

Российская академия наук (РАН)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
НАУКИ ИНСТИТУТ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ МАТЕМАТИКИ  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

(ИВМ РАН)

УДК 551.46

№ государственной регистрации 01201062799

от 15.10.2010

Инв.№ 5

УТВЕРЖДАЮ

Директор ИВМ РАН

д.ф.-м. н, чл.-корр. РАН

\_\_\_\_\_ Е.Е. Тыртышников

«\_\_\_» \_\_\_\_\_ г.

ОТЧЕТ

О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

В рамках федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы

по Государственному контракту от 20 сентября 2010 г. № 14.740.11.0408

Шифр заявки «2010-1.1-220-142-034»

по теме:

ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ ТЕРМОХАЛИННОГО СОСТОЯНИЯ И  
ЦИРКУЛЯЦИИ МИРОВОГО ОКЕАНА В ПЕРИОД 1958-2010 ГГ. С  
ПОМОЩЬЮ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ С  
РЕАЛЬНЫМ АТМОСФЕРНЫМ ВОЗДЕЙСТВИЕМ

Наименование этапа: «Обобщение и оценка результатов исследований»  
(заключительный, этап № 5)

Руководитель НИР, д.ф.-м.н, доцент

\_\_\_\_\_ Н.А. Дианский

подпись, дата

Москва 2012

## СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель НИР в.н.с., д.ф.-м.н.	_____	Н.А. Дианский	(введение, разделы 1, 2, 3, 4, заключение)
В.н.с., д.ф.-м.н.	_____	В.Б. Залесный	(введение, разделы 2, 3, 4, заключение)
Г.н.с., д.ф.-м.н., профессор	_____	В.И. Агошков	(введение, раздел 2)
В.н.с., д.ф.-м.н.	_____	С.Н. Мошонкин	(разделы 1, 3, 4)
В.н.с., д.ф.-м.н.	_____	Е.М. Володин	(разделы 1, 3, 4)
В.н.с., д.ф.-м.н.	_____	Н.Г. Яковлев	(разделы 3, 4)
С.н.с., к.ф.-м.н.	_____	А.С. Грицун	(разделы 1, 3)
Н.с., к.ф.-м.н.	_____	А.В. Гусев	(разделы 1, 2, 3, 4)
Н.с., к.ф.-м.н.	_____	И.В. Капырин	(разделы 3, 4)
Н.с., к.ф.-м.н.	_____	А.А. Данилов	(разделы 3, 4)
Н.с., к.ф.-м.н.	_____	Д.В. Степанов	(разделы 3, 4)
Н.с., к.ф.-м.н.	_____	Д.В. Кулямин	(разделы 3, 4)
Аспирант	_____	Н.Б. Захарова	(раздел 2,)
Аспирант	_____	А.О.Заячковский	(раздел 2)
Аспирант	_____	М.А. Никитин	(разделы 1, 4)
Аспирант	_____	Ю.В.Богданов	(раздел 2)
Студент	_____	В.В. Фомин	(разделы 1, 3, 4)
Студент	_____	М.Н. Кузнецова	(разделы 3, 4)
Студент	_____	О.А. Бондарева	(разделы 3, 4)
Студент	_____	А.Ю. Иванова	(разделы 3, 4)
Студент	_____	С.Ю. Чернобай	(разделы 3, 4)
Студент	_____	С.В. Гиниатулин	(разделы 2)
Нормоконтролер	_____	А.В. Гусев	

## РЕФЕРАТ

Отчёт 122 с., 34 рис., 14 табл., 52 источника.

ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ОКЕАНА, ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ, БАЗЫ ДАННЫХ, ФИЗИКА МОРСКИХ ЛЬДОВ, ОБРАБОТКА ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ, ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

*Объект исследований* – циркуляция Мирового океана.

*Цели работы.* Оценка изменений термохалинного состояния и циркуляции Мирового океана в период 1958-2010 гг. с помощью гидродинамического моделирования с реальным атмосферным воздействием. Анализ изменений основных характеристик состояния Мирового океана. Определение ключевых изменений состояния Мирового океана для оценки прогноза поведения климата Земли.

*Методы, использованные при выполнении этапа работ.* На данном этапе работ по НИР применялись оригинальные методы численного моделирования, основанного, в том числе, на методах расщепления, анализ научно-технической литературы, нормативно-технической документации и других материалов, из отечественных и зарубежных открытых источников, обработка результатов расчетов и анализ данных наблюдений.

*Инструментарий, использованный при выполнении этапа.* Публикации, интернет, персональные компьютеры, вычислительные кластеры, базы данных.

*Результаты, полученные при выполнении этапа работ.*

- За отчетный период была подготовлена для расчета за период с 1948 по 2007 гг. реального атмосферного воздействия в модели океана обновленная база метеоданных CORE-II.
- Выполнены расчеты и комплексный анализ качества воспроизведения климатологии глобальной циркуляции океана за период 1948-2007 гг. Показано, что качество воспроизведения климата циркуляции Мирового океана за 1948-2007 гг. с помощью модели ИВМ РАН соответствует наблюдениям и расчетам по другим климатическим моделям общей циркуляции океана из международного проекта CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments), в котором участвует и модель ИВМ РАН.
- Проведено исследование климатической изменчивости циркуляции Мирового океана, которое позволило оценить изменение ее основных характеристик, произошедшие за последние 60 лет. Так расчеты показывают существенное уменьшение в последние десятилетия площади морского льда в арктическом бассейне, что соответствует данным наблюдений.

- Выявлено заметное падение 1990-х гг. интенсивности Атлантической термохалинной циркуляции (АТХЦ), которое проявляется также и для эволюции меридионального переноса тепла (МПТ) в океане. Это определяет океанический компенсационный механизм современного потепления климата, главным компонентом которого служит термохалинная циркуляция Мирового океана. Это может привести в ближайшие годы к уменьшению скорости потепления климата Земли.
- Разработано учебно-методическое пособие по курсу «Динамика океана».

Основная *новизна* выполненных работ заключается в том, что для расчетов, проводимых на 5 этапе НИР, используется сигма-модель общей циркуляции океана ИВМ РАН. Она является единственной в мире сигма–координатной моделью, способной адекватно воспроизводить циркуляцию Мирового океана при расчетах на большие времена. Этого удалось достичь за счет разработки и внедрения новых, в том числе впервые реализованных в сигма-модели, физических параметризаций, выполненных на основе современных численных методов.

*Основные конструктивные, технологические и технико-эксплуатационные характеристики.* Основным инструментом исследования НИР является оригинальный программный комплекс для проведения и анализа расчетов сигма-модели общей циркуляции океана Института вычислительной математики (ИВМ) РАН, получившей в международной практике название INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model). INMOM может применяться для расчетных областей сложных конфигураций, используя различные криволинейные ортогональные системы координат и конечноразностные аппроксимации на неравномерных сетках. Основная особенность используемой модели общей циркуляции океана состоит в том, что ее методологической основой является применение метода многокомпонентного расщепления. Этим наша модель отличается от всех других, известных из отечественных и зарубежных научных публикаций. Метод расщепления позволяет применять модульный принцип ее построения, когда исходная физическая модель представляется в виде набора подсистем с операторами более простой структуры, которые можно решать с помощью эффективных неявных численных методов. Таким образом, наша модель состоит из отдельных модулей, которые описывают систему физических подзадач составляющих полную постановку задачи решения общей циркуляции океана.

*Степень внедрения.* Модель общей циркуляции океана INMOM, используемая в настоящей НИР, как пока единственная от России, принимает участие в международном проекте CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments). Участие модели INMOM в этой международной программе по интеркалибрации моделей Мирового океана, показало,

что она вполне соответствует передовому международному уровню, не уступая по качеству воспроизведения характеристик общей циркуляции Мирового океана лучшим зарубежным аналогам.

Используемая в настоящей НИР модель глобального океана INMOM применяется в качестве океанического компонента модели климата Земли в ИВМ РАН. Последняя является единственным представителем от России в международной программе МГЭИК (Международная группа экспертов по изменению климата). INMOM используется также в Гидрометцентре РФ и в Государственном океанографическом институте (ГОИН) для решения ряда научных и практических задач, связанных с расчетом циркуляции как всего Мирового океана, так и его отдельных акваторий.

Главным результатом НИР является то, что с помощью разработанного комплекса программ проведены расчеты и комплексный анализ качества воспроизведения климатологии глобальной циркуляции океана за период 1948-2007 гг. атмосферного воздействия на основе данных CORE. При этом были также рассчитаны характеристические функции циркуляции – меридиональный перенос тепла и пресной воды, меридиональной функция тока термохалинной циркуляции, причем как для всего Мирового океана, так и для Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Сделано сравнение результатов численных расчетов с данными наблюдений и аналогичными зарубежными расчетами, которое показало адекватность разработанной модели.

Результаты проведенных работ могут быть использованы в области геофизической гидродинамики, вычислительной математики и информатики при изучении уровня современных исследований междисциплинарных проблем, связанных с численным моделированием процессов динамики Мирового океана; при выполнении численных расчетов и их анализа метеоданных на поверхности океана, а так же натуральных измерений, поступающих с активно развиваемых наблюдательных систем – спутниковых и плавающих буев АРГО. Их можно также использовать для интеркалибрации моделей Мирового океана, как это было сделано в проекте CORE и делается в проекте CORE-II, в котором участвует и представленная в НИР модель общей циркуляции океана.

Обзор используемых в мировой практике методов и алгоритмов решения задач геофизической гидродинамики, а также разработка общей методологии решения поставленных в НИР проблем, основанной на методах многокомпонентного расщепления уравнений включается в образовательный процесс. В частности, проводятся учебные семинары для студентов кафедры математического моделирования физических процессов МФТИ.

Привлечение к работам по НИР студентов базовых кафедр Института вычислительной математики РАН: математического моделирования физических процессов МФТИ и кафедры вычислительных технологий и моделирования МГУ показывает повышение интереса студентов к тематике проекта.

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	9
1 Обобщение результатов предыдущих этапов работ. Оценка полноты решения задач и эффективности полученных результатов.....	14
1.1 Основные особенности модели общей циркуляции океана.....	15
1.1.1 Сеточная область модели с исключением вычислительных полюсов из расчетной области.....	16
1.1.2 Интерполяция данных из географической в модельную систему горизонтальных координат.....	18
1.1.3 Численная реализация $\sigma$ -модели океана ИВМ РАН.....	21
1.1.4 Модульный принцип построения модели.....	22
1.1.5 Основные характеристики вычислительного кластера ИВМ РАН.....	23
1.2 Подготовка модели общей циркуляции океана к расчетам по реальному атмосферному воздействию 1948-2007 гг.....	25
1.2.1 Рельеф дна и маска области.....	25
1.2.2 Начальные условия.....	28
1.2.3 Интерполяция трехмерных полей на стандартных океанографических горизонтах в $\sigma$ -систему координат.....	29
1.3 Расчет атмосферного воздействия для модели общей циркуляции океана по данным CORE-II.....	35
1.3.1 . Массив атмосферных данных CORE-II.....	35
1.3.2 Расчет граничных условий на поверхности океана.....	40
1.4 Значения коэффициентов физических параметризаций модели.....	43
1.5 Условия проведения экспериментов.....	43
1.6 Расчет характеристических функций циркуляции – меридиональных переносов тепла и пресной воды, меридиональной функция тока термохалинной циркуляции – как для всего Мирового океана, так и для Атлантического, Тихого и Индийского океанов.....	45
1.6.1 Воспроизведение крупномасштабной циркуляции Мирового океана за период 1948-2007 гг.....	46
1.6.2 Расчет меридиональных характеристических функций термохалинной циркуляции.....	50
1.6.3 Воспроизведение экваториальной динамики.....	55
1.7 Анализ изменений основных характеристик состояния Мирового океана, включая уровень океана и морской лед, сравнение результатов численных расчетов с данными наблюдений.....	58
1.7.1 Изменчивость ледового покрова и уровня.....	58
1.7.2 Изменчивость расходов воды в важных проливах Мирового океана.....	60
1.7.3 Воспроизведение циркуляции и морского льда в Северном ледовитом океане.....	64
1.7.4 Воспроизведение характеристик приповерхностной циркуляции в Арктике.....	68
2 Проведение дополнительных исследований. Оценка возможности создания конкурентоспособной продукции и услуг.....	70
2.1 Влияние Мирового океана на изменения и изменчивость климата Земли и особая роль Атлантики в этом процессе.....	70
2.2 Оценка возможности создания конкурентоспособной продукции по теме НИР и разработка рекомендаций по использованию полученных результатов.....	75
3 Создание учебно-методического пособия.....	78
3.1 Динамика океана.....	78
3.1.1 Структура и содержание дисциплины.....	78
3.1.2 Оценочные средства для текущего контроля успеваемости, промежуточной аттестации по итогам освоения дисциплины и учебно-методическое обеспечение самостоятельной работы студентов.....	80
3.2 Вычислительные методы математической физики.....	84
3.2.1 Содержание дисциплины.....	84

3.2.2	Оценочные средства для текущего контроля успеваемости, промежуточной аттестации по итогам освоения дисциплины и учебно-методическое обеспечение самостоятельной работы студентов.....	86
3.3	Сопряженные уравнения и методы оптимального управления .....	88
3.3.1	Содержание дисциплины.....	88
3.3.2	Оценочные средства для текущего контроля успеваемости, промежуточной аттестации по итогам освоения дисциплины и учебно-методическое обеспечение самостоятельной работы студентов.....	90
4	Разработка программы внедрения результатов НИР в образовательный процесс. ....	92
4.1	Динамика океана.....	92
4.1.1	Структура преподавания дисциплины .....	92
4.1.2	Цели и задачи.....	93
4.1.3	Место дисциплины в структуре ООП МАГИСТРАТУРЫ.....	94
4.1.4	Компетенции обучающегося, формируемые в результате освоения дисциплины .....	94
4.1.5	Конкретные Знания, умения и навыки, формируемые в результате освоения дисциплины.....	95
4.1.6	Образовательные технологии.....	96
4.1.7	Материально-техническое обеспечение дисциплины .....	97
4.1.8	Наименование возможных тем курсовых работ.....	97
4.1.9	Тематика и формы индивидуальной работы.....	97
4.1.10	Тематика итоговых работ .....	97
4.1.11	Учебно-методическое и информационное обеспечение дисциплины .....	97
4.2	Вычислительные методы математической физики .....	99
4.2.1	ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ .....	99
4.2.2	Место дисциплины в структуре ООП БАКАЛАВРИАТА .....	99
4.2.3	Компетенции обучающегося, формируемые в результате освоения дисциплины ....	100
4.2.4	конкретные Знания, умения и навыки, формируемые в результате освоения дисциплины.....	101
4.2.5	Структура и содержание дисциплины.....	102
4.2.6	Материально-техническое обеспечение дисциплины .....	105
4.2.7	Наименование возможных тем курсовых работ.....	105
4.2.8	ТЕМАТИКА И ФОРМЫ ИНДИВИДУАЛЬНОЙ РАБОТЫ.....	105
4.2.9	ТЕМАТИКА ИТОГОВЫХ РАБОТ .....	105
4.2.10	Учебно-методическое и информационное обеспечение дисциплины .....	105
4.3	Сопряженные уравнения и методы оптимального управления .....	107
4.3.1	ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ .....	107
4.3.2	Место дисциплины в структуре ООП БАКАЛАВРИАТА .....	108
4.3.3	Компетенции обучающегося, формируемые в результате освоения дисциплины ....	108
4.3.4	конкретные Знания, умения и навыки, формируемые в результате освоения дисциплины.....	109
4.3.5	Структура и содержание дисциплины.....	111
4.3.6	Материально-техническое обеспечение дисциплины .....	113
4.3.7	Наименование возможных тем курсовых работ.....	113
4.3.8	ТЕМАТИКА И ФОРМЫ ИНДИВИДУАЛЬНОЙ РАБОТЫ.....	113
4.3.9	ТЕМАТИКА ИТОГОВЫХ РАБОТ .....	113
4.3.10	Учебно-методическое и информационное обеспечение дисциплины .....	113
	Заключение .....	115
	СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	119



## **ВВЕДЕНИЕ**

Основная задача НИР представляет собой оценку изменений термохалинного состояния и циркуляции Мирового океана с помощью гидродинамического моделирования. Численное моделирование позволяет получать подробное причинно-следственное и количественное описание процессов, происходящих в океане, что затруднительно сделать, опираясь только на диагностический анализ данных наблюдений. Последнее особенно актуально в местах, для которых возможности такого анализа весьма ограничены из-за недостатка наблюдений. С помощью численного моделирования можно получать количественные оценки межгодовых изменений термохалинной циркуляции в Мировом океане и отдельных его регионах. В качестве периода исследований выбран период с 1948 по 2007 годы.

Тема НИР по модельной оценке состояния циркуляции Мирового океана непосредственно совпадает с целями и задачами активно развивающегося международного проекта CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments) [1]. Модель общей циркуляции океана, используемая в настоящей НИР, как пока единственная от России, принимает участие в этом проекте. Это крайне полезное участие показало, что она вполне соответствует передовому международному уровню, не уступая по качеству воспроизведения характеристик общей циркуляции Мирового океана лучшим зарубежным аналогам.

Наиболее близок тематике восстановления конкретных характеристик океана блок экспериментов (и набор атмосферных данных) CORE-II [1], в котором предполагается воспроизведение межгодовой изменчивости полей океана и морского льда, а также сравнение результатов моделирования с комплексом разнородных данных наблюдений. Эта задача НИР основывается на создании и эксплуатации соответствующих систем сбора, хранения и анализа данных наблюдений, а также на использовании иерархии моделей общей циркуляции океана нового поколения для воспроизведения реального состояния океана. Информативность экспериментов с моделями циркуляции Мирового океана по воспроизведению изменчивости в реальном времени в большой степени зависит от воздействия как начальных условий так и от тренда, возможно существующего в модельном решении.

Исследования изменчивости состояния вод Мирового океана с применением моделей, основанных на решении уравнений геофизической гидродинамики (полных трехмерных), начались с середины 1960-х годов. За эти годы достигнут значительный прогресс в исследованиях крупномасштабных климатических процессов. При этом существенный

прогресс достигнут в математической постановке, разностных методах решения уравнений и параметризациях подсеточных процессов. В наибольшей степени прогресс определялся повышением производительности компьютеров, что позволило в моделях Мирового океана перейти от пространственных разрешений по горизонтали в 5 град. вплоть до разрешения около  $1/10$  градуса по широте и долготе. Однако пространственное разрешение в  $1/10^\circ$  пока не позволяет проводить расчеты на сотни лет. Поэтому для целей климатических расчетов пока применяются модели с разрешением порядка  $1/2^\circ$ .

Несмотря на значительный прогресс, достигнутый в моделировании Мирового океана, по-прежнему не решен ряд фундаментальных задач, таких как точное (в реальном времени) воспроизведение циркуляции вод, пространственно-временных параметров пограничных течений и др. Остаются неисследованными ряд вопросов касающихся роли приливов в энергетике Мирового океана и формировании турбулентности вод океана.

Большинство из указанных процессов с определенной точностью воспроизводятся в современных моделях Мирового океана, но при этом значительную роль играют параметризации, которые неизбежно ограничивают достоверность воспроизводимых процессов. Решение проблемы состоит в прямом моделировании широкого спектра процессов с тем, чтобы свести к минимуму роль параметризаций в моделях. Генеральный путь, очевидно, состоит в улучшении пространственно-временного разрешения в моделях Мирового океана и используемых параметризаций подсеточных физических процессов.

Для решения поставленных в настоящей НИР задач разработана новая версия  $\sigma$ -модели общей циркуляции океана. Под понятием модель понимается, как это делается в международной литературе (см., например, [1,2,3]), сложный комплекс, включающий уравнения гидротермодинамики океана, методику их решения и вычислительную систему, представляющую собой совокупность большого количества программ, предназначенных как собственно для решения системы базовых уравнений, так и служебных программ, необходимых для организации интегрирования этих уравнений, задания параметров области, начальных и граничных условий, а так же для вывода информации, визуализации и обработки результатов расчета циркуляции океана.

В рамках настоящей НИР  $\sigma$ -модель ИВМ РАН реализуется в криволинейных ортогональных системах координат и выполнена модификация ее программного кода для реализации на параллельных вычислительных системах с целью повышения быстродействия. Для адекватного воспроизведения характеристик океана в высоких широтах в модель океана была внедрена модель динамики-термодинамики морского льда [4,5,6]. Модель также была дополнена модулем расчета атмосферного воздействия, с помощью которого эффективно осуществляется обмен данными с атмосферными

характеристиками как для автономных расчетов, так и для ее работы совместно с моделью атмосферы. Этот алгоритм позволяет производить расчеты с использованием данных атмосферного воздействия как для среднеклиматического года, так и для реальных лет. Для моделирования Мирового океана было выбрано более высокое, по сравнению с предыдущей версией модели [7] пространственное разрешение  $1^\circ \times 0,5^\circ$  в модельных координатах и 40 неравномерно распределенных по глубине  $\sigma$ -уровней. Новая версия INMOM глобальной циркуляции океана построена в криволинейной ортогональной системе координат, полученной путем конформного комплексного преобразования стандартной широтно-долготной системы. Это позволило разместить особые точки системы (полюса) за пределами расчетной области, что позволило обойтись без искусственного уменьшения шага по времени и использования фильтрации в районе особых точек. Расчетная область включает в себя область Черного и Каспийского морей, Байкала, Ладожского, Великих американских и др. больших озер. Программный код отлажен и распараллелен. Численная реализация модели основывается на стандартных параллельных методологиях MPI и OpenMP, поддерживаемых на кластере ИВМ РАН. Используется гибридный подход MPI-OpenMP так как часть процессоров имеют общую память.

В рамках настоящей НИР проведена подготовка сигма-модели общей циркуляции океана ИВМ РАН, получившая в международной практике название INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), для расчета на параллельном кластере ИВМ РАН циркуляции и термохалинного состояния вод Мирового океана.

За отчетный период была подготовлена к использованию в модели океана обновленная база данных CORE-II, созданная в NCEP/NCAR и отличающаяся от исходных данных CORE тем, что эти данные охватывают период с 1948 по 2007 гг., в то время как первоначальный массив CORE был подготовлен для периода с 1958 по 2006 гг.

Выполнены расчеты и комплексный анализ качества воспроизведения климатологии глобальной циркуляции океана и ее межгодовой изменчивости за период 1948-2007 гг. В качестве начального состояния характеристик Мирового океана для новой серии расчетов были выбраны поля, рассчитанные на предыдущем этапе работ по НИР в 60-летних расчетах с начального состояния из данных Левитуса с реалистичным заданием климатического годового хода атмосферного воздействия по данным CORE.

Проведенные расчеты показывают, что модельные распределения океанической циркуляции и термохалинных полей соответствуют данным наблюдений и хорошо согласуются с расчетами по другим моделям. Достаточно хорошо воспроизводится вертикальная структура экваториальных течений, которая хорошо согласуется с другими

результатами. Структура восточного подповерхностного противотечения воспроизводится адекватно. По сравнению с результатами, полученными с помощью более ранней версии модели с разрешением  $2,5^{\circ} \times 2^{\circ} \times 33$ , величины скоростей значительно возросли, что говорит о важности повышения пространственного разрешения модели.

Рассчитанная меридиональная циркуляция хорошо согласуется с другими результатами. Меридиональный перенос тепла (МПТ) в нашей модели хорошо согласуется с другими результатами моделирования и оценками по данным наблюдений.

Показано, что качество воспроизведения климата циркуляции Мирового океана за 1948-2007 гг. расчетах соответствует наблюдениям и расчетам по другим климатическим моделям общей циркуляции океана. В настоящее время представленная модель включена в новую версию совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана, разработанной в ИВМ РАН, в качестве океанического блока, а также может применяться для расчетов на различных регионах Мирового океана с различным пространственным разрешением.

Главным результатом настоящей НИР – это проведение расчетов циркуляции Мирового океана за период 1948-2007 гг. и исследование ее климатической изменчивости в этот период. Такая работа находится в русле международных направлений изучения поведения океанских характеристик – проект CORE-II (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments). По результатам такого моделирования можно проводить оценки изменений характеристик Мирового океана, которые могут существенным образом дополнять имеющиеся данные наблюдений. Это связано с тем, что имеющаяся система наблюдений над Мировым океаном, интенсивно развивающаяся в настоящее время, пока не позволяет получить в полном объеме характеристики общей циркуляции океана.

Проведенные расчеты циркуляции Мирового океана позволили оценить изменение ее основных характеристик, произошедшие за последние 60 лет. Были рассчитаны временные эволюции ледового покрова в северном и южном полушариях, стерического уровня океана, расходов через основные проливы, определяющие общую структуру циркуляции Мирового океана. Модель показывает существенное уменьшение площади морского льда в арктическом бассейне, что вполне соответствует данным наблюдений.

По результатам расчетов выявлено заметное падение 1990-х гг. интенсивности Атлантической термохалинной циркуляции (АТХЦ), которое проявляется также и для эволюции меридионального переноса тепла (МПТ) в океане.

Падение индекса АТХЦ с начала 1990-х гг., выявленное в настоящей НИР по проведенным расчетам циркуляции Мирового океана, привело к соответственному уменьшению МПТ в средних широтах. Последнее, в свою очередь, может определять

океанический компенсационный механизм наблюдаемого потепления, вызванного в последние десятилетия, в основном, антропогенным воздействием. Таким образом, обнаруживается отрицательная обратная связь в климатической системе Земли, направленная на уменьшение внешнего воздействия. Главным компонентом этого механизма служит термохалинная циркуляция Мирового океана, которая служит главным предметом исследований настоящей НИР.

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

# **1 ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ПРЕДЫДУЩИХ ЭТАПОВ РАБОТ. ОЦЕНКА ПОЛНОТЫ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ И ЭФФЕКТИВНОСТИ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ.**

Как уже было сказано во введении, основная задача настоящих НИР представляет собой оценку изменений термохалинного состояния и циркуляции Мирового океана с помощью гидродинамического моделирования. Численное моделирование позволяет получать подробное причинно-следственное и количественное описание процессов, происходящих в океане, что затруднительно сделать, опираясь только на диагностический анализ данных наблюдений. Последнее особенно актуально в местах, для которых возможности такого анализа весьма ограничены из-за недостатка наблюдений. С помощью численного моделирования можно получать количественные оценки межгодовых изменений термохалинной циркуляции в Мировом океане и отдельных его регионах. В качестве периода исследований выбран период с 1948 по 2007 годы.

Для решения поставленных в настоящей НИР задач разработана новая версия  $\sigma$  – модели общей циркуляции океана Института вычислительной математики РАН. Под моделью мы будем подразумевать, как это делается в международной литературе (см., например, [1,2,3]), сложный комплекс, включающий уравнения крупномасштабной динамики океана, методику их решения и вычислительную систему, представляющую собой совокупность большого количества программ, предназначенных как собственно для решения системы базовых уравнений, так и служебных программ, необходимых для организации интегрирования этих уравнений, задания параметров области, начальных и граничных условий, а также для вывода информации, визуализации и обработки результатов расчета циркуляции океана.

Наша работа связана с построением гибкой иерархической модели, описывающей крупномасштабную циркуляцию Мирового океана и его крупных акваторий, таких как отдельные океана и моря. Иерархическая структура модели основана на методе ее численного решения – методе многокомпонентного расщепления. Метод включает расщепление по физическим процессам и геометрическим координатам [8,9]. Программной реализации модели присущ модульный принцип: отдельный этап расщепления представляется отдельным программным модулем. В результате расщепления сложная система уравнений динамики океана разбивается на ряд отдельных подсистем – модулей более простой структуры.

В данном разделе мы приводим краткое описание модели общей циркуляции океан, ее основных параметров и отладочных работ, необходимых для проведения непосредственно численных расчетов на кластере ИВМ РАН, а так описание самого кластера.

### 1.1 Основные особенности модели общей циркуляции океана.

Наша модель относится к классу  $\sigma$ -моделей океана. В ней в качестве вертикальной переменной используется безразмерная переменная  $\sigma \in [0,1]$ , задаваемая, в случае условия свободной поверхности соотношением

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{H - \zeta}, \quad (1)$$

где  $z$  – физическая вертикальная координата по глубине,  $H$  – глубина океана в состоянии покоя, полагающаяся ограниченной функцией с ограниченными производными,  $\zeta$  – отклонение уровня океана от его невозмущенного состояния. Исходная версия этой модели, созданная Залесным В.Б. и его учениками, была усовершенствована, чтобы она могла служить составной частью модели климатической системы [7]. Затем, в свою очередь, были выполнены следующие изменения в  $\sigma$ -модели океана [10].

1. Модификация модельного кода с целью возможности проведения расчетов в различных ортогональных криволинейных системах координат на неравномерных сетках.

2. Повышение качества воспроизведения циркуляции океана за счет включения в модель новых физических параметризаций: **(а)** модуля динамики и термодинамики морского льда; **(б)** модуля расчета потоков тепла, соли и импульса из атмосферы в океан; **(в)** модуля переноса для температуры и солености, обеспечивающего сохранение содержания тепла и соли в океане при отсутствии потоков на границах.

3. Увеличение быстродействия модели за счет реализации параллельных алгоритмов на общей памяти.

4. Разработка и реализация эффективной системы обмена данными с атмосферой.

Формулировка задачи моделирования циркуляции океана в обобщенной системе координат подробно приведена в отчетах по предыдущим этапам настоящей НИР. Поэтому ниже она будет описана кратко.

В основе модели океана лежит т.н. система примитивных уравнений в приближениях гидростатики и Буссинеска, записанная в обобщенных ортогональных координатах по горизонтали и в  $\sigma$ -системе координат по вертикали.

В  $\sigma$ -модель циркуляции океана инкорпорирована модель динамики – термодинамики морского льда на основе модели эволюции льда [4,5,6]. Термодинамический блок нарастания – таяния морского льда учитывает разводья, наличие снега и другие важные физические процессы. Блок динамики включает дрейф льда под действием ветра и течений с учетом сил упругости, возникающих при деформации льда. При торошении происходит перераспределение льда и снега между градациями льда по толщине. Зависимость сил напряжения от скорости деформации в простейшем случае описывается реологией типа "кавитирующая жидкость". В последующем была добавлена более совершенная параметризация - упруго-вязко-пластичная реология. Модель использует конечноразностную аппроксимацию на сетке "C" и соединена с сигма-моделью циркуляции океана, применяющей функцию высоты уровенной поверхности океана [11,12]. Монотонная схема переноса первого порядка точности обеспечивает неотрицательность массы льда и снега.

### **1.1.1 Сеточная область модели с исключением вычислительных полюсов из расчетной области**

После проведения исследования по выбору расчетной сетки модели был сформулирован ряд требований, которые необходимо предъявить к расчетным сеткам для глобального океана. Основные из них следующие:

- *Ортогональность.* Данное качество существенно упрощает уравнения движения и означает, что изменения в направлении одной координаты независимы от изменений в направлении другой. Поэтому ортогональность обычно является априорным требованием к расчетным сеткам.
- *Гладкость.* Это требуется для удовлетворения точности конечноразностной постановки.
- *Близость к сферической системе в районе экватора.* В силу осевого вращения земли, географический экватор имеет важнейшее геофизическое значение. Экваториальная динамика океана воспроизводится более адекватно, когда координатные линии сетки сосредоточены вдоль географического экватора.
- *Расположение особых точек за пределами расчетной области.* Это избавляет от жестких ограничений на шаг по времени и от использования искусственных численных приемов, которые могут отрицательно сказаться на результатах.

Еще одним желательным свойством расчетной сетки является соотношение максимального и минимального шагов порядка единицы, однако это скорее вопрос



рационального использования вычислительных ресурсов, нежели существенное требование.

Создание системы координат, удовлетворяющей всем этим требованиям, – нетривиальная задача. В самом деле, если сместить Северный полюс, оставив на месте Южный [13], то географический экватор в новых криволинейных координатах не является координатной линией и, соответственно не совпадает ни с какой линией сетки при построении конечноразностной аппроксимации уравнений модели. Поэтому единственный способ сохранить географический экватор – смещение обоих полюсов вдоль одного меридиана симметрично к экватору. Важность сохранения положения экватора на новой расчетной сетке обуславливается тем, что географический экватор служит своеобразным волноводом для крупномасштабных экваториально захваченных волн Кельвина и Россби, а также в области экватора формируется сложная структура течений и противотечений, воспроизведение которой очень важно для, например, явления Эль-Ниньо-Южное колебание. Поэтому сохранение положения экватора в новой системе координат позволяет лучше воспроизводить эти физические процессы.

Для этого можно воспользоваться такой методикой, как представление широтно-долготного подпространства сферической системы координат в виде комплексной сферы Римана и ее дальнейшее конформное преобразование по формуле Мебиуса. В [10] было найдено такое преобразование координат, при котором полюса расчетной системы расположены на расстоянии  $4-5^\circ$  от расчетной области, что позволило обойтись без искусственного уменьшения модельного шага по времени. Один полюс располагается в точке с географическими координатами  $100^\circ$  в.д.,  $70^\circ$  с.ш. (полуостров Таймыр), а второй – в симметричную относительно географического экватора точку с координатами  $100^\circ$  в.д.,  $70^\circ$  ю.ш. (побережье Антарктиды) (рис. 1.1). Именно такая система координат и используется в настоящей работе.

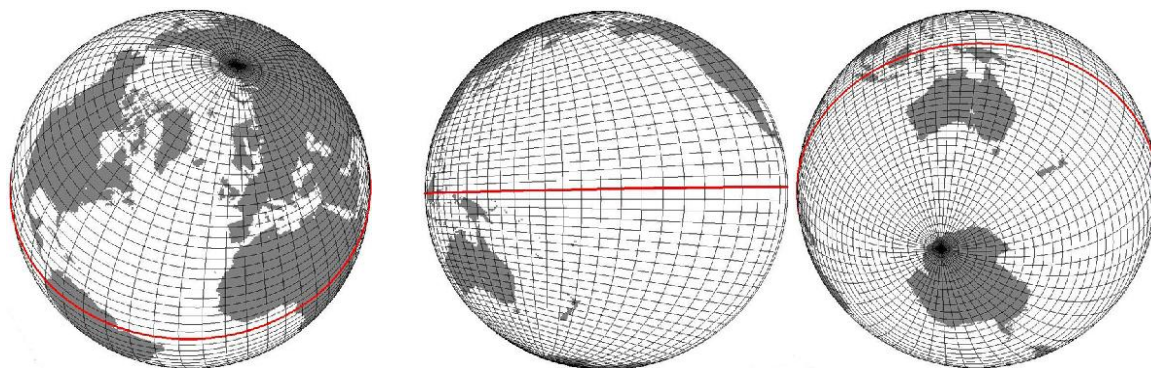


Рисунок 1.1 – Глобальный аналитический диполь с полюсами, расположенными в  $100^\circ$  в.д.,  $70^\circ$  с.ш., и в  $100^\circ$  в.д.,  $70^\circ$  ю.ш. Экватор преобразованной системы совпадает с географическим, который выделен для сравнения.

### 1.1.2 Интерполяция данных из географической в модельную систему горизонтальных координат

Для проведения расчетов в модельной системе координат необходимо подготовить для нее исходные данные, такие как рельеф дна, начальные условия и атмосферное воздействие. Для подготовки данных необходимо выполнить следующие действия:

1. Определить границ искомого массива в модельной системе координат;
2. Для каждой точки  $(x, y)$  данного массива вычислить по формулам преобразования ее координаты  $(\lambda, \phi)$  в географической системе;
3. По ближайшим известным точкам данных географической системы произвести интерполяцию.
4. В случае преобразования векторного поля сделать поправку на угол между координатными линиями двух систем в данной точке.

Определение границ расчетной области производится эмпирическим путем, после тестовых экспериментов по преобразованию рельефа дна.

Остановимся более подробно на процедуре интерполяции. В простейшем случае двумерная интерполяция проводится по четырем точкам (рис. 1.2). Возникает вопрос, как приблизить функцию внутри прямоугольника значениями в его углах.

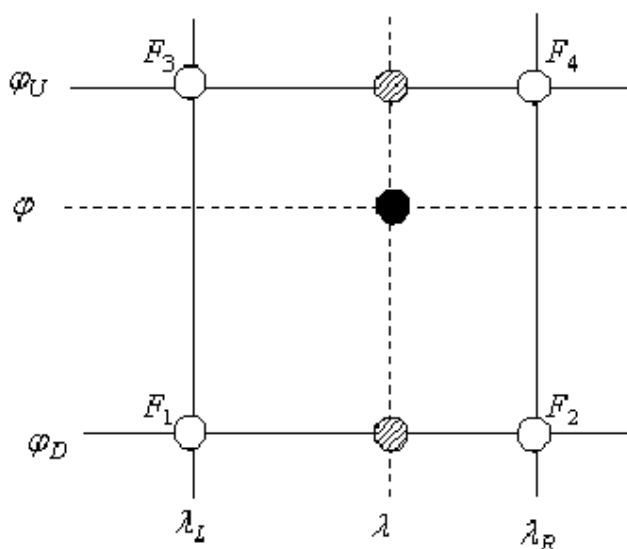


Рисунок 1.2. – Интерполяция по четырем точкам

Если рассматривать интерполяцию на плоскости в декартовых координатах, то в данном случае можно использовать билинейную интерполяцию, задаваемую функцией вида  $F(x, y) = (Ax + B)(Cy + D)$ , где коэффициенты  $A, B, C, D$  однозначно вычисляются по значениям  $F_1, F_2, F_3, F_4$  в углах прямоугольника. Искомый интерполянт имеет вид:

$$F(x, y) = \frac{(x_R - x)(y_U - y)}{(x_R - x_L)(y_U - y_D)} F_1 + \frac{(x - x_L)(y_U - y)}{(x_R - x_L)(y_U - y_D)} F_2 + \\ + \frac{(x_R - x)(y - y_D)}{(x_R - x_L)(y_U - y_D)} F_3 + \frac{(x - x_L)(y - y_D)}{(x_R - x_L)(y_U - y_D)} F_4, \quad (2)$$

где  $x_L, x_R$  - левая и правая,  $y_D, y_U$  - нижняя и верхняя границы прямоугольника соответственно.

Можно заметить, что данная функция имеет вид  $F(x, y) = X(x)Y(y)$  и является гармонической, то есть удовлетворяет уравнению Лапласа в декартовой системе координат:

$$\frac{\partial^2 F}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial y^2} = 0 \quad (3)$$

с граничными условиями, заданными линейными функциями на сторонах прямоугольника, восстановленными по значениям в его углах.

Более того, каждая ее составляющая удовлетворяет уравнениям:

$$\frac{\partial^2 X}{\partial x^2} = 0, \frac{\partial^2 Y}{\partial y^2} = 0. \quad (4)$$

Наша задача состоит в том, чтобы отыскать функцию вида  $F(\lambda, \phi) = \Phi(\phi)\Lambda(\lambda)$ , обладающую аналогичными свойствами на сфере, т. е. которая удовлетворяет уравнению Лапласа в сферических координатах

$$\frac{1}{R^2 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left( \cos \phi \frac{\partial F}{\partial \phi} \right) + \frac{1}{R^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 F}{\partial \lambda^2} = 0 \quad (5)$$

и составляющие которой удовлетворяют уравнениям

$$\frac{\partial}{\partial \phi} \left( \cos \phi \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right) = 0, \frac{\partial^2 \Lambda}{\partial \lambda^2} = 0. \quad (6)$$

Выбор гармонической функции в качестве интерполянта обусловлен отсутствием экстремумов внутри локальной области, что гарантирует отсутствие ложных выбросов интерполируемой величины.

Решая уравнения (6), нетрудно видеть, что функция  $\Lambda$  имеет вид

$$\Lambda(\lambda) = C_1 \lambda + C_2, \quad (7)$$

а выражение для  $\Phi$  оказывается несколько сложнее:

$$\Phi(\phi) = C_1 \ln \frac{1 + \sin \phi}{1 - \sin \phi} + C_2. \quad (8)$$

Таким образом, ищется решение уравнения (6) с граничными условиями, заданными функциями вида (7)-(8), восстановленными по значениям в углах сферической трапеции.

Искомый интерполянт будет описываться уравнением

$$\begin{aligned}
 F(\lambda, \phi) = & \frac{(L_\lambda(\lambda_R) - L_\lambda(\lambda))(L_\phi(\phi_U) - L_\phi(\phi))}{(L_\lambda(\lambda_R) - L_\lambda(\lambda_L))(L_\phi(\phi_U) - L_\phi(\phi_D))} F_1 + \\
 & + \frac{(L_\lambda(\lambda) - L_\lambda(\lambda_L))(L_\phi(\phi_U) - L_\phi(\phi))}{(L_\lambda(\lambda_R) - L_\lambda(\lambda_L))(L_\phi(\phi_U) - L_\phi(\phi_D))} F_2 + \\
 & + \frac{(L_\lambda(\lambda_R) - L_\lambda(\lambda))(L_\phi(\phi) - L_\phi(\phi_D))}{(L_\lambda(\lambda_R) - L_\lambda(\lambda_L))(L_\phi(\phi_U) - L_\phi(\phi_D))} F_3 + \\
 & + \frac{(L_\lambda(\lambda) - L_\lambda(\lambda_L))(L_\phi(\phi) - L_\phi(\phi_D))}{(L_\lambda(\lambda_R) - L_\lambda(\lambda_L))(L_\phi(\phi_U) - L_\phi(\phi_D))} F_4,
 \end{aligned} \tag{9}$$

где

$$L_\lambda(\lambda) = \lambda, L_\phi(\phi) = \ln \frac{1 + \sin \phi}{1 - \sin \phi}, \tag{10}$$

а  $\lambda_L, \lambda_R$  - левая и правая,  $\phi_D, \phi_U$  - нижняя и верхняя границы сферической трапеции соответственно.

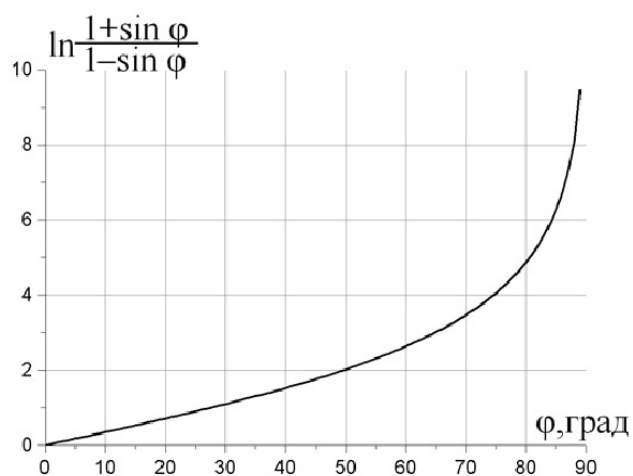


Рисунок 1.3 – Гармоническая компонента, зависящая от широты

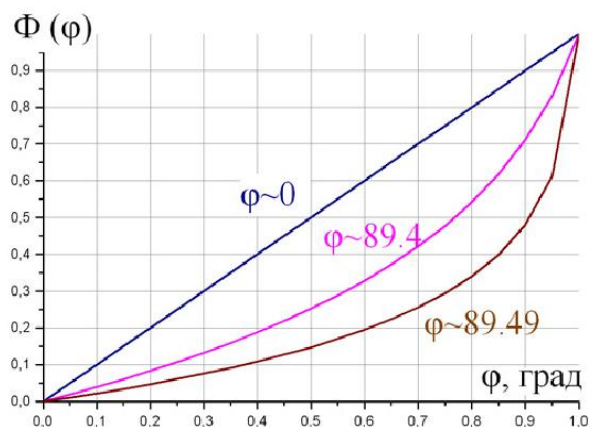


Рисунок 1.4. – Интерполяция по двум точкам на разных широтах

График функции  $L_\phi(\phi)$  изображен на рисунке (1.3). На рисунке (1.4) изображены графики функций, получающихся в результате интерполяции на отрезке длиной  $\Delta\phi = 1^\circ$  функции, заданной значением равным 0 на левой границе и 1 на правой, при различных широтах. Можно заметить, что почти на всей сфере, за исключением узкой зоны вокруг полюсов, интерполянт очень близок к билинейному. Вблизи же полюса больший вес имеют значения функции, расположенные дальше от полюса. Таким образом, данный способ интерполяции позволяет учитывать реальную метрику сферы.

Расчет преобразования координат с использованием тригонометрических функций занимает значительный объем вычислительных ресурсов компьютера. Если для преобразования начальных данных и рельефа дна эта процедура является разовой и не сказывается на работе модели, то при расчете атмосферного воздействия, содержащего значительное количество записей по времени, эта проблема становится наиболее ощутимой. Поэтому было решено рассчитать коэффициенты перехода из одной системы в другую всего один раз и хранить полученные значения в памяти компьютера, вызывая их при необходимости. Тогда перерасчет данных сводится к линейной операции умножения матрицы на вектор, которая занимает гораздо меньше ресурсов. Это позволяет напрямую использовать эту процедуру в модели, подавая на вход поля, заданные в географической системе координат.

### 1.1.3 Численная реализация $\sigma$ -модели океана ИВМ РАН

Главная особенность модели, которая отличает ее от хорошо известных моделей океана таких как MOM (Modular Ocean Model) [14], а также [15, 16, 17], использующие z-

систему координат, или POM (Princeton Ocean Model) [18] в  $\sigma$ -системе координат, а также других, заключается в том, что при численной реализации в данной модели используется метод расщепления [8,9] по физическим процессам и пространственным координатам.

Для этого уравнения динамики океана записываются в специальной, симметризованной форме. Она позволяет представить оператор дифференциальной задачи в виде суммы более простых операторов, каждый из которых является неотрицательным в норме, определяемой законом сохранения полной энергии. Это дает возможность расщепить оператор полной задачи на ряд более простых и построить пространственные аппроксимации соответствующих групп слагаемых (в разных уравнениях) так, чтобы "энергетическому" соотношению (закону сохранения), выполняющемуся для исходной дифференциальной задачи, удовлетворяли все расщепленные дискретные задачи. Данный прием во многом устраняет сложность аппроксимации слагаемых, содержащих градиенты давления, плотности и рельефа дна в уравнениях движения, записанных в  $\sigma$ -системе координат. Для полученных более простых эволюционных уравнений строятся разностные аппроксимации по геометрическим координатам на "С" – сетке [19].

Метод расщепления позволяет эффективно реализовывать неявные схемы интегрирования по времени для уравнений переноса-диффузии субстанций (используется аппроксимация Кранка-Николсон для процессов переноса и неявная – для диффузии и вязкости второго порядка). В задаче геострофического приспособления компоненты ускорения Кориолиса также аппроксимированы неявно. Использование неявных методов интегрирования по времени позволяет применять в модели временные шаги в несколько раз большие, чем в моделях общей циркуляции океана, основанных на явных схемах (с аналогичными пространственным разрешением и коэффициентами вязкости и диффузии). Это дает существенное увеличение быстродействия модели, что особенно важно при больших временах интегрирования, например для достижения квазиравновесного состояния.

#### **1.1.4 Модульный принцип построения модели**

Перед решением системы уравнений динамики океана в модели производятся следующие вспомогательные расчеты, результаты которых используются при решении основной системы уравнений.

*Интерполяция атмосферных характеристик.* Исходные атмосферные данные заданы в обычной географической системе координат с пространственно-временным разрешением, отличным от модельного, поэтому они переводятся на модельную область внутри расчетного блока модели путем пространственной и временной интерполяции.

*Расчет характеристик морского льда.* Модель льда, инкорпорированная в модель океана, состоит из локально-одномерной модели термодинамики [4], переноса [6] и динамики льда [5].

*Расчет потоков тепла, соли и импульса* в океан производится с использованием как сынтиерполированных на модельную область атмосферных данных, так и рассчитанных характеристик морского льда, а также характеристик поверхности океана из решения задачи на этот момент времени, которое считается известным.

Расщепление задачи проводится на нескольких иерархических уровнях. Сначала используется расщепление по физическим процессам. На более высоких уровнях процесс расщепления доходит до выделения простейших локально-одномерных по пространству уравнений. На каждом интервале интегрирования  $(t_j, t_{j+1}]$ , процесс, описываемый частично линеаризованной системой уравнений, представляется в виде суперпозиции процесса переноса–диффузии для  $\theta, S, u, v$  и процесса приспособления полей скорости и плотности (адаптации гидрологических полей). В дифференциальной постановке эти задачи описываются следующими уравнениями (решение исходной задачи на момент времени  $t_j$  считается известным).

### **1.1.5 Основные характеристики вычислительного кластера ИВМ РАН**

Весь программный код и все входные данные для модели общей циркуляции океана скопированы на кластер ИВМ РАН. Программный код отлажен и реализован для параллельных вычислительных систем. Таким образом, модель общей циркуляции ИВМ РАН полностью была подготовлена для проведения расчетов на кластере ИВМ РАН.

Численная реализация модели основывается на стандартных параллельных методологиях MPI и OpenMP, поддерживаемых на кластере ИВМ РАН. В качестве базового средства распараллеливания используется технология MPI, которая позволяет совершать обмен данными между процессорами. При запуске программы из полученного числа процессоров формируется двумерная сетка, которая накладывается на массивы по вертикали и горизонтали, в итоге каждый процессор получает свой блок из общего

массива, над которым он будет выполнять работу. Также используется гибридный подход MPI-OpenMP в случае, если часть процессоров имеют общую память.

С 2004 года в ИВМ РАН функционирует 32-процессорный кластер на базе процессоров Intel Itanium 2 с пиковой производительностью 0,18 Тфлопс. За время эксплуатации кластер позволил ИВМ РАН получить целый ряд важных научных результатов, в первую очередь, в области моделирования климата.

Начиная с 2008 года, Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК) предъявляет новые повышенные требования к уровню моделей климатической системы, участвующих в международных программах по исследованию изменений климата. Эти требования касаются как разрешения (детализации) моделей, так и уровня их сложности. Например, горизонтальное разрешение модели атмосферы, являющейся ключевым звеном модели климатической системы, должно быть не ниже, чем 2,5 градуса по долготе и 2 градуса по широте. Имеющийся кластер ИВМ РАН с пиковой производительностью 0,18 Тфлопс уже не позволяет выполнять такие расчеты за приемлемое время.

В 2007 году ИВМ РАН объявил открытый конкурс на поставку вычислительного кластера с пиковой производительностью 1,33 Тфлопс. Архитектура решения была выбрана заказчиком на основе анализа современных тенденций развития кластерных вычислительных систем, а также существующих у заказчика ограничениях по потребляемой мощности и объему оборудования. Такие системы на момент проведения конкурса производили несколько компаний. В итоге выбор был сделан в пользу предложенного ЗАО "Ай-Теко" интегрированного кластера SGI Altix 1300 на базе 4-ядерных процессоров Intel Xeon5355. Все узлы кластера объединены высокопроизводительной сетью Infiniband. Кластер работает под управлением ОС Linux, также в комплект поставки входит программное обеспечение управления кластером ScaliManage и математические библиотеки SGI ProPack. Особенностью интегрированного кластера Altix 1300 является то, что его вычислительные узлы Altix XE310 содержат по два двухпроцессорных модуля в габарите 1U, тем самым, обеспечивая высокую плотность компоновки. Кроме того, данное оборудование поставляется с предустановленным и настроенным программным обеспечением, что существенно облегчает процесс ввода в эксплуатацию.

Поставленный кластер имеет пиковую производительность 1,33 Тфлопс при реальной потребляемой мощности всего 5,5 кВА. Габариты кластера без системы хранения - всего 12U в стандартной стойке. В условиях ограниченных площадей, а также в условиях лимитов и растущих тарифов на электроэнергию это важные характеристики. Отметим,



что старый кластер производительностью 0,18 Тфлопс занимал 36U в стойке, потреблял 7 кВа.

В 2008 году кластер был расширен и сейчас имеет пиковую производительность 1,985 Тфлопс при потребляемой мощности 6,5 кВА. Габариты кластера увеличились до 15U.

В конце февраля 2009 года на новом кластере ИВМ РАН была достигнута производительность 1,506 Тфлопс на тесте LINPACK (решение систем линейных уравнений).

В 2010-2011 гг. кластер претерпел следующий этап модернизации: в дополнение к имеющимся 22 8-процессорным узлам были установлены еще 12 таких же узлов. Это позволило в настоящем состоянии достичь производительности в 2,8 Тфлопс.

В результате на обновленном кластере ИВМ РАН стала возможна практическая реализация не только модели общей циркуляции океана, но и модели всей климатической системы ИВМ РАН, включающей в себя модели атмосферы, океана, морского льда, биосферы, углеродного и метанного циклов, удовлетворяющей новым требованиям МГЭИК. Следует отметить, что модель общей циркуляции океана, являющаяся основой настоящей НИР, служит океаническим блоком этой модели климатической системы ИВМ РАН. Приведем далее краткую техническую справку о современном состоянии кластера ИВМ РАН.

## 1.2 Подготовка модели общей циркуляции океана к расчетам по реальному атмосферному воздействию 1948-2007 гг.

Для проведения запланированных в рамках настоящей НИР численных экспериментов необходимо иметь в распоряжении большое количество информации о его физико-географических параметрах, состоянии циркуляции вод Мирового океана и атмосферном воздействии на нее. Причем эта информация должна быть соответствующим образом оцифрована и распределена по соответствующим базам в определенных форматах данных и доступна при проведении численных расчетов на кластере ИВМ РАН. Ниже приводится описание этих данных и условий проведения экспериментов по расчету климатической циркуляции вод Мирового океана.

### 1.2.1 Рельеф дна и маска области

Для описания процедуры подготовки рельефа дна и маски области прежде всего отметим, что наша модель реализована в криволинейной ортогональной системе координат, особые точки которой расположены за пределами расчетной области, что

позволило обойтись без искусственного уменьшения шага по времени и использования фильтрации в районе особых точек (полюса). Для перехода в криволинейную систему координат с двумя симметрично смещенными полюсами использовано так называемое преобразование Мебиуса в комплексных числах. Параметрами преобразования выступают долгота и широта новых координат Северного полюса, а также долгота в новых координатах нулевого меридиана.

При переходе от одной координатной системы к другой для преобразования скалярных полей (температуры, солености, топографии дна и др.) используется относительно простая процедура преобразования координат. Преобразование же векторных полей (скорости течений, ветра и др.) несколько сложнее, поскольку локальные базисные векторы этих координатных систем в общем случае не параллельны друг другу, и в новой координатной системе необходимо выполнить пересчет компонентов вектора. Для этого нужно рассчитать компоненты дифференциала преобразования между координатными системами.

Для проведения расчетов в модельной системе координат необходимо подготовить для нее исходные данные, такие как рельеф дна, начальные условия и атмосферное воздействие. Для подготовки данных необходимо выполнить следующие действия:

- Определить границы искомого массива в модельной системе координат;
- Для каждой точки данного модельного массива вычислить по формулам преобразования ее координаты в географической системе;
- По ближайшим известным точкам данных географической системы произвести интерполяцию.
- В случае преобразования векторного поля сделать поправку на угол между координатными линиями двух систем в данной точке.

Определение границ расчетной области производится эмпирическим путем, после тестовых экспериментов по преобразованию рельефа дна.

Подробно процедуры интерполяции с географической на модельную область описаны в вышеприведенных разделах. Расчет преобразования координат (расчёта модельной топографии дна океана) с использованием тригонометрических функций занимает значительный объем вычислительных ресурсов компьютера. Заметим, что если для преобразования начальных данных и рельефа дна эта процедура является разовой и не сказывается на работе модели, то при расчете атмосферного воздействия, содержащего значительное количество записей по времени, эта проблема становится наиболее ощутимой. Поэтому было решено рассчитать коэффициенты перехода из одной системы в другую всего один раз и хранить полученные значения в памяти компьютера, вызывая их

при необходимости. Тогда перерасчет данных сводится к линейной операции умножения матрицы на вектор, которая занимает гораздо меньше ресурсов. Это позволяет напрямую использовать эту процедуру в модели, подавая на вход поля, заданные в географической системе координат.

Рассматриваемая сигма-модель Мирового океана, помимо открытых океанских акваторий, включает в расчетную область все моря Мирового океана и ряд больших озёр. Так в расчетную область сигма-модели Мирового океана включены акватории Черного и Каспийского морей, Байкала, Ладожского, Великих американских и др. больших озер.

Пространственное разрешение сигма-модели Мирового составляет  $1^\circ$  по долготе и  $0.5^\circ$  по широте. По глубине заданы 40 неравномерно расположенных сигма-уровней, более частых в верхнем слое океана, где изменения всех океанских характеристик происходят по вертикали наиболее интенсивно.

Топография дна, используемая в модели, была получена из массива данных ETOPO2, представляющего собой данные по рельефу всей поверхности Земли с пространственным разрешением в две минуты ( $2' = 1/30^\circ$ ) [20]. Для перевода этих данных на более грубую модельную сетку их необходимо было отфильтровать для того, чтобы устранить пространственную изменчивость, масштабы которой меньше шага модельной сетки. Затем сглаженное поле рельефа было интерполировано с высокого разрешения исходной географической системы на криволинейную модельную сетку с помощью оригинальной процедуры интерполяции.

По данным полученным таким образом модельной топографии была генерирована маска области. Затем поле рельефа было умножено на (-1), чтобы точки океана соответствовали положительному значению топографии. Введено ограничение снизу значением 10 м, чтобы преобразование координат было невырожденным. Проведена еще одна фильтрация для устранения изломов, которые нежелательны в  $\sigma$ -координатах. Конечное поле модельной топографии дна Мирового океана приведено на рис. 1.5.

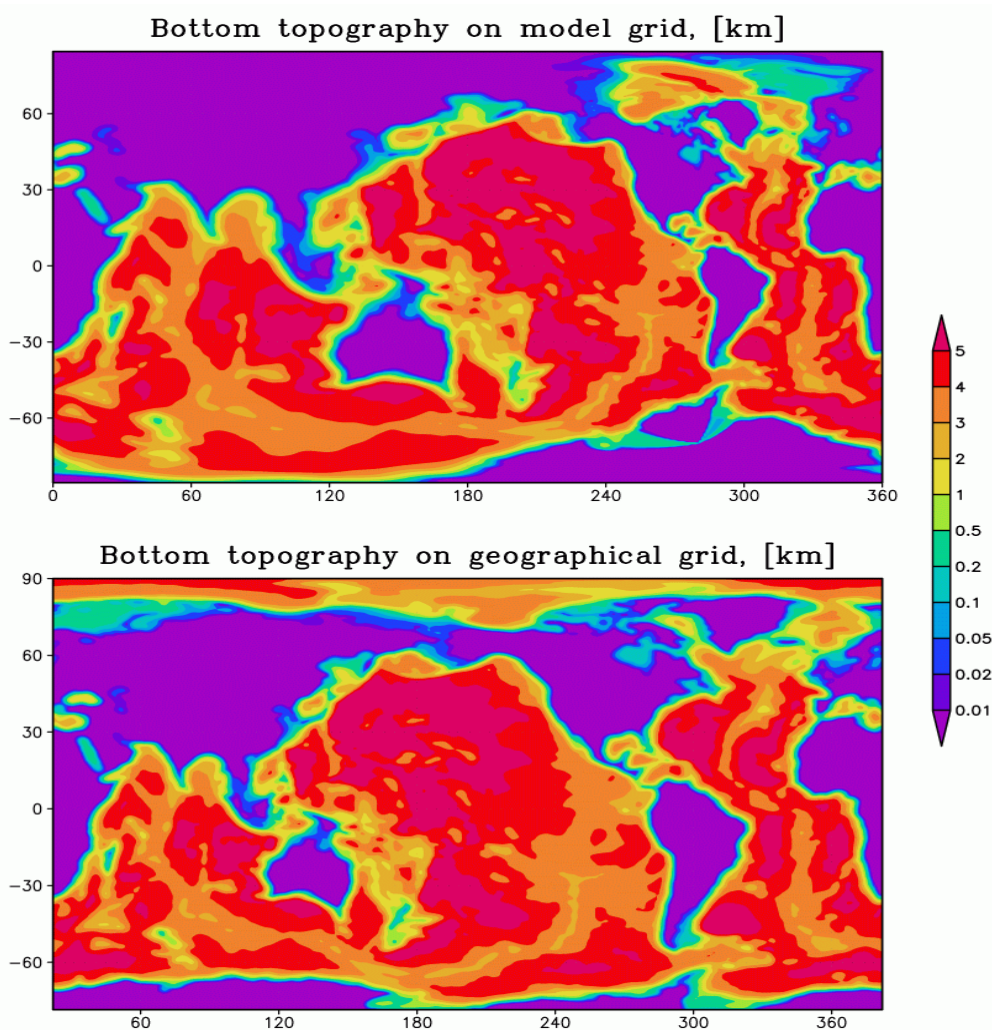


Рисунок 1.5 – Топография дна, используемая в модели. Цветовыми градациями показаны значения в км согласно шкале, помещенной справа. Вверху – в модельной системе координат, внизу – та же самая топография, но в географической системе координат.

### 1.2.2 Начальные условия.

Как показано в обзоре последних многочисленных результатов моделирования океана, полученных, например, по единому плану международной программы CORE, информативность экспериментов с моделями циркуляции Мирового океана по воспроизведению как климатического состояния со стандартным годовым воздействием атмосферы на океан, так и изменчивости в реальном времени, в большой степени зависит от воздействия начальных условий, задающихся при моделировании. Поэтому задачи чувствительности модельного решения к начальным условиям, выбора этих условий, чрезвычайно важны.

Многочисленные эксперименты с современными моделями Мирового океана, проведённые, например, по блоку экспериментов CORE-I на многие сотни лет и даже на первые тысячелетия, показали следующее. Если идти от состояния покоя и неких средних распределений характеристик океана, стремясь воспроизвести похожие на реальные поля океанских характеристик и выйти на квазистационарное состояние циркуляции в глубоких слоях океана, то процесс стабилизации занимает время от нескольких сотен до нескольких тысяч лет, в зависимости от того, насколько начальное состояние модели близко к реальному.

Блок экспериментов по CORE-I по воспроизведению изменчивости Мирового океана и отдельных его акваторий в реальном времени показал, что при задании реалистичных климатических распределений, например температуры и солёности в качестве начальных условий, даже если идти от состояния покоя, квазистационарная циркуляция устанавливается в течение 20-30 лет модельного счёта. Поэтому в качестве начальных условий в используемой нами модели океана задаются среднеянварские климатические температура и солёность океана. Эти данные взяты из массивов, приготовленных группой под руководством Левитуса [21, 22]. Массивы Левитуса представляют собой среднемесячные (для 12 месяцев) климатические данные по температуре и солёности, заданные по всему объёму океана. Они представляют собой наиболее полное и хорошо протестированное на ошибки собрание такого рода данных на сегодняшний день. Пространственное разрешение исходных данных составляет  $1/4^\circ$  по долготе и широте на 33 стандартных океанографических горизонтах по глубине. Среднегодовые карты этих величин на поверхности океана и на глубине 2000 м в модельной и географической системах координат приведены на рис. 1.6-1.9.

### **1.2.3 Интерполяция трехмерных полей на стандартных океанографических горизонтах в $\sigma$ -систему координат**

Поскольку в нашем случае мы имеем дело с моделью общей циркуляции океана использующей  $\sigma$ -систему координат, то приходится сталкиваться с необходимостью интерполяции 3-х мерных полей данных, задаваемых как правило на стандартных океанографических горизонтах: 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100, 1200, 1300, 1400, 1500, 1750, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000, 4500, 5000 и 5500 метров. При передаче данных в модель, данные переводят на уровни в

$\sigma$ - координатах. Сигма координатами  $\sigma = \frac{z}{H}$  называется система координат, в которой поверхность моря принята как 0-вая глубина, а дно -  $H$ , т.е. максимальная глубина (в

каждой точке) – равна 1. Уровни в такой системе координат не совпадают со стандартными горизонтами, на которых обычно располагаются исходные сеточные данные по температуре и солёности. Пересчет на  $\sigma$ -уровни осуществляется следующим образом. Вначале производится двумерная интерполяция на модельную сетку по описанному выше алгоритму. Затем по вертикали для интерполяции используется кусочно-линейное представление данных, после чего интерполяция на нужные глубины осуществляется с помощью простой процедуры одномерной линейной интерполяции. В силу простоты предложенного алгоритма, конкретная реализация его не приводится, поскольку для представления работы интерполяции 3-х мерных полей данных вполне хватает такого простого описания процедур.

Таким образом, средние климатические январские поля температуры и солёности являются начальными условиями для численных расчетов.

Отметим, что в ряде численных экспериментов с моделью Мирового океана использована релаксация модельного решения к реальному среднему климатическому годовому ходу либо температуры и солёности, либо потоков тепла и соли. Для этой цели также использованы ежемесячные массивы температуры и солёности на поверхности океана за все 12 месяцев, приготовленные группой под руководством Левитуса [21, 22]. Таким образом осуществляется коррекция потоков тепла и соли (релаксации модельного решения к данным наблюдений).

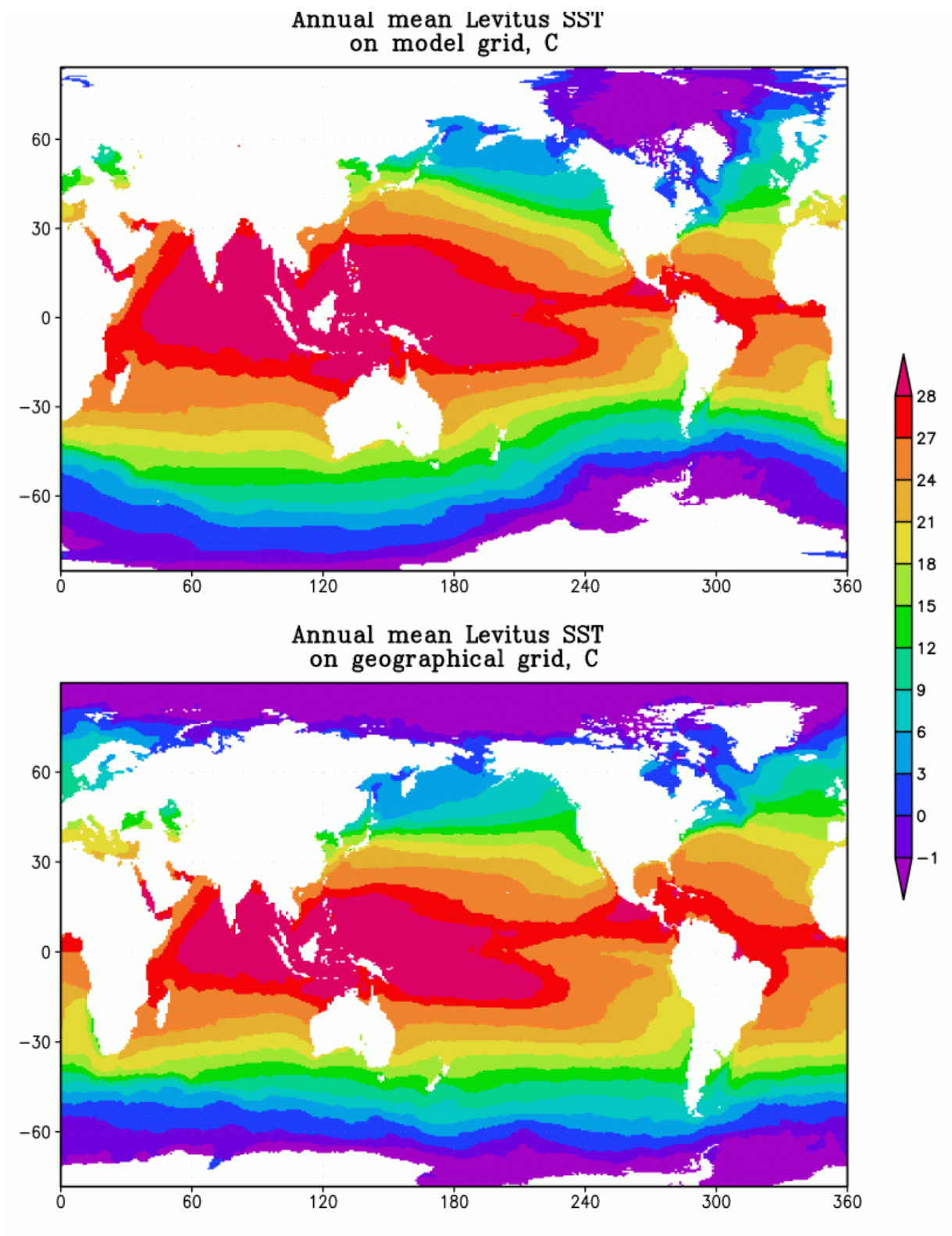


Рисунок 1.6 – Среднегодовая температура поверхности океана по данным Левитуса. Цветовыми градациями показаны значения в °С согласно шкале, помещенной справа. Сверху – в модельной системе координат, снизу – в географической.



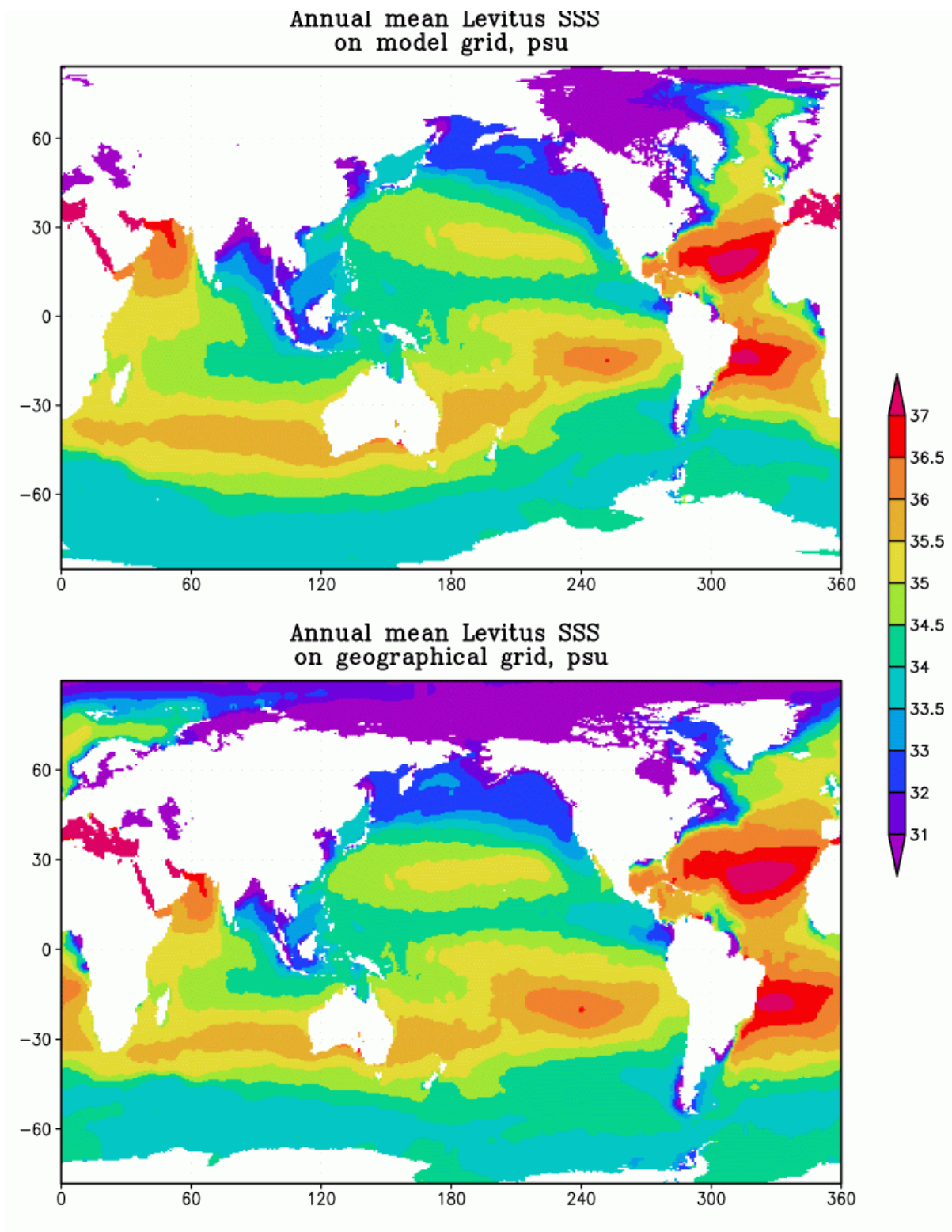


Рисунок 1.7 – Среднегодовая соленость поверхности океана по данным Левитуса. Цветовыми градациями показаны значения в ШПС (шкала практической солености) согласно шкале, помещенной справа. Сверху – в модельной системе координат, снизу – в географической.



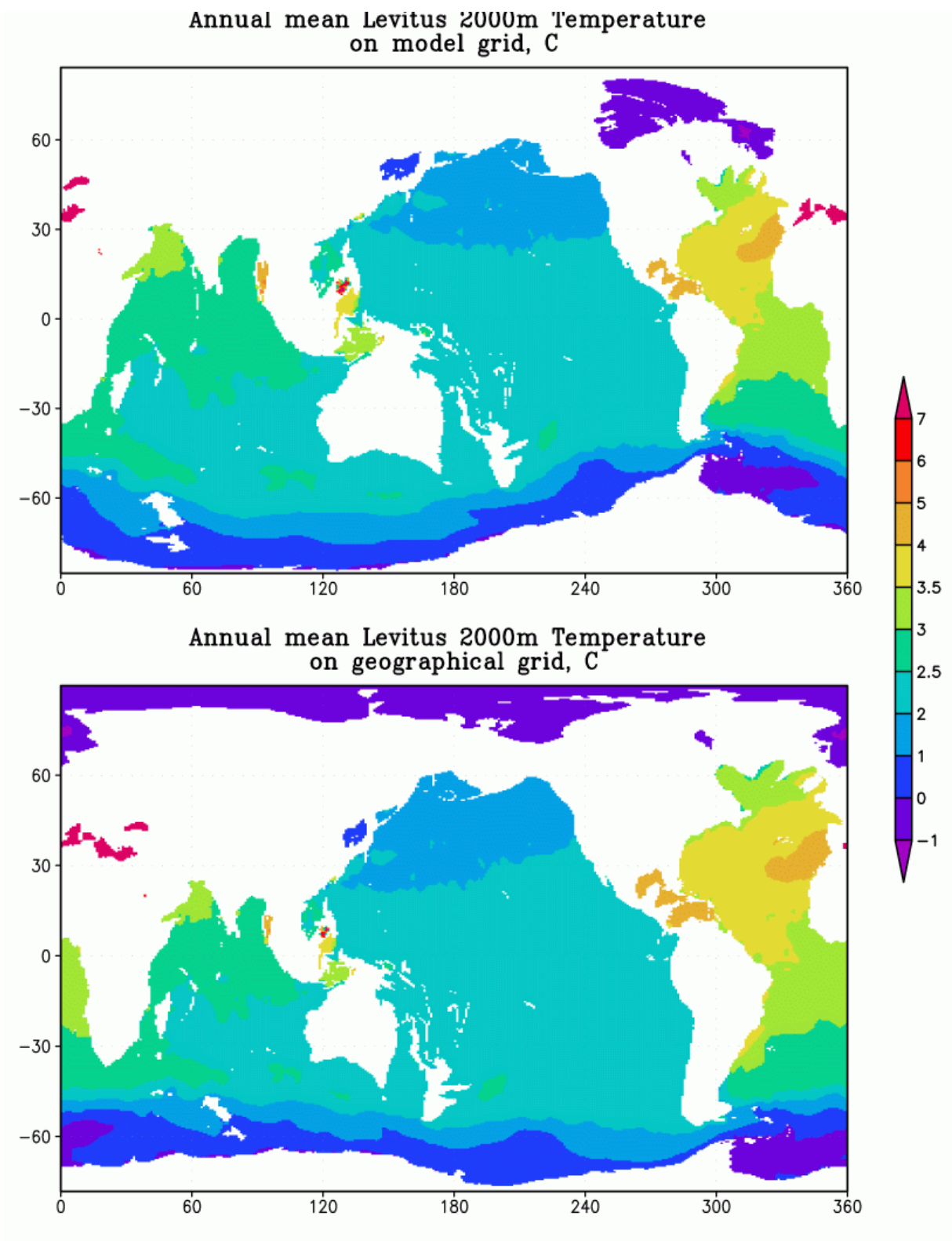


Рисунок 1.8 – Среднегодовая температура океана на глубине 2000 м по данным Левитуса. Цветовыми градациями показаны значения в °С согласно шкале, помещенной справа. Сверху – в модельной системе координат, снизу – в географической.

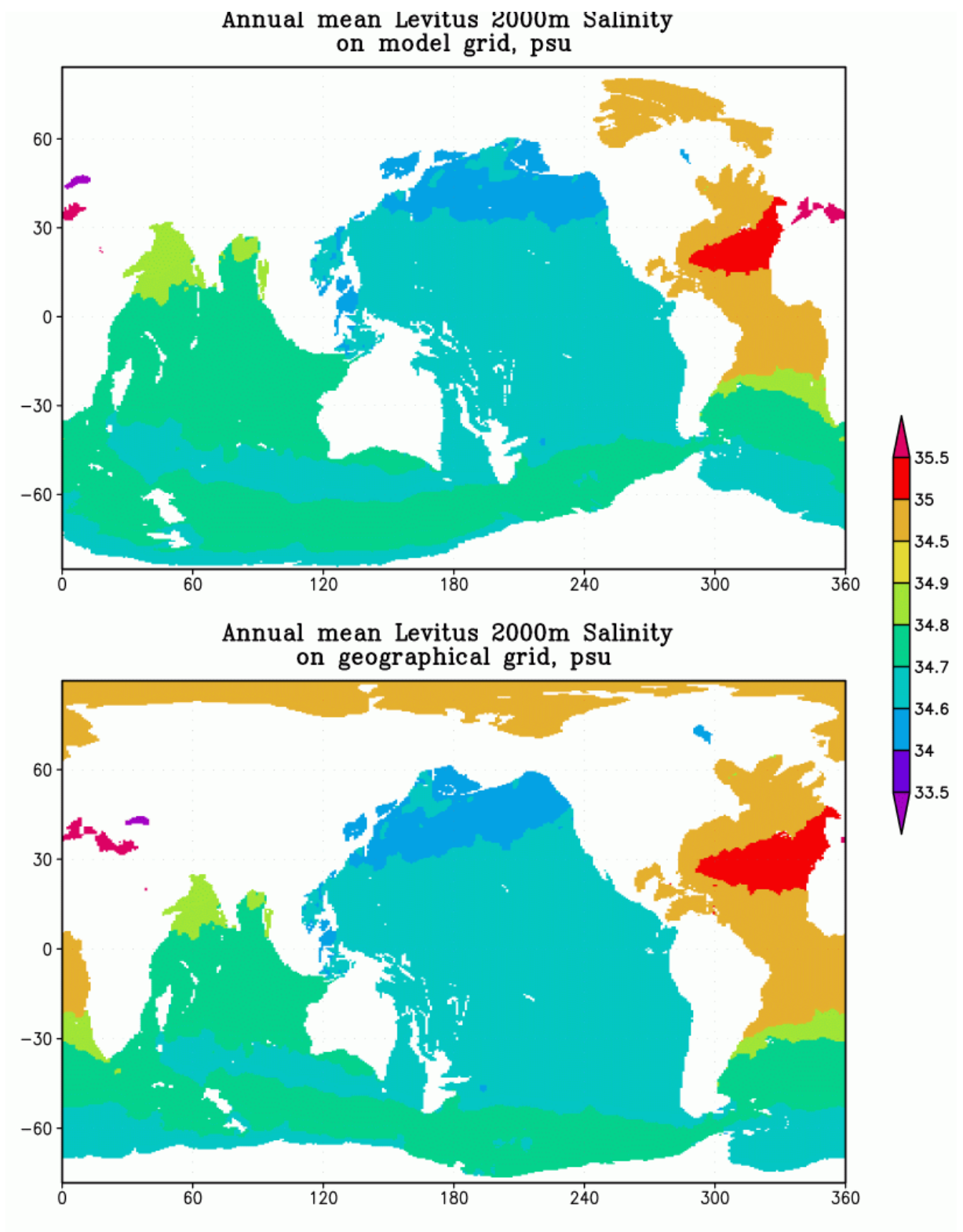


Рисунок 1.9 – Среднегодовая температура океана на глубине 2000 м по данным Левитуса. Цветовыми градациями показаны значения в ШПС согласно шкале, помещенной справа. Сверху – в модельной системе координат, снизу – в географической.

### **1.3 Расчет атмосферного воздействия для модели общей циркуляции океана по данным CORE-II**

Поскольку одной из основных задач настоящего проекта является проведение численных экспериментов, то возникает необходимость иметь базу данных атмосферных характеристик, по которым рассчитывается атмосферное воздействие на океан. За основу этих данных были принят массив реанализа NCEP/NCAR, оформленный в специальную базу данных CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments) NCEP/NCAR, в виде баз данных Мирового океана по метеорологии, приготовленную в ИВМ РАН.

За отчетный период была подготовлена к использованию в модели океана обновленная база данных CORE-II, созданная в NCEP/NCAR и отличающаяся от исходных данных CORE тем, что эти данные охватывают период с 1948 по 2007 гг., в то время как первоначальный массив CORE был подготовлен для периода с 1958 по 2006 гг. Эти данные хранятся на вычислительном кластере ИВМ РАН в бинарном формате GrADS (см. документацию по открытой системе визуализации и обработки GrADS (Grid Analysis and Display System) на сайте <http://www.iges.org/grads>).

Поскольку данные массивов атмосферных характеристик заданы в географической системе координат, они переводятся на горизонтальную сетку модели, которая в общем случае может быть произвольной, с помощью оригинальной процедуры, основанной на решении уравнения Лапласа и позволяющей избежать ложных экстремумов преобразуемой величины. Этот метод расчёта граничных условий облегчает переход на любую новую региональную область Мирового океана. Кроме того, эта интерполяция может осуществляться и с любой негеографической системы координат.

#### **1.3.1 . Массив атмосферных данных CORE-II**

Первый массив атмосферных характеристик представляют собой данные CORE (Forcing for Common Ocean-ice Reference Experiments) [23]. Эти данные постоянно обновляются и лежат в свободном доступе на сайте <http://data1.gfdl.noaa.gov/nomads/forms/mom4.html>. Обновление и контроль массива осуществляется специальной группой специалистов (Clivar Working Group for Ocean Model Development - WGOMD). Отметим, например, исправления, внесённые в версии от 12 февраля этого года для периода с 1948 по 2007 годы.

В основе массива CORE лежат известные данные реанализа NCEP/NCAR (смотри сайт <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>), прошедшие специальные

процедуры корректировки, описание которых для каждой атмосферной характеристики дано, например, в работе [23].

Атмосферные характеристики CORE включают в себя глобальные поля следующих величин:

- 1) температура воздуха  $T_a$  на 10 метрах ( $^{\circ}\text{C}$ ), временной интервал – среднее за 6ч;
- 2) влажность воздуха  $Q_a$  на 10 метрах (г/кг), временной интервал – среднее за 6ч;
- 3) падающая длинноволновая радиация  $LW_{DW}$  ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ), временной интервал – среднее за сутки;
- 4) падающая коротковолновая радиация  $SW_{DW}$  ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ), временной интервал – среднее за сутки;
- 5) атмосферные осадки  $PR_A$  (мм/сутки), временной интервал – среднее за месяц;
- 6) сток рек  $R$  (мм/сутки), временной интервал – среднее за год;
- 7) атмосферное давление на уровне моря  $P_A$  (гПА=мб), временной интервал – среднее за 6ч;
- 8) скорость западного ветра на уровне 10 м ( $W_{\lambda}$ , м/с), временной интервал – среднее за 6ч;
- 9) скорость южного ветра на уровне 10 м ( $W_{\varphi}$ , м/с), временной интервал – среднее за 6ч.

Пространственное разрешение полей названных атмосферных характеристик в CORE составляет по долготе  $1.875^{\circ}$  (192 узла на глобальной сетке). По широте разрешение неравномерное. У Экватора оно составляет  $1.9048^{\circ}$ , и нарастает к полюсам до  $1.8888^{\circ}$ . Всего вдоль меридиана на сетке CORE располагается 94 узла.

Все эти компоненты атмосферного воздействия интерполировались на модельный временной шаг. Поскольку данные CORE заданы в географической системе координат, они переводились на горизонтальную сетку модели с помощью оригинальной процедуры, основанной на решении уравнения Лапласа и позволяющей избежать ложных экстремумов преобразуемой величины. Пространственная и временная интерполяция реализованы непосредственно как блок модели, что позволяет подавать на вход данные любого пространственного и временного разрешения, заданные в географической системе координат. Этот метод расчёта граничных условий облегчает переход на любую новую региональную область Мирового океана.

Ниже на рисунках 1.10-1.16 приведены климатические (осредненные за период 1958-2006 гг.) среднегодовые карты атмосферных характеристик на высоте 10 м над уровнем

океана, построенных по данным CORE, которые позволяют судить о качестве подготовленных данных для расчета климатической циркуляции.

### Annual mean air temperature, grC

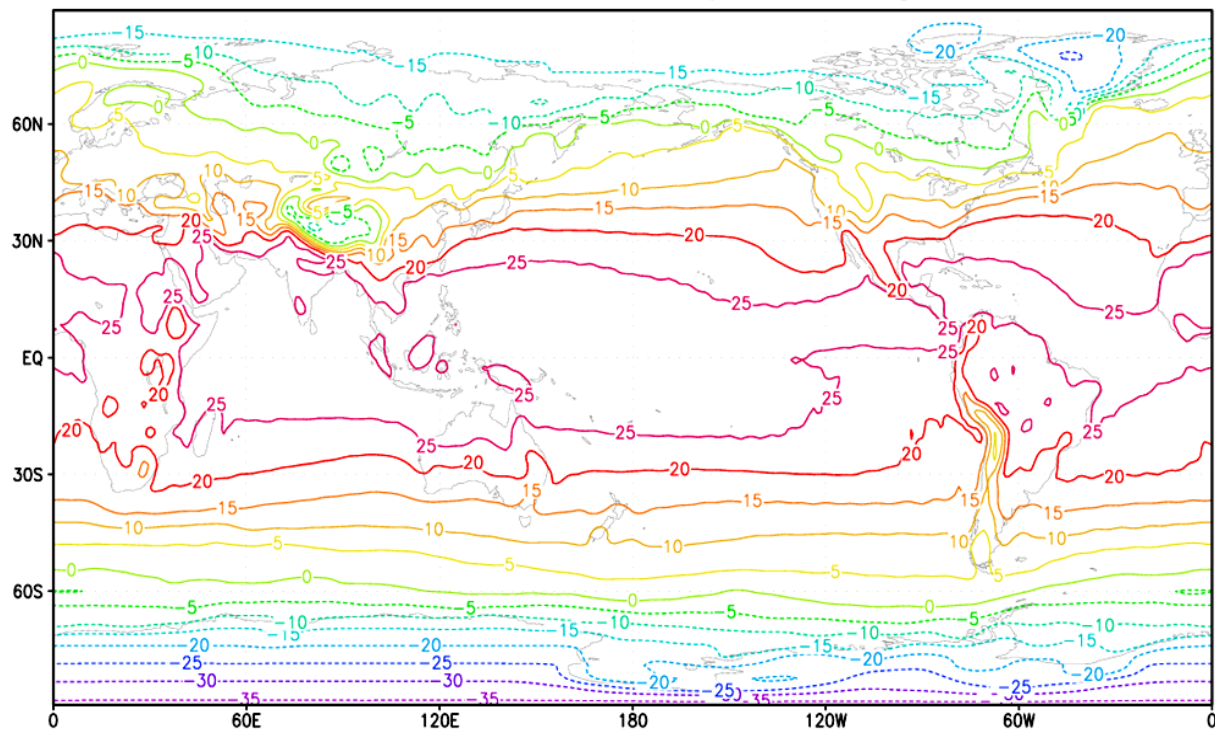


Рисунок 1.10 – Климатическая среднегодовая температура воздуха на высоте 10 м, °C

### Annual mean humidity, g/g

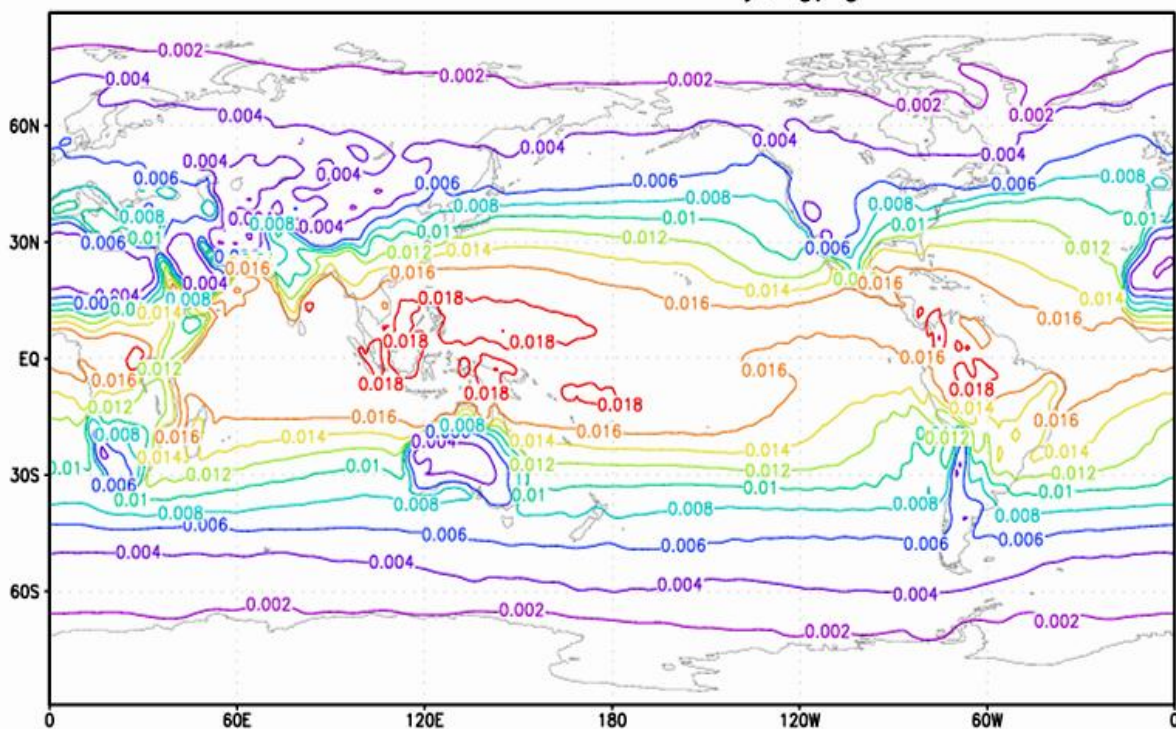


Рисунок 1.11 – Климатическая Среднегодовая влажность воздуха на высоте 10 м, г/г.



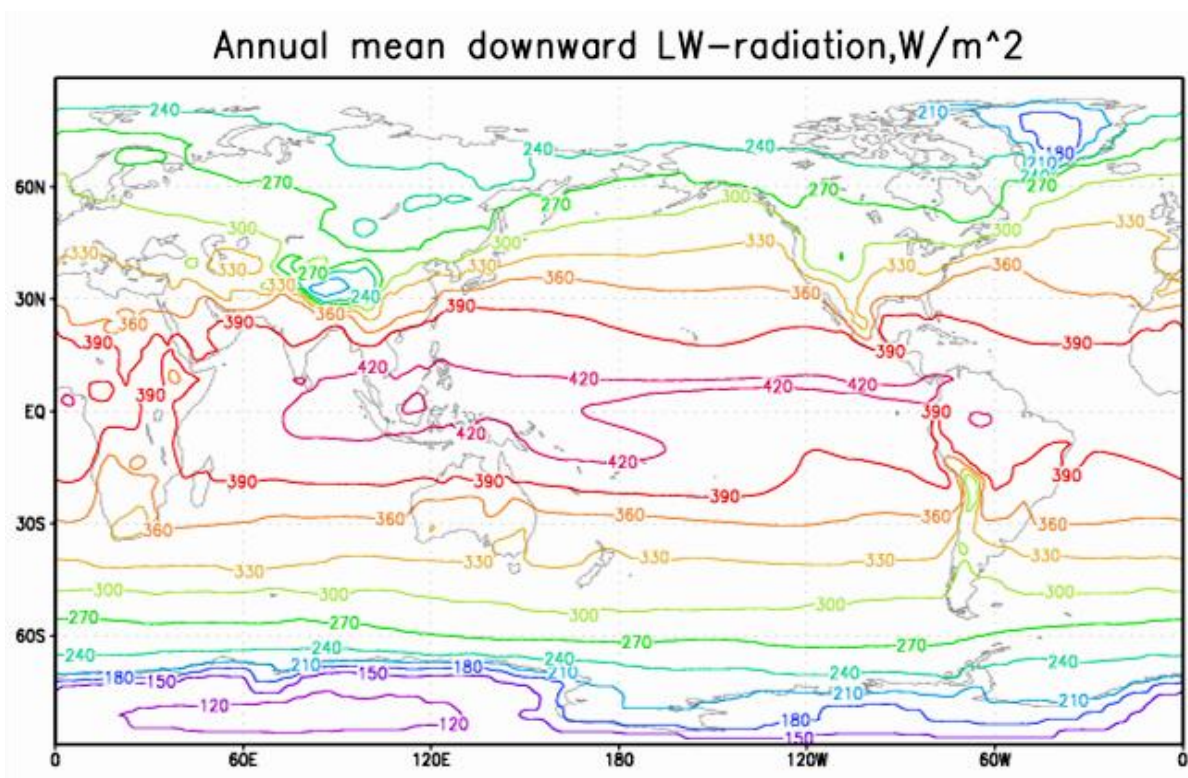


Рисунок 1.12 – Климатическая среднегодовая падающая длинноволновая радиация на уровне моря, Вт/м<sup>2</sup>.

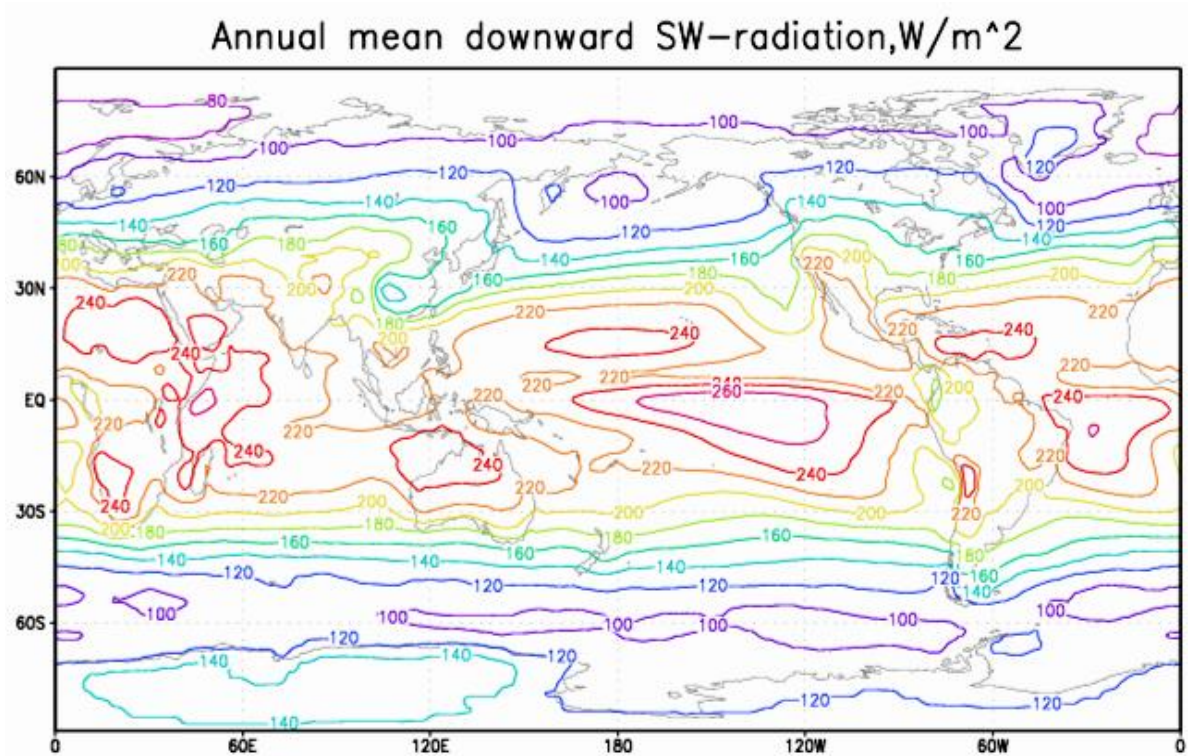


Рисунок 1.13 – Климатическая среднегодовая падающая коротковолновая радиация на уровне моря, Вт/м<sup>2</sup>.

### Annual mean precipitation, mm/day

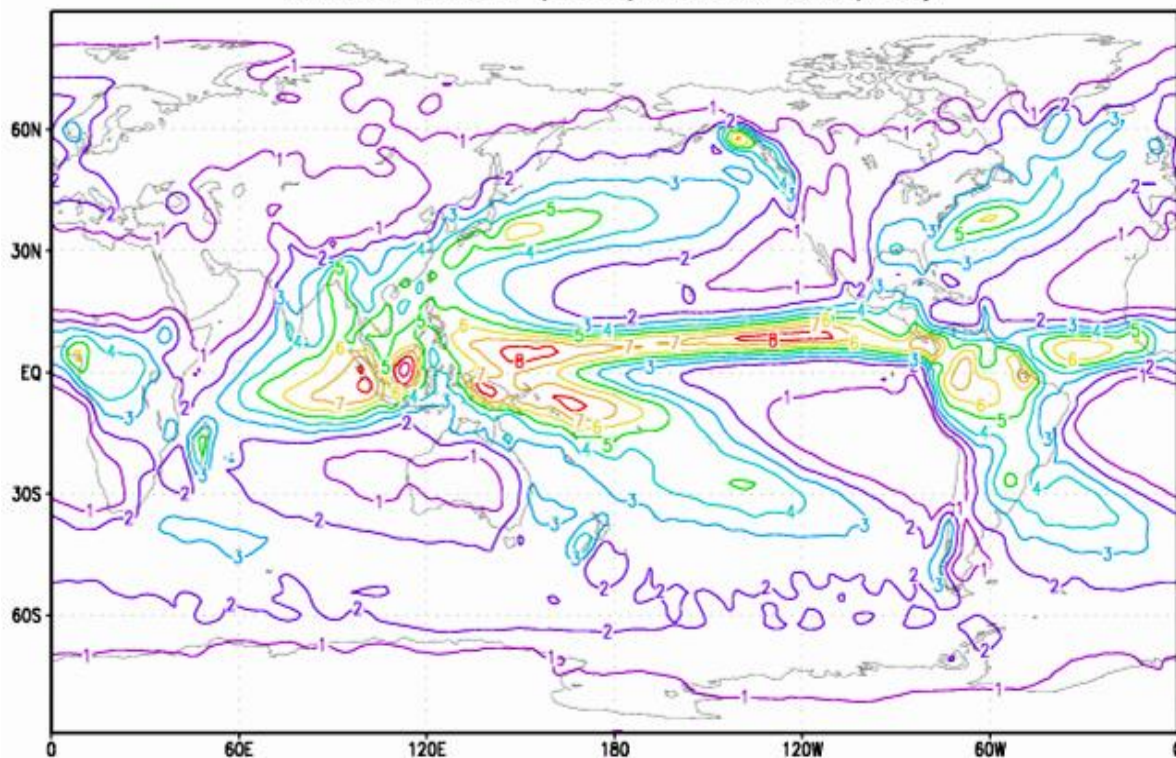


Рисунок 1.14 – Климатические среднегодовые осадки, мм/день

### Annual mean sea level pressure, gPa

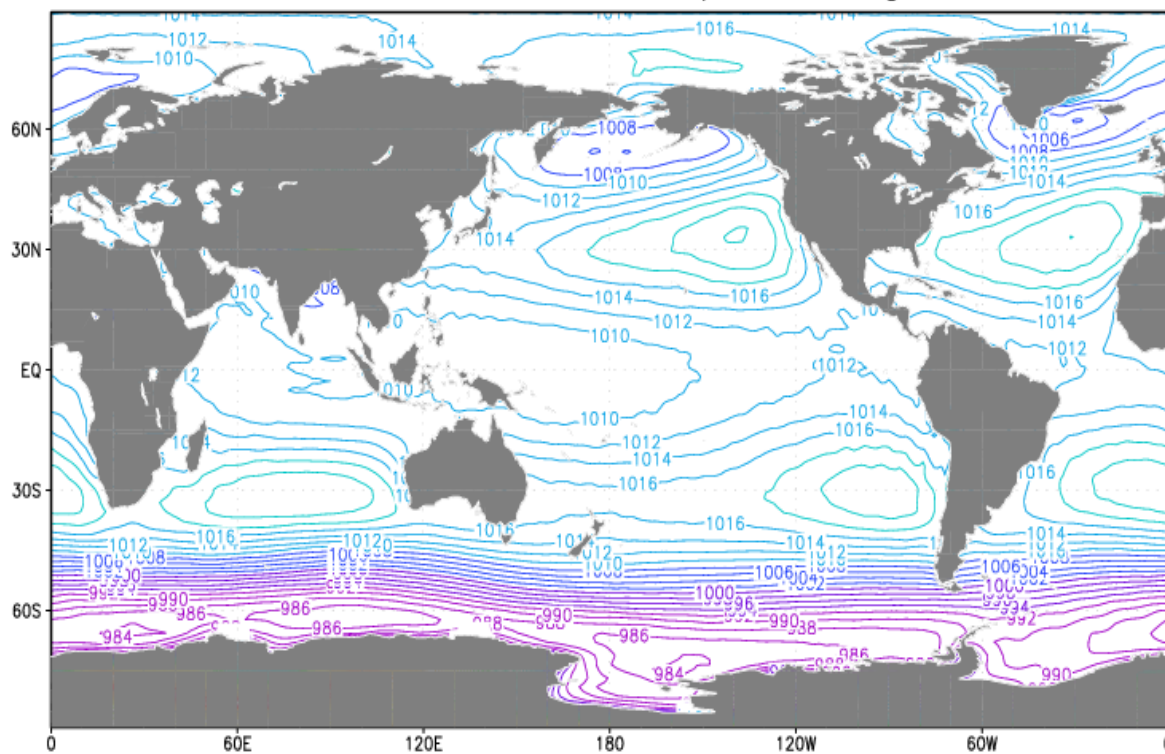


Рисунок 1.15 – Климатическое среднегодовое давление на уровне моря, гПа.



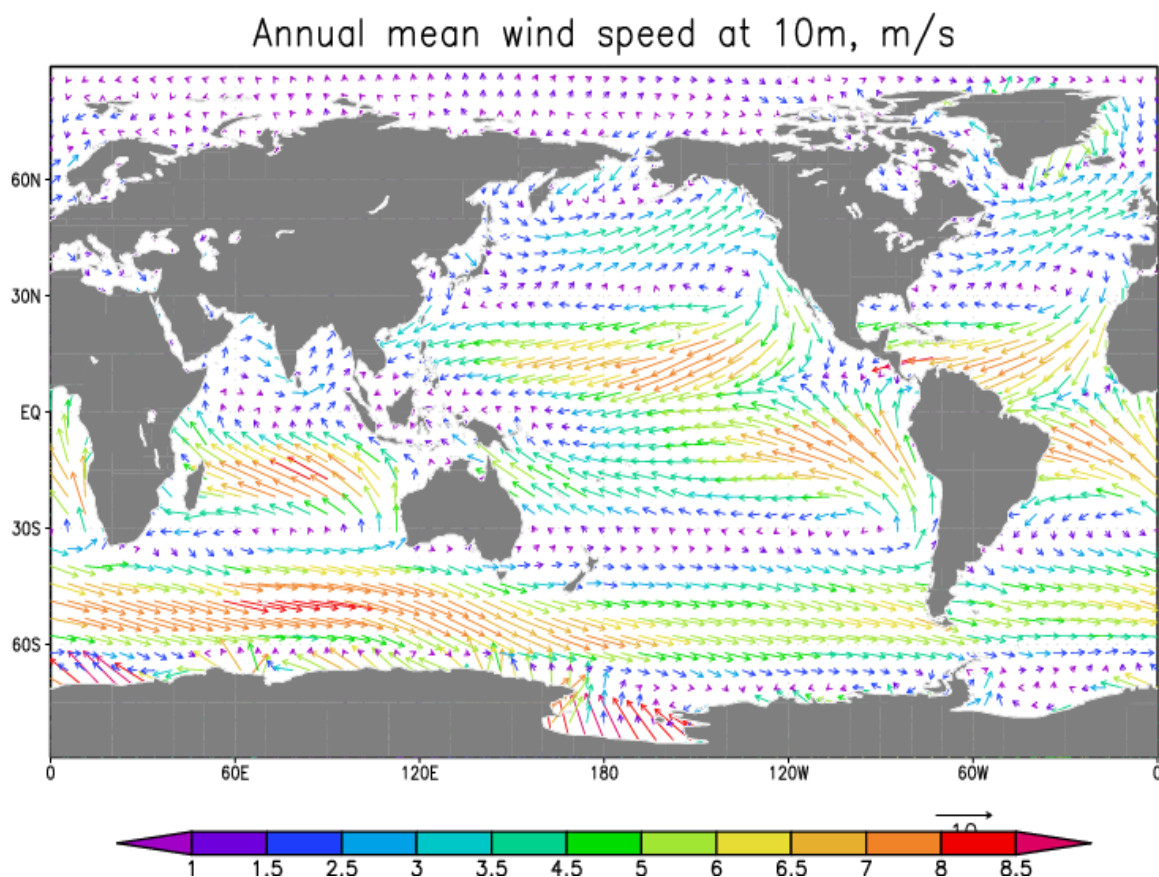


Рисунок 1.16 – Климатическая среднегодовая скорость ветра на высоте 10 м, м/с. Цветом показаны величины векторов скорости ветра, масштаб стрелок под рисунком.

### 1.3.2 Расчет граничных условий на поверхности океана

Приведём балк-формулы, использованные для расчётов потоков тепла, соли и момента на поверхности океана [10].

На пространстве, не занятом льдом (открытая вода), поток тепла рассчитывался следующим образом:

$$Q_{OW} = Q_{SH} + Q_{LH} + 0.6 \cdot Q_{SW} + Q_{LW}, \quad (11)$$

Здесь поток явного тепла рассчитывается по формуле:

$$Q_{SH} = \rho_a c_a C_D (E_0 + |\vec{W}|) (T_A - T). \quad (12)$$

Поток скрытого тепла:

$$Q_{LH} = \rho_a q_E C_D (E_0 + |\vec{W}|) (Q_A - Q_{\max}). \quad (13)$$

Баланс коротковолновой радиации:

$$Q_{SW} = SW_{DW} (1 - \alpha_w). \quad (14)$$

Баланс длинноволновой радиации:



$$Q_{LW} = LW_{DW}E_w - E_w\sigma_{SB}T^4. \quad (15)$$

где  $\rho_a$  - плотность воздуха,  $c_a$  - теплоёмкость воздуха,  $q_E$  - удельная теплота парообразования,  $Q_{\max}$  - влажность насыщенного пара как функция температуры и давления,  $\vec{W} = (W_\lambda - u|_{\sigma=0}; W_\varphi - v|_{\sigma=0})$  - скорость ветра относительно поверхности океана,  $C_D$  - безразмерный коэффициент, зависящий от свойств поверхности океана,  $T$  - температура поверхности океана в  $^{\circ}\text{C}$ ,  $E_0$  - параметр, характеризующий поток тепла при безветренной погоде и считающийся эквивалентным ветру 01 м/с,  $\alpha_w$  - альbedo (коэффициент отражения) воды,  $E_w$  - коэффициент, характеризующий способность к излучению (серость) воды,  $\sigma_{SB}$  - постоянная Стефана-Больцмана,  $Q_{\max}$  - влажность насыщенного пара, которая рассчитывается следующим образом [24]:

$$Q_{\max} = \frac{0.622 \cdot e}{P_A - 0.378 \cdot e}. \quad (16)$$

Здесь давление насыщенного пара над поверхностью воды в паскалях рассчитывается следующим образом:

$$e = 10^{\left[ \frac{0.7859 + 0.03477 \cdot T}{1.0 + 0.00412 \cdot T} + 2 \right]}. \quad (17)$$

Заметим, что коэффициент 0.6 как сомножитель при потоке коротковолновой радиации использован для того, чтобы показать, что остальная часть этой радиации проникает в океан под поверхность.

Поток тепла подо льдом рассчитывается по формуле:

$$Q_{Ol} = -\rho_0 c_w C_b(h_i)(T - T_f) + Q_{SWI}, \quad (18)$$

где  $h_i$  - толщина льда в метрах,  $c_w$  - теплоёмкость воды,  $T_f$  - температура замерзания воды при данной солёности;  $Q_{SWI}$  - часть коротковолновой радиации, проникающая под лёд при отсутствии на нём снежного покрова. Безразмерный коэффициент  $C_b$  рассчитывается по формуле [25]:

$$C_b = 1.26 \cdot 10^{-2} W_* / \sqrt{h_i}, h_i < 3; \quad C_b = 7.27 \cdot 10^{-3} W_*, h_i \geq 3 \text{ метров}, W_* = 2 \text{ см/с}. \quad (19)$$

Таким образом, полный поток тепла в модельной ячейке рассчитывается по формуле:

$$Q_0 = A_0 \cdot Q_{Ow} + (1 - A_0) \cdot Q_{Ol}, \quad (20)$$

где  $A_0$  - доля ячейки, не занятая льдом.

Поток солености в океан с учетом изменения массы льда и снега имеет вид:

$$Q_s = (S - S_i) \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial m_i}{\partial t} + S \cdot \mathbf{min}(0, \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial m_s}{\partial t}) - A_0 \cdot S \cdot Q_{FW}, \quad (21)$$

где  $S_i$  - средняя соленость льда ( $\approx 4\%$ ),  $m_i, m_s$  - масса льда и снега (на единицу площади),  $Q_{FW}$  - поток пресной воды, включающий в себя разность осадков и испарений, а также сток рек. Второе слагаемое означает, что поток солености, связанный с изменением массы снега, возникает только при уменьшении его массы – таянии, либо попадании в воду за счет таяния лежащего под ним льда.

Испарения рассчитывались из потока скрытого тепла:

$$E = \frac{Q_{LH}}{\rho_0 q_E}. \quad (22)$$

Характер осадков в модели определяется по температуре воздуха – если последняя больше  $0^\circ\text{C}$ , то осадки считаются дождем, который не меняет свойств поверхности и целиком попадает в океан. В противном случае осадки считаются снегом и при наличии льда приводят к увеличению массы снежного покрова. Попадание осадков на открытую воду вызывает соответствующий поток солености.

Результирующее напряжение трения ветра, действующее на воду определяется следующим образом:

$$\vec{\tau} = A_0 \cdot \vec{\tau}_a + (1 - A_0) \cdot \vec{\tau}_{wi}, \quad (23)$$

где  $A_0$  - доля модельной ячейки, не занятая льдом. Напряжение ветра на открытой воде равно:

$$\tau_a = \rho_a \cdot (1.1 + 0.0004 \cdot |\vec{W}|) \cdot 10^{-3} \cdot |\vec{W}| \cdot \vec{W}, \quad (24)$$

где скорость ветра задаётся в см/с.

Напряжение трения, передаваемое от океана льду, рассчитывается по формуле:

$$\tau_{iw} = \rho_0 C_{wi} |\vec{u}_i - \vec{u}_w| (\vec{u}_i - \vec{u}_w), \quad (25)$$

где  $C_{wi}$  - коэффициент трения между водой и льдом,  $\vec{u}_i$  - скорость дрейфа льда,  $\vec{u}_w$  - скорость течения.

Приведённые формулы (11)-(25) используются для расчета граничных условий в модели циркуляции океана.

#### 1.4 Значения коэффициентов физических параметризаций модели.

В численных экспериментах боковая диффузия тепла и соли параметризуются как изопикническая диффузия, реализованная полулагранжевым методом. Коэффициенты боковой диффузии для температуры  $T$  и солёности  $S$  берутся постоянными и равными  $4 \cdot 10^6 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ .

В данной версии модели вязкость второго порядка играет вспомогательную роль. Величина коэффициента вязкости в меридиональном направлении задается малым фоновым значением, равным  $2 \cdot 10^4 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ . В качестве основной боковой вязкости используется сеточная фильтрация скоростей, определяемая оператором Лапласа во второй степени. Это позволяет модели не терять устойчивости даже при тех малых – с учетом пространственного разрешения – коэффициентах диффузии для температуры и солёности.

Коэффициенты вертикальной вязкости и диффузии выбираются согласно параметризации Пакановского и Филандера как функция числа Ричардсона [26]. С целью регуляризации задачи значения коэффициентов ограничиваются максимальным и минимальным значениями. Коэффициент вязкости изменяется от  $1,0 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$  до  $75 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ , а диффузии – с фонового значения  $0,05 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$  до  $50 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ . Чтобы избежать возможных ситуаций "выклинивания" вертикальных профилей температуры и солёности в приповерхностном слое океана, в верхнем 5-метровом слое коэффициенты диффузии и вязкости задаются равными  $500 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ . В случае неустойчивой стратификации, коэффициент вертикальной диффузии увеличивается до значения  $500 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ , а коэффициент вязкости берется равным  $75 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$  (как для случая максимальной сдвиговой неустойчивости).

#### 1.5 Условия проведения экспериментов

Для верификации модели динамики Мирового океана на предыдущем этапе были проведены серии численных экспериментов на срок 100 лет с использованием климатического, повторяющегося из года в год атмосферного воздействия согласно исходным данным CORE (Forcing for Common Ocean-ice Reference Experiments) [23], предназначенные. Как уже было сказано выше, эти атмосферные данные специально предназначены для экспериментов с моделями океана, включающими в себя модуль параметризации морского льда для расчета потоков тепла, соли и импульса из атмосферы

в океан. В модель были инкорпорированы система расчета реалистичного атмосферного воздействия и модель термодинамики и динамики морского льда.

На этом же этапе НИР сценарий эксперимента по расчету характеристик общей циркуляции глобального океана был следующим. Сначала для подготовки исходного состояния Мирового океана выбирались характеристики полученные в ходе 60-ти летнего эксперимента, начиная с климатологии Левитуса. с климатическим атмосферным воздействием. Этот эксперимент был проведен на предыдущем этапе. Этот расчет необходим для получения средноклиматического квазиравновесного состояния всех характеристик гидротермодинамики Мирового океана. Этот численный эксперимент показал, что модель Мирового океана адекватно воспроизводит наблюдаемую климатическую структуру основных гидрофизических полей. Для сравнения использовались результаты воспроизведения глобальной циркуляции океана, представленные в работе [1], где несколько зарубежных моделей близкого пространственного разрешения, использующих те же самые атмосферные данные CORE [23], интегрировались на длительный срок.

Далее, на данном этапе НИР эксперименты проводились уже с использованием реальных данных метеорологических приповерхностных полей из базы данных CORE-II, подготовленных в NCEP/NCAR за период с 1948 по 2007 гг. Сценарий этого эксперимента предполагает получение межгодовой изменчивости состояния Мирового океана за период с 1948 по 2007 гг., что как раз и служит основной целью настоящей НИР. При этом следует отметить, что мы расширили период расчета по сравнению с техническим заданием по НИР, поскольку данные атмосферного воздействия были получены за этот расширенный период, что должно повысить ценность настоящих исследований.

## **1.6 Расчет характеристических функций циркуляции – меридиональных переносов тепла и пресной воды, меридиональной функция тока термохалинной циркуляции – как для всего Мирового океана, так и для Атлантического, Тихого и Индийского океанов.**

Механизм формирования декадной климатической изменчивости связан с глобальной океанической термохалинной циркуляцией [27]. Однако и на меньших межгодовых и внутригодовых масштабах процессы взаимодействия атмосферы и океана необходимо учитывать при изучении формирования климатических изменений. Таким образом, при создании модели климата Земли, способной описывать основные параметры климатических изменений, создание численной модели крупномасштабной динамики глобального океана становится необходимой задачей. При этом необходимым условием сопряжения атмосферного и океанического блоков в совместной модели без искусственной коррекции потоков на границе атмосфера–океан служит требование адекватного воспроизведения крупномасштабной циркуляции как атмосферы, так и океана. Модель океана, используемая в настоящей НИР, имеет два важных назначения: она предназначена для работы в качестве океанического блока в совместных моделях, и в качестве инструментария для исследования состояния циркуляции Мирового океана. Работа по настройке параметров модели океана, с целью получения адекватного модельного климата, является необходимой перед включением модели океана в совместную модель климата. Так, модель общей циркуляции океана Национального центра атмосферных исследований (NCAR), созданная на основе версий модели MOM (Modular Ocean Model) [28], неоднократно проходила тестирование и использовалась для изучения климатической циркуляции Мирового океана [29,30], прежде чем была включена в модель климатической системы (Climate System Model) NCAR [31].

С вышеприведенных позиций данный раздел посвящен воспроизведению термохалинной циркуляции Мирового океана для изучения межгодовой изменчивости за период 1948-2007 гг. Поэтому в этой главе мы ограничимся анализом среднегодовых квазиравновесных характеристик воспроизводимой с помощью модели циркуляции в экспериментах, проводимых на период 1948-2007 гг., и не будем останавливаться на изучении сезонного цикла, присутствующего в модели, поскольку это выходит за рамки целей настоящей НИР. Следует отметить, что невозможно достичь правильного формирования среднегодовых характеристик без учета сезонного хода в атмосферном воздействии. Это связано с тем, что важную роль в формировании циркуляции океана

играет глубоководная конвекция, происходящая зимой в высоких широтах Северного и Южного полушарий.

С моделью общей циркуляции Мирового океана проведен численный эксперимент по воспроизведению его состояния в период 1948-2007 гг. Для расчета потоков тепла, соли и импульса из атмосферы в модели используются вышеописанные атмосферные данные CORE-II (Forcing for Common Ocean-ice Reference Experiments) [23], предназначенные для экспериментов с моделями океана, включающими в себя модуль параметризации морского льда.

Представленные в этой главе расчеты характеристических функций циркуляции – меридиональных переносов тепла и пресной воды, меридиональной функция тока термохалинной циркуляции – как для всего Мирового океана, так и для Атлантического, Тихого и Индийского океанов за период 1948-2007 гг. необходимы еще и потому, чтобы показать, что используемая в настоящей НИР модель Мирового океана адекватно воспроизводит наблюдаемую структуру основных гидрофизических полей. Адекватность при воспроизведении средних характеристик служит необходимым условием для дальнейшего исследования временной изменчивости состояния Мирового океана.

Для сравнения используются данные наблюдений и результаты воспроизведения глобальной циркуляции океана, представленные в работе [1], где несколько зарубежных моделей близкого пространственного разрешения, использующих те же самые атмосферные данные CORE[23], интегрировались на длительный срок

### **1.6.1 Воспроизведение крупномасштабной циркуляции Мирового океана за период 1948-2007 гг.**

На рис. 1.17 показаны карты среднегодовых течений на глубине 10 м, функция тока баротропной циркуляции и отклонения уровня Мирового океана, полученные в модели как средние за период 1948-2007 гг.. На рисунке хорошо видны западные пограничные течения в Северном полушарии – Гольфстрим и Куроисио. Их среднегодовая скорость может достигать  $50 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ , что является хорошим достижением для модели с разрешением  $1^\circ \times 0.5^\circ$  по долготе и широте. В Южном океане скорость Антарктического Циркумполярного течения составляет в среднем от 10 до  $25 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ , превышая  $30 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$  в отдельных районах, в том числе и в проливе Дрейка. Хорошо просматривается экмановский дрейф, когда течения несколько поворачиваются вправо в северном полушарии и влево в южном. Поэтому на глубине 50 м западные пограничные течения

выражены лучше, чем на поверхности. Величины скоростей в западных пограничных течениях определяются пространственным разрешением модели и, как показывают недавние расчеты [11,32], растут при уменьшении горизонтальных сеточных шагов и коэффициентов боковой крупномасштабной вязкости и диффузии. При этом экмановский дрейф существенно меньше искажает струйные течения Мирового океана.

В центре экваториального Тихого океана наблюдается интенсивное западное течение со скоростями более  $50 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ , соответствующее Южному пассатному течению. На глубинах более 60-и м направление течения меняет знак. Более подробно структура экваториальных течений Тихого океана будет описана ниже. В экваториальной Атлантике скорость течений на поверхности достигает  $50 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ , превышая это значение у побережья Южной Америки, а противотечение имеет величину более чем  $80 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$  на глубине 100 м (не приводится). Хорошо просматриваются интенсивные течения вдоль Южной и Центральной Америк и в Мексиканском заливе. Величины скоростей в Гвианском течении могут превышать  $90 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ . В Индийском океане среднегодовое течение около Сомали отражает в большей степени летнюю структуру, поскольку именно летом Сомалийское течение существенно интенсивнее, нежели зимой.

Распределение вертикальной скорости на глубине 50 м (не приводится) отражает интенсивный апвеллинг в экваториальном поясе Тихого океана и Атлантики, а также подъем вод в областях, где ветер дует вдоль материка. В частности, в Атлантике это – побережье Северной Америки и у Западной Африки.

Среднегодовой расход Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) средний за 1948-2007 гг. в проливе Дрейка составляет порядка 135 Св, что хорошо согласуется с другими модельными расчетами и анализом данных наблюдений (см. [29,30]). Расходы в главных среднеширотных круговоротах Северного полушария – в Гольфстриме и Курисио несколько превышают 40 Св и 60 Св соответственно.

В модельном решении хорошо проявляются субполярные круговороты в Атлантическом и Тихом океанах. В Атлантике интенсивность, достигающая 40 Св, выше по сравнению с [29,30]. Наличие этого круговорота может быть связано с особенностями атмосферного воздействия в этом районе, примыкающем к зоне шторм-треков с севера, а также сложной топографией дна и характером береговой черты, обусловленным близостью Гренландии и Исландии. Следует отметить, что в работе [33] интенсивность этого круговорота также достигает 40 Св. Этот результат получен с помощью  $\sigma$ -модели океана [18] при краткосрочном моделировании циркуляции в Северной Атлантике с

пространственным разрешением 30-40 км по методу диагноза и прогноза (адаптации). Ранее подобный метод исследования циркуляции океана применялся в работах [34,35].

Сильный среднеширотный круговорот с западной интенсификацией величиной до 60 Св наблюдается в южной части Индийского океана в районе Агульясского течения. Индонезийские проливы в модели были аппроксимированы одним широким проливом. Среднегодовой поток через него около 25 Св, что очень близко к значению 26 Св по данным наблюдений [36]. Среднегодовой расход в Мозамбикском проливе достигает 35 Св. Можно отметить, что в целом среднегодовая функция тока баротропной циркуляции, приведенная на рис. 1.17, довольно близка к полученным в работах [29,30].

Распределение уровня океана согласовано с течениями на поверхности. В Атлантике повышение уровня наблюдается в районе Мексиканского залива, понижение – у южного побережья Гренландии, а также перепад в районе Гольфстрима. Аналогично, в Тихом океане перепад уровня соответствует Куроисио, а зоны повышенного и пониженного уровня расположены к югу и к северу от Куроисио соответственно. Видно, что средний уровень Тихого океана приблизительно на 70 см выше, чем в Атлантике, что хорошо известно из данных наблюдений. Также ярко выражен перепад уровня с севера на юг, соответствующий Антарктическому Циркумполярному течению.

Перепад уровня между Тихим и Атлантическим океанами является подтверждением так называемого океанского конвейера Брокера [37] (рисунок 1.18), являющимся сильно упрощенной концептуальной моделью системы глобальной циркуляции океана, состоящей из приповерхностных и глубоководных течений Мирового океана. В этой схеме течений приповерхностные воды Тихого океана перетекают в Атлантический океан в приповерхностном слое. Затем в северной части Атлантики эти воды опускаются и в виде глубинных течений возвращаются в Тихий океан. Следует отметить, что эту концепцию на три года раньше предложил российский ученый Лаппо С.С. [38]. И именно перепад уровня между Тихим и Атлантическим океанами дали толчок Лаппо С.С. для выдвижения этой концепции. Оценки величин переноса водных масс через субарктический фронт в Южном океане как отдельной составляющей глобальным океанским конвейером проводятся в работе [39].

Поскольку этот конвейер приводится в движение в значительной степени плотностными градиентами, которые в свою очередь являются следствием пространственной изменчивости полей температуры и солёности, то это движение вод Мирового океана зачастую называют также термохалинной циркуляцией (ТХЦ). А Североатлантическую ветвь океанского конвейера называют Атлантический меридиональной циркуляцией (АМЦ).



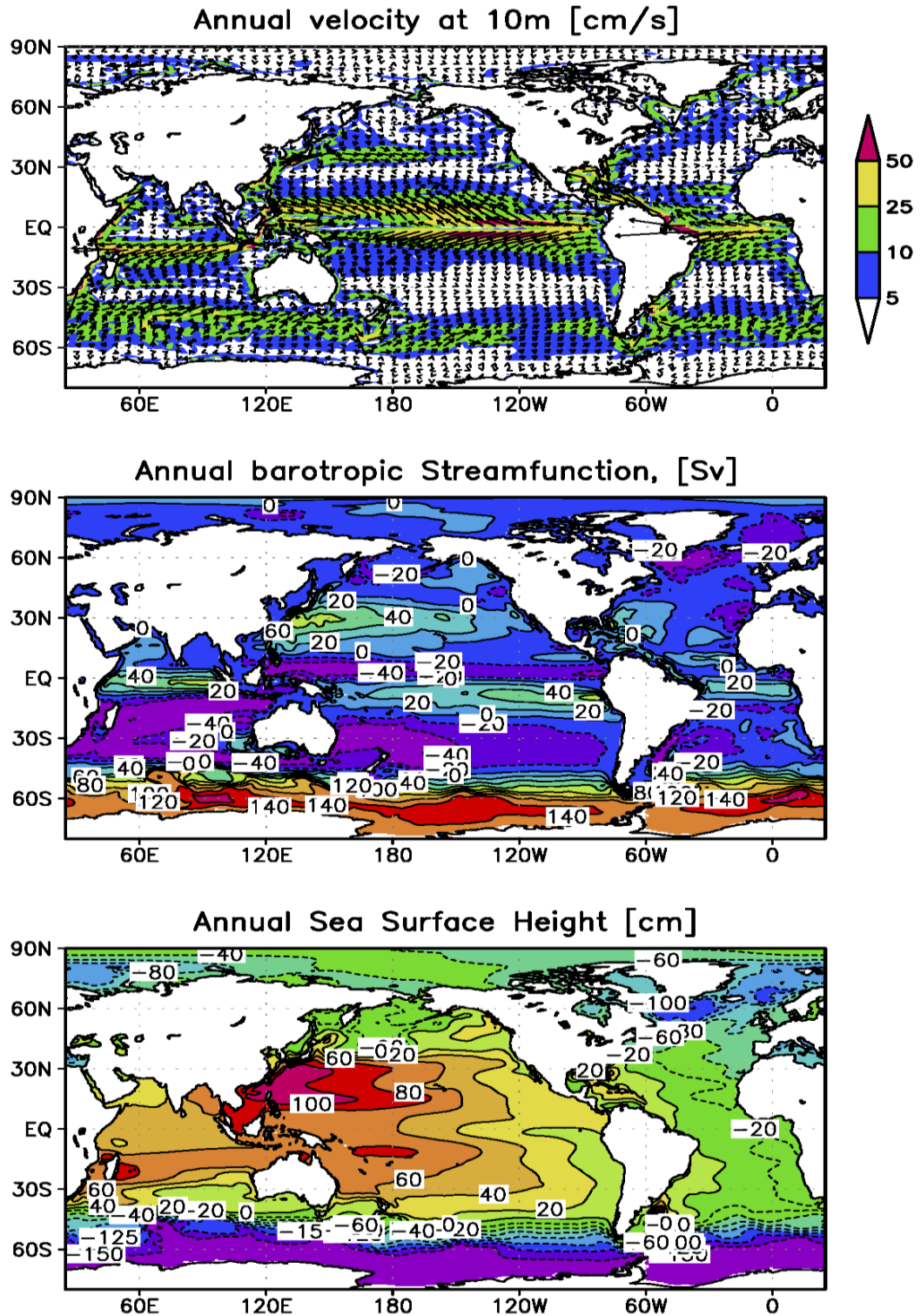


Рисунок 1.17 – Среднегодовые скорости течений на глубине 10 м, см/с (сверху), баротропная функция тока, Sv.(в центре) и уровень океана, см (снизу) за 1948-2007 гг.

Итак, мы показали адекватность наблюдениям используемой модели при воспроизведении общей структуры общей циркуляции океана. Только после такой проверки можно, переходить к расчету интегральных характеристик термохалинной

циркуляции Мирового океана, поскольку основными параметрами для их расчета служат трехмерные, изменяемые во времени поля течений, температуры и солёности. Ниже приводятся характеристических функций термохалинной циркуляции Мирового океана как то меридиональные переносы тепла и пресной воды, меридиональные функции тока циркуляции – как для всего Мирового океана, так и для Атлантического, Тихого и Индийского океанов.

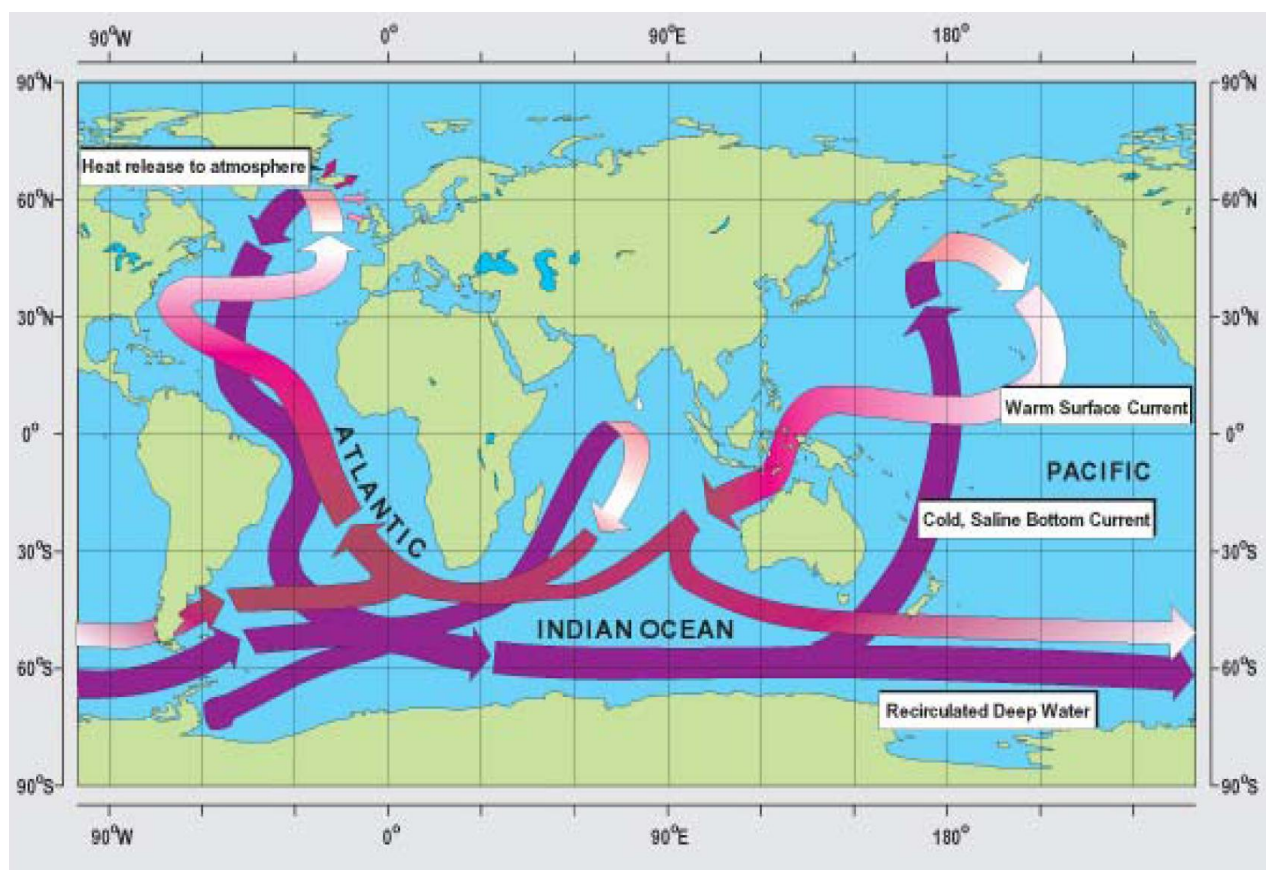


Рисунок 1.18 – Океанский конвейер Брокера – Лаппо [37,38]

### 1.6.2 Расчет меридиональных характеристических функций термохалинной циркуляции

На рис. 1.19, слева, приведена рассчитанная среднегодовая функция тока зонально-интегральной циркуляции для всего Мирового океана (вверху) и для Атлантики (внизу). Характерной особенностью вертикальных круговоротов (рис. 1.19, сверху) является приповерхностная дипольная структура у экватора, связанная с интенсивным экваториальным апвеллингом. Величина расхода в северной от экватора ячейке достигает 50 Св, а в южной – 55 Св. Центры этих круговоротов расположены на глубине 100 м на



расстоянии около  $5^\circ$  по широте к северу и югу от экватора. В Северном полушарии основной крупномасштабный круговорот меридиональной функции тока имеет максимум порядка 20 Св на глубине около 1 км и широте  $40^\circ$  с.ш. Этот меридиональный круговорот обусловлен меридиональной циркуляцией в Атлантическом океане, где она имеет классический вид монополярной ячейки (рис. 1.19, внизу).

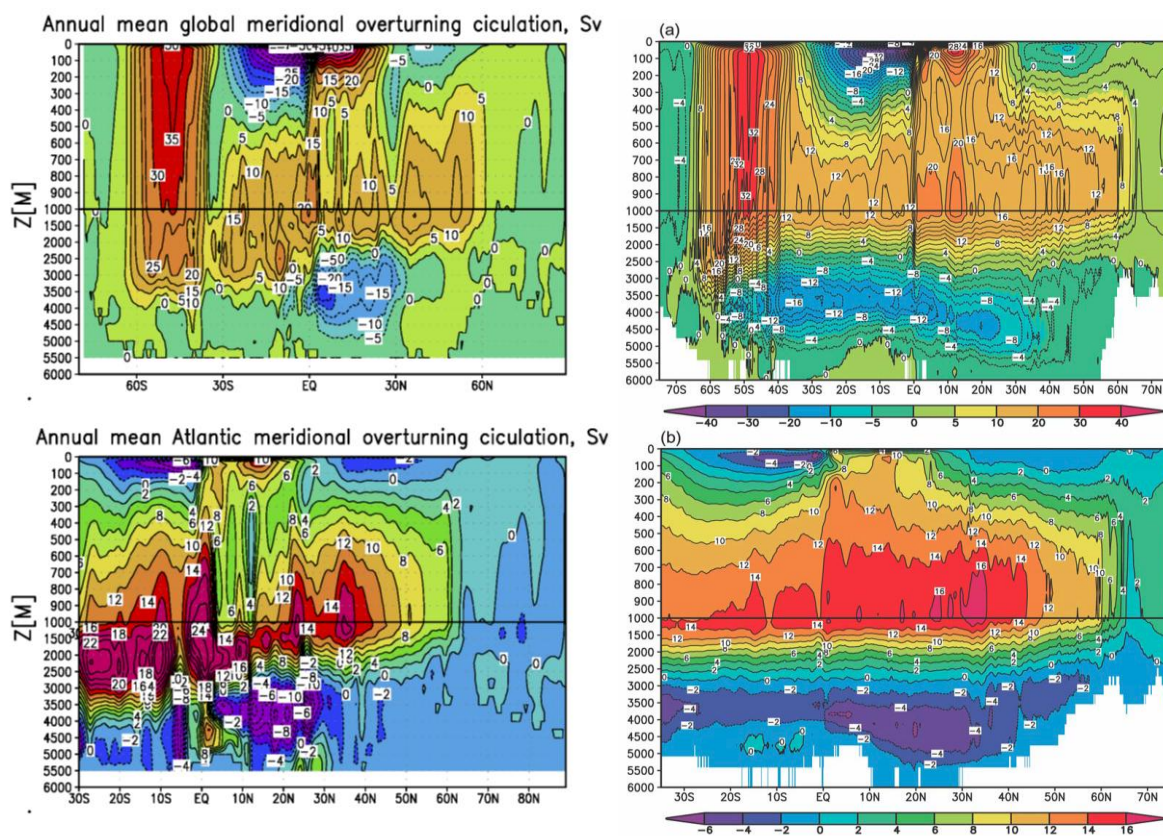


Рисунок 1.19 – Среднегодовая функция тока зонально-интегральной циркуляции, Св. Слева – по результатам, полученным с помощью представленной модели, справа – по результатам [40]. Вверху – для глобального океана, снизу – для Атлантического. Положительные значения соответствуют круговороту по часовой стрелке, а отрицательные – против часовой стрелки.

В Южном полушарии выделяется приповерхностная циркуляционная ячейка с вращением по часовой стрелке, имеющая максимум порядка 35 Св. Формирование этой ячейки циркуляции связано с присутствием Антарктического циркумполярного течения (АЦТ). Следует отметить, что рассчитанная меридиональная циркуляция также хорошо согласуется с результатами [40], которые приведены на рис. 1.19, справа.

На левом верхнем рис. 1.20 показаны среднегодовой меридиональный перенос тепла (МПТ), рассчитанный в модели как средний за 1948-2007 гг. МПТ является одной из важнейших характеристик циркуляции Мирового океана, оказывающих большое влияние

на состояние общей климатической системы Земли. Рассчитанный по нашей модели глобальный среднегодовой МПТ (рис. 1.20, сплошная линия) имеет максимум около 1,7 ПВт на 15°с.ш. и минимум -1,1 ПВт на 15°ю.ш. В Северном полушарии, выше 40-й параллели, перенос тепла к полюсу осуществляется, в основном, за счет переноса тепла в Атлантическом океане, который связан с западным пограничным течением вдоль всего Американского континента.

Величина теплопереноса в Атлантике (верхний рис. 1.20, длинный пунктир) возрастает с 0,3 до 0,8 ПВт на 19°с.ш. и далее убывает вместе с поворотом на восток и уменьшением интенсивности Гольфстрима и Северо–Атлантического течения (см. рисунок 1.17). Особенностью рассчитанного МПТ в Атлантике является его относительное постоянство от 0,3 ПВт у южной части Африки до 0,4 ПВт на 11°ю.ш. и дальнейший заметный рост на 0,3 ПВт в районе экватора. Перенос тепла на север в области южнее экватора до 35°ю.ш. вызван тем, что в Атлантике южная приэкваториальная ячейка, отвечающая за перенос тепла в Южном направлении, несколько подавлена. Она имеет максимальный расход всего 5 Св (северная – более 10 Св), что может быть вызвано направленным на север экмановским переносом в Южной Атлантике. К тому же на глубине около 1-го км располагается вытянутая вдоль всей Атлантики ячейка циркуляции с направлением по часовой стрелке и величиной расхода, достигающей 15 Св, которая также ответственна за перенос тепла на север.

В Южном полушарии перенос тепла определяется, главным образом, процессами в Тихом и Индийском океанах. Совместный перенос тепла в этих океанах на юг (рис. 1.20, короткий пунктир) достигает максимума 1,5 ПВт на 15°ю.ш.

Для сравнения с данными наблюдений на левом нижнем рис. 1.20 приведены значения оценок меридионального переноса тепла из [41] для глобального океана и отдельных акваторий. Можно отметить некоторое занижение абсолютных величин модельного МПТ. Предположительно, причинами такого занижения может служить ограниченность расчетов климатической циркуляции океана при предписанном атмосферном воздействии, а также недостаточно высокое пространственное разрешение модели.

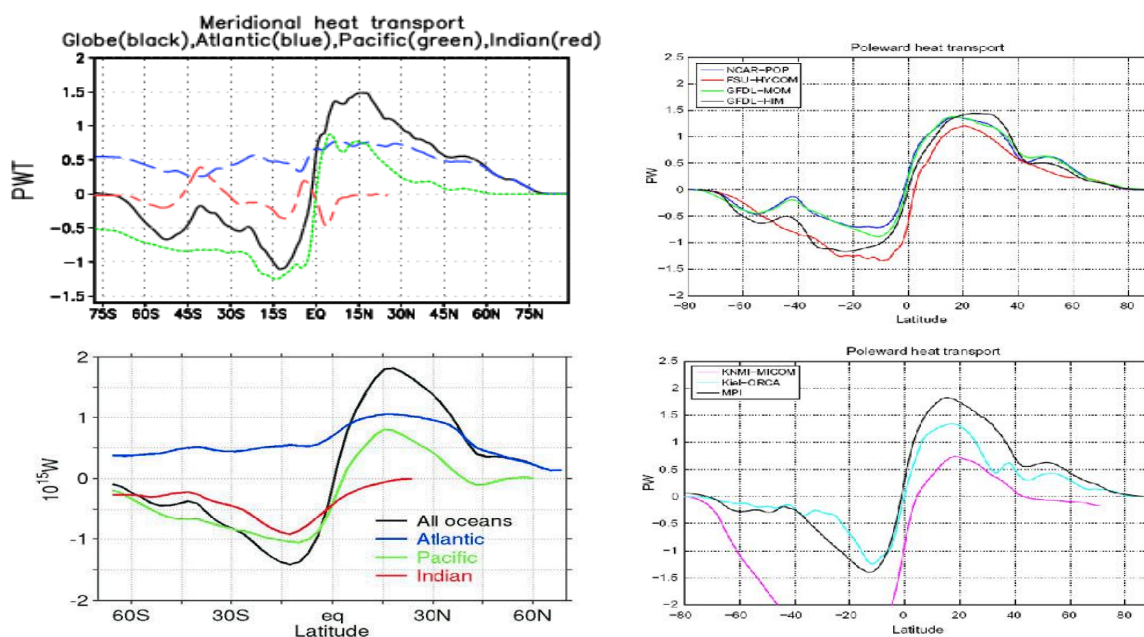


Рисунок 1.20 – Слева: сверху – среднегодовые меридиональные переносы тепла по результатам расчетов, ПВт: Мировой океан (сплошная линия), Атлантический океан (длинный пунктир), суммарный перенос в Тихом и Индийском океане (короткий пунктир); снизу – оценки из [41]. Положительные значения МПТ соответствуют переносу тепла на север, а отрицательные – на юг. Справа: МПТ по результатам расчетов моделей, участвовавших в программе CORE [1].

На правых рис. 1.20 приведены также результаты, полученные с помощью моделей-участников программы CORE [1]. В целом рассчитанный в модели МПТ хорошо согласуется с результатами моделирования [1,29,30] по лучшим зарубежным моделям общей циркуляции океана и оценками по данным наблюдений [41]. Следует отметить, что правильное воспроизведение МПТ моделью океана является необходимым условием построения совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана без коррекции потоков обменов между атмосферой и океаном на его поверхности. В свою очередь соединение атмосферной и океанической блоков в единую модель климата без коррекции потоков является современным требованиям к CSM.

Наряду с МПТ, важной характеристикой служит перенос пресной воды, который противоположен по знаку переносу солей в океане. Перенос пресной воды в модели рассчитывается через перенос соли. Использование переноса пресной воды удобно потому, что его можно оценить путем косвенных оценок по данным наблюдений (осадки минус испарение). На рис. 1.21 показан среднегодовой перенос пресной воды по результатам расчетов и по данным, полученным в [42] путем косвенных оценок для глобального океана, Атлантики, и Индийского и Тихого океанов вместе.

Рассчитанные меридиональные переносы пресной воды по результатам расчетов качественно хорошо согласуются с косвенными оценками из [42]. Еще более они близки к результатам моделирования [29,30]. Широтное распределение глобального переноса пресной воды отражает, с одной стороны, отток пресной воды от экватора в тропики Северного и Южного полушарий, т.е. из зоны интенсивных осадков в зоны интенсивного испарения. С другой – приток пресной воды из средних широт Северного и Южного полушарий в те же тропические зоны интенсивного испарения. При этом переносы в Южном полушарии имеют большие величины из-за несимметричного распределения площадей Мирового океана в Северном и Южном полушариях. В Северном полушарии поток пресной воды на юг создается равновеликими вкладами Атлантики и остальной части Мирового океана. В Южном полушарии основной перенос приходится на Тихий и Индийский океаны.

Следует отметить, что в отличие от [29,30], наша модель воспроизводит глобальный перенос пресной воды на север на широтах 5–10°с.ш., как это имеет место в наблюдениях, а также чуть более интенсивный и, следовательно, более близкий к наблюдениям минимум в Южном полушарии. В целом перенос пресной воды в модели очень хорошо согласуется с косвенными оценками по данным наблюдений.

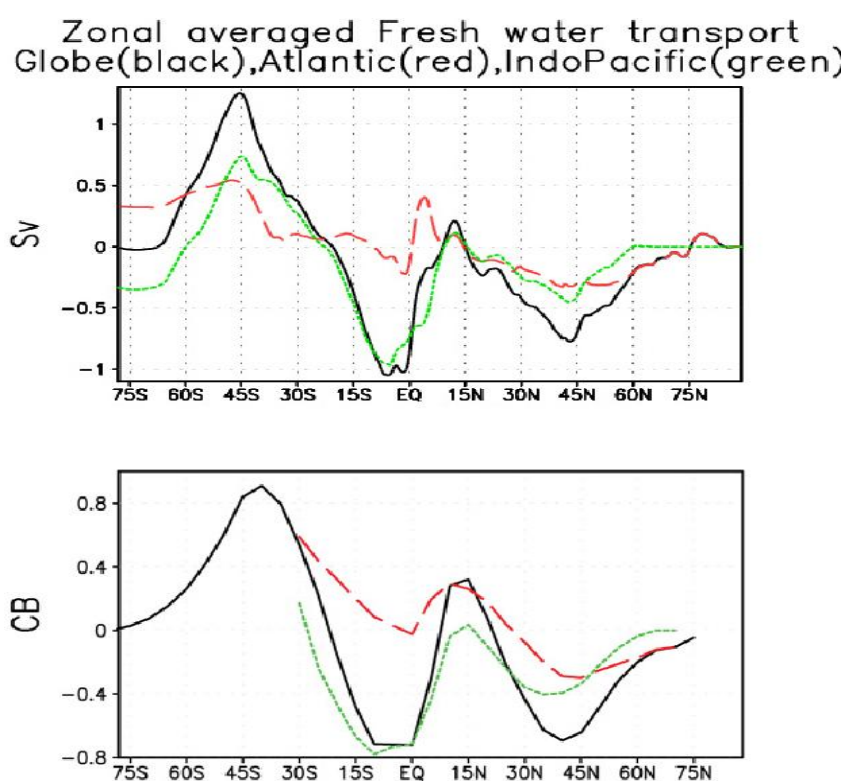


Рисунок 1.21 – Среднегодовые меридиональные переносы пресной воды, Sv, по результатам расчетов (вверху) и по косвенным оценкам из [42] (внизу): Мировой океан (сплошная линия), Атлантический океан (длинный пунктир), суммарный перенос в Тихом и Индийском океане (короткий пунктир). Положительные значения соответствуют переносу пресной воды на север, а отрицательные – на юг.



### 1.6.3 Воспроизведение экваториальной динамики

Качественное воспроизведение структуры экваториальных течений в Тихом океане необходимо для успешного воспроизведения апвеллинга у Южноамериканского побережья, изменчивость которого является важным фактором формирования явления Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК). Хорошее воспроизведение ЭНЮК в совместной модели атмосферы и океана ИВМ РАН является одним из ключевых факторов воспроизведения климатической изменчивости. Этого удалось добиться, в том числе и за счет хорошего воспроизведения экваториальной динамики в нашей модели океана, что демонстрируется ниже.

На рис. 1.22 приведены вертикальные разрезы зональной скорости течения для нашей модели океана в области экватора в Тихом океане. Они хорошо согласуются с результатами по модели MOM3 с пространственным разрешением  $0,1^\circ$ , реализованной на суперкомпьютере Earth Simulator [40], эксперименты с которой проведены на срок 50 лет. Сравнение рис. 1.22 с рисунками из [40] показывает хорошее сходство картин зональной циркуляции, особенно в верхнем слое, более важном с точки зрения формирования меридионального переноса тепла, чем глубинные слои.

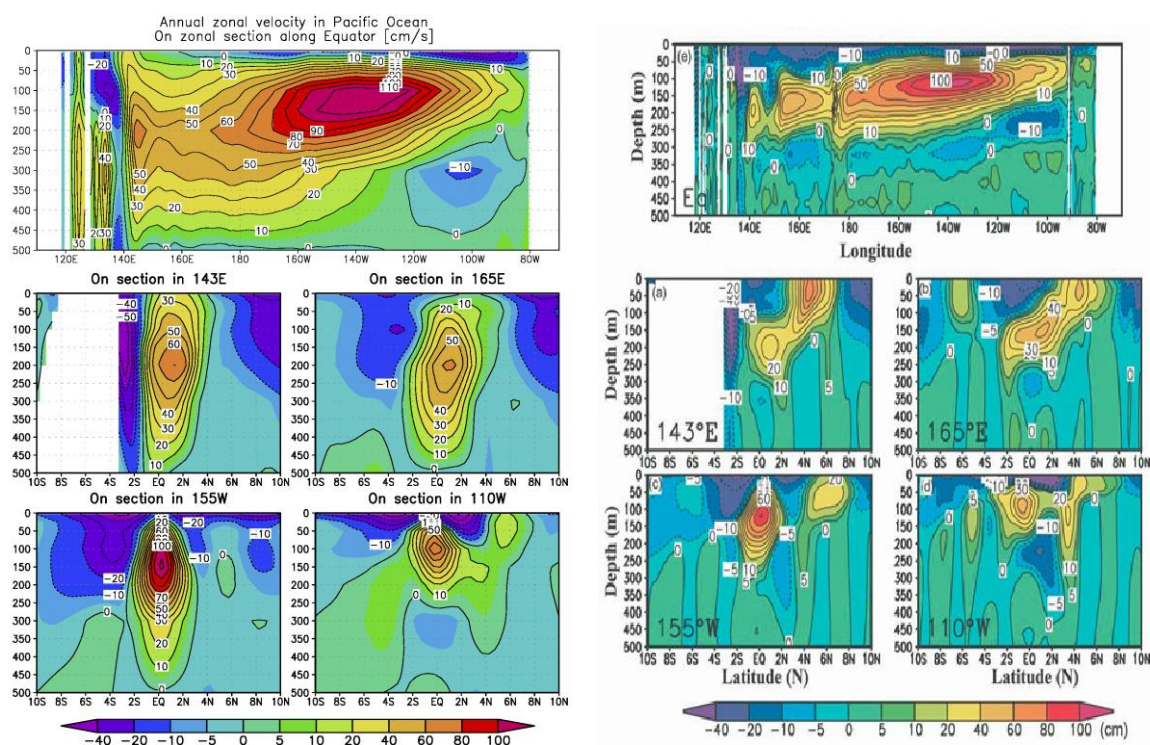


Рисунок 1.22– Вертикальные разрезы зональной скорости течений в Тихом океане, см/с. Слева – по результатам, полученным с помощью представленной модели, справа – по результатам [40]. Сверху – зональный разрез вдоль экватора, снизу – меридиональные разрезы вдоль нескольких линий долготы.

Как видно из рис. 1.22, удалось добиться хорошего соответствия воспроизведенной в эксперименте с нашей моделью океана экваториальной динамики даже на сравнительно грубом для экваториальной области пространственном разрешении  $1^\circ \times 0,5^\circ$  и полученной с помощью ассимиляции данных по материалам SODA [43,44]. Сравнение результатов, полученных с помощью представленной в данной работе модели, с результатами других моделей и данными наблюдений показывает, что пространственная структура и величины приповерхностных западных течений воспроизводятся достаточно точно. Несмотря на сравнительно невысокое пространственное разрешение модели, основная вертикальная структура динамики экваториальных течений хорошо воспроизводится. Адекватно воспроизводится также структура восточного подповерхностного противотечения. Численные расчеты показали, что использование вязкости 4-го порядка позволяет лучше воспроизводить сложную структуру экваториальных течений.

Для дополнительного сравнения на рис. 1.23 приведены результаты, полученные с помощью ряда зарубежных моделей, участвовавших в программе CORE [1]. В большинстве моделей воспроизводится противотечение со скоростью порядка 1 м/с (в предыдущем поколении моделей МГЭИК скорость была в 2-3 раза ниже). Исключениями являются модели MPI и FSU-HYCOM. В MPI причиной занижения скорости является, очевидно, грубое меридиональное разрешение ( $>1,7^\circ$ ) в тропиках Тихого океана. Несмотря на низкие локальные величины скоростей, интегральный расход порядка 50 Св соответствует наблюдениям. Результаты же расчетов по новой версии этой модели с разрешением  $0,4^\circ$  (не приводятся) демонстрируют скорость порядка 1 м/с, как и в остальных моделях. В FSU-HYCOM же, судя по всему, проблемы в параметризации вертикального турбулентного перемешивания.



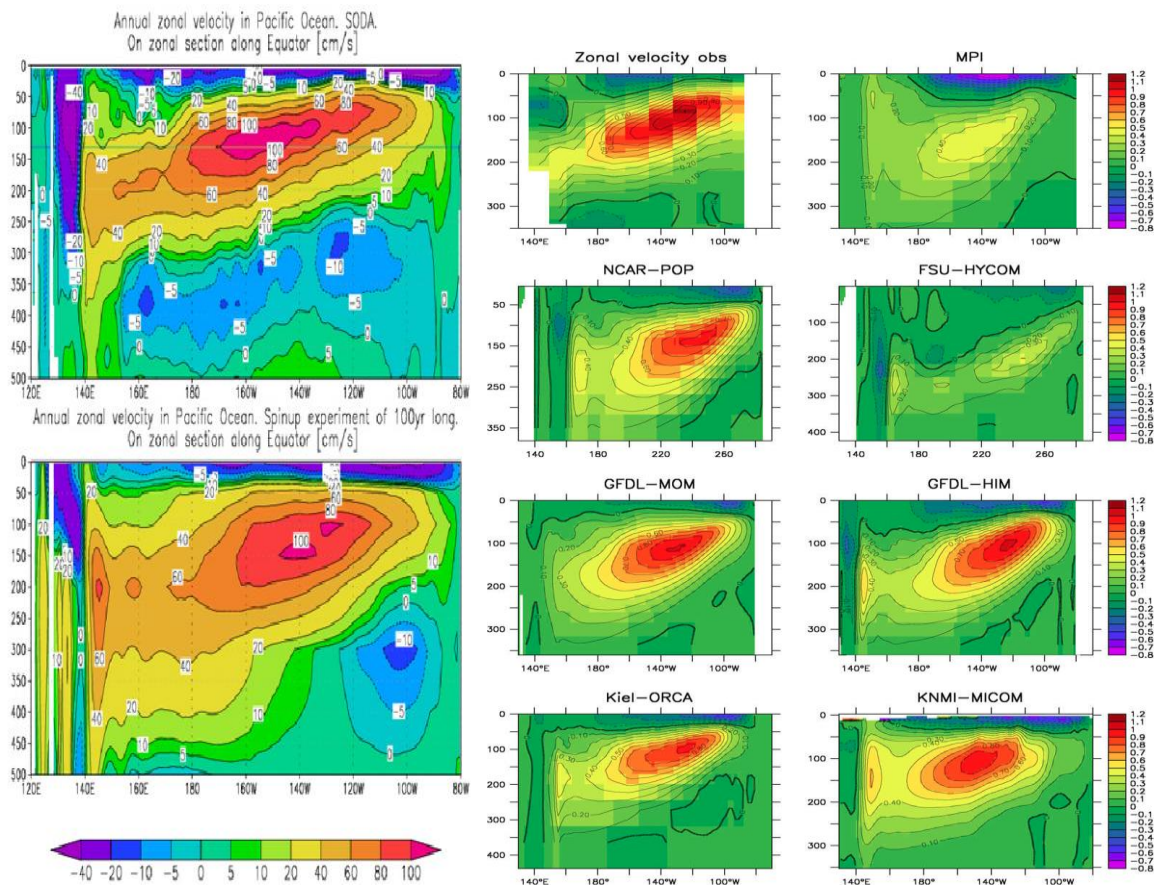


Рисунок 1.23— Вертикальные разрезы зональной скорости течений вдоль экватора Тихого океана. Сверху: сверху – по материалам SODA [43,44], снизу – по результатам расчетов. Снизу: Результаты расчетов по ряду моделей, участвовавших в программе CORE [1]

## **1.7 Анализ изменений основных характеристик состояния Мирового океана, включая уровень океана и морской лед, сравнение результатов численных расчетов с данными наблюдений.**

Таким образом, выше было показано, что представленная численная модель хорошо воспроизводит среднеклиматические характеристики Мирового океана. Приведем теперь анализ межгодовой изменчивости циркуляции океана.

### **1.7.1 Изменчивость ледового покрова и уровня.**

Важными климатическими параметрами, показывающими изменение климатического состояния Мирового океана, являются морской лед и стерический уровень. На рисунке 1.24 показана эволюция за период 1948-2007 гг. среднегодовой площади (в км<sup>2</sup>) морского льда в Арктике (вверху) и Южном океане (внизу). Из этих рисунков следует, что в Арктике отчетливо наблюдается тренд на уменьшения количества морского льда. В Южном океане такого отчетливого тренда не наблюдается, однако имеется значительная межгодовая изменчивость. Такое положение, когда в северном и южном полушариях тренды характеристик морского льда по разному выражены наблюдается также и в данных наблюдений (см. например, [45]). Подробнее о том, как происходит уменьшение ледового покрова в Арктическом бассейне, будет описано ниже.

На рисунке 1.25 показана эволюция за 1948-2007 гг. среднеглобального стерического уровня, посчитанного по результатам моделирования и современных данных наблюдений [46]. Стерический уровень отражает общую интегральную структуру плотности Мирового океана. Его изменения вызваны в основном термическим расширением. Из этого рисунка следует, что глобальный стерический уровень океана растет в исследуемый период с 1948 по 2007 гг. Эта тенденция к росту среднеглобального стерического уровня объясняется в основном тепловым расширением океанских вод и вполне соответствует наблюдениям как по тенденции к росту, так и по самим значениям величин отклонения от среднего состояния [45, 46].

Модель вполне соответствует данным наблюдений: в обоих случаях выражен тренд на увеличение порядка 0.4-0.6 мм/год.

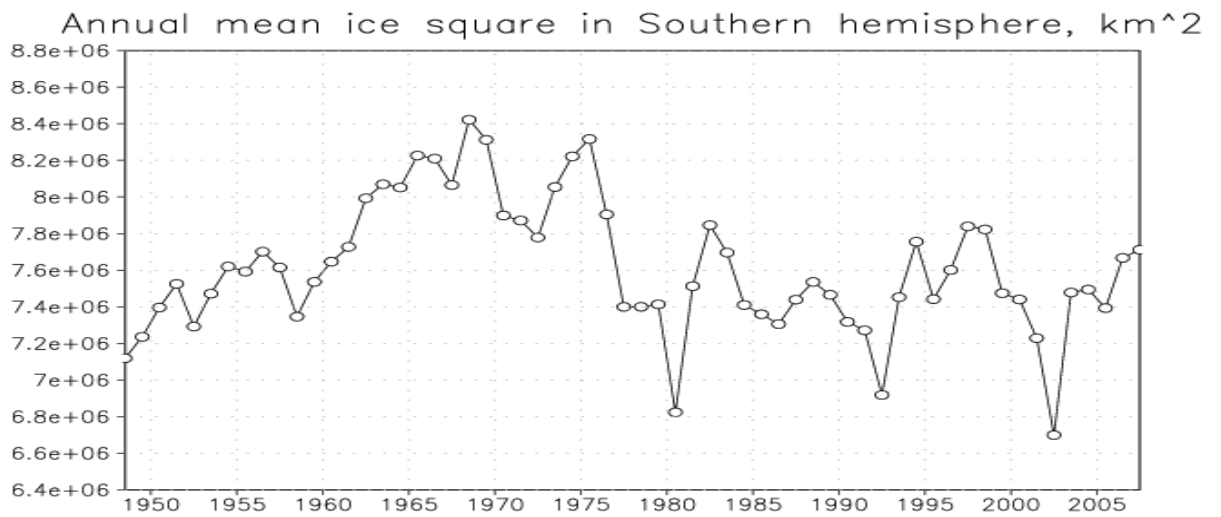
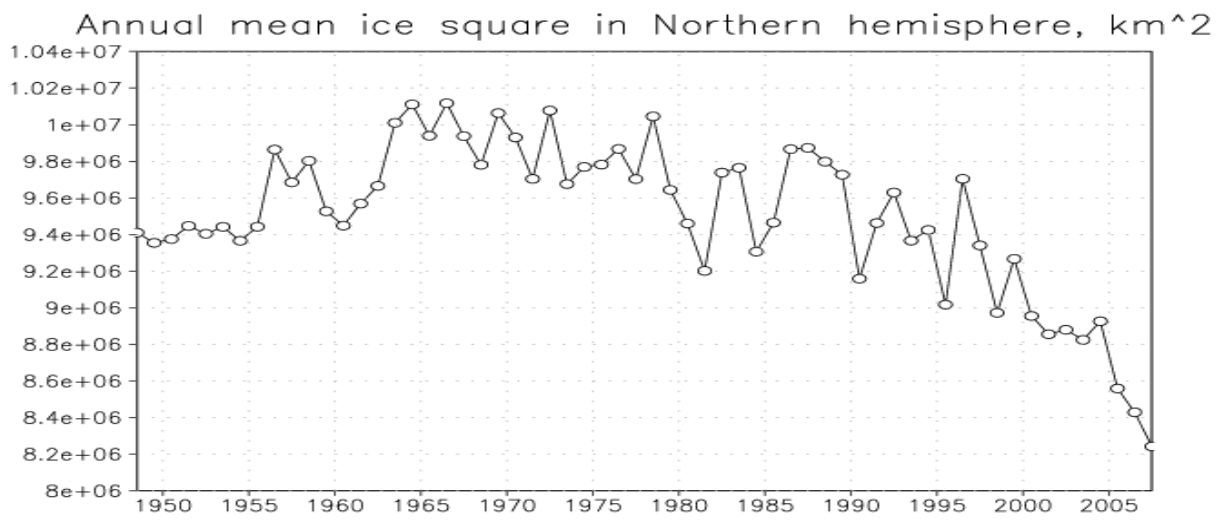


Рисунок 1.24 – Эволюция за период 1948-2007 гг. среднегодовой площади (в км<sup>2</sup>) морского льда в Арктике (вверху) и Южном океане (внизу).

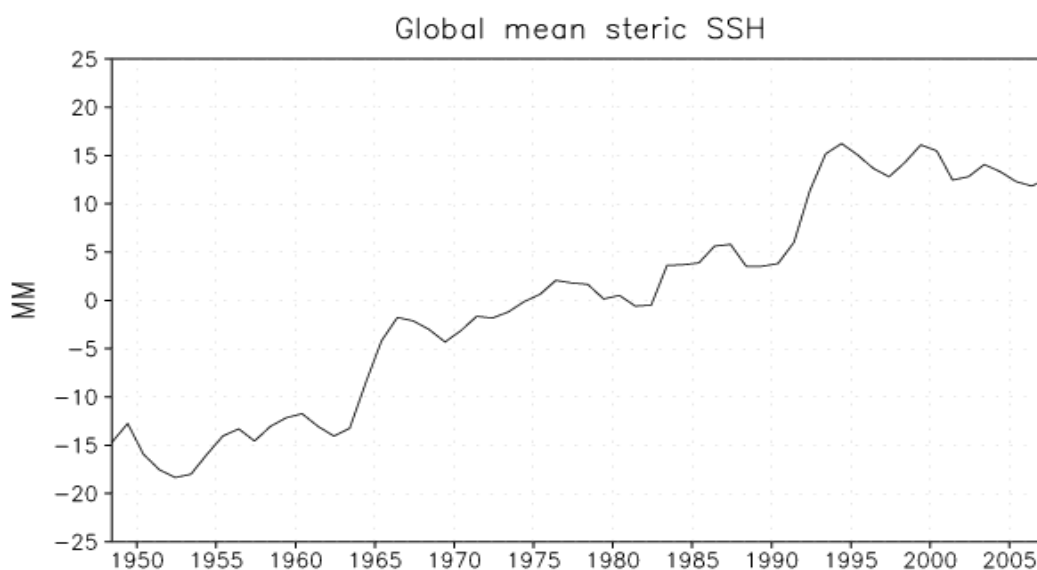
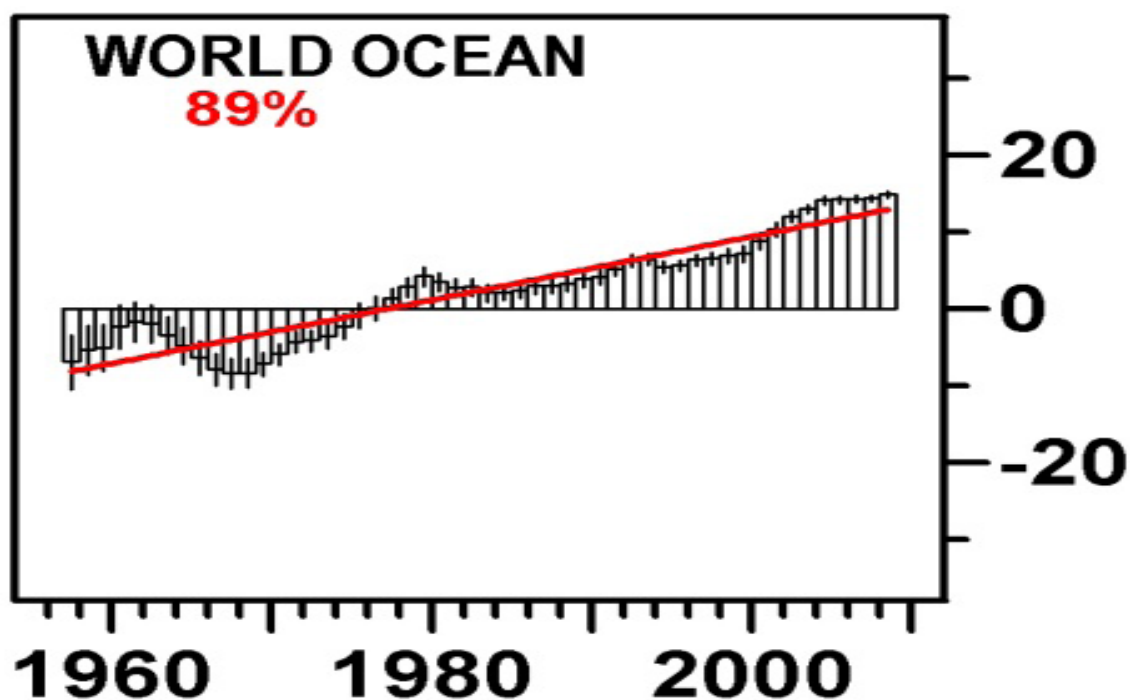


Рисунок 1.25 – Вверху: эволюция термостерического уровня [мм] в слое 0-700 м согласно наблюдениям [46]. Внизу: эволюция за период 1948-2007 гг. среднегодового стерического уровня океана (в мм) среднглобального (сплошная кривая)

### 1.7.2 Изменчивость расходов воды в важных проливах Мирового океана.

На рисунке 1.26 показана эволюция в период 1948-2007 гг. среднегодовых расходов водных масс (Св) в Беринговом и Дрейка проливах. Через Берингов пролив Тихоокеанские вод поступают в Северный ледовитый океан. Поэтому он играет важную роль в системе меж океанского водообмена. Воды Тихого океана оказывают также

важную роль на формирование циркуляции в СЛО. В целом в модели расходы через него несколько занижены, что может быть объясняется разрешением модели, когда на проход через Берингов пролив приходится всего одна ячейка сетки. Тем не менее, использование сетки «С» по классификации Аракавы позволяет воспроизводить общий характер водообмена через Берингов пролив. Межгодовая изменчивость 20-30% от среднего значения. Наблюдается небольшой тренд на понижение расхода.

Пролив Дрейка является одним из ключевых проливов Мирового океана. Он характеризует собой расход Антарктического Циркумполярного течения (АЦТ) между Южной Америкой и Антарктидой. По данным наблюдений в теплый для Южного полушария период его расход оценивается в 120-170 Св [47,48].

Пролив Дрейка в Южного океане обеспечивает связь между Тихим и Атлантическим океанами. Он находится в наиболее узкой части АЦТ шириной в 500 миль между южной оконечностью Южной Америки и Западно-Антарктического полуострова, что делает это наилучшим местом для измерения характеристик АЦТ. Объем воды, переносимый АЦТ огромен, в разы больше чем переносится Гольфстримом и Куроисио. Поэтому даже небольшие будущие изменения в интенсивности АЦТ могут оказать существенное влияние на остальную часть Мирового океана. Таким образом, это делает Южный океан чрезвычайно важным с точки зрения воздействия на климат, так как он является каналом, через который тепло и пресная вода, а также другие биогеохимические свойства перемещаются между крупными морскими бассейнами.

Мало того, что Южный океан важен при транспортировке воды между основными океанами, но он также играет существенную роль в вентиляции глубинных слоев океана путем опускания водных масс у побережья Антарктиды.

По-видимому, из-за огромной массы переносимых вод полная динамика АЦТ в модели не установилась за общий период расчета в 120 лет и тренд роста расхода воды в проливе Дрейка обусловлен именно этим положением. Но тем не менее в среднем модель довольно хорошо соответствует данным наблюдений по величине этой характеристики.

На рисунке 1.27 показана эволюция в период 1948-2007 гг. среднегодовых расходов водных масс (Св) в Индонезийских проливах (втекание вод Тихого океана в Индийский океан) и во Флоридском проливе.

Обмен через Индонезийские проливы демонстрирует замедления вытока водных масс из Тихого океана в Индийский.

Течение через Флоридский пролив служит началом Гольфстрима. В силу разрешения модели расход через Флоридский пролив занижается приблизительно в 1,5 раза. По данным наблюдений [49] перенос водных масс через Флоридский пролив составляет в среднем около 30 Св. Основной тренд по-видимому обусловлен не достаточным установлением квази-равновесия в модели за 120 лет расчета. Однако в данных наблюдений [49] также прослеживается минимум середины 1990-х с резким ростом к 2000-м, а затем снова с падением расхода. Так же в работе показана связь между расходом водных масс во Флоридском проливе и ходом индекса Северо-Атлантического колебания (САК). Последний факт легко объясняется влиянием общей структуры ветрового поля над Северной Атлантикой на интенсивность основных течений в этой акватории. А связь между САК и общей структуры ветрового поля над Северной Атлантикой очевидна и не требует особых доказательств.

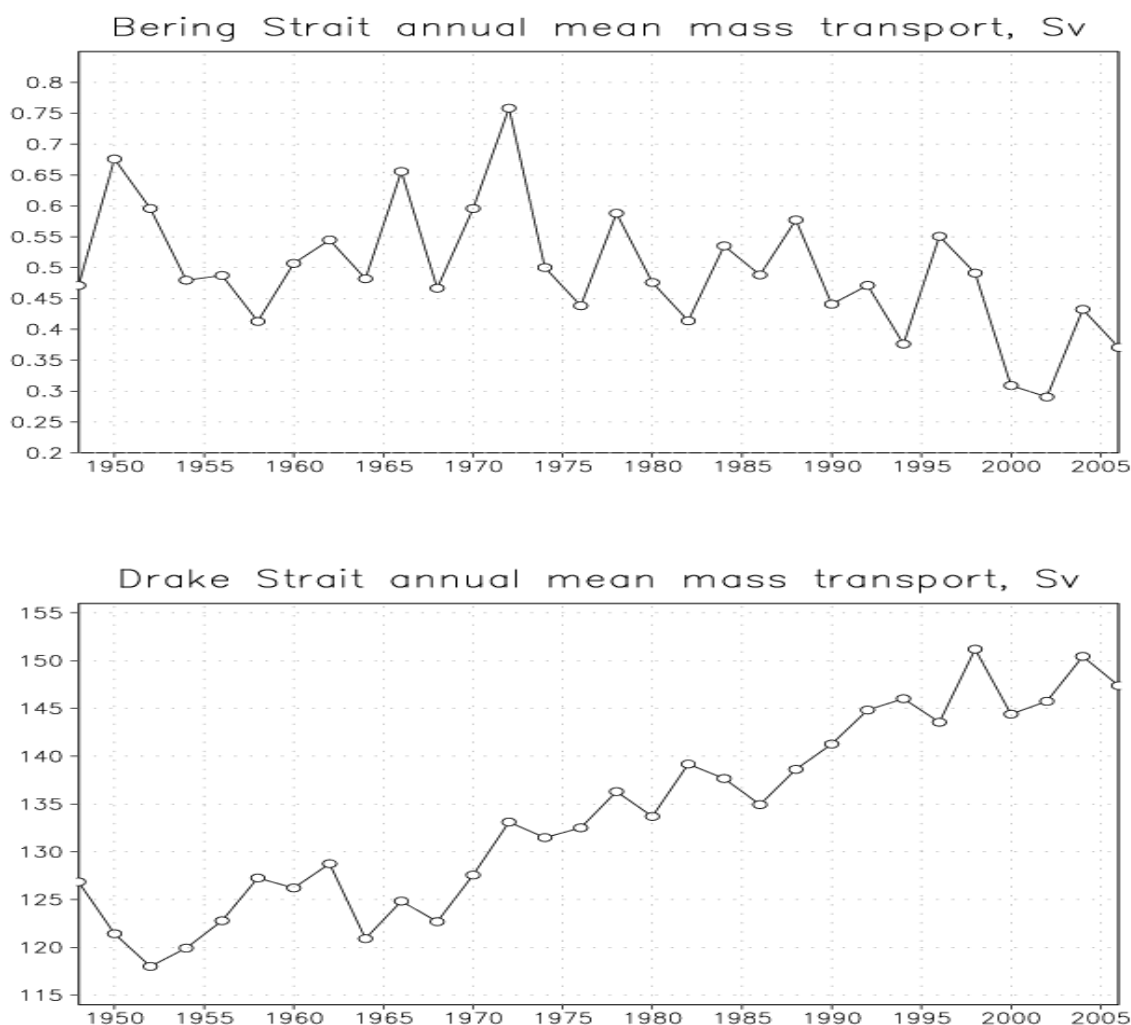


Рисунок 1.26 – Эволюция в период 1948-2007 гг. среднегодовых расходов водных масс (Св) в Беринговом и Дрейка проливах.

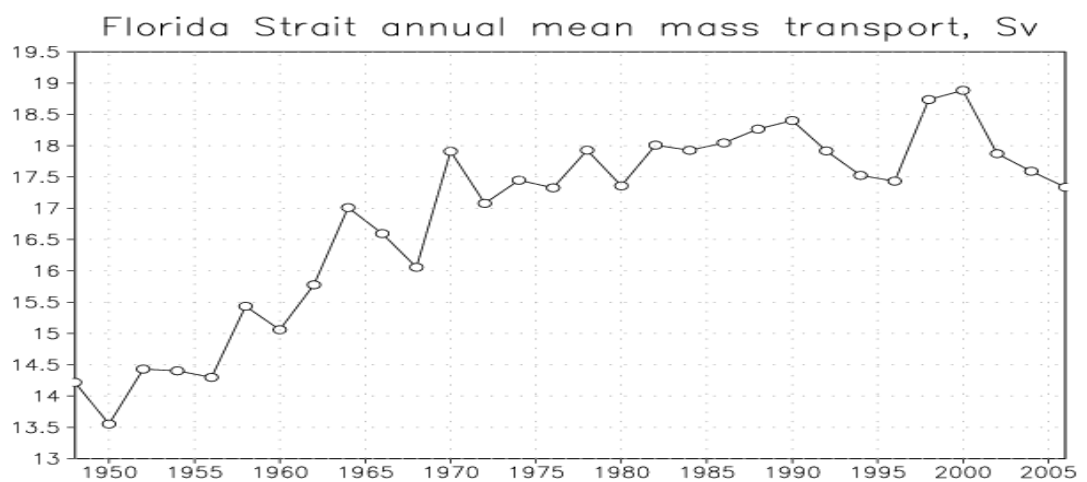
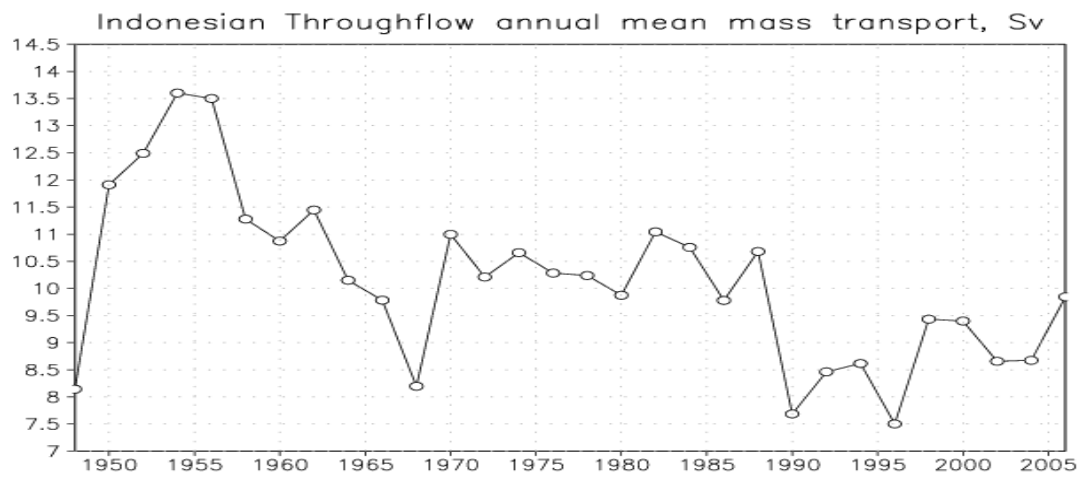


Рисунок 1.27 Эволюция в период 1948-2007 гг. среднегодовых расходов водных масс (Св) в Индонезийских проливах (втекание вод Тихого океана в Индийский океан) и во Флоридском проливе.

### **1.7.3 Воспроизведение циркуляции и морского льда в Северном ледовитом океане.**

Воспроизведение циркуляции Северного ледовитого океана (СЛО) является очень важным с позиций формирования климатической изменчивости, в которой СЛО является важным звеном. Так формирование Великой соленостной аномалии во второй половине 1960-х годов, которая сопровождалась некоторым похолоданием в средних широтах северного полушария, была вызвана вытеканием распресненных вод из СЛО в Северную Атлантику. Именно поэтому здесь приводятся характеристики воспроизведения циркуляции и морского льда в СЛО.

На рисунке 1.28 показаны временные эволюции среднемесячной площади морского льда и его объема в СЛО с 1988 по 2007 гг. в эксперименте с моделью циркуляции глобального океана с атмосферным воздействием из массива CORE так же для марта и сентября. Для сравнения на рисунке 1.29 приведена временная эволюции среднемесячной площади морского льда в СЛО с 1988 по 2011 гг. для сентября согласно данным наблюдений НСЛЦД (Национальный снежный и ледовый центр данных – National Snow and Ice Data Center (NSIDC)).

В целом значения модельных величин соответствуют данным наблюдений, причем зимние величины гораздо более согласованы между собой. Это объясняется тем, что в зимний период количество морского льда и его пространственное распределение в основном определяется приповерхностной температурой воздуха, которая предписывается из данных CORE-II и имеет хорошее согласование с данными наблюдений. Однако для летнего периода проявляется большой разброс, в зависимости от используемого атмосферного форсинга. Хорошее согласование с данными наблюдений имеется для эксперимента с глобальной моделью (ср. рисунки 1.28 и 1.29). Интересно отметить, что нельзя предсказать поведение интегральных характеристик морского льда для летнего периода, основываясь на значениях этих характеристик для зимнего периода. Для этого достаточно сравнить показатели площади морского льда для 2006 и 2007 гг. на рисунке 1.28.



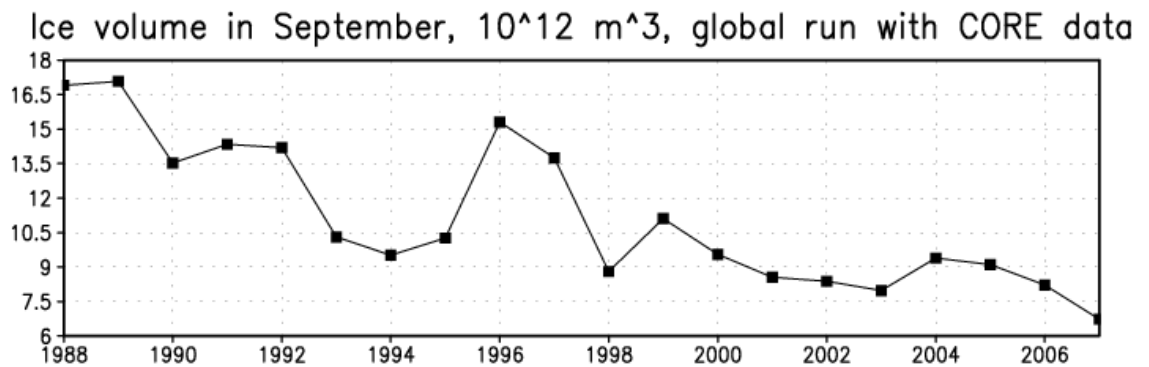
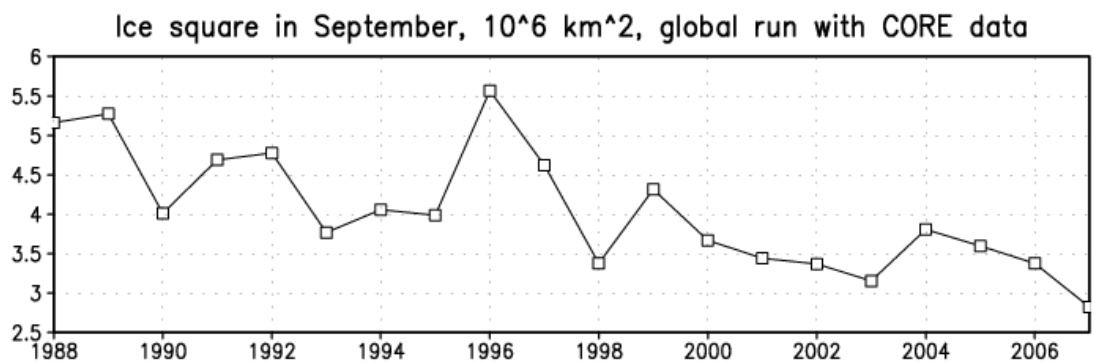
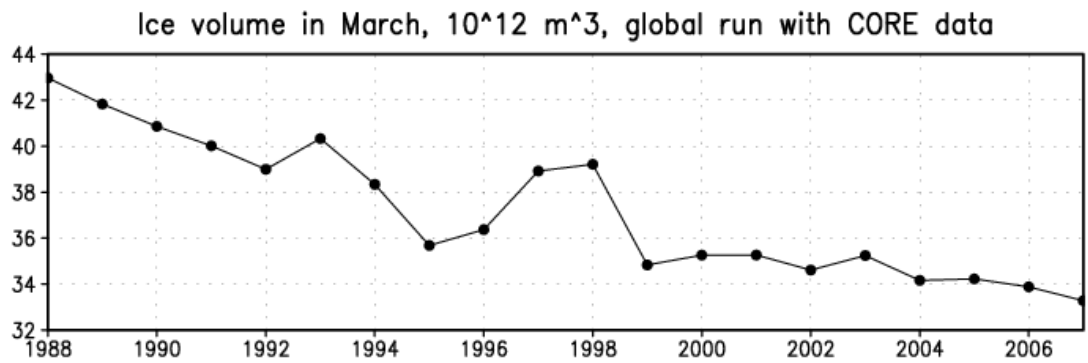
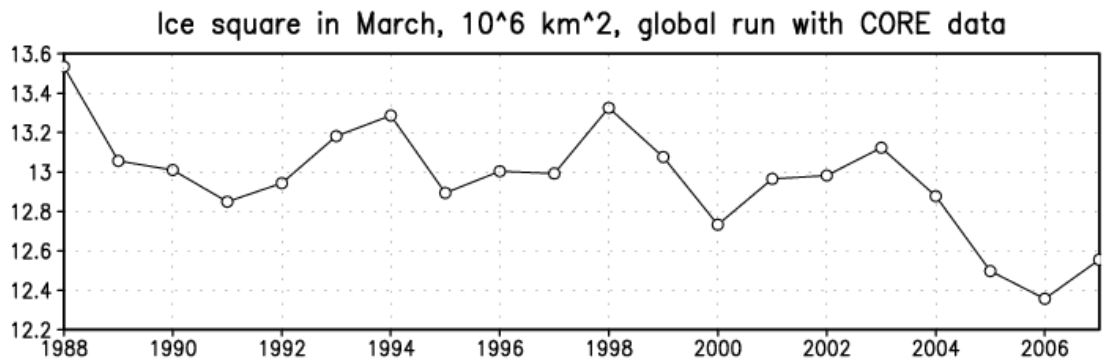


Рисунок 1.28 – Временной ход среднемесячной площади морского льда (млн. км<sup>2</sup>) и его объема (тыс. км<sup>3</sup>) в СЛО с 1988 по 2007 гг. в экспериментах с моделью Мирового океана с атмосферным воздействием из массива CORE. Вверху – для марта, внизу – для сентября.

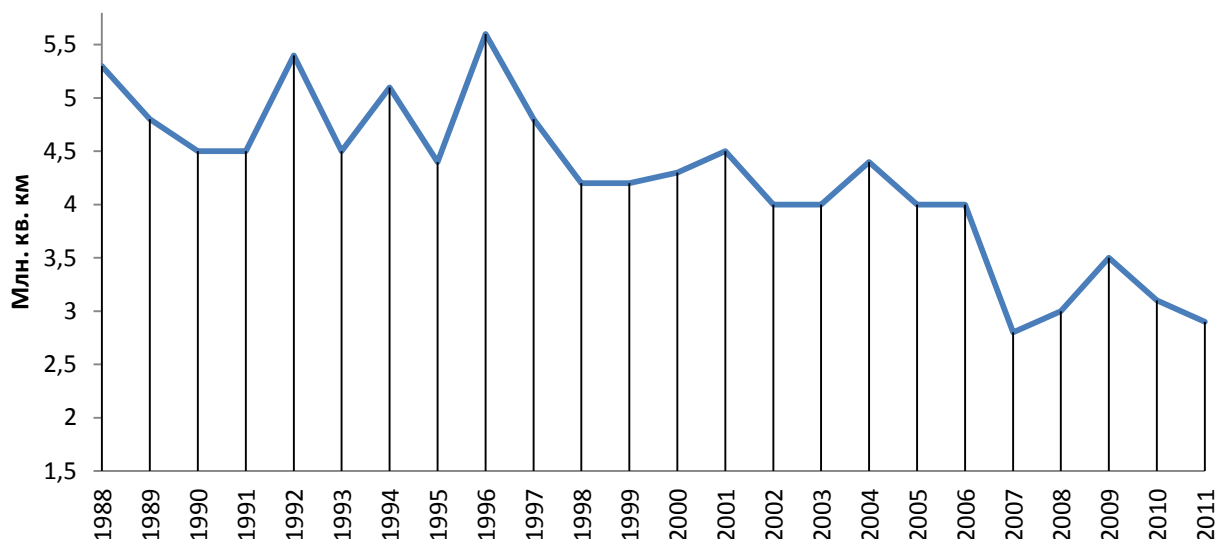
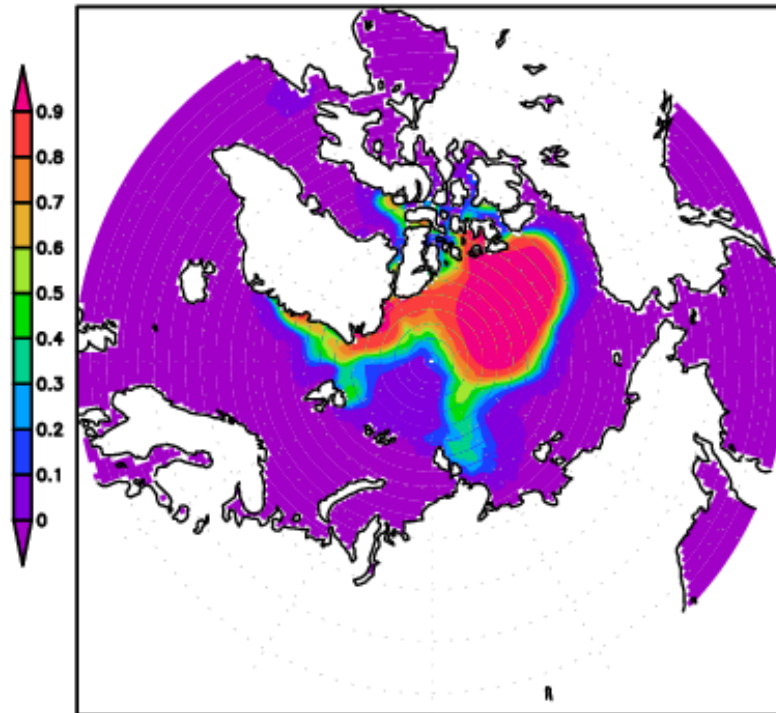


Рисунок 1.29 – Временной ход среднемесячной площади морского льда (млн. км<sup>2</sup>) с 1988 по 2011 гг. для сентября согласно данным НСЛЦД.

Интересно сравнить пространственные характеристики сплоченности морского льда для сентября 2007, когда согласно данным наблюдений количество льда в СЛО было минимальным. На рисунке 1.30 показаны среднемесячные сплоченность и толщина морского льда в СЛО для сентября 2007 г. полученные в экспериментах с моделью глобальной циркуляции Мирового океана с атмосферным воздействием из массива CORE II. На рисунке 1.31 показана среднемесячная сплоченность морского льда в СЛО для сентября 2007 согласно наблюдениям НСЛЦД. В целом, можно отметить, что в модели влияние циркуляции на формирование ледового покрова в Арктическом бассейне существенно. Так максимум ледового покрова смещается к Америке.

Сравнивая карты распределений на рисунках 1.30 и 1.31, можно сделать вывод о том, что пространственные картины распределения морского льда воспроизводятся при применении в качестве атмосферного воздействия данных CORE-II довольно успешно. Так в этом случае для сентября 2007 г. получено, что модельная площадь морского льда в Арктическом бассейне составляет 2.75 млн. км<sup>2</sup> (см. рисунок 1.30), что хорошо совпадает с данными наблюдений в 2.8 млн. км<sup>2</sup> (см. рисунок 1.31). Это может объясняться тем, что данные CORE прошли предварительную коррекцию. Они специально подготовлены для экспериментов с моделями общей циркуляции океана. Следует отметить, что сами по себе данные CORE основываются на реанализе NCEP.

2007 September—mean ice compactness



2007 September—mean ice thickness, m

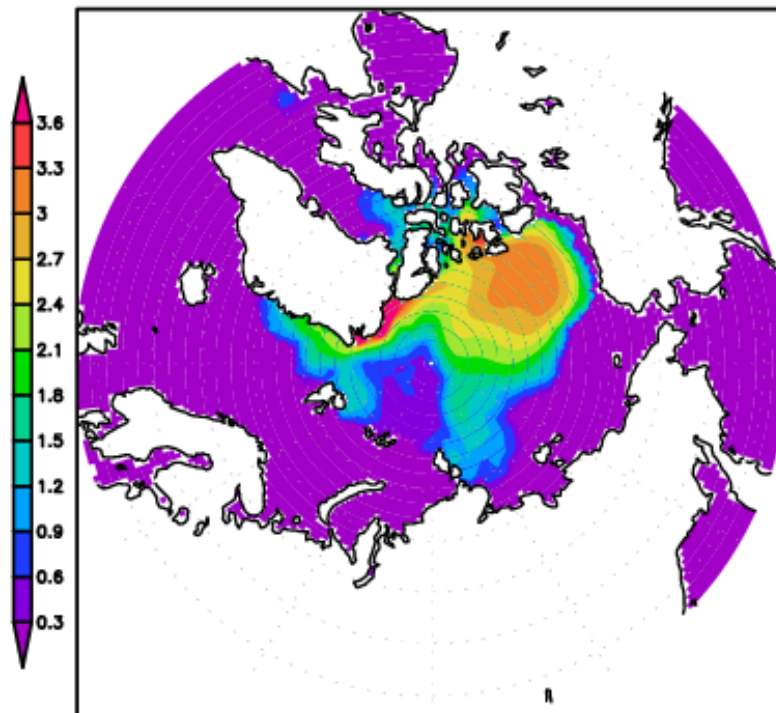


Рисунок 1.30 – Среднемесячное распределение сплоченности (вверху, в долях покрытия) и средней толщины (внизу, в метрах) льда для сентября 2007 г. в экспериментах с моделью глобальной циркуляции с атмосферным воздействием из массива CORE. Шкалы градаций соответствующих значений приводятся слева от рисунков. Система координат – полярная географическая

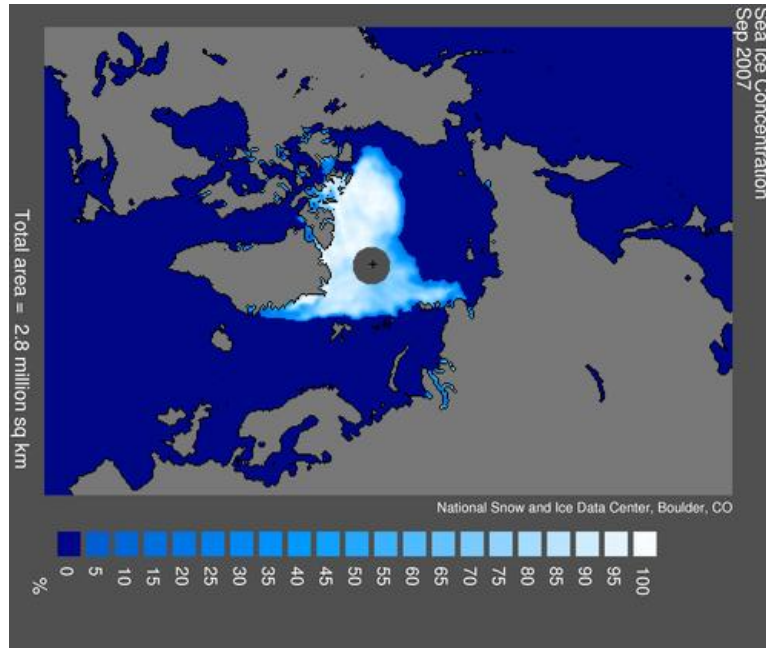


Рисунок 1.31– Среднемесячное распределение сплоченности (вверху, в % покрытия) для сентября 2007 г. согласно данным НСЛЦД.

#### 1.7.4 Воспроизведение характеристик приповерхностной циркуляции в Арктике.

На рисунке 1.32 показаны среднемесячные поля течений в приповерхностном слое 0-50 м в Арктическом бассейне для марта и сентября 2007 г. полученные в экспериментах с моделью глобальной циркуляции Мирового океана с атмосферным воздействием из массива CORE. Общая структура рассчитанных полей течений довольно схожа во всех модельных экспериментах. Поле модельной циркуляции Гренландского, Норвежского и Баренцева морей хорошо соответствует картине циркуляции, полученной в модели с более высоким разрешением в  $(1/12)^0$  по широте и долготе при 45 уровнях по вертикали.

Отметим совпадение в воспроизведении Западно-Шпицбергенского течения и его рециркуляции в районе пролива Фрама; Восточно-Гренландского и Нордкапского течений; интенсивного стока вод из Баренцева моря в Арктический бассейн в районе жёлоба Святой Анны. Хорошее соответствие наблюдается и в воспроизведении квазистационарных крупномасштабных вихрей. Модельная циркуляция в верхнем опреснённом слое СЛО характеризуется такими известными элементами как Трансполярное дрейфовое течение и антициклонический круговорот моря Бофорта.

В целом структура циркуляции зимний период (март) не сильно отличается от летнего (сентябрь). Заметно только большая интенсификация течений, что связано с усилением ветров в зимний период. Циркуляция, рассчитанная в глобальной модели, отличается большей сглаженностью течений, что связано с используемым пространственным разрешением модели и ее расчетом на большие времена.

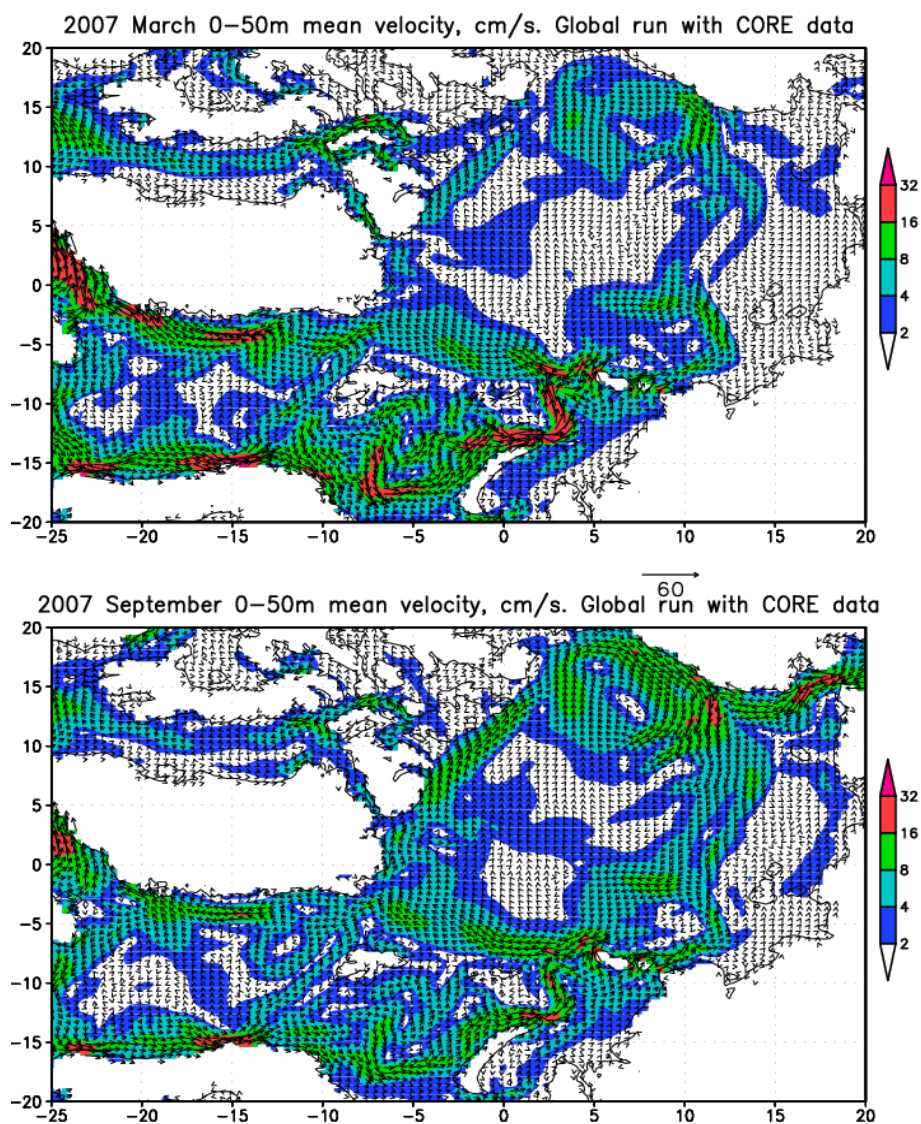


Рисунок 1.32 – Среднемесячные поля приповерхностной циркуляции в слое 0-50 м для марта (вверху) и сентября (внизу) 2007 г. в эксперименте с моделью глобальной циркуляции с атмосферным воздействием из массива CORE. Скорости течений в см/с показаны в виде с масштабом, показанным между рисунками. Дополнительно цветом показаны области с различными значениями скоростей со шкалами градаций соответствующих значений, приводимых справа от рисунков. Результаты интерполированы на сеточную область модели Арктики-Атлантики, где горизонтальными координатами служат долгота и широта в градусах в повернутой модельной системе координат.

## **2 ПРОВЕДЕНИЕ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ. ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ СОЗДАНИЯ КОНКУРЕНТОСПОСОБНОЙ ПРОДУКЦИИ И УСЛУГ.**

### **2.1 Влияние Мирового океана на изменения и изменчивость климата Земли и особая роль Атлантики в этом процессе.**

В качестве дополнительных исследований по тематике НИР была рассмотрена исследована особая роль Атлантического океана в формировании изменчивости климата Земли. Главными компонентами климатической системы Земли являются атмосфера и океан. При этом в силу своих пространственных масштабов и физических свойств атмосфера служит «генератором» изменений климата, а океан – основным «накопителем» этих изменений. Благодаря своему географическому положению Атлантический океан играет особую роль в формировании Евразийского климата, т.к. здесь происходит формирование глубинных водных масс в высоких широтах, что, в свою очередь, оказывает значительное влияние на формирование глобальной термохалинной циркуляции и перенос тепла в направлении полюсов. Возможные изменения в атлантической циркуляции и их воздействие на климат всегда являлись объектом научных исследований.

Атлантический океан (АО) располагается широкой полосой, ограниченной с запада континентами Южной и Северной Америк, с востока Африканским и Европейским континентами, является единственным из трёх океанов, имеющих на южной и северной окраинах два полярных холодильника, один из которых Северный Ледовитый Океан (СЛО), который, по сути, можно рассматривать, как арктический залив СА. Такое географическое положение АО, обеспечивающее вынос влажных потоков воздушных масс на континенты, превращает его в главный поставщик водяного пара в атмосферу на земном шаре. Поскольку водяной пар является основным топливом атмосферных процессов на земном шаре, то АО, таким образом, является главным поставщиком энергии атмосферных процессов на планете Земля. Наличие двух полярных холодильников на северной и южной границах превращает АО в главный коммуникационный пункт, управляющий процессами глобальной меж океанской термохалинной циркуляции. Эти два фактора позволяют АО занимать среди океанов ведущее место в процессах планетарного взаимодействия океана и атмосферы, где основная часть этих процессов приходится на СА.

В силу своего меридионального географического положения с наличием двух полярных холодильников на северной и южной границах и материковых границ на западе



в виде континентов Северной и Южной Америк, на востоке в виде Европейского и Африканского континентов АО имеет самые высокие из трёх основных бассейнов Мирового океана средние характеристики температуры ( $4.04^{\circ}\text{C}$  АО,  $3.84^{\circ}\text{C}$  Индийский океан (ИО),  $3.67^{\circ}\text{C}$  Тихий океан (ТО)), солёности (АО 34.93 psu, ИО 34,75 psu, ТО 34,62 psu) и плотности океанских вод. АО собирает около 50% процентов всех пресноводных поступлений с рек –  $19\,860\text{ км}^3/\text{год}$ , а вместе с СЛО эта цифра возрастает до 61%. Несмотря на это, АО является единственным из трёх океанов, имеющих отрицательный водный баланс:  $74\,000 + 19\,860 - 99\,000 = -6\,860\text{ км}^3/\text{год}$  (осадки + сток рек – испарение с поверхности). Перечисленные факторы обуславливают наличие в Мировом океане перемещение водных масс из ТО и ИО в АО, которое получило название глобальная термохалинная циркуляция (ГТХЦ). Она компенсирует АО потерю водных масс, затрачиваемых на процессы испарения.

Одной из важнейших характеристик описывающих климатические изменения в Атлантическом океане служит Атлантическая мультидекадная осцилляция (АМО). Индекс АМО рассчитывается по аномалиям температуры поверхности океана (ТПО) от средеклиматического годового хода, которые усредняются в регионе ( $70^{\circ}\text{W}-7^{\circ}\text{W}$ ,  $0^{\circ}-60^{\circ}\text{N}$ ). Таким образом, индекс АМО является одной из важнейших характеристик климатической изменчивости океана, характеризующей тепловое состояние поверхности Северной Атлантики. Временной ход индекса АМО отражает квазипериодические изменения ТПО в северной Атлантике с характерными временными масштабами от 20- до 100 лет, которые в свою очередь описывают естественную изменчивость в совместной системе океан-атмосфера.

На рис.2.1 приведены графики индекса Атлантического мультидекадной осцилляции (АМО). Верхний рисунок демонстрирует АМО по данным наблюдений с веб-сайта NOAA <http://www.cdc.noaa.gov/Correlation/amon.us.long.data> за период 1850-2007г., средний – увеличенную копию верхнего рисунка за период 1948-2007г., нижний – результаты расчёты представленной модели общей циркуляции океана. Видно, что модель хорошо воспроизводит эту временной ход индекса АМО, что объясняется хорошим воспроизведением ТПО, обусловленное реалистичным заданием атмосферного воздействия по данным CORE. Воспроизведенные минимумы и максимумы, соответствующие похолоданию и потеплению климата, хорошо согласуются с данными наблюдений.

Результаты проведенного эксперимента по воспроизведению циркуляции Мирового океана с 1948 по 2007 позволяют провести исследование его влияния на формирование климатической изменчивости. Прежде всего такое влияние должно осуществляться через

изменчивость Атлантической термохалинной циркуляции (АТХЦ), которая представляет собой крупномасштабный меридиональный круговорот воды в Северной Атлантике и являющаяся частью т.н. глобального конвейера (38, см. рис. 1.18) и, в целом, формирует меридиональный перенос тепла (МПТ) (см. рис. 1.20) в высокие широты северного полушария, о важности которого говорилось выше.

На рис. 2.2 показаны временной ход индекса АТХЦ и суммарного МПТ в области от  $30^{\circ}\text{N}$  до  $60^{\circ}\text{N}$  в атлантическом секторе. Здесь в качестве индекса АТХЦ выбиралась величина максимума функции тока зонально интегрированной по акватории Северной Атлантики меридиональной циркуляции (в координатах широта-глубина). Таким образом, индекс АТХЦ характеризует ее интенсивность. Следует отметить, что величина индекса АТХЦ колеблется от 17 до 23.5 Св, составляя в среднем 20.5 Св, что хорошо согласуется с оценками по данным наблюдений и зарубежными модельными расчетами

Интенсивность АТХЦ (рис. 2.2) характеризуется значительными долгопериодными колебаниями, сопровождаемыми аномалиями температуры поверхности океана (ТПО) в Северной Атлантике [50]. Этот процесс может определять связь между долгопериодной изменчивостью АТХЦ и климатическими режимами в Евразии и Арктике [51].

Глобальное потепление, вызванное антропогенным воздействием, согласно экспертным оценкам по совокупным результатам экспериментов [45], проведенных по климатическим моделям МГЭИК, в список которых входит и МКС ИВМ РАН, может привести к значительным изменениям интенсивности АТХЦ. Возможные изменения океанской термохалинной циркуляции и их региональные последствия – одна из актуальных задач климатических исследований, которая решается и в настоящем проекте. На рис. 2.2 с 1990-х гг. заметно падение интенсивности АТХЦ, которое проявляется также и для эволюции МПТ. Такое падение этих величин согласуется с ростом ТПО в эти годы, проявляющимся в росте индекса АМО (рис. 2.1). Такой ход индексов АТХЦ и АМО объясняется тем, что при росте приповерхностной температуры и осадков в субарктических широтах следует ожидать уменьшения солености и плотности приповерхностного слоя Северного Ледовитого океана и арктических морей. Этому же способствуют таяние морских льдов и увеличение речного стока в арктический бассейн [51,52]. В результате должна увеличиться устойчивость верхнего слоя океана, приводящая к ослаблению высокоширотных конвективных процессов и интенсивности меридионального круговорота в Атлантике (с соответствующим изменением положения и ослаблением Гольфстрима как одной из составляющих АТХЦ), что и проявляется в наших расчетах. Это, в свою очередь, может существенно сказаться на региональных



особенностях климата высоких и средних широт северного полушария, в частности европейского климата [45].

Однако, кроме фактора внешнего антропогенного воздействия, описанного выше, можно предложить и объяснение воздействия собственной динамики океана на его термохалинное состояние. Так наблюдаемые минимумы в индексах АТХЦ и МПТ, приуроченные к 1960-м гг. могли спровоцировать минимум в индексе АМО, но с приблизительным 10-летним сдвигом во времени, так что соответствующий минимум индексе АМО приходится на 1970 гг. Аналогично, минимумы в индексах АТХЦ и МПТ, приуроченные к 1960-м гг. могли спровоцировать минимум в индексе АМО, приуроченный к 2000-м гг. Такое большое время запаздывания определяется большой термической инерцией Мирового океана.

Падение индекса АТХЦ с начала 1990-х гг., выявленное в настоящей НИР по проведенным расчетам циркуляции Мирового океана, привело к соответственному уменьшению МПТ в средних широтах. Последнее, в свою очередь, может определять океанический компенсационный механизм наблюдаемого потепления, вызванного в последние десятилетия, в основном, антропогенным воздействием. Таким образом обнаруживается отрицательная обратная связь в собственной климатической системе Земли, направленная на уменьшение внешнего воздействия. Это может привести в ближайшие годы к уменьшению скорости потепления климата Земли.

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

Monthly values for the AMO index, 1856 -2009

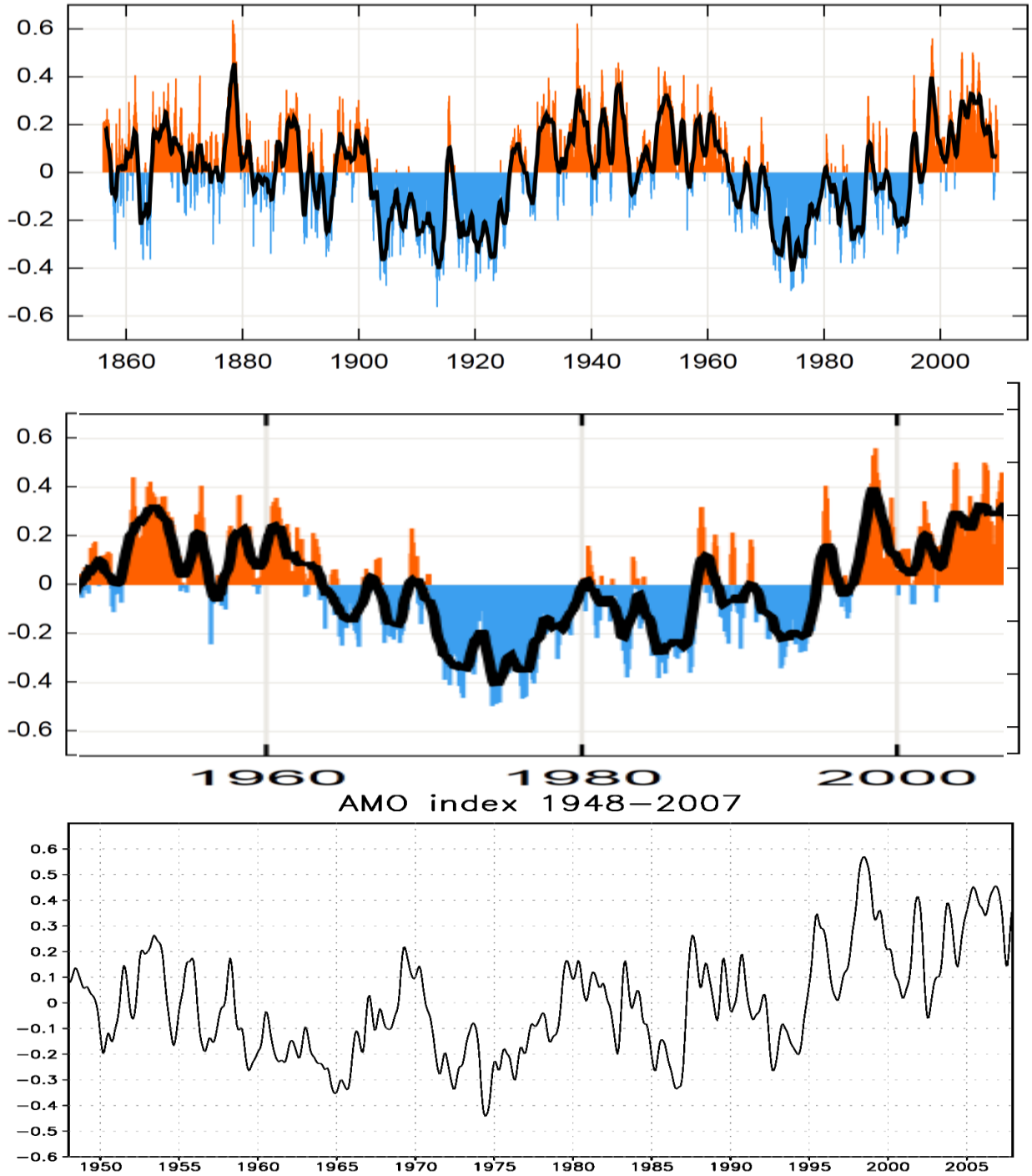


Рис.2.1 – Индекс Атлантического многолетнего колебания (АМО), °С, по данным наблюдений <http://www.cdc.noaa.gov/Correlation/amon.us.long.data> с 1850 по 2007 (сверху), телескопизация с 1948 по 2007 (в центре) и результаты модельных расчетов(снизу).

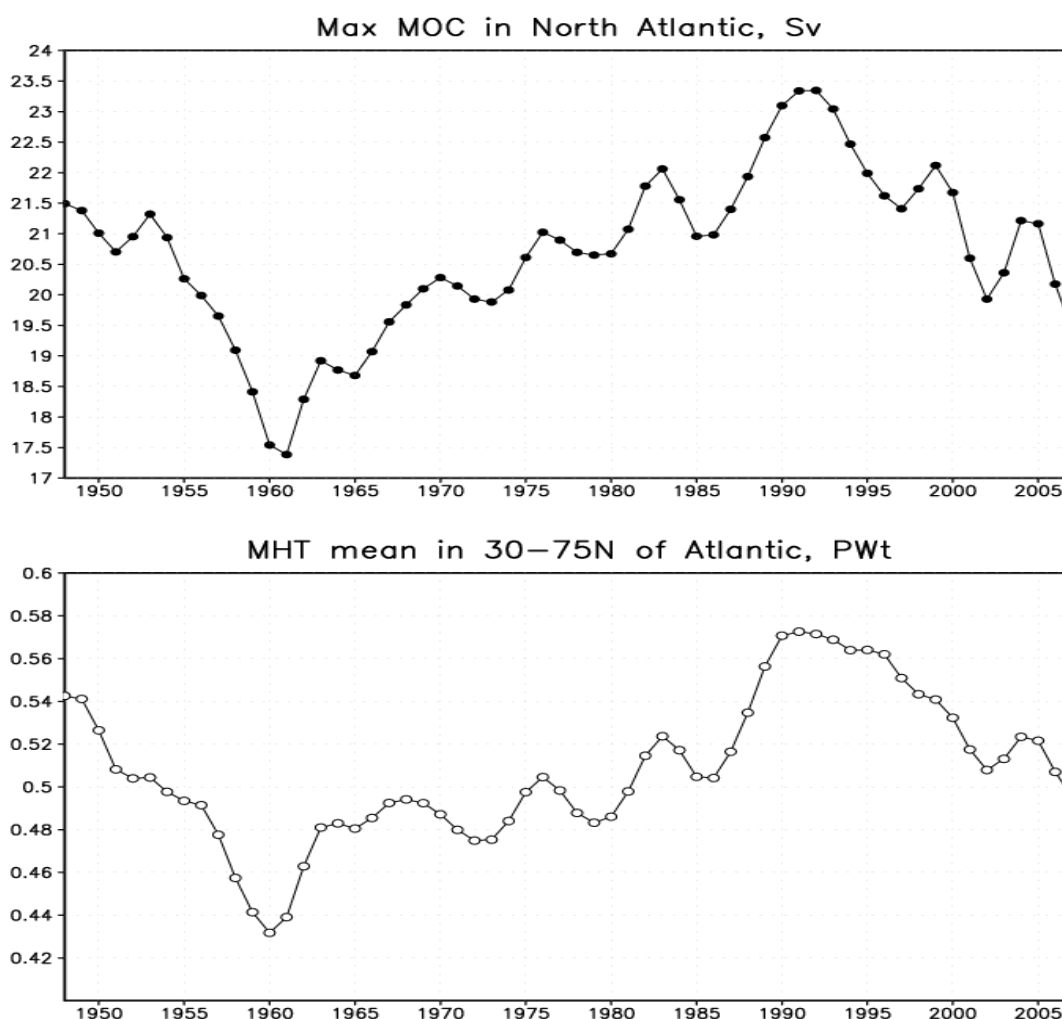


Рис.2.2 – Временная эволюция среднегодового максимума меридиональной функции тока в Атлантике, Св (сверху) и меридионального переноса тепла в Атлантике, усредненного в интервале 30-60°С.Ш., Пвт.

## 2.2 Оценка возможности создания конкурентоспособной продукции по теме НИР и разработка рекомендаций по использованию полученных результатов.

Модели и вычислительные технологии, разработанные в ходе выполнения настоящей НИР, соответствуют мировому уровню по качеству воспроизведения океанических процессов, в т. ч. термодинамики и динамики морского. Практический результат, который получен в ходе выполнения НИР – создание новой технологии использования данных наблюдений и численного моделирования с высоким пространственным разрешением, предназначенной для изучения процессов, протекающих в Мировом океане. На этой основе проведены основные работы по настоящей НИР. При этом особый упор делался именно на исследовании изменчивости полей в Северной Атлантике, как ключевого региона для климата всей Земли. В рамках конкретной

фундаментальной задачи, на решение которой направлен НИР, изучались обратные связи между циркуляцией, перемешиванием, термохалинными и ледовыми процессами в ходе формирования климатической изменчивости системы Атлантика – Северный Ледовитый океан на протяжении последних шестидесяти лет. Все эти наработки могут служить основой для выработки экспертных оценок по климатическим изменениям и изменчивости в Северной Атлантике, Северном Ледовитом океане и Мировом океане в целом. В свою очередь, найденные связи между океанической изменчивостью и изменчивостью климата Евразии могут служить также основой для выработке экспертных оценок климатических изменений на территории России. Подобные экспертные оценки, как правило, дорогостоящи.

Используемая в настоящей НИР модель глобального океана INMOM применяется в качестве океанического компонента модели климата Земли в ИВМ РАН, которая в свою очередь является единственной российской моделью, представленной в международной программе исследований климатических изменений МГЭИК [45]. Более того, она используется в Гидрометцентре РФ и в Государственном океанографическом институте (ГОИН) для решения ряда научных и практических задач, связанных с расчетом циркуляции как всего Мирового океана, так и его отдельных акваторий. INMOM также используется в международной программе по интеркалибрации моделей Мирового океана CORE-II, по результатам которой в настоящее время готовится совместная публикация, в которой также наша модель является единственной от России.

Результаты проведенных НИР могут быть использованы в области геофизической гидродинамики, вычислительной математики и информатики при изучении уровня современных исследований междисциплинарных проблем, связанных с численным моделированием процессов динамики Мирового океана; при выполнении численных расчетов и их анализа метеоданных на поверхности океана, а так же натурных измерений, поступающих с активно развиваемых наблюдательных систем – спутниковых и плавающих буев АРГО.

Обзор используемых в мировой практике методов и алгоритмов решения задач геофизической гидродинамики, а также разработка общей методологии решения поставленных в НИР проблем, основанной на методах многокомпонентного расщепления уравнений включается в образовательный процесс. В частности, проводятся учебные семинары для студентов кафедры математического моделирования физических процессов МФТИ. Привлечение к работам по НИР студентов базовых кафедры Института вычислительной математики РАН математического моделирования физических процессов

МФТИ и кафедры вычислительных технологий и моделирования МГУ показывает повышение интереса студентов к тематике проекта.

### 3 СОЗДАНИЕ УЧЕБНО-МЕТОДИЧЕСКОГО ПОСОБИЯ.

В рамках выполненной НИР был подготовлен учебные курсы, читаемые на кафедре математического моделирования физических процессов МФТИ

#### 3.1 Динамика океана

##### 3.1.1 Структура и содержание дисциплины

Таблица 1 – Развёрнутые темы и вопросы по разделам

№ п/п	Название модуля	Разделы и темы лекционных занятий	Содержание	Объем	
				Аудиторная работа (зачетные единицы/часы)	Самостоятельная работа (зачетные единицы/часы)
1		Введение	Тема курса. Основные проблемы современной науки о крупномасштабной динамике океана и морского льда. Связь с задачами моделирования Земной системы. Задачи прогноза состояния океана и морского льда («погоды океана»). Задачи ассимиляции данных. Понимание баланса качества входных данных, сложности численных методов, пространственно-временного разрешения и выбора системы уравнений и граничных условий, используемых в современных численных моделях.	2	0
2		Наблюдаемое среднее состояние океана	Соленость. Состав солей. Закон Дитмара. Методы определения солености. Основные черты крупномасштабного распределения солености в Мировом океане. Температура. Методы измерения температуры. Характерное распределение температуры по глубине. Трехмерное распределение температуры в океане. Плотность. Вертикальная устойчивость океана. Сжимаемость морской воды. Потенциальная температура и потенциальная плотность. Уплотнение при смешении. T-S – диаграмма. Водные массы. Методы измерения течений в океане. Система квазистационарных крупномасштабных течений. Основные особенности поля течений: западная интенсификация, экваториальные течения, связь с полем ветра и с полем «динамического уровня» океана. Представление о дистанционных методах измерения состояния океана. Космические наблюдательные системы. Измерение температуры поверхности океана, уровня	12	6

			океана, распределения морского льда, поверхностного волнения и т.д. Акустическая томография.		
3		Основная система уравнений и граничных условий крупномасштабной динамики океана	Уравнения движения. Уравнения сохранения тепла и солей. Уравнение неразрывности. Осреднение уравнений по времени. Масштабный анализ осредненных по времени уравнений. Основные приближения: Буссинеска, гидростатики и несжимаемости. Система граничных условий. Условие «жесткой крышки». Касательное напряжение трения ветра. Условия на дне. Условия на «жидких» границах. Океанская турбулентность и ее простейшие параметризации. Особенности выбора системы координат и соответствующие геометрические приближения.	14	7
4		Простые решения	Задача о ветровой циркуляции Экмана. Нестационарные ветровые течения. Обобщение на случай переменного коэффициента вертикального турбулентного обмена. Геострофические течения в океане. Динамический метод. Недостатки динамического метода. Интегральная по глубине циркуляция в однородном океане. Задача Стоммела о западной интенсификации течений. Задача Манка. Диагностический метод расчета морских течений А.С. Саркисяна. Совместный эффект бароклинности и рельефа морского дна. Проблема граничных условий для приведенного уровня океана.	10	5
5		Длинные волны в океане	Система уравнений, описывающих длинные волны в океане. Основные приближения. Сведение системы уравнений длинноволновой динамики к одному уравнению. Разделение переменных. Нормальные моды. Два класса длинных волн. Длинные волны первого класса - инерционно-гравитационные волны. Цунами. Влияние вращения. Длинные волны второго класса - волны Россби. Механизм поддержания волны Россби. Волна Кельвина, захваченная у берега. Топографические планетарные волны. Длинные волны, захваченные на экваторе. Волны Кельвина и Россби. Волна Янаи. Явление Эль-Ниньо и Южная осцилляция. Волновой механизм Эль-Ниньо.	14	7
6		Основы теории приливов	Приливообразующие силы. Гармоническое разложение приливообразующего потенциала. Статический прилив. Динамическая теория приливов. Уравнения Лапласа. Собственный и индуцированный прилив.	4	2

			Влияние трения и вращения Земли. Влияние нелинейных эффектов. Приливные карты. Роль приливов в вертикальном перемешивании океана на шельфе.		
7		Морской лед	Основные физические свойства морского льда. Изменение толщины льда за счет тепловых процессов. Локально-одномерные модели термодинамики морского льда. Соленость морского льда и ее роль в динамике океана Дрейф морского льда. представление о реологии морского льда. Особенности взаимодействия океана и морского льда. Характеристика ледового покрова Мирового океана. Роль морского льда в глобальной климатической системе.	6	3

### 3.1.2 Оценочные средства для текущего контроля успеваемости, промежуточной аттестации по итогам освоения дисциплины и учебно-методическое обеспечение самостоятельной работы студентов

#### Контрольно-измерительные материалы

Перечень контрольных вопросов для сдачи дифференцированного зачёта в 10-ом семестре.

- 1) Особенности построения наблюдательных систем в глубоком океане. Их ограниченность. Необходимость использования специальных методов интерпретации полученной информации.
- 2) Представление о солености океана. Состав солей. Закон Дитмара. Методы определения солености. Основные черты крупномасштабного распределения солености в Мировом океане. Характерные значения солености вод Мирового океана.
- 3) Температура океана. Методы измерения температуры в глубоком океане. Характерное распределение температуры по глубине. Трёхмерное распределение температуры в океане. Сжимаемость морской воды. Потенциальная температура. Характерные значения температуры вод Мирового океана.
- 4) Плотность. Вертикальная устойчивость океана. Потенциальная плотность. Представление о таких терминах, как T-S – диаграмма и Водные массы. Уплотнение при смешении.
- 5) Методы измерения течений в океане. Представление о системе квазистационарных крупномасштабных течений. Основные особенности поля течений: западная интенсификация, экваториальные течения, связь с полем ветра и с полем «динамического уровня» океана. Характерные значения скорости течений. Единицы



измерения интенсивности крупных квазистационарных течений, характерные масштабы этой интенсивности.

- 6) Представление о дистанционных методах измерения состояния океана. Космические наблюдательные системы. Измерение температуры поверхности океана, уровня океана, распределения морского льда, поверхностного волнения и т.д. Акустическая томография. Достоинства и недостатки дистанционных методов.
- 7) Исходные уравнения движения океана во вращающейся системе координат, связанной с центром Земли.
- 8) Уравнение сохранения массы морской воды и уравнение сохранения массы растворенных солей. Эйлеров и лагранжев формализм при выводе этих уравнений.
- 9) Уравнение сохранения тепла или уравнение для потенциальной температуры.
- 10) Осреднение исходных уравнений по пространству и времени – связь с численным решением задачи. Возникающая при этом проблема проекции осредненного решения на неосредненное. Океанская турбулентность и ее простейшие параметризации.
- 11) Выбор системы координат типа сферического слоя для описания динамики океана. Геометрические приближения. Возможность использования сферической системы координат. Аппроксимация сферического слоя цилиндром над сферой - принципы трансформации исходных уравнений движения.
- 12) «Традиционные» приближения крупномасштабной гидротермодинамики океана: Буссинеска, гидростатики и несжимаемости. Представление о переходе к системе уравнений размерности 2,5.
- 13) Представление о проблеме и о методах постановки граничных условий для осредненной системы уравнений. Примеры «традиционных» граничных условий на верхней поверхности океана, на дне, и боковой поверхности океана. Проблема граничных условий на «открытых» или «жидких» границах.
- 14) Эмпирические данные о циркуляции, вызванной ветром. Касательное напряжение трения ветра. Задача Экмана о ветровой циркуляции. Масштабы, при которых это решение справедливо. Спираль Экмана, глубина пограничного слоя Экмана. Нестационарные ветровые течения.
- 15) Геоострофические течения в океане. «Динамический» метод. Недостатки динамического метода. Возможность ограниченного использования «динамического» метода в случае привлечения данных по уровню океана.
- 16) Интегральная по глубине циркуляция в однородном океане. Задача Стоммела о западной интенсификации течений. Бета-эффект. Обобщение задачи Стоммела на

случай океана с переменной глубиной – возможность создания «восточной» интенсификации. Задача Манка.

- 17) Система уравнений, описывающих длинные волны в океане. Основные приближения. Сведение системы уравнений длинноволновой динамики к одному уравнению. Разделение переменных. Нормальные моды.
- 18) Два класса длинных волн. Экспериментальные доказательства существования двух классов длинных волн. Длинные волны первого класса - инерционно-гравитационные волны. Цунами. Влияние вращения. Отражение инерционно-гравитационных волн от вертикальной стенки.
- 19) Задача «распада ступеньки» - роль инерционно-гравитационных волн в процессе приспособления полей течений и давления. Представление о доступной потенциальной энергии. Иллюстрация на примере задачи о распаде ступеньки проблемы усвоения данных по уровню, температуре и солености во вращающейся жидкости.
- 20) Длинные волны второго класса - волны Россби. Механизм поддержания волны Россби. Наблюдения за волнами Россби.
- 21) Отражение волн Россби от вертикальной стенки. Механизм формирования западной интенсификации (стационарное решение получено в задаче Стоммела).
- 22) Представление об устойчивости волн Россби и о их роли в формировании геофизической турбулентности.
- 23) Волна Кельвина, захваченная у берега. Ее место в спектре длинных волн в океане.
- 24) Представление о топографических волнах. Их место в спектре длинных волн в океане.
- 25) Спектр длинных волн, захваченных у экватора. Экваториальные волны Кельвина и Россби. Смешанная волна Янаи. Специфика движений, требующая аккуратности при численном решении задачи.
- 26) Представление об явлении Эль-Ниньо - Южная осцилляция. Простой волновой механизм Эль-Ниньо.
- 27) Приливообразующие силы. Гармоническое разложение приливообразующего потенциала. Основные составляющие прилива. Статический прилив. Представления об эффектах нагрузки и самопротяжения.
- 28) Динамическая теория приливов. Уравнения Лапласа. Собственный и индуцированный прилив. Задача о приливе в зональном канале. Приливные карты.
- 29) Представление о роли приливов в вертикальном перемешивании океана на шельфе и в глубоком океане. Диссипация приливной энергии.

- 30) Основные физические свойства морского льда. Характеристика ледового покрова Мирового океана. Роль морского льда в глобальной климатической системе.
- 31) Изменение толщины льда за счет тепловых процессов. Локально-одномерные модели термодинамики морского льда.
- 32) Методы описания льда как ансамбля льдин разной толщины. Распределение льда по градациям толщины. Представление о процессах торошения льда.
- 33) Дрейф морского льда. Представление о реологии морского льда. Наиболее распространенные в крупномасштабных задачах модели динамики морского льда с вязко-пластичной и упруго-вязко-пластичной реологиями.

## 3.2 Вычислительные методы математической физики

### 3.2.1 Содержание дисциплины

Таблица 2 – Развёрнутые темы и вопросы по разделам

№ п/п	Название модулей	Разделы и темы лекционных занятий	Содержание	Объем	
				Аудиторная работа (зачетные единицы/часы)	Самостоятельная работа (зачетные единицы/часы)
1	Часть 1	Основные понятия теории разностных схем	Общие принципы построения разностных схем для задач математической физики, переход от непрерывных задач к матричным. Сетки и пространства сеточных функций. Аппроксимация, устойчивость, сходимость. Теория сходимости.	2	1
2		Одномерное уравнение диффузии	Дифференциальная постановка задачи. Область определения оператора. Симметричность и положительная определенность. Основные пространства функций. Разрешимость и свойства решения. Задача Штурма-Лиувилля. Свойства собственных чисел и функций.	4	1
3		Разностный метод для одномерного уравнения диффузии	Свойства разностного оператора. Аппроксимация, устойчивость, сходимость.	2	1
4		Метод интегрального тождества	Метод интегрального тождества	4	1
5		Матричная формулировка разностной задачи	Матричная формулировка разностной задачи. Метод исключения Гаусса и факторизация матрицы системы. Метод прогонки для решения разностных уравнений.	2	1
6		Сеточные спектральные задачи	Сеточные спектральные задачи. Сеточные собственные числа и функции.	2	1
7	Часть 2	Построение разностных схем для эволюционной задачи общего вида	Явная и неявная схемы. Схема Кранка-Николсон. Аппроксимация, устойчивость, сходимость. Устойчивость и ограниченность норм степеней оператора перехода.	4	1
8		Спектральный критерий устойчивости	Спектральный критерий устойчивости	2	1
9		Уравнение теплопроводности. Явная и неявная схемы. Схема Кранка-Николсон	Уравнение теплопроводности. Явная и неявная схемы. Схема Кранка-Николсон. Аппроксимация и устойчивость. Критерий Куранта. Сходимость.	2	1
10		Уравнение переноса.	Уравнение переноса. Свойства	2	1

		Свойства решения задачи. Явная и неявная схемы	решения задачи. Явная и неявная схемы. Схема "бегущего" счета. Аппроксимация. Устойчивость по Нейману.		
11	Часть 3	Задача о минимизации функционала энергии	Задача о минимизации функционала энергии. Классический метод Ритца.	2	1
12		Метод Ритца в энергетических пространствах	Энергетическое пространство симметричного положительно определенного оператора. Вариационная постановка задачи и обобщенное решение. Метод Ритца в энергетических пространствах.	2	1
13		Метод Галеркина	формулировка задач в случае несамосопряженных операторов. Метод Галеркина	2	1
14		Вариационная формулировка краевых задач с оператором диффузии	Вариационная формулировка краевых задач с оператором диффузии. Энергетическое пространство, главные и естественные краевые условия.	4	1
15		Матричная формулировка приближенных задач метода Ритца	Метод конечных элементов с кусочно-линейными базисными функциями. Оценка погрешности. Матричная формулировка приближенных задач метода Ритца	2	1
16	Часть 4	Разностный метод аппроксимации двумерных уравнений диффузии на прямоугольных сетках	Разностный метод аппроксимации двумерных уравнений диффузии на прямоугольных сетках. Способы аппроксимации граничных условий. Разностная и матричная формулировки приближенных задач. Оценки погрешности аппроксимации и точности приближенных решений. Свойства операторов разностной задачи.	2	1
17		Метод конечных элементов с кусочно-линейными и билинейными базисными функциями	Метод конечных элементов с кусочно-линейными и билинейными базисными функциями. Оценка точности. Матричная формулировка приближенных задач. случай смешанных краевых условий. сопоставление с разностным методом.	2	1
18	Часть 5	Прямые методы. Метод исключения Гаусса для систем с ленточными матрицами	Прямые методы. Метод исключения Гаусса для систем с ленточными матрицами. Метод разделения переменных для решения системы пятиточечных уравнений в прямоугольной области.	2	1
19		Быстрое преобразование Фурье	Быстрое преобразование Фурье	4	1
20		Общие понятия теории итерационных методов	Общие понятия теории итерационных методов. Необходимые и достаточные условия сходимости.	2	2
21		Стационарные итерационные методы	Стационарные итерационные методы. Методы одновременных и последовательных смещений (точечные и блочные методы Якоби и Гаусса-Зейделя). Метод Ричардсона. Метод последовательной верхней релаксации.	2	2

22		Нестационарные итерационные методы	Нестационарные итерационные методы. Чебышевский итерационный метод. Методы наискорейшего спуска и минимальных невязок.	2	2
23		Явные и неявные разностные схемы для двумерного уравнения теплопроводности	Явные и неявные разностные схемы для двумерного уравнения теплопроводности. Аппроксимация и устойчивость. Критерий Куранта. Сходимость. Реализация неявных схем.	4	2
24	Часть 6	Методы расщепления и переменных направлений	Методы расщепления и переменных направлений. Метод покомпонентного расщепления. Метод стабилизации. Двухциклический метод покомпонентного расщепления. Схема реализации метода.	2	2
25		Аппроксимация, устойчивость, сходимость	Аппроксимация, устойчивость, сходимость. Лемма Келлога. Применения к уравнению теплопроводности.	4	2
26	Часть 7	Сопряженные уравнения и алгоритмы возмущений в задачах математической физики	Основные и сопряженные уравнения. Алгоритмы возмущений для неоднородных задач. Теорема сходимости. Метод возмущений для задач на собственные значения. Сопряженные уравнения и теория возмущений для линейных функционалов. Вопросы обоснования алгоритмов возмущений. Алгоритмы возмущений в нестационарных задачах. Применение спектрального метода.	2	2

### 3.2.2 Оценочные средства для текущего контроля успеваемости, промежуточной аттестации по итогам освоения дисциплины и учебно-методическое обеспечение самостоятельной работы студентов

#### Контрольно-измерительные материалы

Таблица 3 – Перечень контрольных вопросов для сдачи диф.зачета в 6-ом семестре:

Основные понятия теории разностных схем
Одномерное уравнение диффузии
Разностный метод для одномерного уравнения диффузии
Метод интегрального тождества
Матричная формулировка разностной задачи
Сеточные спектральные задачи
Построение разностных схем для эволюционной задачи общего вида
Спектральный критерий устойчивости
Уравнение теплопроводности. Явная и неявная схемы. Схема Кранка-Николсон
Уравнение переноса. Свойства решения задачи. Явная и неявная схемы
Задача о минимизации функционала энергии
Метод Рунге в энергетических пространствах
Метод Галеркина
Вариационная формулировка краевых задач с оператором диффузии
Матричная формулировка приближенных задач метода Рунге

Таблица 4 – Перечень контрольных вопросов для сдачи экзамена в 7-ом семестре:

Основные понятия теории разностных схем
Одномерное уравнение диффузии
Разностный метод для одномерного уравнения диффузии
Метод интегрального тождества
Матричная формулировка разностной задачи
Сеточные спектральные задачи
Построение разностных схем для эволюционной задачи общего вида
Спектральный критерий устойчивости
Уравнение теплопроводности. Явная и неявная схемы. Схема Кранка-Николсон
Уравнение переноса. Свойства решения задачи. Явная и неявная схемы
Задача о минимизации функционала энергии
Метод Рунге в энергетических пространствах
Метод Галеркина
Вариационная формулировка краевых задач с оператором диффузии
Матричная формулировка приближенных задач метода Рунге
Разностный метод аппроксимации двумерных уравнений диффузии на прямоугольных сетках
Метод конечных элементов с кусочно-линейными и билинейными базисными функциями
Прямые методы. Метод исключения Гаусса для систем с ленточными матрицами
Быстрое преобразование Фурье
Общие понятия теории итерационных методов
Стационарные итерационные методы
Нестационарные итерационные методы
Явные и неявные разностные схемы для двумерного уравнения теплопроводности
Методы расщепления и переменных направлений
Аппроксимация, устойчивость, сходимость

### 3.3 Сопряженные уравнения и методы оптимального управления

#### 3.3.1 Содержание дисциплины

Таблица 5 – Развёрнутые темы и вопросы по разделам

№ п/п	Название модулей	Разделы и темы лекционных занятий	Содержание	Объем	
				Аудиторная работа (зачетные единицы/часы)	Самостоятельная работа (зачетные единицы/часы)
1	Часть 1	Понятие о математических моделях сложных физических процессах, об обратных задачах, задачах управления	Понятие о математических моделях сложных физических процессах, об обратных задачах, задачах управления. Цели курса и основные его разделы	2	1
2		Множества и области из $\mathbf{R}^n$ Классы функций $C^p(\Omega)$ , $C^p(\bar{\Omega})$ , $L_p(\Omega)$ .	Множества и области из $\mathbf{R}^n$ Классы функций $C^p(\Omega)$ , $C^p(\bar{\Omega})$ , $L_p(\Omega)$ .	2	1
3		Понятие о дифференциальном уравнении с частными производными, о краевых и начальных условиях.	Понятие о дифференциальном уравнении с частными производными, о краевых и начальных условиях. Типичные примеры задач математической физики.	2	1
4		Понятие об обратных задачах.	Понятие об обратных задачах. Примеры обратных задач и задач управления	2	1
5		Задачи оптимального управления как форма обобщенных постановок задач.	Задачи оптимального управления как форма обобщенных постановок задач.	2	1
6	Часть 2	Сведения из теории линейных пространств	Сведения из теории линейных пространств	2	1
7		Линейные уравнения в банаховых пространствах.	Линейные уравнения в банаховых пространствах. Сопряженные пространства и операторы	6	1
8		Экстремальные задачи и методы их решения	Экстремальные задачи и методы их решения	2	1
9		Некорректные задачи и методы их решения	Некорректные задачи и методы их решения	2	1
10		Некоторые понятия теории оптимального управления	Некоторые понятия теории оптимального управления	2	1
11	Часть 3	Описание классов задач и этапов их исследования и решения.	Описание классов задач и этапов их исследования и решения.	4	1



12		Некоторые условия разрешимости задач и единственности решений.	Некоторые условия разрешимости задач и единственности решений. Условие единственности решений. Условия разрешимости задач. Итерационные алгоритмы решения задач.	4	1
13		Условие плотной ("аппроксимативной") разрешимости задач.	Условие плотной ("аппроксимативной") разрешимости задач. Условие плотной разрешимости. Решение системы вариационных уравнений в задаче о плотной разрешимости. Итерационные алгоритмы решения задач.	4	1
14		Условие корректной разрешимости задачи.	Условие корректной разрешимости задачи. Корректная разрешимость. Сходимость регуляризованных решений. О приближенном решении задач	4	1
15		Задачи на собственные значения в обратных задачах и оптимальном управлении	Задачи на собственные значения в обратных задачах и оптимальном управлении	2	1
16		Дополнительные сведения об итерационных методах решения обратных задач и задач управления	Дополнительные сведения об итерационных методах решения обратных задач и задач управления	2	1
17	Часть 4	Некоторые уравнения и задачи математической физики	Некоторые уравнения и задачи математической физики	2	1
18		Эллиптическая задача о внутренних источниках	Эллиптическая задача о внутренних источниках	2	1
19		Задача о локальном граничном управлении	Задача о локальном граничном управлении	2	1
20		Задача точного управления для параболического уравнения	Задача точного управления для параболического уравнения.	2	1
21		Параболическая задача о граничном управлении	Параболическая задача о граничном управлении	2	1
22		Задача усвоения данных наблюдений	Задача усвоения данных наблюдений	2	2
23		Обратная задача для возмущенной системы Стокса	Обратная задача для возмущенной системы Стокса	2	2
24		О решении других линейных обратных задач	О решении других линейных обратных задач	2	2
25	Часть 6	Подходы к решению нелинейных задач.	Подходы к решению нелинейных задач. Решение задачи о восстановлении функции источника в уравнении коагуляции-дробления.	4	1
26		Методы оптимального управления и	Методы оптимального управления и сопряженных уравнений в	2	2

	сопряженных уравнений в вычислит. процессах	вычислительных процессах. Примеры решения задач	
--	---	--	--

### 3.3.2 Оценочные средства для текущего контроля успеваемости, промежуточной аттестации по итогам освоения дисциплины и учебно-методическое обеспечение самостоятельной работы студентов

#### Контрольно-измерительные материалы

Перечень контрольных вопросов для сдачи диф.зачетов в 6-ом и 7-ом семестрах:

1. Линейные операторы и функционалы. Сопряженные пространства.
- 2.. Сопряженные, симметричные и самосопряженные операторы .
3. Приложения сопряженных операторов и уравнений в теории разрешимости уравнений, вычислительной математике, теории возмущений, теории чувствительности .
- 4.. Линейные уравнения. Теория разрешимости линейных операторных уравнений.  
Уравнение  $A^* Au = A^* f$ . Уравнение  $cu + A^* Au = A^* f$ .
5. Об итерационных методах решения линейных операторных уравнений.
6. Определения и сведения из нелинейного анализа.
- 7.. Экстремальные задачи и критические точки функционалов. Методы минимизации функционалов.
- 8.. Понятие о задаче оптимального управления. Условия оптимальности. О подходах к решению задач оптимального управления.
9. Некорректные, условно корректные задачи и понятие регуляризирующего оператора.
10. Метод М.М. Лаврентьева.
11. Метод В.К. Иванова.
12. Метод регуляризации А.Н. Тихонова.
- 13.. Итерационные методы решения некорректных задач.
14. Описание классов обратных задач и задач управления и этапов их исследования и решения.
15. Формы записи вариационных уравнений.
16. Некоторые условия разрешимости задач и единственности решений.  
Итерационные алгоритмы решения задач.
- 17.. Условие плотной ("аппроксимативной") разрешимости задач.  
Решение системы вариационных уравнений в задаче о плотной разрешимости.  
Итерационные алгоритмы решения задач.
18. Условие корректной разрешимости задачи. Сходимость регуляризованных решений.

- 19.Обобщенные постановки и решения задач математической физики. Сведение краевой задачи к операторному уравнению.
20. Эллиптическая задача о внутренних источниках.
21. Задача о локальном граничном управлении.
22. Задача точного управления для параболического уравнения.
23. Параболическая задача о граничном управлении.
- 24.. Задача усвоения данных наблюдений.
25. Обратная задача для возмущенной системы Стокса.
26. Подходы к решению нелинейных задач. .
- 27.Методы оптимального управления и сопряженных уравнений в применении к построению вычислительных алгоритмов
28. Вычислительный процесс решения возмущенной системы Стокса.

## 4 РАЗРАБОТКА ПРОГРАММЫ ВНЕДРЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ НИР В ОБРАЗОВАТЕЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС.

По результатам НИР в образовательный процесс были внедрены три курса.

### 4.1 Динамика океана

#### 4.1.1 Структура преподавания дисциплины

Таблица 6 – Перечень разделов дисциплины и распределение времени по темам

№ темы и название	Количество часов
1. Введение	2
2. Наблюдаемое среднее состояние океана	18
3. Основная система уравнений и граничных условий крупномасштабной динамики океана	21
4. Простые решения	15
5. Длинные волны в океане	21
6. Основы теории приливов	6
7. Морской лед	9
8. Итоговая форма контроля	2
ВСЕГО( зач. ед.(часов))	102 час. (2 зач.ед.)

#### Вид занятий: ЛЕКЦИИ

№ темы и название	Количество часов
1. Введение	2
2. Наблюдаемое среднее состояние океана	12
3. Основная система уравнений и граничных условий крупномасштабной динамики океана	14
4. Простые решения	10
5. Длинные волны в океане	14
6. Основы теории приливов	4
7. Морской лед	6
8. Итоговая форма контроля	2
ВСЕГО( зач. ед.(часов))	64 час. (1 зач.ед.)

#### ВИДЫ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ

п.п.	Темы	Трудоёмкость в зач. ед. (количество часов)
1.	изучение теоретического курса - выполняется самостоятельно каждым студентом по итогам каждой из лекций, результаты контролируются преподавателем на лекционных занятиях, используются конспект	30

	(электронный) лекций, учебники, рекомендуемые данной программой	
2.	Подготовка к экзамену	8
ВСЕГО ( зач. ед.(часов))		38 часов (1 зач.ед.)

Таблица 7 – Объём учебной нагрузки и виды отчётности.

<b>Вариативная часть, в т.ч. :</b>	2 зач. ед.
Лекции	64 часов
Практические занятия	0 часов
Лабораторные работы	0 часов
Индивидуальные занятия с преподавателем	0 часов
Самостоятельные занятия	38 часов
<b>ВСЕГО</b>	2,0 зач. ед.
<b>Итоговая аттестация</b>	<b>Экзамен 10 семестр</b>

#### 4.1.2 Цели и задачи

Цель курса – освоение студентами фундаментальных знаний в области крупномасштабной гидротермодинамики океана и морского льда для применения их при решении современных задач математического моделирования климата Земли, оперативного прогноза состояния системы океан-лед, и решения экологических задач.

Задачами данного курса являются:

- формирование базовых знаний в области крупномасштабной гидротермодинамики океана и морского льда, интегрирующих общетеоретическую подготовку физиков и вычислительных математиков, и обеспечивающих технологические основы современных методов математического моделирования состояния океана и морского льда;
- обучение студентов принципам построения современных систем наблюдения за Мировым океаном и формирование представления о степени достоверности экспериментальных данных, обучение студентов основным понятиям, принятым среди экспериментальных океанологов;
- формирование представлений о современных проблемах в области моделирования динамики океана, и перспективных методах их решений.

### 4.1.3 Место дисциплины в структуре ООП МАГИСТРАТУРЫ

Дисциплина «Динамика океана» включает в себя разделы, которые могут быть отнесены к вариативным части цикла \_\_М.2\_\_ (шифр цикла).

Дисциплина «Динамика океана» базируется на материалах курсов бакалавриата: базовая и вариативная часть кода УЦ ООП Б.2 (математический естественнонаучный блок) по дисциплинам «Высшая математика» (математический анализ, высшая алгебра, дифференциальные уравнения и методы математической физики), блока «Общая физика» и региональной составляющей этого блока и относится к профессиональному циклу.

### 4.1.4 Компетенции обучающегося, формируемые в результате освоения дисциплины

**Освоение дисциплины «Динамика океана»** направлено на формирование следующих общекультурных и профессиональных компетенций магистра:

#### **а) общекультурные (ОК):**

- способность использовать на практике фундаментальные знания для понимания сущностных явлений окружающего мира (ОК 1);
- способность активно и целенаправленно применять полученные знания, навыки и умения для выполнения индивидуальной научно-исследовательской работы (ОК-2);
- готовность работать с разнородной информацией в области динамики океана и морского льда из различных источников: отечественной и зарубежной научной периодической литературы, монографий и учебников, электронных ресурсов Интернет, различных электронных баз данных (ОК-3);

#### **б) профессиональные (ПК):**

- готовность использовать полученные знания по крупномасштабной гидротермодинамике океана и морского льда в последующей профессиональной деятельности в качестве научных сотрудников, преподавателей вузов, инженеров, технологов и руководителей частных и государственных компаний (ПК-1);
- готовность к планированию проведения экспериментальных исследований динамики океана и морского льда (ПК-2);

- готовность выявить естественнонаучную сущность проблем, возникающих в ходе профессиональной деятельности в областях: моделирование климата Земли, долгосрочный и краткосрочный прогнозы состояния океана и морского льда, исследование химии и биологии океана, решение задач оптимального планирования хозяйственной деятельности в морской и океанской зоне; привлекать для решения освоенный физико-математический аппарат (ПК-3);
- готовность к творческому подходу в реализации научно-технических задач, основанному на систематическом обновлении полученных знаний, навыков и умений и использовании последних достижений в области динамики океана и морского льда (ПК-4);
- способность к созданию математических и физических моделей исследуемых процессов, явлений и объектов, относящихся к профессиональной сфере (ПК-5);
- способность применять на практике умения и навыки в организации исследовательских работ и проводить научные исследования, готовность к участию в инновационной деятельности (ПК-6).

#### **4.1.5 Конкретные Знания, умения и навыки, формируемые в результате освоения дисциплины**

В результате освоения дисциплины «Динамика океана» обучающийся должен:

Знать:

- Особенности наблюдаемой крупномасштабной динамики и состояния океана и морского льда;
- Особенности построения наблюдательных систем за состоянием океана – в первую очередь – глубоко океана, и представлять их ограниченность;
- Специфику математического описания крупномасштабной динамики океана и морского льда: проблему осреднения, физические и геометрические приближения;
- Основные асимптотические решения уравнений крупномасштабной динамики океана и морского льда и связанную с этим терминологию;
- Особенности длинноволновой динамики океана и связанные с ней вопросы численного решения задачи;
- Основы теории приливов и их роль в формировании крупномасштабного состояния океана



Уметь:

- Квалифицированно оценивать значимость тех или иных физических процессов в их системной взаимосвязи в формировании состояния океана и морского льда;
- Оценивать адекватность выбранной математической модели для исследований той или иной теоретической или практической задачи;
- Оценивать адекватность используемых методов вычислительной математики для решения той или иной теоретической или практической задачи;
- Планировать оптимальное проведение натурального или вычислительного эксперимента исходя из особенностей объекта и особенностей построения наблюдательной системы.

Владеть:

- Общекультурными (ОК 1-3) и профессиональными (ПК 1-6) компетенциями магистра.

#### 4.1.6 Образовательные технологии

Таблица 8 –Использование образовательных технологий в учебном процессе

№ п/п	Вид занятия	Форма проведения занятий	Цель
1	лекция	Изложение теоретического материала	Получение теоретических знаний по дисциплине
2	лекция	Разбор конкретных примеров реализации современных вычислительных и натуральных экспериментов по результатам последних публикаций и докладов на конференциях	Осознание связей между теорией и практикой, а также взаимозависимостей разных дисциплин
3	Самостоятельная работа студента	Изучение теоретического материала и ознакомление с современной научной литературой, материалами конференций, базами данных, методами обработки результатов, предложенных преподавателем исходя из специфики индивидуальной научно-исследовательской работы студента	Повышение степени понимания материала, понимание связи материала курса с индивидуальной темой работы

#### **4.1.7 Материально-техническое обеспечение дисциплины**

**Необходимое оборудование для лекций и практических занятий:** компьютер и проектор.

#### **Обеспечение самостоятельной работы**

Открытые базы данных, научные журналы по подписке ИВМ РАН, специализированная библиотека ИВМ РАН по физике атмосферы и океана, электронные курсы лекций и электронная библиотека ИВМ РАН

#### **4.1.8 Наименование возможных тем курсовых работ**

учебным планом не предусмотрено

#### **4.1.9 Тематика и формы индивидуальной работы**

учебным планом не предусмотрено

#### **4.1.10 Тематика итоговых работ**

учебным планом не предусмотрено

#### **4.1.11 Учебно-методическое и информационное обеспечение дисциплины**

##### **4.1.11.1 Основная литература.**

1. П. Ле Блон, Л. Майсек. Волны в океане. Т. 1. М., Мир, 1981.
2. В.М. Каменкович, М.Н. Кошляков, А.С. Монин. Синоптические вихри в океане. Л., Гидрометеиздат, 1987.
3. Г.И. Марчук, Б.А. Каган. Океанские приливы (математические модели и численные эксперименты). Л., Гидрометеиздат, 1977.
4. Физика океана. Том 1. Гидрофизика океана. М. Наука, 1978.
5. Физика океана. Том 2. Гидродинамика океана. М. Наука, 1978.
6. А. Гилл. Динамика атмосферы и океана. В 2-х томах. М., Мир, 1986.
7. Должанский Ф.В. Основы геофизической гидродинамики. М.: Физматлит, 2011.
8. Монин А.С. Теоретические основы геофизической гидродинамики. Л.: Гидрометеиздат, 1988.
9. Педлоски Дж. Геофизическая гидродинамика. Т. 1 2 Пер. с англ. Г.М. Резника, Т.Б. Цыбаневой. М.: Мир, 1984.

#### **4.1.11.2 Дополнительная литература.**

1. IOC, SCOR and IAPSO, 2010: The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56, UNESCO (English), 196 pp.
2. Bitz, C.M., W.H. Limpscomb. An energy-conserving thermodynamic model of sea ice // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. P. 15,669-15,677
3. Flato, G.M., and W.D. Hibler, III. Ridging and stress in modeling the thickness distribution of Arctic sea ice // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 18611-18626.
4. Hibler W.D., III. A dynamic-thermodynamic sea ice model // J. Phys. Oceanogr. 1979. V.9. N 4. P. 815-846.
5. Hibler W.D., III. Modeling a variable thickness sea ice cover // Mon. Wea. Rev. 1980. V.108. P. 1943-1973.
6. Hunke E.C and J.K. Dukowicz. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // J. Phys. Oceanogr. 1997. V. 27. P. 1849-1867.
7. Maykut, G. A. and N. Untersteiner. Some results from a time dependent thermodynamic model of sea ice // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 1550-1575.
8. Parkinson, C.L. and Washington W.M. A large-scale numerical model of sea ice // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 311-337.

#### **4.1.11.3 Электронные ресурсы, включая доступ к базам данных и . т.д.**

1. <http://www.inm.ras.ru/library/direct2/>
2. <http://www.ocean.ru/>
3. Подписка ИВМ РАН на отечественные и иностранные научные журналы по профилю курса
4. свободно распространяемые данные по состоянию океана
5. свободно распространяемые данные реанализа состояния атмосферы и океана
6. данные международного проекта сравнения климатических моделей CMIP4 и CMIP5, участником которого является ИВМ РАН

Программу составил  
Яковлев Н.Г. д.ф.–м.н.

## 4.2 Вычислительные методы математической физики

Таблица 9 – Объём учебной нагрузки и виды отчётности.

Вариативная часть, в т.ч. :	__5__ зач. ед.
Лекции	__66__ часов
Практические занятия	__-__ часов
Лабораторные работы	__66__ часов
Индивидуальные занятия с преподавателем	__-__ часов
Самостоятельные занятия	__33__ часов
<b>ВСЕГО</b>	165 час (5,0 зач. ед.)
<b>Итоговая аттестация</b>	<b>Диф.зачет 6 семестр, экзамен – 7 семестр – 1 зач.ед.</b>

### 4.2.1 ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ

Целью учебной дисциплины является получение знаний об основных вычислительных методах математической физики, в том числе, основах теории разностных методов, вариационных методов, принципах построения и исследования вычислительных алгоритмов решения задач математической физики, методах решения систем сеточных уравнений, возникающих при разностной аппроксимации дифференциальных уравнений в частных производных, методах решения сопряженных уравнений, методах возмущений в задачах математической физики и практическая подготовка студентов к дальнейшей самостоятельной работе в области математического моделирования физических задач и современных технологий.

#### *Учебные задачи дисциплины:*

- ознакомление слушателей с принципами и методами численного решения задач математической физики;
- приобретение слушателями теоретических знаний и практических умений и навыков в области вычислительных методов математической физики;
- оказание консультаций и помощи слушателям в проведении собственных теоретических и экспериментальных исследований в области численного решения задач математической физики

### 4.2.2 Место дисциплины в структуре ООП БАКАЛАВРИАТА

Дисциплина «Вычислительные методы математической физики» изучается студентами третьего и четвертого курсов и входит в вариативную часть цикла Б.2.

Дисциплина «Вычислительные методы математической физики» базируется на материалах курсов «Математика», «Общая физика», «Теоретическая физика», «Информатика».

#### **4.2.3 Компетенции обучающегося, формируемые в результате освоения дисциплины**

**Освоение дисциплины «Вычислительные методы математической физики»** направлено на формирование следующих общекультурных и профессиональных компетенций бакалавра:

##### **а) общекультурные (ОК):**

- способность использовать на практике фундаментальные знания для понимания сущностных явлений окружающего мира (ОК 1);
- способность активно и целенаправленно применять полученные знания, навыки и умения для выбора тематики выполнения индивидуальной научно-исследовательской работы (ОК-2);
- готовность работать с информацией в области методов дискретизации краевых задач из различных источников: отечественной и зарубежной научной периодической литературы, монографий и учебников, электронных ресурсов Интернет (ОК-3);
- способность работать в коллективе и применять навыки эффективной организации труда и командной работы (ОК-4).

##### **б) профессиональные (ПК):**

- готовность использовать методы дискретизации и в частности проекционно-сеточные методы в последующей профессиональной деятельности в качестве научных сотрудников, преподавателей вузов, инженеров, технологов (ПК-1);
- готовность к решению практических задач на современных компьютерах (ПК-2);
- готовность выявить естественнонаучную сущность проблем, возникающих в ходе профессиональной деятельности в областях: методы дискретизации и математическое моделирование; привлекать для решения освоенный физико-математический аппарат (ПК-3);
- готовность к творческому подходу в реализации научно-технических задач, основанному на систематическом обновлении полученных знаний, навыков и

умений и использовании последних достижений в математическом моделировании и методах дискретизации (ПК-4);

- способность к созданию математических и физических моделей исследуемых процессов, явлений и объектов, относящихся к профессиональной сфере (ПК-5);
- способность применять на практике умения и навыки в организации исследовательских работ и проводить научные исследования, готовность к участию в инновационной деятельности (ПК-6).

#### **4.2.4 конкретные Знания, умения и навыки, формируемые в результате освоения дисциплины**

**В результате освоения дисциплины «Вычислительные методы математической физики» обучающийся должен:**

**Знать:**

- - основные понятия теории разностных схем;
- - общие принципы построения разностных схем для задач математической физики;
- - метод прогонки для решения разностных уравнений;
- - схему Кранка-Николсона разностных методов для одномерных нестационарных задач;
- - вариационные методы;
- - свойства операторов разностной задачи;
- - способы аппроксимации граничных условий;
- - метод конечных элементов;
- - метод возмущений для задач на собственные значения;
- - алгоритмы возмущений в нестационарных задачах;
- - алгоритмы возмущений в нелинейных задачах математической физики;
- - методы решения систем сеточных уравнений;
- - нестационарные итерационные методы в методах решения систем сеточных уравнений.

**Уметь:**

- применять численные методы к решению основных задач математической физики;
- абстрагироваться от несущественных влияний при моделировании реальных физических ситуаций;
- оценивать погрешности аппроксимации и точности приближенных решений;

- делать правильные выводы из сопоставления результатов аналитической теории и численного эксперимента;
- производить численные оценки по порядку величины;
- делать качественные выводы при переходе к предельным условиям в изучаемых проблемах;
- видеть в технических задачах физическое содержание;
- пользоваться справочной литературой научного и прикладного характера для быстрого поиска необходимых математических и физических данных и понятий.

**Владеть:**

- базовыми знаниями в области вычислительных методов математической физики и принципами их использования в профессиональной деятельности;
- навыками самостоятельного численного решения основных задач математической физики;
- навыками освоения большого объема информации;
  - - культурой постановки и моделирования физических задач

## 4.2.5 Структура и содержание дисциплины

### 4.2.5.1 Структура преподавания дисциплины

Таблица 10 – Перечень разделов дисциплины и распределение времени по темам

№ темы и название	Количество часов
Основные понятия теории разностных схем	2
Одномерное уравнение диффузии	6
Разностный метод для одномерного уравнения диффузии	2
Метод интегрального тождества	6
Матричная формулировка разностной задачи	4
Сеточные спектральные задачи	4
Построение разностных схем для эволюционной задачи общего вида	6
Спектральный критерий устойчивости	4
Уравнение теплопроводности. Явная и неявная схемы. Схема Кранка-Николсон	4
Уравнение переноса. Свойства решения задачи. Явная и неявная схемы	6
Задача о минимизации функционала энергии	4
Метод Рунге в энергетических пространствах	4
Метод Галеркина	4
Вариационная формулировка краевых задач с оператором диффузии	6
Матричная формулировка приближенных задач метода Рунге	2
Разностный метод аппроксимации двумерных уравнений диффузии на прямоугольных сетках	2

Метод конечных элементов с кусочно-линейными и билинейными базисными функциями	4
Прямые методы. Метод исключения Гаусса для систем с ленточными матрицами	2
Быстрое преобразование Фурье	6
Общие понятия теории итерационных методов	4
Стационарные итерационные методы	4
Нестационарные итерационные методы	2
Явные и неявные разностные схемы для двумерного уравнения теплопроводности	6
Методы расщепления и переменных направлений	4
Аппроксимация, устойчивость, сходимость	6
Сопряженные уравнения и алгоритмы возмущений в нелинейных задачах математической физики	4
<b>ВСЕГО ( зач. ед.(часов))</b>	<b>66</b>

## ВИД ЗАНЯТИЙ ЛЕКЦИИ

№ п.п.	Темы	Трудоёмкость в зач. ед. (количество часов)
1	Основные понятия теории разностных схем	2
2	Одномерное уравнение диффузии	4
3	Разностный метод для одномерного уравнения диффузии	2
4	Метод интегрального тождества	4
5	Матричная формулировка разностной задачи	2
6	Сеточные спектральные задачи	2
7	Построение разностных схем для эволюционной задачи общего вида	4
8	Спектральный критерий устойчивости	2
9	Уравнение теплопроводности. Явная и неявная схемы. Схема Кранка-Николсон	2
10	Уравнение переноса. Свойства решения задачи. Явная и неявная схемы	2
11	Задача о минимизации функционала энергии	2
12	Метод Рунге в энергетических пространствах	2
13	Метод Галеркина	2
14	Вариационная формулировка краевых задач с оператором диффузии	4
15	Матричная формулировка приближенных задач метода Рунге	2
16	Разностный метод аппроксимации двумерных уравнений диффузии на прямоугольных сетках	2
17	Метод конечных элементов с кусочно-линейными и билинейными базисными функциями	2
18	Прямые методы. Метод исключения Гаусса для систем с ленточными матрицами	2
19	Быстрое преобразование Фурье	4
20	Общие понятия теории итерационных методов	2
21	Стационарные итерационные методы	2
22	Нестационарные итерационные методы	2



23	Явные и неявные разностные схемы для двумерного уравнения теплопроводности	4
24	Методы расщепления и переменных направлений	2
25	Аппроксимация, устойчивость, сходимость	4
26	Сопряженные уравнения и алгоритмы возмущений в нелинейных задачах математической физики	2
ВСЕГО ( зач. ед.(часов))		66

## ВИД ЗАНЯТИЙ ЛАБОРАТОРНЫЕ ЗАНЯТИЯ

№ п.п.	Темы	Трудоёмкость в зач. ед. (количество часов)
1	Основные понятия теории разностных схем	2
2	Одномерное уравнение диффузии	4
3	Разностный метод для одномерного уравнения диффузии	2
4	Метод интегрального тождества	4
5	Матричная формулировка разностной задачи	2
6	Сеточные спектральные задачи	2
7	Построение разностных схем для эволюционной задачи общего вида	4
8	Спектральный критерий устойчивости	2
9	Уравнение теплопроводности. Явная и неявная схемы. Схема Кранка-Николсон	2
10	Уравнение переноса. Свойства решения задачи. Явная и неявная схемы	2
11	Задача о минимизации функционала энергии	2
12	Метод Рунге в энергетических пространствах	2
13	Метод Галеркина	2
14	Вариационная формулировка краевых задач с оператором диффузии	4
15	Матричная формулировка приближенных задач метода Рунге	2
16	Разностный метод аппроксимации двумерных уравнений диффузии на прямоугольных сетках	2
17	Метод конечных элементов с кусочно-линейными и билинейными базисными функциями	2
18	Прямые методы. Метод исключения Гаусса для систем с ленточными матрицами	2
19	Быстрое преобразование Фурье	4
20	Общие понятия теории итерационных методов	2
21	Стационарные итерационные методы	2
22	Нестационарные итерационные методы	2
23	Явные и неявные разностные схемы для двумерного уравнения теплопроводности	4
24	Методы расщепления и переменных направлений	2
25	Аппроксимация, устойчивость, сходимость	4
26	Сопряженные уравнения и алгоритмы возмущений в нелинейных задачах математической физики	2
ВСЕГО ( зач. ед.(часов))		66

Таблица 11 – Образовательные технологии

№ п/п	Вид занятия	Форма проведения занятий	Цель
1	лекция	Изложение теоретического материала	Получение теоретических знаний по дисциплине
2	лекция	Изложение теоретического материала с помощью презентаций	Повышение степени понимания материала
3	лекция	Разбор конкретных примеров применения численных методов	Осознание связей между теорией и практикой, а также взаимозависимостей разных дисциплин
4	Самостоятельная работа студента	Чтение учебной литературы	Повышение степени понимания материала

#### 4.2.6 Материально-техническое обеспечение дисциплины

**Необходимое оборудование для лекций и практических занятий:** компьютер и мультимедийное оборудование (проектор, звуковая система)

**Необходимое программное обеспечение**

**Обеспечение самостоятельной работы — электронная библиотека ИВМ РАН.**

#### 4.2.7 Наименование возможных тем курсовых работ

учебным планом не предусмотрено

#### 4.2.8 ТЕМАТИКА И ФОРМЫ ИНДИВИДУАЛЬНОЙ РАБОТЫ

учебным планом не предусмотрено

#### 4.2.9 ТЕМАТИКА ИТОГОВЫХ РАБОТ

учебным планом не предусмотрено

#### 4.2.10 Учебно-методическое и информационное обеспечение дисциплины

##### 4.2.10.1 Основная литература.

1.Агошков В.И., Дубовский П.Б., Шутяев В.П. Методы решения задач математической физики. М.: Наука, 2002

2.Бахвалов Н.С., Жидков Н.П., Кобельков Г.М. Численные методы. 8-ое изд. М.: Лаборатория базовых знаний, 2000, 624 с.

3.Тыртышников Е.Е. Методы численного анализа. М.: Академия, 2007.

4.Самарский А.А., Гулин А.В. Численные методы математической физики. 2е изд. М.: Изд-во «Научный мир», 2003

5.Рябенский В.С. Введение в вычислительную математику. 2-е изд., исправ. - М.: Физматлит, 2000. 296с. ISBN 5-9221-047-5.

6. Шутяев В.П. Сопряженные уравнения и алгоритмы возмущений в квазилинейных задачах математической физики (учебное пособие). М.: МФТИ, 2001.

7. Шутяев В.П. Операторы управления и итерационные алгоритмы в задачах вариационного усвоения данных. М.: Наука, 2001.

#### **4.2.10.2 Дополнительная литература.**

- 1.Марчук Г. Методы вычислительной математики. М.: Наука, 1989.
- 2.Марчук Г.И., Агошков В.И. Введение в проекционно-сеточные методы. М: Наука, 1980. -300с.
- 3.Оганесян Л.А., Руховец Л.А. Вариационно-разностные методы решения задач для эллиптических уравнений. М.: АН СССР, 1979.
- 4.Стренг Г., Фикс Дж. Теория метода конечных эллиптических уравнений. М.: Мир, 1977.
- 5.Марчук Г.И., Агошков В.И., Шутяев В.П. Сопряженные уравнения и алгоритмы возмущений. М.: Наука, 1993.

#### **4.2.10.3 Электронные ресурсы, включая доступ к базам данных и . т.д.**

Информационные ресурсы: доступные через Internet электронные конспекты лекций, учебные пособия и сборники задач, разработанные для данного курса.

Программу составил

Шутяев В.П., д.ф.–м.н., профессор

### 4.3 Сопряженные уравнения и методы оптимального управления

Таблица 12 – Объём учебной нагрузки и виды отчётности.

Вариативная часть, в т.ч. :	__3__ зач. ед.
Лекции	__66__ часов
Практические занятия	__-__ часов
Лабораторные работы	__0__ часов
Индивидуальные занятия с преподавателем	__-__ часов
Самостоятельные занятия	__30__ часов
<b>ВСЕГО</b>	3,0 зач. ед.
<b>Итоговая аттестация</b>	<b>Диф.зачет 6, 7 семестры</b>

#### 4.3.1 ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ

Целью учебной дисциплины является получение знаний о принципах и методах решения сопряженных уравнений и методах оптимального управления, в том числе методах исследования и решения экстремальных и обратных задач, методах теории сопряжённых уравнений и оптимального управления в исследовании и решении прикладных задач, а также практическая подготовка студентов к дальнейшей самостоятельной работе в области математического моделирования физических задач и современных технологий.

##### *Учебные задачи дисциплины:*

- ознакомление слушателей с методами решения сопряженных уравнений и методах оптимального управления;
- приобретение слушателями теоретических знаний, и практических умений и навыков в области теории сопряжённых уравнений и оптимального управления;
- оказание консультаций и помощи слушателям в проведении собственных исследований при решении прикладных задач методами сопряженных уравнений и оптимального управления.
- 

В современном обществе всевозрастающую роль играют разнообразные обратные задачи, задачи управления сложными процессами, задачи идентификации, задачи усвоения данных наблюдений в математических моделях и др. Поэтому насущной проблемой в образовательном процессе является изучение методологий эффективного решения данных задач. Некоторые из таких методологий представлены в настоящем курсе лекций.

Они базируются на подходах и результатах нескольких разделов современной математики: теории сопряженных уравнений, теории оптимального управления системами с распределёнными параметрами, теории линейных уравнений в банаховых пространствах, теории некорректно поставленных задач и общих методов их решения, современных итерационных алгоритмах для операторных уравнений.

Настоящий курс предназначен прежде всего для студентов старших и аспирантов, прослушавших основы теории задач математической физики и вычислительной математики. Однако в данном курсе в первой его части приводятся сведения ( без доказательств ) из теории дифференциальных уравнений, теории обратных задач, оптимального управления и ряда других разделом математики, необходимых для данного курса. Особое внимание уделяется теории сопряженных операторов и уравнений в силу их значимости в математическом моделировании, в теории разрешимости уравнений , в вычислительной и прикладной математике.

#### **4.3.2 Место дисциплины в структуре ООП БАКАЛАВРИАТА**

Дисциплина «Сопряженные уравнения и методы оптимального управления» изучается студентами третьего и четвертого курсов и входит в вариативную часть цикла Б.3.

Дисциплина «Сопряженные уравнения и методы оптимального управления» базируется на материалах курсов «Математика», «Общая физика», «Информатика», «Теоретическая физика».

#### **4.3.3 Компетенции обучающегося, формируемые в результате освоения дисциплины**

**Освоение дисциплины «Сопряженные уравнения и методы оптимального управления» направлено на формирование следующих общекультурных и профессиональных компетенций бакалавра:**

**а) общекультурные (ОК):**

- способность использовать на практике фундаментальные знания для понимания сущностных явлений окружающего мира (ОК 1);
- способность активно и целенаправленно применять полученные знания, навыки и умения для выбора тематики выполнения индивидуальной научно-исследовательской работы (ОК-2);

- готовность работать с информацией в области методов дискретизации краевых задач из различных источников: отечественной и зарубежной научной периодической литературы, монографий и учебников, электронных ресурсов Интернет (ОК-3);
- способность работать в коллективе и применять навыки эффективной организации труда и командной работы (ОК-4).

**б) профессиональные (ПК):**

- готовность использовать методы дискретизации и в частности проекционно-сеточные методы в последующей профессиональной деятельности в качестве научных сотрудников, преподавателей вузов, инженеров, технологов (ПК-1);
- готовность к решению практических задач на современных компьютерах (ПК-2);
- готовность выявить естественнонаучную сущность проблем, возникающих в ходе профессиональной деятельности в областях: методы дискретизации и математическое моделирование; привлекать для решения освоенный физико-математический аппарат (ПК-3);
- готовность к творческому подходу в реализации научно-технических задач, основанному на систематическом обновлении полученных знаний, навыков и умений и использовании последних достижений в математическом моделировании и методах дискретизации (ПК-4);
- способность к созданию математических и физических моделей исследуемых процессов, явлений и объектов, относящихся к профессиональной сфере (ПК-5);
- способность применять на практике умения и навыки в организации исследовательских работ и проводить научные исследования, готовность к участию в инновационной деятельности (ПК-6).

**4.3.4 конкретные Знания, умения и навыки, формируемые в результате освоения дисциплины**

**В результате освоения дисциплины «Сопряженные уравнения и методы оптимального управления» обучающийся должен:**

**1. Знать:**

- основные понятия о линейных и банаховых пространствах, сопряжённых пространствах и сопряжённых операторах;
- основные понятия и типы разрешимости операторных уравнений в банаховых пространствах;

- основные определения элементы выпуклого анализа;
- основные понятия задач оптимального управления;
- свойства решений дифференциальных уравнений основных задач математической физики;
- методы регуляризации и штрафа в обратных и вариационных задачах, алгоритмы возмущений;
- формулировки обратных задач и задач управления как задач оптимального управления с регуляризацией;
- типы разрешимости и разрешимость задач оптимального управления;
- итерационные алгоритмы решения обратных задач и задач оптимального управления;
- методы теории сопряжённых уравнений и оптимального управления в исследовании и решении прикладных задач.

## 2. Уметь:

- применять методы теории сопряжённых уравнений и оптимального управления к исследованию и решению прикладных задач;
- абстрагироваться от несущественных влияний при моделировании реальных физических ситуаций;
- оценивать погрешности аппроксимации и точности приближенных решений;
- делать правильные выводы из сопоставления результатов аналитической теории и численного эксперимента;
- производить численные оценки по порядку величины;
- делать качественные выводы при переходе к предельным условиям в изучаемых проблемах;
  - - пользоваться справочной литературой научного и прикладного характера для быстрого поиска необходимых математических и физических данных и понятий.

## 3. Владеть:

- - базовыми знаниями в области сопряженных уравнений и методов оптимального управления и принципами их использования в профессиональной деятельности;
- - навыками самостоятельного решения основных задач сопряженных уравнений и методов оптимального управления;
- - навыками освоения большого объёма информации;
- - культурой постановки и моделирования физико-математических задач.
-

### 4.3.5 Структура и содержание дисциплины

#### 4.3.5.1 Структура преподавания дисциплины

Таблица 13 – Перечень разделов дисциплины и распределение времени по темам

№ темы и название	Количество часов
Понятие о математических моделях сложных физических процессах, об обратных задачах, задачах управления.	3
Множества и области из $\mathbf{R}^n$ Классы функций $C^p(\Omega)$ , $C^p(\bar{\Omega})$ , $L_p(\Omega)$ .	3
Понятие о дифференциальном уравнении с частными производными, о краевых и начальных условиях. Типичные примеры задач математической физики.	3
Понятие об обратных задачах. Примеры обратных задач и задач управления	3
Задачи оптимального управления как форма обобщенных постановок задач	3
Сведения из теории линейных пространств	3
Линейные уравнения в банаховых пространствах. Сопряженные пространства и операторы	7
Экстремальные задачи и методы их решения	3
Некорректные задачи и методы их решения	3
Некоторые понятия теории оптимального управления	3
Описание классов задач и этапов их исследования и решения	5
Некоторые условия разрешимости задач и единственности решений	5
Условие плотной ("аппроксимативной") разрешимости задач..	5
Условие корректной разрешимости задачи	5
Задачи на собственные значения в обратных задачах и оптимальном управлении	3
Дополнительные сведения об итерационных методах решения обратных задач и задач управления	3
Некоторые уравнения и задачи математической физики	3
Эллиптическая задача о внутренних источниках	3
Задача о локальном граничном управлении	3
Задача точного управления для параболического уравнения	3
Параболическая задача о граничном управлении	3
Задача усвоения данных наблюдений	4
Обратная задача для возмущенной системы Стокса	4
О решении других линейных обратных задач	4
Подходы к решению нелинейных задач. Решение задачи о восстановлении функции источника в уравнении коагуляции-дробления	5
Методы оптимального управления и сопряженных уравнений в вычислительных процессах	4
ВСЕГО ( зач. ед.(часов))	96

#### ВИД ЗАНЯТИЙ ЛЕКЦИИ

№ п.п.	Темы	Трудоёмкость в зач. ед. (количество часов)



1	Понятие о математических моделях сложных физических процессах, об обратных задачах, задачах управления.	2
2	Множества и области из $\mathbf{R}^n$ Классы функций $C^p(\Omega)$ , $C^p(\bar{\Omega})$ , $L_p(\Omega)$ .	2
3	Понятие о дифференциальном уравнении с частными производными, о краевых и начальных условиях. Типичные примеры задач математической физики.	2
4	Понятие об обратных задачах. Примеры обратных задач и задач управления	2
5	Задачи оптимального управления как форма обобщенных постановок задач	2
6	Сведения из теории линейных пространств	2
7	Линейные уравнения в банаховых пространствах. Сопряженные пространства и операторы	6
8	Экстремальные задачи и методы их решения	2
9	Некорректные задачи и методы их решения	2
10	Некоторые понятия теории оптимального управления	2
11	Описание классов задач и этапов их исследования и решения	4
12	Некоторые условия разрешимости задач и единственности решений	4
13	Условие плотной ("аппроксимативной") разрешимости задач..	4
14	Условие корректной разрешимости задачи	4
15	Задачи на собственные значения в обратных задачах и оптимальном управлении	2
16	Дополнительные сведения об итерационных методах решения обратных задач и задач управления	2
17	Некоторые уравнения и задачи математической физики	2
18	Эллиптическая задача о внутренних источниках	2
19	Задача о локальном граничном управлении	2
20	Задача точного управления для параболического уравнения	2
21	Параболическая задача о граничном управлении	2
22	Задача усвоения данных наблюдений	2
23	Обратная задача для возмущенной системы Стокса	2
24	О решении других линейных обратных задач	2
25	Подходы к решению нелинейных задач. Решение задачи о восстановлении функции источника в уравнении коагуляции-дробления	4
26	Методы оптимального управления и сопряженных уравнений в вычислительных процессах	2
ВСЕГО ( зач. ед.(часов))		66

Таблица 14 – Образовательные технологии

№ п/п	Вид занятия	Форма проведения занятий	Цель
1	лекция	Изложение теоретического материала	Получение теоретических знаний по дисциплине
2	лекция	Изложение теоретического материала с помощью презентаций	Повышение степени понимания материала
3	лекция	Разбор конкретных примеров применения численных методов	Осознание связей между теорией и практикой, а также взаимозависимостей

			разных дисциплин
4	Самостоятельная работа студента	Чтение учебной литературы	Повышение степени понимания материала

#### **4.3.6 Материально-техническое обеспечение дисциплины**

**Необходимое оборудование для лекций и практических занятий:** компьютер и мультимедийное оборудование (проектор, звуковая система)

**Необходимое программное обеспечение**

**Обеспечение самостоятельной работы** — электронная библиотека ИВМ РАН.

#### **4.3.7 Наименование возможных тем курсовых работ**

учебным планом не предусмотрено

#### **4.3.8 ТЕМАТИКА И ФОРМЫ ИНДИВИДУАЛЬНОЙ РАБОТЫ**

учебным планом не предусмотрено

#### **4.3.9 ТЕМАТИКА ИТОГОВЫХ РАБОТ**

учебным планом не предусмотрено

#### **4.3.10 Учебно-методическое и информационное обеспечение дисциплины**

##### **4.3.10.1 Основная литература.**

1. Агошков В.И. Методы оптимального управления и сопряженных уравнений в задачах математической физики. -- М.: Институт вычислительной математики РАН, 2003г.
2. Агошков В.И., Дубовский П.Б., Шутяев В.П. Методы решения задач математической физики. М.: Наука, 2002
3. Ильин В.А., Садовничий В.А., Сендов Бл. Х. Математический анализ. Часть 1. Изд-во «Проспект», Изд-во МГУ, Москва, 2004г.
4. Ильин В.А., Позняк Э.Г. Основы математического анализа, ч.1, М.: Наука, 1982. М.: Физматлит, 1998, 2004.

##### **4.3.10.2 Дополнительная литература.**

1. Бахвалов Н.С., Жидков Н.П., Кобельков Г.М. Численные методы. – М.: Наука, 1987.
2. Васильев Ф.П. Методы решения экстремальных задач. --- М.: Наука, 1981.
3. Владимиров В.С. Уравнения математической физики. --- М.: Наука, 1988.
4. Денисов А.М. Введение в теорию обратных задач. --- М.: Изд-во МГУ, 1994.
5. Крейн С.Г. Линейные уравнения в банаховом пространстве. – М.: Наука, 1971.
6. Марчук Г.И. Методы вычислительной математики. --- М.: Наука, 1989.
7. Марчук Г.И. Сопряженные уравнения и анализ сложных систем. --- М.: Наука, 1992.

8. Марчук Г.И., Агошков В.И., Шутяев В.П. Сопряженные уравнения и методы возмущений в нелинейных задачах математической физики. --- М.: Наука, 1993.
9. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. – М.: Наука, 1986.
10. Треногин В.А. Функциональный анализ. --- М.: Наука, 1980.
11. Фурсиков А.В. (1999) Оптимальное управление распределенными системами. Теория и приложения. --- Новосибирск: Научная книга, 1999.

#### **4.3.10.3 Электронные ресурсы, включая доступ к базам данных и . т.д.**

Информационные ресурсы: доступные через Internet электронные конспекты лекций, учебные пособия и сборники задач, разработанные для данного курса.

Программу составил

Агошков В.И., д.ф.-м.н., профессор

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведена подготовка сигма-модели общей циркуляции океана ИВМ РАН, (INMOM – Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) для расчета на параллельном кластере ИВМ РАН циркуляции и термохалинного состояния вод Мирового океана. Пространственное разрешение модели Мирового океана составляет  $1^\circ \times 0,5^\circ$  по долготе и широте и 40 неравномерно распределенных по глубине сигма-уровней. Программный код отлажен и распараллелен. Численная реализация модели основывается на стандартных параллельных методологиях MPI и OpenMP, поддерживаемых на кластере ИВМ РАН. Используется гибридный подхода MPI-OpenMP так как часть процессоров имеют общую память.

В рамках настоящей НИР была подготовлена к использованию в модели океана обновленная база данных CORE-II, созданная в NCEP/NCAR и отличающаяся от исходных данных CORE тем, что эти данные охватывают период с 1948 по 2007 гг., в то время как первоначальный массив CORE был подготовлен для периода с 1958 по 2006 гг.

Тема НИР по модельной оценке состояния циркуляции Мирового океана непосредственно совпадает с целями и задачами активно развивающегося международного проекта CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments) [1]. Модель общей циркуляции океана, используемая в настоящей НИР, как пока единственная от России, принимает участие в этом проекте. Это крайне полезное участие показало, что она вполне соответствует передовому международному уровню, не уступая по качеству воспроизведения характеристик общей циркуляции Мирового океана лучшим зарубежным аналогам.

Выполнены расчеты и комплексный анализ качества воспроизведения климатологии глобальной циркуляции океана и ее межгодовой изменчивости за период 1948-2007 гг. В качестве начального состояния характеристик Мирового океана для новой серии расчетов были выбраны поля, рассчитанные на предыдущем этапе работ по НИР в 60-летних расчетах с начального состояния из данных Левитуса с реалистичным заданием климатического годового хода атмосферного воздействия по данным CORE.

Проведенные расчеты показывают, что модельные распределения океанической циркуляции и термохалинных полей соответствуют данным наблюдений и хорошо согласуются с расчетами по другим моделям из проекта CORE. В поле горизонтальных течений хорошо просматриваются западные пограничные течения в Северном полушарии – Гольфстрим и Куроисио. Их среднегодовая скорость может превышать  $50 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ . В

Южном океане скорость Антарктического Циркумполярного течения составляет в среднем  $8\text{--}10\text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$ , превышая  $30\text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$  в проливе Дрейка.

Достаточно хорошо воспроизводится вертикальная структура экваториальных течений, которая хорошо согласуется с другими результатами. Структура восточного подповерхностного противотечения воспроизводится адекватно. По сравнению с результатами, полученными с помощью более ранней версии модели с разрешением  $2,5^\circ \times 2^\circ \times 33$ , величины скоростей значительно возросли, что говорит о важности повышения пространственного разрешения модели.

Рассчитанная меридиональная циркуляция хорошо согласуется с другими результатами. Меридиональный перенос тепла (МПТ) в нашей модели хорошо согласуется с другими результатами моделирования и оценками по данным наблюдений.

Показано, что качество воспроизведения климата циркуляции Мирового океана за 1948-2007 гг. расчетах соответствует наблюдениям и расчетам по другим климатическим моделям общей циркуляции океана. В настоящее время представленная модель включена в новую версию совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана, разработанной в ИВМ РАН, в качестве океанического блока, а также может применяться для расчетов на различных регионах Мирового океана с различным пространственным разрешением.

Главным результатом настоящей НИР – это проведение расчетов циркуляции Мирового океана за период 1948-2007 гг. и исследование ее климатической изменчивости в этот период. Как уже было сказано выше, такая работа находится в русле международных направлений изучения поведения океанских характеристик – проект CORE-II (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments). По результатам такого моделирования можно проводить оценки изменений характеристик Мирового океана, которые могут существенным образом дополнять имеющиеся данные наблюдений. Это связано с тем, что имеющаяся система наблюдений над Мировым океаном, интенсивно развивающаяся в настоящее время, пока не позволяет получить в полном объеме характеристики общей циркуляции океана.

Проведенные расчеты циркуляции Мирового океана позволили оценить изменение ее основных характеристик, произошедшие за последние 60 лет. Были рассчитаны временные эволюции ледового покрова в северном и южном полушариях, стерического уровня океана, расходов через основные проливы, определяющие общую структуру циркуляции Мирового океана. Модель показывает существенное уменьшение площади морского льда в арктическом бассейне, что вполне соответствует данным наблюдений.

По результатам расчетов выявлено. заметное падение 1990-х гг. интенсивности Атлантической термохалинной циркуляции (АТХЦ), которое проявляется также и для эволюции меридионального переноса тепла (МПТ) в океане. Такое падение этих величин согласуется с ростом ТПО в эти годы, проявляющимся в росте индекса Атлантической мультideкадной осцилляции (АМО). Такой ход индексов АТХЦ и АМО объясняется тем, что при росте приповерхностной температуры и осадков в субарктических широтах следует ожидать уменьшения солености и плотности приповерхностного слоя Северного Ледовитого океана (СЛО) и арктических морей. Этому же способствуют таяние морских льдов и увеличение речного стока в арктический бассейн [51,52]. В результате должна увеличиться устойчивость верхнего слоя океана, приводящая к ослаблению высокоширотных конвективных процессов и интенсивности меридионального круговорота в Атлантике (с соответствующим изменением положения и ослаблением Гольфстрима как одной из составляющих АТХЦ), что и проявляется в наших расчетах. Это, в свою очередь, может существенно сказаться на региональных особенностях климата высоких и средних широт северного полушария, в частности европейского климата [45].

Однако, кроме фактора внешнего антропогенного воздействия, описанного выше, можно предложить и объяснение воздействия собственной динамики океана на его термохалинное состояние. Так наблюдаемые минимумы в индексах АТХЦ и МПТ, приуроченные к 1960-м гг. могли спровоцировать минимум в индексе АМО, но с приблизительным 10-летним сдвигом во времени, так что соответствующий минимум индексе АМО приходится на 1970 гг. Аналогично, минимумы в индексах АТХЦ и МПТ, приуроченные к 1960-м гг. могли спровоцировать минимум в индексе АМО, приуроченный к 2000-м гг. Такое большое время запаздывания определяется большой термической инерцией Мирового океана.

Падение индекса АТХЦ с начала 1990-х гг., выявленное в настоящей НИР по проведенным расчетам циркуляции Мирового океана, привело к соответственному уменьшению МПТ в средних широтах. Последнее, в свою очередь, может определять океанический компенсационный механизм наблюдаемого потепления, вызванного в последние десятилетия, в основном, антропогенным воздействием. Таким образом, обнаруживается отрицательная обратная связь в климатической системе Земли, направленная на уменьшение внешнего воздействия. Это может привести в ближайшие годы к уменьшению скорости потепления климата Земли. Главным компонентом этого механизма служит термохалинная циркуляция Мирового океана, которая служит главным предметом исследований настоящей НИР.

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

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Griffies S.M., A. Biastoch, C. Boning, F. Bryan, E. Chassignet, M. England, R. Gerdes, H. Haak, R.W. Hallberg, W. Hazeleger, J. Jungclaus, W.G. Large, G. Madec, B.L. Samuels, M. Scheinert, A. Sen Gupta, C.A. Severijns, H.L. Simmons, A.-M. Treguier, M. Winton, S. Yeager, J. Yin., 2009. Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs), *Ocean Modelling*, 26, 1–46.
- 2 Gnanadesikan, A., Dixon, K.W., Griffies, S.M., Balaji, V., Beesley, J.A., Cooke, W.F., Delworth, T.L., Gerdes, R., Harrison, M.J., Held, I.M., Hurlin, W.J., Lee, H.-C., Liang, Z., Nong, G., Pacanowski, R.C., Rosati, A., Russell, J., Samuels, B.L., Song, S.M., Spelman, M.J., Stouffer, R.J., Sweeney, C.O., Vecchi, G., Winton, M., Wittenberg, A.T., Zeng, F., Zhang, R., 2006. GFDL's CM2 global coupled climate models-part2: the base line ocean simulation. *J.Clim.*19, 675–697.
- 3 Griffies, S.M., Gnanadesikan, A., Dixon, K.W., Dunne, J.P., Gerdes, R., Harrison, M.J., Rosati, A., Russell, J., Samuels, B.L., Spelman, M.J., Winton, M., Zhang, R., 2005. Formulation of an ocean model for global climate simulations. *Ocean Sci.*1, 45–79.
- 4 Яковлев Н.Г. Восстановление крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948-2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние. *Известия РАН, ФАО*, 2009, Т. 45, № 3, С. 1-16.
- 5 Hunke E.C and J.K. Dukowicz. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // *J. Phys. Oceanogr.* 1997. V. 27. P. 1849–1867.
- 6 B.P. Briegleb, C.M. Bitz, E.C. Hunke, W.H. Lipscomb, M.M. Holland, J.L. Schramm, and R.E. Moritz. Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model, version three. Technical Note NCAR/TN-463+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 2004
- 7 Дианский Н.А., Багно А.В., Залесный В.Б. Сигма-модель глобальной циркуляции океана и ее чувствительность к вариациям напряжения трения ветра. *Известия РАН, ФАО*. Т. 38, № 4, С 537–556, 2002.
- 8 Марчук Г.И. Методы вычислительной математики. // Санкт-Петербург. Лань. 2009. 608 с.
- 9 Marchuk G.I., Rusakov A.S., Zalesny V.B., Diansky N.A. Splitting Numerical Technique with Application to the High Resolution Simulation of the Indian Ocean Circulation // *Pure appl. geophys.* 2005. V. 162. P. 1407–1429.
- 10 Гусев А.В. Численная модель гидродинамики океана в криволинейных координатах для воспроизведения циркуляции мирового океана и его отдельных акваторий. // Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук, 2009.
- 11 Мошонкин С.Н., Дианский Н.А., Гусев А.В. Влияние взаимодействия Атлантики с Северным Ледовитым океаном на Гольфстрим // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 2. С. 197–210.
- 12 Agoshkov V.I., Gusev A.V., Diansky N.A., Oleinikov R.V. An algorithm for the solution of the ocean hydrothermodynamics problem with variational assimilation of the sea level function data // *Russ. J. Numer. Anal. Math/ Modelling*. 2007. V. 12, № 2. P. 133–161.



- 13 Zalesny V.B., Gusev A.V. Mathematical model of the World Ocean dynamics with algorithms of variational assimilation of temperature and salinity fields. //Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling, 2009, V. 24, № 2, P. 171–191.
- 14 Pacanovsky R.C., Griffies S.M. The MOM 3 Manual. Geophysic Fluid Dynamics Laboratory. NOAA, Princeton, USA, 2000, 680 p.
- 15 Bryan, K., 1969: A numerical method for the study of the circulation of the World ocean. J. Comp. Physics, 4, P. 54-72.
- 16 Ibrayev R.A., 2001. Model of enclosed and semi-enclosed sea hydrodynamics. Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling, 16(4), 291-304.
- 17 Semtner, A.J. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate, J. Phys. Oceanogr. 1976. V. 6. P. 379-389
- 18 Blumberg A.F., Mellor G.L. Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 4579–4592.
- 19 Mesinger F., Arakawa A. Numerical methods used in atmospheric models // JOC, GARP Publication Series. 1976. V. 1, № 17, Geneva, World Meteorological Organization, C.P. № 5, CH-1211, 64 p.
- 20 "2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2v2)," U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 2006.
- 21 Levitus S. World Ocean Atlas - CD-ROM Data Set: U.S.Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite Data and Information Service, National Oceanographic Data Center, Ocean Climate Laboratory. 1994.
- 22 Levitus S., Boyer T., Conckright M., Johnson D., O’Brrien T., Antonov J., Stephens C., Gelfeld R. World Ocean Database 1998. 1998. Atlas NESDIS 18, NOAA.
- 23 Large, W., Yeager, S., 2004. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: the data sets and flux climatologies. NCAR Technical Note: NCAR/TN-460+STR. CGD Division of the National Center for Atmospheric Research.
- 24 Gill, A.E. Atmosphere-Ocean Dynamics. Academic Press, New York, 1982
- 25 Ebert E. E., Curry J. A. An intermediate one-dimensional thermodynamic sea ice model for investigating ice-atmosphere interactions // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 10085–10109.
- 26 Pacanovsky R.C., Philander G. Parametrization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean // J. Phys. Oceanogr. 1981. V. 11. P. 1442–1451.
- 27 Osborn T.J. Thermohaline Oscillations in the LSG OGCM: Propagating anomalies and sensitivity to parameterizations. // J. Phys. Oceanogr. 1997. V. 27, № 10. P. 2233–2255.
- 28 S.M. Griffies, M.J. Harrison, R.C. Pacanowski, and A. Rosati A Technical Guide to MOM4, 2004: NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Technical Report № 5. Princeton, USA. 337 pp
- 29 Gent P.R., Bryan F.O., Danabasoglu G., Doney S.C., Holland W. R., Large W. G., McWilliams C. The NCAR climate system model global ocean component // J. Climate. 1998. V. 11, No. 6, P. 1287–1306.
- 30 Large W.G., Danabasoglu G., Doney S.C., McWilliams J.C. Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: Annual-mean climatology // J. Phys. Oceanogr. 1997. V. 27. P. 2418–2447
- 31 Boville B.A., Gent P.R. The NCAR climate system model, version one // J. Climate. 1998, V. 11, № 6, P. 1115–1113.

- 32 Антипов С.В., Дианский Н.А., Гусев А.В. Особенности распространения радиоактивного загрязнения в северо-западной части Тихого океана. // Изв. РАН. Энергетика. 2006. № 6. С. 52–70.
- 33 Ezer T., Mellor G. L., and Greatbatch R. J. . On the interpendantal variability of the North Atlantic Ocean: Model simulated changes in transport, meridional heat flux and coastal sea level between 1955–59 and 1970–74. *J. Geophysical Research*. 1995. V. 100. № С6, P. 10,559–10,556.
- 34 Ибраев Р.А. Реконструкция климатических характеристик течения Гольфстрим // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29, № 6. С. 803–814.
- 35 Саркисян А.С. Моделирование динамики океана. С.-Пб.: Гидрометеиздат, 1991. 295 с.
- 36 Fieux M., Andrie C., Delecluse P., Pahude A.G., Kartavtseff A., Mantsi F., Molcard R., Swallow J.C. Measurements within the Pacific–Indian oceans throughflow region // *Deep–Sea Res.* 1994. V. 41. PP. 1091–1130.
- 37 Broecker, W.S.: 1987, 'The biggest chill', *Natural History* 96, 74-82.; Broecker, W.S.: 1991, 'The great ocean conveyor', *Oceanography* 4, 79-89.
- 38 Лаппо С.С. О причинах адвекции тепла на север в Атлантическом океане // Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы. М. Гидрометеиздат, 1984. С. 125-129.
- 39 Кошляков М.Н., Тараканов Р.Ю. Перенос воды через субарктический фронт и глобальный океанский конвейер. *Океанология*. 2011. Т. 51. № 5. С. 773-787.
- 40 Y. Masumoto, H. Sasaki, T. Kagimoto, N. Komori, A. Ishida, Y. Sasai, T. Miyama, T. Motoi, H. Mitsudera, K. Takahashi, H. Sakuma and T. Yamagata. A Fifty-Year Eddy-Resolving Simulation of the World Ocean. Preliminary Outcomes of OFES (OGCM for the Earth Simulator). // *Journal of the Earth Simulator*, V. 1, April 2004, P. 35–56.
- 41 Trenberth, K.E. and J.M. Carron, 2001. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *J. Climate*, V. 14, P. 3433–3444
- 42 Wijffels S. E., Schmitt R. W., Bryden H. L., Stigebrandt A. Transport of freshwater by the oceans // *J. Phys. Oceanogr.* 1992. V. 22. P.155-162.
- 43 Carton, J.A., G. Chepurin, X. Cao, and B.S. Giese, 2000a: A Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950-1995, Part 1: methodology, *J. Phys. Oceanogr.*, V. 30, P. 294–309.
- 44 Carton, J.A., G. Chepurin, and X. Cao, 2000b: A Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950-1995 Part 2: results, *J. Phys. Oceanogr.*, V. 30, P. 311–326.
- 45 IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- 46 Levitus S, J. I. Antonov,<sup>2</sup> T. P. Boyer, O. K. Baranova, H. E. Garcia, R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, J. R. Reagan, D. Seidov, E. S. Yarosh, and M. M. Zweng. World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000 m), 1955–2010. *Geophysical Research Letters*, VOL. 39, L10603, doi:10.1029/2012GL051106, 2012

47 Naveira Garabato, A. C., Jullion, L., Stevens, D. P., Heywood, K. J. & King, B. A. (2009) Variability of Subantarctic Mode Water and Antarctic Intermediate Water in Drake Passage during the late 20th and early 21st centuries. *J. Clim.*, 22, 3661-3688.

48 Кошляков М.Н., Гладышев С.В., Тараканов Р.Ю., Федоров Д.А. Течения в западной части пролива Дрейка по данным наблюдений в январе 2010 г. *Океанология*. 2011. Т. 51. № 2. С. 197-209.

49 Beringer M.O'N. and J.C. Larsen, 2001: Sixteen Years of Florida Current Transport at 270N. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 28, No. 16, pp. 3179-3182.]

50 Latif, M., and Coauthors, 2004: Reconstructing, monitoring, and predicting decadal-scale changes in the North Atlantic thermohaline circulation with sea surface temperature. *J. Climate*, 17, 1605–1614.

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

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