С. 17—21.
14. Romanov A. A. Variability of Antarctic sea ice and its role in the climate system//International Conference on Antarctic Science. — Global concerns. Bremen, Germany. Book of Abstracts. — 1991. — P. 117.

## **АСИММЕТРИЧНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО И ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И НЕСОСНОЕ ВРАЩЕНИЕ ЯДРА МАНТИИ И АТМОСФЕРЫ**

В сравнительной планетологии ряд геомагнитных и геодинамических явлений связывают с гидромагнитными процессами в подвижных плазменных оболочках планеты и вариациями вращения слоев жидкого ядра, мантии, океана, атмосферы и околоземной плазмы [1—7, 13]. Изменения векторов собственного магнитного поля и скорости вращения, а также компонент климата планеты связывают с состоянием и строением внутренних и внешних оболочек, т. е. с физическими процессами вне и внутри тел планеты [9—10]. Западный дрейф картины главного геомагнитного поля и перестройки внешних геомагнитных и гидрометеорологических полей и климата над земным шаром, вращающимися вокруг подвижной оси, привлекают внимание именно с этих позиций [7, 8, 12, 13]. Аналогичные процессы и проблемы могут быть свойственны и для оболочек Солнца и других планет: динамика крупномасштабных полей этих тел может быть связана с динамикой дифференциального вращения и волновых движений в оболочках этих тел [10, 11]. Как видно на рис. 1, вариации вектора скорости вращения Земли могут возбуждаться как за счет электродинамического взаимодействия мантии, ядра и субъядра подверженных крутильно-нутационным колебаниям при изменении внутренних условий и магнитных полей [2, 7, 9, 10], так и за счет перераспределения масс и моментов в атмосфере и океане при внешних изменениях полей климата (под влиянием приливов солнечной активности и т. п.) [4, 10, 11, 12]. В итоге вариации векторов магнитных полей и скорости вращения оболочек Земли (Юпитера, Солнца) могут возникать по внутренним и внешним причинам, представляющим общий интерес для изучения [13].

Вращение мантии Земли подвержено влиянию асимметричных составляющих углового момента циркуляции в жидком ядре атмосферы и гидросфере за счет притока момента к мантии «снизу» и «сверху» (в разных диапазонах спектра), а также за счет влияния извне (из Солнечной системы). В литературе эти процессы и поля в рамках единой гироскопической модели не изучались, хотя такое исследование актуально для геомагнетизма, климата и астрофизики [9, 10, 12]. Цель работы — сравнительное изучение изменчивых параметров асимметрии внутренних и внешних геомагнитных и гидрометеорологических полей в связи с параметрами несоосного дифференциального вращения и волновых (ви

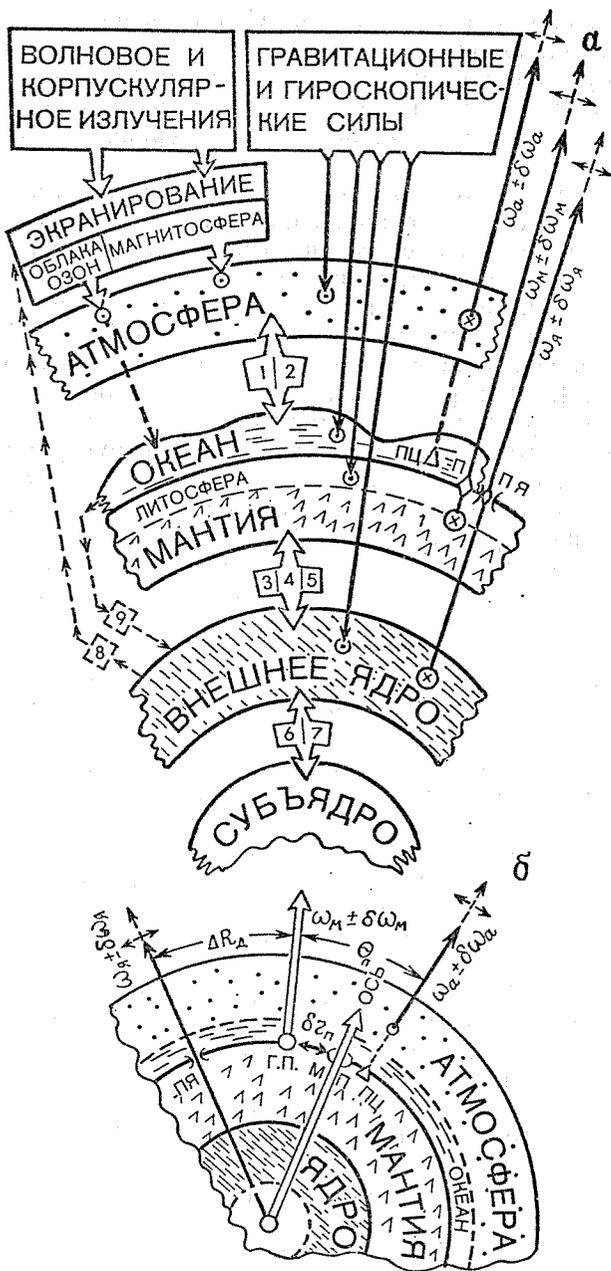


Рис. 1. Схема внешних и внутренних взаимодействий (а—1—9) и модель несоосного перераспределения углового момента между ядром, мантией, атмосферой —  $\omega_я$ ,  $\omega_м$ ,  $\omega_а$  (б) в гиросистеме.

ревых) движений оболочек Земли (Солнца и Юпитера) и циклической межполушарной асимметрии полей солнечной, геомагнитной и циркуляционной активности  $\tau \geq 5$  лет [6, 8, 12]. Это — путь к созданию единой ротационно-гидродинамической теории динамического климата на основе реальных данных сравнительной планетологии.

В литературе структуры геомагнитного и гидрометеорологических полей и их связи с вращением Земли изучаются в рамках двух оболочечных моделей соосного вращения ядра и мантии или Земли и атмосферы [11]. При этом связи ищутся между скалярными показателями динамики магнитных или климатических полей и вращения (крутильные колебания по Брагинскому С. И. или перераспределения масс и моментов по Сидоренкову Н. С. — Ламбеку К. [2, 9, 11]). Реальная же планета обладает как неаксиальным и неравномерным вращением деформированных оболочек, так и асимметричными изменчивыми структурами главных и внешних геомагнитных и климато-циркуляционных полей (и нескольких компонент), представляющими интерес для совместного изучения в рамках многооболочечной неаксиальной гиросистемы «ядро — мантия (кора) — океан — атмосфера — магнитосфера» (а не двухоболочечных соосных гидромоделей [3, 6, 10]). Изучение обоих типов вариаций векторов полей и скоростей вращения может дать ценную информацию о режимах неаксиальных систем динамо- и климата и эволюции многооболочечной планеты (см. рис. 1): необходим векторный подход к проблеме.

В итоге ставится комплексная задача по изучению как самой асимметричной структуры дрейфовых и амплитудных изменений в градиентах магнитных и синоптических (климатических) полей, так и временных и пространственных связей между изменчивой асимметрией обоих типов полей и компонентами скоростей неосного дифференциального вращения оболочек гидросистемы, генерирующих эти поля в диапазонах спектра векового хода. При этом условии медленности процессов упрощает решение задачи [1, 7, 10].

Для описаний поведения неаксиальных систем динамо- и климата необходим сравнительный анализ параметров изменчивой межполушарной асимметрии, подвижности и энергетики магнитных и климато-циркуляционных полей, несоосности и неравномерности вращения всех оболочек в гиросистеме (неидеальных соосных моделей [10]). По оценкам [6, 7, 11] оболочки планеты деформированы асимметрично; в жидком промежутке между корой и субъядра и мантии возбуждаются крутильно-нутационные и другие типы колебаний, по-разному деформирующие структуры генерируемых течений и полей в полушариях ядра (или магнитосферы) [2, 7, 10].

Зональные поля климата и тепло- и массопереноса, генерируемые в подсистеме «океан — атмосфера» под влиянием термоконтрастов, вращения и других факторов [6], также деформируются планетарными волнами разных типов (типа «волн статиче-

кого прилива», циклонов и т. п. [6]). Похожие черты динамики юлей свойственны и другим телам Солнечной системы.

Структуры сравниваемых полей в несоосной гиросистеме характеризуются далее параметрами двумерного дрейфа, энергетики и межполушарной асимметрии градиентов полей (типа  $V_{др}^{\phi, \lambda}$ ,  $W_{nm}$ ,  $I^{sv}$  [1, 7]), а вариации вращения — модулями скоростей дрейфового проскальзывания или суточного вращения и блужданиями координат осей вращения ядра, мантии и атмосферы (типа  $|\vec{\omega}_я| \approx \approx V_{др}, \frac{\delta\omega}{\omega}, \frac{\alpha}{\omega}$  и  $\Delta X_n/\Delta I_n, \Delta R_d, L\theta_n$ : см. рис. 1 [5, 6, 9]).

По указанным причинам однотипные гидродинамические процессы в подсистемах динамо и климата (см. рис. 1) должны изучаться не раздельно, а в рамках единой неаксиальной гиросистемы, в привязке к единой гелиогеофизической шкале времени и процессов на Солнце и т. п. Далее учитывается склонность гиросистемы к автоподстройке своих параметров.

Для решения поставленной комплексной задачи выбран физико-статистический метод, сочетающий в себе анализ морфологии градиентов в сравниваемых полях и процессах, а также фильтрационный кросс-спектральный анализ однородных рядов выбранных и вычисленных параметров (скоростей дрейфа и энергообмена мультиполей, асимметрии градиентов магнитных и климатоциркуляционных полей, неравномерностей вращения и полюсного блуждания осей оболочек, аномалий циркуляции, климата, солнечной радиации, уровня океанов, солнечной и «юпитерианской» активности и др. [1, 7, 10]). В анализе использованы данные «нарастающего разрешения» за XV—XX вв. Комплексный анализ динамики взаимосвязанных магнитных, ротационных и климатоциркуляционных процессов в несоосно-вращающихся оболочках ядра, мантии и атмосферы и гидросферы, как единой гиросистемы с колеблющимися субъядрами и проскальзывающими слоями (рис. 1 и 2). На рис. 1 стрелками  $\vec{\omega}_{а, м, я} \pm \delta\vec{\omega}_{а, м, я}$  обозначены векторы скорости несоосного вращения оболочек и их приращения в процессе перераспределения углового момента, двойными стрелками — факторы внешних воздействий и внутренних взаимодействий и «цепи обратной связи» в гиросистеме. Изучение вариаций вращения в связи с вариациями полей на Земле и Солнце представляет отдельный интерес [6, 7, 9]. Как показано далее (см. рис. 3 и 5), двоякая северо-южная  $\left(\frac{N}{S}\right)$  и восточно-западная  $\left(\frac{E}{W}\right)$

асимметрия градиентов геомагнитного и метеорологических полей, генерируемых в полушариях подвижных оболочек, может изменяться синхронно как со структурой этих же полей вблизи экватора, так и с крутильно-нутационными колебаниями угловых скоростей и наклонов осей вращения асимметричных оболочек в гиросистеме. Неаксиальная гиросистема, подверженная спин-орбитальному вращению, склонна к автоподстройке угловых скоростей и наклонов осей вращения своих оболочек в процессе изме-

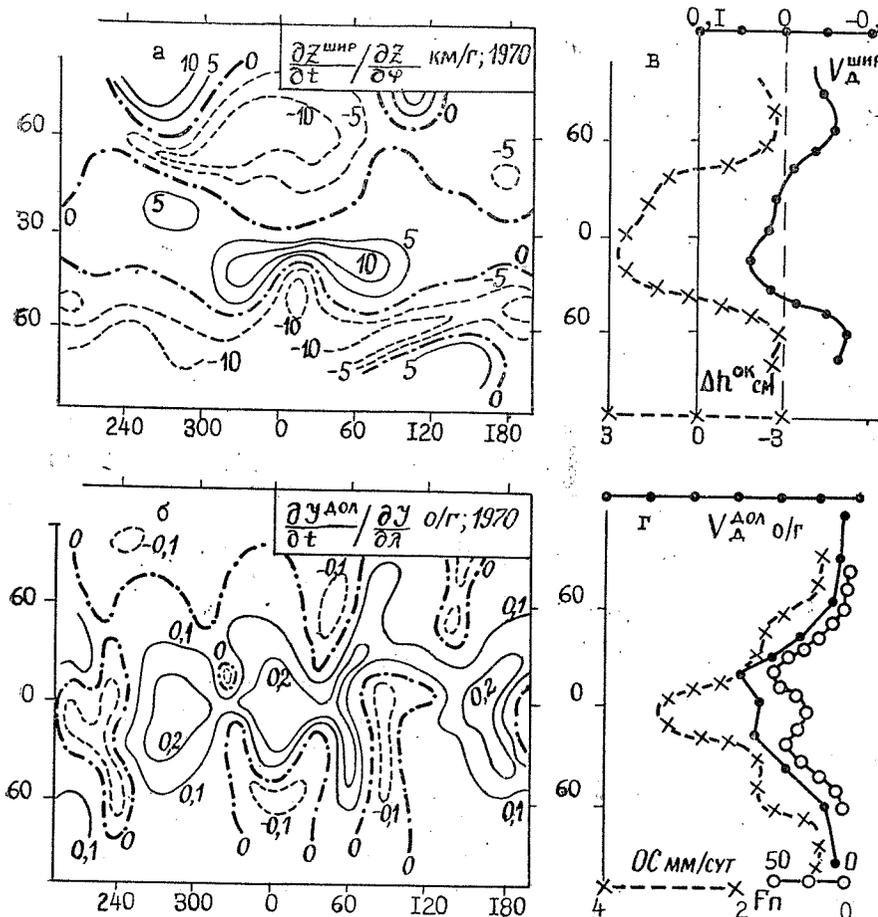
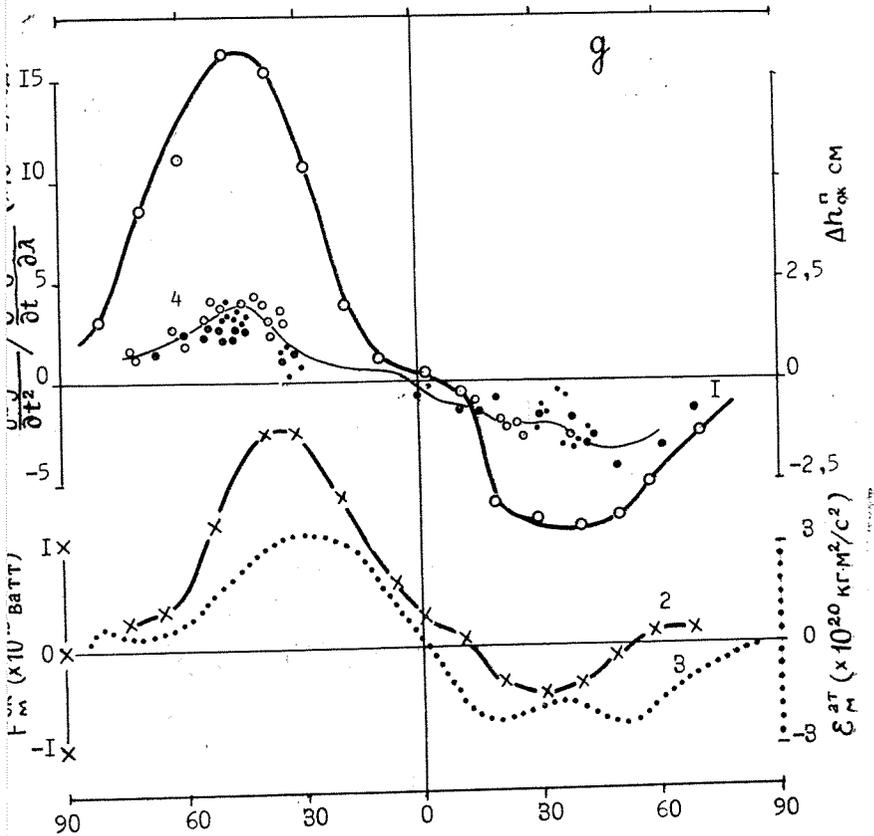


Рис. 2. Карты (а, б) и профили широтного распределения (в, г, д) для с — кривая 1), а также ход скоростей осадкообразования, явного выделения масс и амплитуд статического прилива в системе «океан — атмосфера» (г — к

нения межполушарной асимметрии генерируемых в них полей в солнечных циклах [10]. Изменчивая асимметрия полей обусловлена внутренними и внешними факторами: асимметрией оболочек, разницей условий солнечно-планетного взаимодействия ( $N \neq S$ ).

Имея наборы коэффициентов Гаусса, удается синтезировать карты узловых значений градиентов поля  $\frac{\partial(Z, Y, H, T)}{\partial(\lambda, \varphi, r, z)}$  и их соотношений в узлах сетки  $10 \times 10^\circ$  или карты скоростей дрейфа и роста-распада мультиполей (рис. 2 и 7), а также оценить средние скорости дрейфа и энергообмена гармоник поля, меридио-



стей и ускорений дрейфа геомагнитного поля в ядре ( $v$ ,  $g$  — кривые  $V_{д}^{шир,дол}$  гла, меридионального переноса тепла вод и момента импульса воздушных  $e$   $OC$ ,  $F_M$ ;  $v$ ,  $\delta$  — кривые  $F_M^{ok}$ ,  $\epsilon^{at}$ ,  $\Delta h^{ok}$  [1, 6, 7, 10, 11, 13]).

нальные и осевые составляющие скорости двумерного вращения картины поля вокруг подвижной «оси вращения ядра» (рис. 3) и профили распределения скоростей дрейфа поля во времени (см. рис. 7). В итоге выявлена структура градиентов и динамика скоростей широтного и долготного дрейфа и радиального роста-распада наземных полей от условных источников полей, различных по масштабам, энергетике и подвижности. Характер дрейфовых и амплитудных изменений 1-й, 2-й и высших гармоник поля и их производных различен как по структуре, так и по реализации магнитно-климатических и магнитно-ротационных связей (см. рис. 2 и 6).

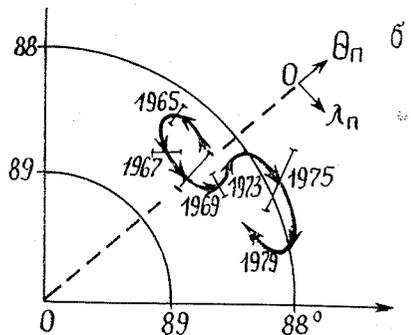
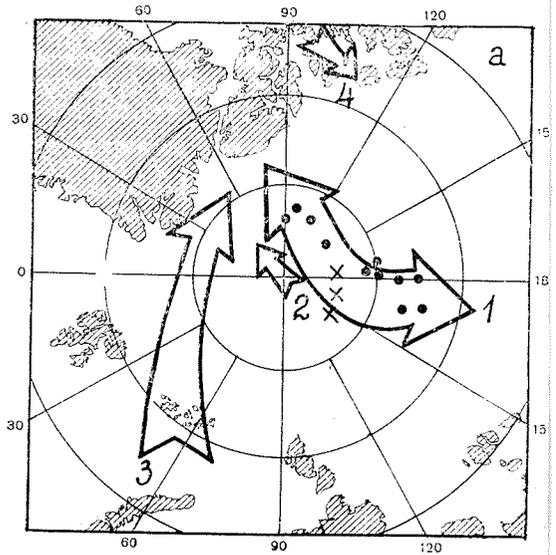
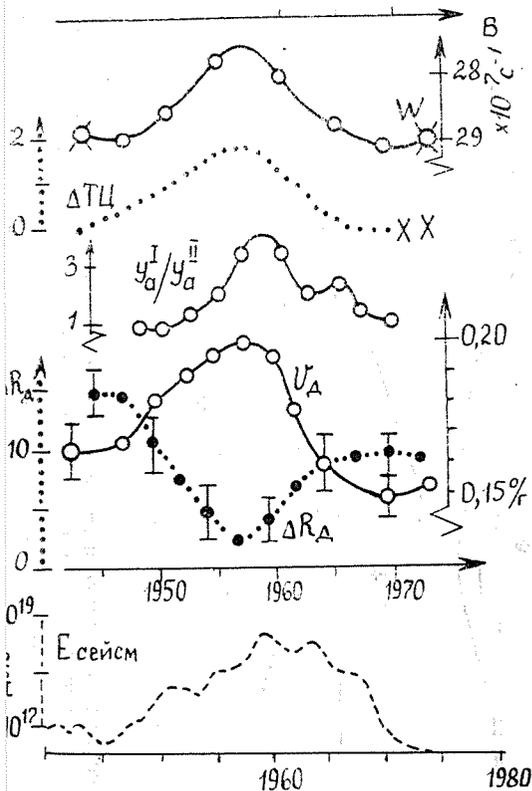


Рис. 3. Движения полюсов циркуляции атмосферной осей на поверхности Земли:

*a* — 1, 2, 3, 4; *b* — колебания скорости и наклонных образований на Земле и Солнце:  $\theta_n$  —  $V_d$ ,  $\Delta R_d$ ,  $\Delta T$  — наты полюса циркуляции атмосферы и энергии сейс

Обнаружено [6, 9], что активность главного геомагнитного поля, интенсивность потоков протонов и аномалии циркуляции в полушариях атмосферы, ядра и океана ( $N/S$ ) обладают одинаковой южно-северной асимметрией ( $A_{sv}^N/A_{sv}^S \approx I_p^N/I_p^S \approx \delta J^N/\delta J^S \approx N_{ок}/S_{ок} \approx 0,8$ ; она близка по величине, но обратна по знаку северной асимметрии в параметрах внешней геомагнитной и солнечной активности, полного магнитного потока, альbedo и температуры воздуха над полушариями ( $A^N/A^S \approx S^N/S^S \approx T^N/T^S \approx$



жидкого ядра и траектории механической и магнит-

ной диффузии ядра и скоростей дрейфа атмосфер-  
 — межполугодичные и пятилетние приращения координ-  
 атности —  $I I / I I$ ,  $E_{\text{сейсм}}$ .

$\approx A_{\text{л}}^{N/S} \approx T_{N/S}^{\circ} \approx 1,2$ ). Вариации этих параметров асимметрии обладают похожими дискретными спектрами [10].

Экстремумы в северо-южной асимметрии и экваториальной структуре полей солнечной и геомагнитной активности достигаются одновременно с экстремумами во вращении оболочек этих тел (см. рис. 4 и 5); они отмечены перестройками в плавной эволюции параметров Земли, Солнца и др. В итоге найдена значимая корреляция ( $C > 0,7$  при  $C/\sigma_c > 3$ ) между антифазными изменениями в скоростях двумерного дрейфа и энергообмена четных и нечетных мультиполей в ядре; антифазными колебаниями

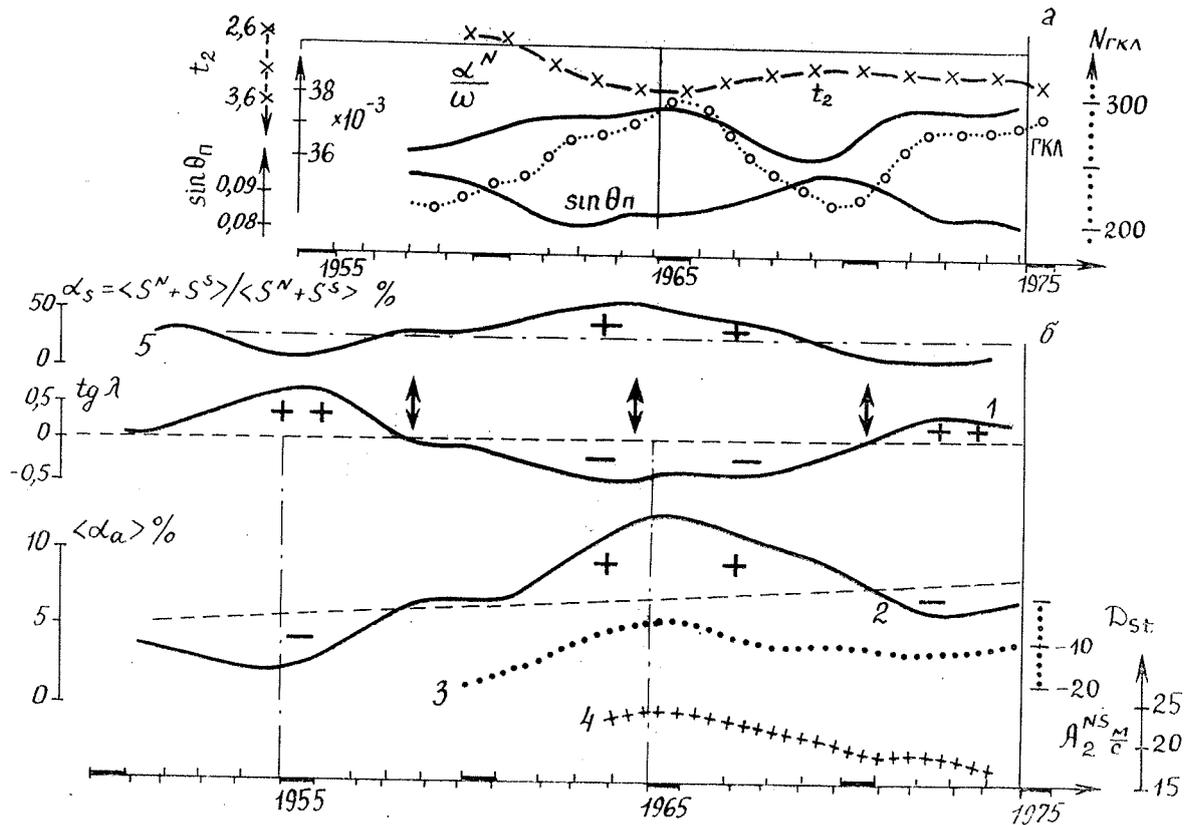


Рис. 4. Синфазные изменения в параметрах неравномерности и несоосности вращения воздушных масс, интенсивности космических лучей и солнечно-радиационной прозрачности слоев в нижней атмосфере (а —  $\frac{\alpha^N}{\omega}$ ,  $\sin \theta_n$ , ГКЛ,  $t_2$ ) и антифазные циклы в параметрах северо-южной асимметрии и приэкваториальной

в межполушарной асимметрии и низкоширотной структуре градиентов в магнитных и метеорологических полях и колебаниями в неравномерном несоосном вращении.

Структура градиентов и эволюция скоростей дрейфа и энергообмена дипольных и недипольных составляющих в геомагнитном поле представлены картами и функциями поля, вычисленными по данным пяти гармонических моделей поля на интервалах 0—1500—1880—1950—2000 гг. ( $n, m = 1, 2, 4, 6$  и  $9$ ) [1, 2, 7]. Поле меняется за счет дрейфа и роста-распада источников в ядре. В предположениях о конвективном и волновом переносе «вмороженного поля» в ядре и потенциальности поля вне ядра, справед-

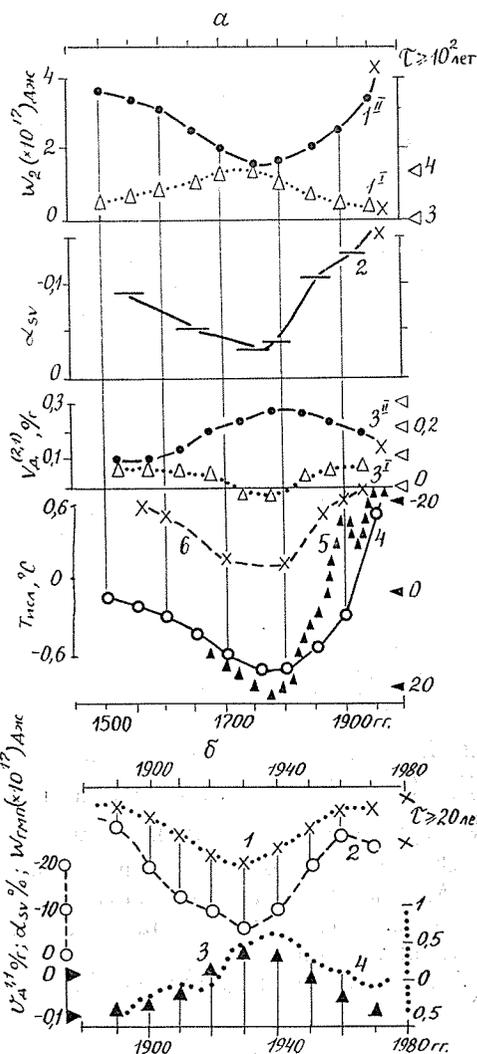


Рис. 5. Антифазные изменения в энергообмене и дрейфе диполя и квадрупольных составляющих и уровне южно-северной асимметрии активности фокусов в геомагнитном поле (а, б — 1<sup>и</sup>, 2, 3<sup>и</sup>, 4) и ход температуры воздуха и неравномерности вращения Земли (а, б — 4, 5).

ливых в диапазонах спектра  $\tau > 3-5$  лет [7, 10], удается усовершенствовать методы оценки скоростей двумерного дрейфа и роста-распада особенностей поля путем разделения структуры векового хода на составляющие и недрейфовые 1-е и 2-е производные поля в выражениях скоростей [7]:

$$\frac{\partial T(\lambda, \varphi, r, t)}{\partial t} \approx \frac{\partial T_{др}^{шир}}{\partial t} + \frac{\partial T_{др}^{дол}}{\partial t} + \frac{\partial T_{недр}}{\partial t} \approx$$

$$\approx (V_{др}^{шир} + V_{др}^{дол}) \frac{\partial T_{др}}{\partial(\varphi, \lambda)} + \frac{\partial T_{недр}}{\partial t};$$

$$V_{др}^{шир} \approx \frac{\partial z^{шир}}{\partial t} / \frac{\partial z}{\partial \varphi} = \frac{\partial \varphi}{\partial t} \leq 0,15 \text{ } ^\circ/\text{г};$$

$$V_{др}^{дол} \approx \frac{\partial \gamma^{дол}}{\partial t} / \frac{\partial \gamma}{\partial \lambda} \approx \frac{\partial \lambda}{\partial t} \leq 0,3 \text{ } ^\circ/\text{г};$$

$$\frac{\partial T_{недр}}{\partial t} / \frac{\partial T}{\partial r} \equiv \alpha^{рост} \sim 0,1 \text{ } \%/ \text{г}.$$

Дрейфовая и амплитудная изменчивость фокусов векового хода поля  $n > 1$  оценок в виде функций отношения вторых производных поля и времен распада:

$$\frac{\partial^2 \gamma^{n>1}}{\partial t^2} / \frac{\partial^2 \gamma^{n>1}}{\partial t \partial \lambda} = \frac{\partial \lambda^{SV}}{\partial t} \geq 0,5 \text{ } ^\circ/\text{г};$$

$$\frac{\partial^2 z^{n>1}}{\partial t^2} / \frac{\partial^2 z^{n>1}}{\partial t \partial \varphi} = \frac{\partial \varphi_{SV}}{\partial t} > 0,2 \text{ } ^\circ/\text{г};$$

$$\frac{\partial^2 T}{\partial t^2} / \frac{\partial^2 T}{\partial t \partial r} = \frac{\partial r^{SV}}{\partial t} = \alpha^\circ;$$

$$\tau_{диф} \approx 4\pi\mu\sigma_{я}R_{я}^2 \geq 10_{г}^2 \geq \tau_{рел}^n \approx$$

$$\approx \left[ \frac{(n+1)^2}{2n+1} \sum_{m=0}^{n-9} (g_n^{m^2} + h_n^{m^2}) \right]^{0,5} \left[ \frac{(n+1)^2}{2n+1} \sum_{m=0}^{n-9} (\dot{g}_n^{m^2} + \dot{h}_n^{m^2}) \right]^{-0,5};$$

где  $\lambda$ ,  $\varphi$ ,  $r$ ,  $t$  — координаты и время;  $I$ ,  $z$ ,  $T$ ,  $H$  — компоненты поля;  $g_n^m$ ,  $h_n^m$  и  $\dot{g}_n^m$ ,  $\dot{h}_n^m$  — коэффициенты Гаусса [1, 2, 3];  $\sigma_{я}$ ,  $\mu$ ,  $R_{я}$  — электропроводность, проницаемость и радиус ядра;  $V_{др}^{дол}$ ,  $V_{др}^{шир}$  и  $\alpha^{рост}$ ,  $\alpha^\circ$  — скорости дрейфа и роста поля  $n$ .

Межполушарная асимметрия полей представлена функциями отношения градиентов сравниваемых внутренних и внешних магнитных и синоптических солнечных, земных и юпитерианских полей в  $N$  и  $S$ -полушариях [6, 7]:

$$-\alpha_{SV} = \frac{A_{SV}^S - A_{SV}^N}{A_{SV}^S + A_{SV}^N};$$

$$\alpha_A = \frac{A^N - A^S}{A^N + A^S} > 10 \text{ } \%;$$

$$\alpha_S = \frac{S^N - S^S}{S^N + S^S} > 15 \text{ } \% \text{ или } \frac{A^N}{A^S} \neq 1,$$

где  $A_{SV}^N < A_{SV}^S$ ,  $A^N > A^S$  и  $S^N > S^S$  — индексы активности полей в  $N$  и  $S$ . Величины и спектры вариаций асимметрии сравниваемых полей обнаруживают сходство [1, 6, 7, 9], как это показано далее на рис. 4 и 5.

Методы определения угловых скоростей и координат полюсов вращения в полях циркуляции жидкого ядра и атмосферы не однозначны [4, 7, 10]. Методом асинхронной автокорреляции обеих полей реконструированы картины дрейфового вращения, волнового движения и роста-распада особенностей сравниваемых полей ядра и атмосферы над земным шаром от эпохи к эпохе [6, 10, 12]. В первом приближении выявлено, что ядро, мантия и атмосфера образуют самоподстраивающуюся гиросистему из концентрических слоев, вращающихся несоосно друг к другу (см. рис. 1). Несоосное вращение «замагниченных слоев ядра» к западу и нижних слоев атмосферы к востоку ускоряется и замедляется по мере отклонения мгновенных осей вращения ядра и атмосферы от земной оси мантии на переменные «углы дрейфа» полей (см. код  $\Delta R_d$ ,  $V_d$  и  $\sin \theta_p$ ,  $\frac{\alpha}{\omega}$  на рис. 1б, 3 и 4 — по данным [7]).

Внешний слой ядра проскальзывает на запад, отставая в своем вращении от мантии, которая отстает от вращающейся на восток голши атмосферы (т. е.  $\omega_j < \omega_m < \omega_a$ ). Соотношение времен полного оборота слоев ядра и атмосферы относительно мантии составляет  $\frac{\tau_j}{\tau_a} \approx \frac{10^{11} \text{ c}}{10^7 \text{ c}} \approx 10^4$ . Вращение слоев возмущается изнутри процессами «ядро — мантия» (трением ядра, нутационными колебаниями субъядра и т. п. [4, 6, 7]), а снаружи — движениями масс в атмосфере, «статическими нутационными приливами» и т. п.

Пары оболочек играют роль двумерных связанных осцилляторов с двумя типами нормальных мод динамического и электромагнитного взаимодействий (моды осевого раскручивания слоев и моды взаимного раскачивания пар оболочек [10]). Эта модель объясняет наблюдаемую частотную зависимость между неравномерностью и неаксиальностью вращения слоев и структурной асимметрией генерируемых ими полей в несоосной гиросистеме под влиянием внутренних и внешних причин. Мантия настраивает свое вращение под «отклик» ядра, океана и атмосферы: она играет двойную роль электромагнитного демпфера и фильтра низких частот для вариаций поля и вращения [3, 7]. Как показал анализ [7, 10], вращение слоев дифференцировано по широте и радиусу; оно различно и по-разному искажено планетарными волнами и вихрями в обоих полушариях ( $N \neq S$ ), что проявляется в изменчивой межполушарной асимметрии генерируемых полей. Вращение мантии может подстраиваться как под несоосное проскальзывание «жидких замагниченных слоев ядра» и колебание субъядра (взаимодействие «ядро — мантия» [7, 10]), так и под изменения момента ветров и уровня океанов (режим климата и взаимодействия «океан — атмосфера — суша» [6, 9, 11]).

Возмущаемые перестройками структуры внутренних и внешних полей, вероятно, испытывают ответное влияние режима вращения на режим циркуляции и генерации. Эти эффекты свойственны дифференциальному вращению и «пятнообразованию» на Солн-

це, Юпитере и Земле при чередовании упорядоченных и неупорядоченных форм циркуляции в ядрах и атмосферах этих тел.

Противофазная зависимость между взаимными отклонениями и приращениями векторов скорости вращения слоев ядра, мантии и атмосферы ( $\vec{\delta\omega}_{ся} \nparallel \vec{\delta\omega}_я \nparallel \vec{\delta\omega}_м \nparallel \vec{\delta\omega}_а$  на рис. 1) подчиняется уравнению баланса момента:

$$(\hat{I}_{ся}\vec{\delta\omega}_{ся} + \hat{I}_я\vec{\delta\omega}_я) + \hat{I}_м\vec{\delta\omega}_м + \hat{I}_а\vec{\delta\omega}_а = \sum_i \vec{F}_i,$$

где  $\hat{I}_i$  и  $\vec{\delta\omega}_i$  — тензоры моментов инерции и вариации векторов угловой скорости оболочек (ся, я, м, а);  $\sum_i \vec{F}_i$  — сумма внешних возмущений [7, 10].

Оценки показывают, что электромагнитное зацепление между несоосным проскальзывающим «замагниченным слоем ядра» и сфероидальной кромкой мантии пропорционально произведению квадрата синуса угла между осями их вращения на электродинамические константы взаимодействия и разность угловых скоростей ядра и мантии:  $F(\sin^2 \Delta R_d J_я J_м \Delta \omega_{я-м})$  [7, 10]. При взаимном отклонении осей на «угол дрейфа» ( $\Delta R_d$  не более  $5^\circ$  при соотношении моментов инерции оболочек  $I_м/I_я \approx I_{я}/I_{ся} \approx 10 < I_{ся}/I_а \leq \leq 10^4$ ) отношение периодов крутильных колебаний и полных оборотов слоев нарастает по радиусу от ядра к верхним слоям ат-

мосферы:  $10^{-4} \leq \frac{\tau_{ся}^{кр}}{\tau_{ся}^{др}} \leq \frac{\tau_я^{кр}}{\tau_я^{др}} \ll 1 < \frac{\tau_а^{кр}}{\tau_а^{вр}}$ . Эти оценки объясняют

факт замедления дрейфа геомагнитного поля по мере взаимного расхождения осей ядра и мантии при сближении оси  $\vec{\omega}_м$  с осью  $\vec{\omega}_а$ . В итоге несоосное вращение оболочек планеты и структура генерируемых ими полей подстраиваются (взаимно) в кратных диапазонах спектра:  $\tau \sim 10^{-1} - 10^3$  г.

Магнитоэнергетическая энергия гармоник поля  $n$  вычислена в виде [1]:

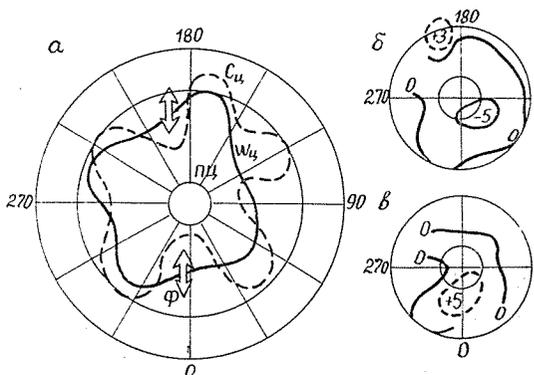
$$W_n = \frac{R_з^3}{2\mu} \frac{(n+1)}{(2n+1)} \left(\frac{R_з}{R_я}\right)^{2n+1} \sum_{m=0}^{n=12} (g_n^{m^2} + h_n^{m^2}),$$

где  $R_{з,я}$  — радиусы.

Циркуляция атмосферы представлена индексами барических полей:  $\frac{\alpha^N}{\omega}$ ,  $A_k^m B_k^m$  [6]. Обнаружено, что циклы энергообмена

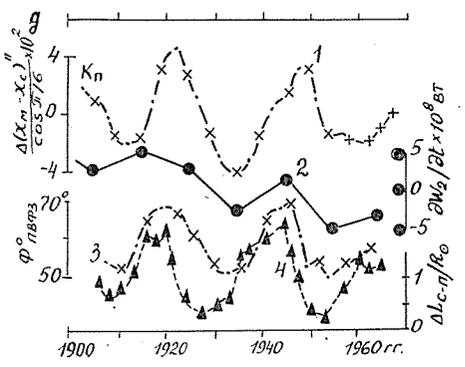
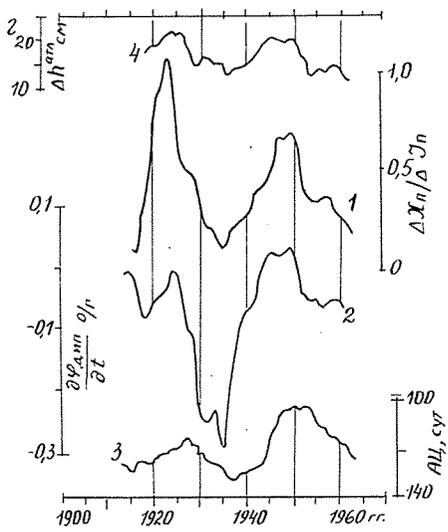
между дипольным и недипольными полями согласованы с циклами скорости дрейфа мультиполей (рис. 5). Низкоширотный максимум скорости западного дрейфа поля в ядре периодически изменяется по амплитуде и смещается от экватора в одно из полушарий ядра при согласованных противофазных колебаниях энергии и скорости дрейфа мультиполей и противофазных угловых

Рис. 6. Схема движения околополюсных ложбин и планетарных высотных фронтов давления и аномалий температуры воздуха (а, б, в), колебания компонент скорости вращения мантии и ядра (г—1, 2) и ход повторяемости блокирующих антициклонов и уровенной поверхности вод в Атлантике (г—3, 4) в циклах отклонений центра Солнца от барицентра планетной системы (д—4).



ускорениях и наклонах осей дрейфового вращения «замагниченного слоя ядра» и нижних слоев атмосферы относительно мантии (встречное вращение слоев к западу и востоку, см. рис. 1).

Динамопроцесс протекает в форме несбалансированного колебательного энергообмена между крупными малоподвижными дипольными и более мелкими квадрупольными и неквадрупольными вихревыми токовыми системами в ядре [1, 7], дрейф которых ускоряется в противофазе с мощностью роста-распада (рис. 3 и 6). Встречный энергообмен и дрейф этих мультиполей эпизодически перестраивается от прямого к обратному—по типу перестройки режимов «нормальной» и «отрицательной» вязкости или упорядоченной и неупорядоченной циркуляции в турбулизованном потоке ядра (события 1750—1800 или 1920—1935 гг. для  $W_{1,2,n}$  на рис. 5, 8).



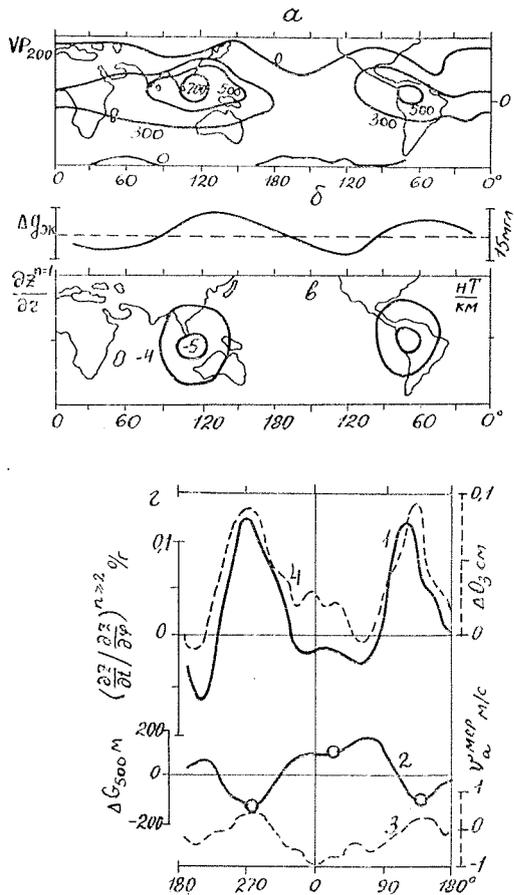


Рис. 7. Совмещение фокусов потенциала скоростей ветра, полюсов геомагнитного диполя и аномалий силы тяжести на экваторе (а, б, в) и долготное распределение меридиональных скоростей дрейфа в ядре и аномалий ветра, давления и содержания озона в особой зоне атмосферы (з).

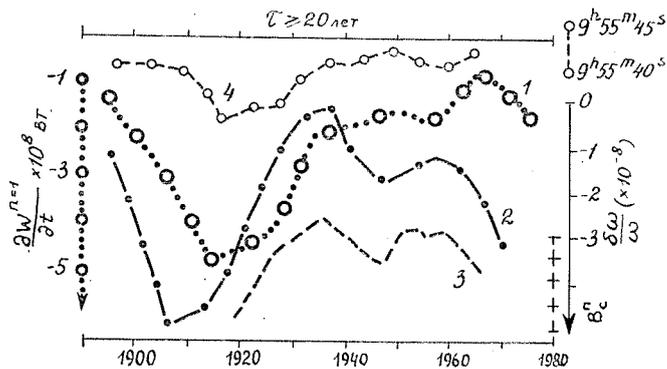


Рис. 8. Колебания мощности распада геомагнитного экваториального диполя  $(1 - \frac{\partial W^1}{\partial t})$ , скоростей вращения Земли и Юпитера  $(2 - \frac{\delta \omega}{\omega})$ , 4 —  $\tau_{ЮП}$  и ход интенсивности общего магнитного поля (3).

В итоге мощности встречного роста и распада и скорости дрейфа низших и высших гармоник полей  $n$  испытывают противофазные многолетние колебания, согласованные как с изменчивостью в межполушарной асимметрии и экваториальной структуре градиентов полей в системах динамо и климата, так и с неравномерностью и неаксиальностью вращения слоев ядра, мантии и атмосферы в циклах асимметрии солнечной и геомагнитной активности (см. ход  $W_n$ ,  $V_n^d$ ),  $\alpha_{sv}$  и др. на рис. 3—5). Это подчеркивает незамкнутость динамо и возможность «подпитки динамо энергией извне» [3], например, за счет притока углового момента к ядру извне. Однако энергообмен и дрейф отдельных мод поля по-разному связаны с вариациями вращения. Слои охвачены общим и местными движениями и энергообменом в соответствии с поведением источников в разных объемах ядра: дрейф и энергетика этих мод поля по-разному связаны с вариациями вращения [5, 7, 12].

Наиболее быстрый западный дрейф поля отмечен вблизи экватора и на «стыках соседства мировых аномалий», а наиболее асимметричный быстрый дрейф связан с изменениями квадруполья, коррелирующими с блужданием земной оси и смещениями фронтальных зон и антициклонов в атмосфере и уровнями в океанах (см. рис. 2, 5 и 6). Наиболее медленный дрейф отмечен у полюсов Земли и особенностей неквадрупольного поля и экваториального диполя [1, 2, 4, 7]. Эти же районы отмечены особенностями полей климата [9].

Неаксиальность и межполушарная асимметрия дрейфа мультиполей в ядре малы, но существенны для эволюции динамо (малы «углы дрейфа» —  $\Delta R_d < 15^\circ$  и соотношения скоростей дрейфа между полушариями —  $V_d^S / V_d^N \leq 0,8$  и вкладов широтного и долготного дрейфов в вековой ход поля —  $20 \frac{nT}{r} / 60 \frac{nT}{r}$ ; см. рис. 2).

Периодические смещения низкоширотных максимумов на профилях широтного хода зональных скоростей дрейфа от экватора в более высокие широты по мере наклона «оси дрейфа» (или «плоскости дрейфового вращения ядра») соответствуют прекращению распада поля эксцентричного диполя, противофазным ускорениям дрейфа диполя и квадруполья, усилению низкоширотных фокусов  $H$ -компоненты поля, а также учащению мощных тропических циклонов и подъему уровня вод в Атлантике по сравнению с тихоокеанским сектором в XX в. (см. рис. 3 и 6). Характер изменений 1-й и 2-й гармоник в составе поля эксцентричного диполя и вид их связи с динамикой полей климата, уровней океанов и компонент скорости вращения оболочек Земли различен [6, 7, 10] (см. рис. 5, 6, 8).

Квадрупольное поле, обладающее наивысшей асимметрией градиентов, скоростью дрейфа и мощностью роста-распада, вносит наибольший вклад в изменчивую межполушарную асимметрию активности фокусов геомагнитного поля. Вероятно, это определяет

его связи с нутацией осей оболочек и асимметрией систем динамо и климата [2, 7, 10]. По-видимому, широтная симметрия градиентов и заторможенность дрейфа в секториальных гармониках не квадрупольного поля и экваториального диполя в ядре и в зональных полях климата обусловлены «прилипанием» мало подвижных токовых и циркуляционных систем в пограничном слое ядра и приземном слое атмосферы. Они объяснимы инерцией осесимметричных составляющих вращения недр ядра и толщи атмосферы [7, 9]. Профили широтного хода скоростей дрейфа в геомагнитном и метеорологических полях деформируются по мере наклонов мгновенных осей дрейфового вращения этих полей и возбуждения различных типов гидромагнитных и планетарных термобарических волн в полушариях ядра и атмосферы [6, 7, 10]. Эпюры скоростей дрейфа и контрольные изоградиенты поля напоминают известные эпюры скоростей двумерного дифференциального вращения и волнового движения жидкостей типа ядра и атмосферы внутри и вне вращающейся прецессирующей полости типа мантии [10] (см. рис. 1). Обширные районы широтноспадающего западного дрейфа поля чередуются с районами остановки дрейфа и поворотами дрейфа на восточный (см. рис. 2). Более высокая подвижность северных полюсов в градиентном поле диполя ( $n = 1 + 2$ ) в ядре и полюсов циркуляции в атмосфере по сравнению с южными полюсами обусловлена изменчивыми смещениями «центров вращения» токовых и циркуляционных систем в одно из полушарий планеты. Эти «отклонения центров» коррелируют с подвижками и ростом-распадом мультиполей в ядре и изменениями асимметрии полей тепло- и массопереноса и уровня вод в подсистеме «океан—атмосфера» (см. рис. 3—6). При этом местоположение и интенсивность «мировых центров» и «полюсов вращения» геомагнитного и термобарических полей однотипно меняются во времени, но не одинаково в обоих полушариях оболочек, ввиду различия в сходных условиях формирования полей планеты. Обнаружено [6, 7, 9], что временной и широтный или долготный ход скоростей геомагнитного дрейфа и тепло- и массопереноса или относительного вращения оболочек планеты и ход параметров солнечной и геомагнитной активности коррелируют с временным и широтным ходом аномалий в прямой солнечной радиации, замутненности и циркуляции в атмосфере и ходом уровня в океанах и узких диапазонах спектра [10] (рис. 3—7).

Как видно из рис. 1 и 3, периодическое увеличение «угла дрейфа» между осями вращения ядра и мантии ( $-\Delta R_d > 5$ ) сопровождается торможением «проскальзывания замагниченного слоя ядра» по кромке мантии (к западу) и одновременным совмещением осей и ускорением «прокручивания слоев атмосферы» относительно Земли (к востоку) в экстремумах циклов угловой скорости вращения и межполушарной асимметрии пятнообразования на Солнце, отмеченных усилением сейсмической и циклонической активности. Векторы угловой скорости оболочек в гиросистеме

$\omega_{a, m, \text{я}}$  на рис. 1) изменяются по величине и направлению в соответствии с фазами изменений в градиентах геомагнитных, метеорологических, солнечных и межпланетных полей (см. рис. 4). Многолетние трассы полюсов циркуляции в ядре и атмосфере (вычисленные методом корреляции наземных полей, рис. 3а, б) «петляют» вокруг полюса вращения Земли в фазе с колебаниями угловых скоростей относительного вращения ее оболочек в 5—6; 11 и 22—24-летних и вековых циклах межполушарной асимметрии солнечной и геомагнитной активности или земной нутации. При этом годы переполюсовок общего магнитного поля Солнца и экстремумов лучевой скорости вращения Солнца отмечены экстремумами в межполушарной асимметрии и низкоширотной структуре градиентов магнитных и синоптических полей на Земле и Юпитере (или «пиками» неравномерности и неаксиальности во вращении их оболочек).

На рис. 3в, 4б, 6г, д вековые, 22—24 и 10—5-летние колебания в мощности роста и скорости дрейфа асимметричного квадрупольного подобны колебаниям в параметрах блуждания полюсов вращения мантии и ядра, смещениях планетарных фронтальных термобарических фронтов и уровней океанов при чередовании меридиональных и зональных форм циркуляции и знакопеременных аномалий климата ( $W_{\text{ц}}$ ,  $C_{\text{ц}}$ ,  $\Delta T^{\circ}$ ). Два режима синфазных изменений в дрейфе и энергообмене асимметричного геомагнитного квадрупольного и блуждания земной оси соответствуют двум режимам генерации крупномасштабных возмущений в структуре зонального переноса, в движении планетарных волн и фронтов, в повторяемости блокирующих антициклонов и меридиональных форм циркуляции атмосферы или деформации уровней океанов в естественно-синоптических секторах земного шара. Эта цикличность свойственна многолетним термобарическим и деформационным «волнам нутационного статического прилива», противофазным между горловинами атлантического и тихоокеанского секторов Земли в 22—24-летних циклах магнитного поля Солнца и нутации Земли (см. рис. 6). Угловая скорость западного вращения картины магнитного поля в ядре меняется в противофазе с углом наклона оси дрейфа поля в ядре, но в фазе со смещением полюса циркуляции и ее интенсификацией в атмосфере вокруг земной оси в этих же циклах (см. рис. 3 и 4).

Трасса полюса циркуляции атмосферы выписывает на земной поверхности «петли Лиссажу» в кратных 5—6 или 11 и 22-летних циклах солнечной и геомагнитной активности, проявляемых в повторяемости форм циркуляции из аномальности климата и солнечно-радиационного баланса «атмосфера — Земля». Северо-южная асимметрия в полях солнечной и геомагнитной активности ( $\alpha_s$  и  $\alpha_d$  на рис. 4) периодически возрастает до максимума, а скорости вращения атмосферных образований на Земле и Солнце увеличиваются именно в эпохи спадов активности полей пятен Солнца и поля кольцевого тока Земли над экваторами этих тел, отме-

ченные крайними смещениями полюса циркуляции и ускорениями циркуляционного вращения в атмосфере ( $W_c$ ,  $\Delta TЦ$ ,  $\frac{\alpha}{\omega}$ ,  $D_{st}$ ). Кру-

тильно-нутационные колебания оболочек проявляются в полях

С усилением зонального переноса (рост индексов  $a/\omega$  или  $T_{\text{полюс}}^0 - T_{\text{тропик}}^0$ ) высотные гребни планетарных волн оттесняются к полюсу, наряду со смещением низкоширотного антициклона: это ведет к накоплению воздуха и росту давления у полюса и снижению давления в тропиках. В эпохи низкого индекса циркуляции западный перенос ослабевает в умеренных широтах: длинные волны в нем сильно деформируются, образуя «автономные очаги холода», не связанные с полярным атмосферным вихрем (см. рис. 6). Этот процесс отмечен периодическим формированием мощного высотного антициклона в высоких широтах и циклона в низких, т. е. блокированием циркуляции высотными антициклонами и вторжениями арктического холода в циклах повторяемости форм циркуляции, коррелирующих с циклами магнитного поля и неаксиального вращения оболочек Земли (рис. 3в, 4). Антициклоны периодически блокируют пути миграции циклонов, отклоняя их к полюсу или экватору в циклах асимметрии солнечной и геомагнитной активности или циклах нутации осей вращения ядра, мантии и атмосферы Земли (рис. 3а, б и 6).

Многоярусная структура циркумполярных вихрей и планетарных термобарических фронтов в атмосфере не одинаково меняется по широтам и высотам в обоих полушариях [5, 6]. На высотнo-барических картах циклы индексов циркуляции проявляются в различных сжатиях и расширениях околполюсных вихрей и их деформациях гребнями планетарных волн и циклонов в  $N$  и  $S$ -полушариях. Глобальные вихри циркуляции в полушариях атмосферы и жидкого ядра периодически распадаются на отдельные «центры циркуляции» («очаги тепла и холода», «волны и вихри дрейфа» [6, 7]), развивающиеся асимметрично вокруг обоих полюсов Земли. Солнечно-циклическое повышение (понижение) и перераспределение градиентов температуры, асимметричное смещение и углубление циркумполярных вихрей при асимметричных деформациях слоев атмосферы сопровождаются «петлянием» полюсов циркуляции атмосферы относительно полюсов вращения мантии и ядра или перераспределением компонент векторов их углового момента в циклах интенсивности, полярности и асимметрии магнитных полей на Солнце и Земле. В итоге изменчивая асимметрия квадрупольных токовых и циркуляционных систем динамо и климата коррелирует со взаимной подвижностью осей и автоподстройкой скоростей вращения слоев ядра, мантии и атмосферы в солнечных, геомагнитных и ротационных циклах (см. рис. 3—6). Если в гладком  $S$ -полушарии солнечно-циклический спад индекса циркуляции обусловлен синхронным уменьшением скорости западного переноса, то в  $N$ -полушарии — смещением центра и расширением циркумполярного вихря и продвижением хо-

лодных ложбин волн давления в умеренные широты ( $\frac{\alpha}{\omega} \rightarrow 0$  при  $\Phi_{\text{пвфз}}^0 < 60^\circ$  ш.). В узких подвижных планетарных высотных фронтальных зонах давления — ПВФЗ или «зонах сильной бароклинности» меридиональные градиенты термобарических полей резче, а связи с солнечной и геомагнитной активностью четче и др.

Форма широтных профилей и амплитуда скоростей геомагнитного дрейфа и тепло- и массопереноса в оболочках синфазно изменяются в пространстве и времени в зависимости от наклона осей вращения и темпа проскальзывания «замагниченного слоя ядра», мантии и атмосферы и возбуждения планетарных волн типа «статического прилива» в полушариях подвижных оболочек на разных фазах их эволюции в Солнечной системе. Синфазное возрастание средних скоростей для западного дрейфа поля ядра и восточного вращения слоев мантии, коры и атмосферы к 1750—1800 или 1920—1935 гг. соответствуют взаимному сближению осей вращения ядра и мантии, расхождению осей вращения мантии и атмосферы, прекращению поднятия «магнитного центра Земли» и опускания уровня океанов (условие баланса моментов [7]). Это отмечено переворотами фаз в ускорениях дрейфа и энергообмене диполя и квадруполья и переломами в аномалиях тепло- и влагообмена, климата и баланса солнечной радиации в гиросистеме (см. рис. 3—6) после 1800 и 1930—1935 гг.

В указанные годы тенденции в градиентах геомагнитного и гидрометеорологических полей и в скоростях несоосного вращения трех оболочек и подъемах уровня океанов и «магнитного центра Земли» меняются на обратные по причине вероятного импульсного возмущения в спин-орбитальном перераспределении углового момента между оболочками Земли, Солнца и планет [14]. Согласованное сближение осей ядра и мантии, спад энергии и ускорение дрейфа квадруполья и сглаживание межполушарной асимметрии дрейфа поля в ядре между 1500 и 1800 гг. (или к 1930—1935 гг.: см. рис. 5 и 6) сопровождается похолоданием климата в Европе и ускорением во вращении Земли. При этом условия солнечно-планетарного взаимодействия не остаются постоянными на полугодовых участках орбиты планеты во времени: соотношение геофизических параметров между полугодиями (или I-м и II-м равноденствиями: см.  $Y_a^I/Y_a^{II} \neq 1$  на рис. 3) меняется с многолетней цикличностью.

Выявлена антикорреляция между вековыми амплитудными отклонениями центра Солнца от барицентра планет и синфазными смещениями «магнитного центра» и мгновенного полюса вращения Земли и колебаниями климата ( $\frac{\Delta L^{c-p}}{R_\odot}$ ,  $\Delta X_{\text{п}}$ ; рис. 6). Колебания баланса энергообмена и дрейфа низших и высших, асимметричных четных и симметричных нечетных или секториальных гармоник поля и их избирательная корреляция с нутационными

и крутильными возмущениями во вращении оболочек и климате Земли, вероятно, отражают противоборство встречных тенденций в полушариях жидкого ядра, атмосферы и магнитосферы: попеременное стремление потоков к асимметрии динамо и симметрии быстрого вращения (по теоремам Каулинга и Тэйлора [7]). Взаимодействие зональных и меридиональных потоков и вихрей отмечено колебаниями интенсивности и повторяемости форм циркуляции и дрейфа полей в атмосфере и жидком ядре. Развитие длинных волн и вихрей, как крупных неустойчивостей зональных потоков вращения в атмосфере и ядре ( $n, m < 5$ ), играет двойную роль, чередуя процессы поддержания зональных потоков за счет «эффекта отрицательной вязкости» и диссипации энергии этих потоков за счет генерации вихрей в системах динамо и климата. Примечательна связь между симметричными и асимметричными составляющими обоих полей, а также связь между колебаниями в широтном простирании глобальных фронтов в градиентах геомагнитного и метеорологических полей.

Оценим энергетику гиросистемы. Океан активен в тепловом отношении (теплозапас), а атмосфера — в динамическом (перенос момента импульса [10, 11]), т. к. энергия ветров больше энергии течений ( $W_{\text{ат}} \approx 10^{21} > W_{\text{ок}} \approx 10^{18}$  Дж), а также больше энергии дифференциального вращения и осцилляций слоев в ядре ( $W_{\text{диф}}^{\text{я}} \approx 10^{20} > W_{\text{осц}}^{\text{я}} \approx 10^{11}$  Дж [7, 9] — при величинах энергии и углового момента вращения и мощности вариаций вращения Земли:  $W_{\text{вр}}^{\text{М}} \approx 10^{29}$  Дж;  $M_{\text{вр}}^{\text{М}} \approx 10^{34}$  Нм;  $\delta W_{\text{вр}}^{\text{М}} \approx 10^{12} - 10^{13}$  Вт [3, 5, 6]).

Энергия и мощность вариаций внешних гелиогеомагнитных полей и потоков авроральных частиц ( $W_{\text{внеш}} < 10^{18}$  Дж;  $\delta W_{\text{внеш}} \leq 10^8 - 10^9$  Вт) и космических лучей ( $\delta W_{\text{кл}} \leq 10^6$  Вт) на два — три порядка ниже требуемых для объяснения атмосферно-циркуляционных и ротационных возмущений в солнечных циклах или вариаций вращения Земли, коррелирующих с солнечной и геомагнитной активностью. Их «посредником» могут служить эффекты климата (см. рис. 3).

**Выводы.** 1. Методом кросс-спектрального анализа выявлены однотипные особенности градиентов в главном и внешних геомагнитных, метеорологических и солнечных полях: найдена взаимосвязь между полимасштабными процессами динамо и климата, дифференциальным несоосным вращением и нутационными статическими приливами в оболочках планеты. Построена единая физико-статическая модель двумерных дрейфовых и амплитудных изменений в градиентах геомагнитного, климатических и солнечных полей, отражающая зависимость между вековыми индукционными, циркуляционными и ротационными процессами и несоосным вращением слоев в жидких и газообразных оболочках Земли, Солнца и Юпитера. Гиromodelь объясняет природу связи

изменчивой асимметрии и энергетики полей и режимов динамо и климата с компонентами скоростей несоосного вращения ядра, мантии и атмо- и гидросферы.

2. В первом приближении ядро, мантия (кора), океан, атмосфера образуют самоподстраиваемую гиросистему из оболочек, прокручиваемых несоосно к западу и востоку (см. рис. 1). Вращение оболочек дифференцировано по широте и радиусу; оно поразному искажено в *N* и *S*-полушариях «волнами» и «вихрями дрейфа» (изнутри и извне — крутильно-нутационными колебаниями субъядра, ядра и мантии и притоками углового момента из недр, атмогидросферы и Солнечной системы в циклах солнечно-планетного взаимодействия). Это проявляется в эффектах межполушарной асимметрии полей, генерируемых в оболочках.

3. В диапазонах векового хода ( $\tau > 3$  г.,  $L > 10$  м) выявлены пространственные и временные связи между широтными профилями, межполушарной асимметрией и местной структурой градиентов и скоростями дрейфа и энергообмена мультиполей в магнитных и климатических полях и параметрами несоосного вращения и взаимодействия оболочек планеты в солнечных циклах.

Оболочки планеты испытывают антифазные колебания в угловых скоростях и наклонах осей своего дрейфового вращения и в параметрах энергообмена и дрейфа мультиполей или межполушарной асимметрии и экваториальной изменчивости градиентов в магнитных и климатических полях с кратными периодами  $\tau \sim 3$  и 6, 11—12 и 22—24, 33—44, 66, 88 и  $10^2$  лет (циклы асимметрии пятен Солнца).

4. Картина скоростей дрейфа и роста-распада особенностей магнитных и синоптических полей нестационарна, неоднородна и асимметрична по полушариям и различна для разных групп мультиполей, не одинаково связанных с вращением и нутацией гиросистемы. Наиболее быстрый дрейф поля отмечен на стыках мировых аномалий и вблизи экватора и полюсов квадруполя. Квадруполь обладает наиболее асимметричным дрейфом, тесно коррелирующим с покачиванием мантии на земной оси и движением циклонов, антициклонов и планетарных фронтов в атмогидросфере. Широтно-спадающие профили скоростей геомагнитного дрейфа и тепло-, массопереноса, одинаково искажаемые планетарными волнами в *N* и *S*-полушариях, синфазно меняются по форме в циклах наклона осей и ускорения дифференциального вращения ядра и атмогидросферы в 22—24-летних циклах. При этом полюсы циркуляции ядра и атмосферы выписывают на земной поверхности «петли Лиссажу».

5. Изменения дрейфа, роста-распада и асимметрии токовых и циркуляционных систем сбалансированы. Нарушения встречного энергообмена между низшими и высшими или четными и нечетными мультиполями и дефицит энергии солнечно-магнитосферных взаимодействий в циклах вариаций климата, уровня океанов и вращения слоев ядра и атмосферы указывают на незамкнутость и стабилизирующую роль асимметрии систем динамо и климата,

а также — их взаимосвязь через обмен угловым моментом. Взаимосвязь между северо-южной и восточно-западной асимметрией и низкоширотной структурой градиентов в магнитных, климатических и солнечных полях над полушариями и экватором и подвижками «центров» и «полюсов» циркуляции в генерирующих оболочках обусловлена асимметричными деформациями оболочек и отклонениями их центров симметрии от центров масс и барицентра тел в процессе вращения.

6. Условия солнечно-планетного взаимодействия и параметры дифференциального вращения оболочек изменяются на полугодовых участках орбиты планеты и фазах циклов вращения Солнца в процессе обмена угловым моментом.

Экстремумы межгодового хода в амплитудах и скоростях прокручивания слоев и смещениях центров оболочек Солнца, Юпитера и Земли от барицентра отмечены перестройками в режимах дрейфа полей, динамо, климата и вращения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Плахотнюк В. Н. Эволюция геомагнитного поля//Динамика космической плазмы. — М.: ИЗМИРАН. 1976. — С. 212—235.
2. Плахотнюк В. Н. Тез. докл. I съезда «Главное геомагнитное поле и проблема палеомагнетизма». — М.: ИЗМИРАН. 1976. — Ч. 1. — С. 119—121.
3. Плахотнюк В. Н., Мансуров С. М. Тр. I симпози. КАПГ по солнечно-земной физике (Тбилиси, 1976). — М.: ИЗМИРАН. 1976. — Ч. 1. — С. 35—37.
4. Плахотнюк В. Н. Докл. IV конф. мол. уч. ин-та прикл. геофиз. — М.: Госкомгидромет СССР, — 1977. — С. 9—16.
5. Плахотнюк В. Н. Космические лучи. — М.: Сов. радио. 1980. № 21. — С. 75—84.
6. Плахотнюк В. Н. Физические основы изменений современного климата//Тр. симпози. по климату, МФГО. 1979. — М.: Внешторгиздат. — 1980. — 29 с.
7. Плахотнюк В. Н. Вопросы физики атмосферы и радиационной космофизики//Тр. ИПГ. Вып. 50. — М.: Гидрометеоздат. 1981. — С. 41—56.
8. Плахотнюк В. Н., Рождественский Д. Б. Докл. всесоюзн. совещ. по проблеме «Солнце—климат—человек». — М.: ИЗМИРАН. 1981. — 11 с.
9. Плахотнюк В. Н. Особенности ритмики солнечных, геомагнитных и атмосферных явлений и их связь с вращением Земли//Магнитосферные исследования. — М.: ВИНТИ. 1983. № 2. — С. 93—102.
10. Плахотнюк В. Н. Особенности дрейфовых изменений геомагнитного поля в связи с несоосным вращением гироскопической системы оболочек Земли//Автореф. канд. дис. — М.: ИЗМИРАН. 1987. — 24 с.
11. Федоров Е. П. Движение полюсов и неравномерность вращения Земли//Итоги науки и техники. Астрономия. — М.: ВИНТИ. 1976. — Т. 12. — 120 с.
12. Plachotnjuk W. N. Relationship between Variations of Geomagnetic field. Earth's Rotation and I M Environment//Proc. IAGA/IAMAP. — J. Assembly. Seattle (USA), 1977, JCS145.
13. Plachotnjuk W. N. Abstracts of IUGG//Assembly (Canberra, VIII — 1979), IAGA, Bulletin N 43. — Paris, 1983. — 338 p.