



Воит Сергей Сергеевич
(1920 – 1987)

Сергей Сергеевич Воит родился 12 октября 1920 г. в г. Москва в семье служащего. В 1938 г. окончил школу и поступил на механико-математический факультет МГУ. В августе 1941 г. был мобилизован в Советскую армию. С июля 1942 по май 1943 г. воевал на Воронежском, затем на Калининском фронтах. За участие в боях на Калининском фронте награжден орденом Красной звезды. С мая по сентябрь 1943 г. воевал на Брянском и Центральном фронтах, участвовал в боях на Курской дуге. В сентябре 1943 г. попал в плен и лагерь. В 1944 г. бежал в партизанский отряд им. Зеленой бригады им. Ленина, где пробыл до соединения с Советской армией в сентябре 1944 г. С декабря 1944 г. служил командиром батареи в 63 Псковской артиллерийской бригаде, в составе которой участвовал в боях на 3-м и 2-м Украинском фронтах в Венгрии, Австрии и Чехословакии. За участие в боях за Вену в 1945 г. награжден орденом Красной Звезды и медалями За отвагу Вены и За победу над Германией. 31 декабря 1945 г. демобилизован из рядов Советской армии для продолжения учебы в МГУ, куда вновь поступил на 3-й курс 15 января 1946 г.

В 1948 г. окончил механико-математический факультет МГУ с отличием. Свою дипломную работу С.С. Воит делал в гидродинамической лаборатории ЦАГИ им. Жуковского, где работал по совместительству в должности старшего механика, а затем в должности инженера. В октябре 1948 г. поступил в аспирантуру МГУ в НИИ механики на кафедру гидродинамики, которую окончил досрочно и в мае 1951 г. защитил кандидатскую диссертацию. После окончания аспирантуры был направлен на работу в Морской гидрофизический институт АН СССР, где занимал должность младшего научного сотрудника, с ноября 1953 г. – старшего научного сотрудника, а с марта 1961 г. – заместителя директора Института по научной работе. В связи с перебазированием МГИ в г. Севастополь в декабре 1963 г. перешел на постоянную работу в Московский физико-технический институт, в котором с сентября 1957 г. работал по совместительству в должности доцента.

С.С. Воит участвовал в 4-х морских экспедициях на НИС Михаил Певцов, из них дважды был начальником экспедиции.

В 1954 г. С.С. Воит защитил докторскую диссертацию и через год был избран на должность профессора МФТИ.

В 1966 г. в МФТИ при активном участии С.С. Воита была официально открыта кафедра термогидромеханики океана, бесспорным заведующим которой он являлся в течение 21 года, вплоть до своей кончины в 1987 г. За время управления кафедрой С.С. Воитом кафедру закончили около 300 человек. В МФТИ С.С. Воит читал факультетский курс лекций по механике сплошных сред и теории волн, являлся заместителем декана Аэромеханического факультета и руководителем аспирантуры. Одновременно с работой в МФТИ С.С. Воит работал по совместительству старшим научным сотрудником Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, где заведовал кабинетом теории морских волн.

СПТО-2017

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН

ПЕРВАЯ МЕЖДУНАРОДНАЯ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ТЕРМОГИДРОМЕХАНИКЕ ОКЕАНА

Современные проблемы термогидромеханики океана «СПТО-2017»



Москва 2017



ИОА

МФТИ



МОСКОВСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ
ИМЕНИ С.Ю. ВЕЛИКОГО

Федеральное государственное бюджетное
учреждение науки
Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН

**ПЕРВАЯ МЕЖДУНАРОДНАЯ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
ПО ТЕРМОГИДРОМЕХАНИКЕ ОКЕАНА**

**Современные проблемы термогидромеханики
океана «СПТО-2017»**

28–30 ноября 2017 года
Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН
г. Москва

**Proceedings of the First International Conference on
Ocean Thermohydraulics-2017**

28–30 November 2017
Shirshov Institute of Oceanology, RAS
Moscow



Москва 2017

ISBN 978-5-9901449-3-4



УДК 551.46
ББК 26.221
С56

Составители сборника:
д.ф.-м.н. Костяной А.Г., Свиридов С.А.

Все доклады публикуются в авторской редакции

Конференция организована и проведена при финансовой поддержке:
Российского фонда фундаментальных исследований
(грант 17-05-20579),
Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН,
Московского университета им. С.Ю. Витте.

Материалы Первой международной научно-технической конференции по термогидромеханике океана: Современные проблемы термогидромеханики океана «СПТО-2017»: в 1 т. : сб. ст. / [сост.: А.Г. Костяной, С.А. Свиридов]; Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. М.: ИО РАН, 2017.
ISBN 978-5-9901449-3-4

Материалы конференции СПТО–2017. 2017. 194 с.
Proceedings of the First International Conference on Thermohydrromechanics ICOT-2017, 28–30 November 2017, Moscow / [Edit.: A.G. Kostianoy, S.A. Sviridov]; Shirshov Institute of Oceanology RAS. M.: IO RAS, 2017. 194 p.

Настоящее издание содержит материалы Первой международной научно-технической конференции по термогидромеханике океана: «Современные проблемы термогидромеханики океана «СПТО-2017», которая состоялась 28–30 ноября 2017 г. в Москве в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН. В сборнике представлены доклады ученых-океанологов, инженеров, аспирантов и студентов, посвященные исследованиям в области практической термогидромеханики океана, разработке технических средств и методов исследования Мирового океана.

This publication contains the Proceedings of the First International Conference on Ocean Thermohydrromechanics ICOT-2017 which was held on the 28–30 November 2017 in Moscow in the Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences. The Proceedings contain brief reports oceanographers, engineers, and graduate students, devoted to research in the field of practical ocean thermohydrromechanics, R&D technics for ocean studying.

DOI 10.29006/978-5-9901449-3-4-2017-1
ISBN 978-5-9901449-3-4

© ИО РАН, 2017

НАУЧНЫЙ КОМИТЕТ СПТО-2017

Первой международной научно-технической конференции по термогидромеханике океана

First International Conference on Ocean Thermohydraulics-2017

- Голицин Г.С.** – сопредседатель, академик РАН, научный руководитель ИФА им. А.М. Обухова РАН;
- Жмур В.В.** – сопредседатель, д.ф.-м.н., профессор, зав. кафедрой термогидромеханики океана МФТИ;
- Завьялов П.О.** – председатель, чл.-корр. РАН, зам. директора ИО им. П.П. Ширшова РАН;
- Зодиатис Джордж (George Zodiatis)** – сопредседатель, PhD, Вице-директор Океанографического Центра Университета Кипра, Кипр (Oceanography Centre, University of Cyprus, Cyprus);
- Мохов И.И.** – сопредседатель, академик РАН, директор ИФА им. А.М. Обухова РАН;
- Нигматулин Р.И.** – сопредседатель, академик РАН, научный руководитель ИО им. П.П. Ширшова РАН;
- Семенов А.В.** – сопредседатель, д.э.н., ректор Московского университета им. С.Ю. Витте.

Члены научного программного комитета

- Копелевич О.В.** – д.ф.-м.н., зав.лаб оптики океана, ИО РАН;
- Лапшин В.Б.** – д.ф.-м.н., профессор, директор ИПГ им. Е.К.Федорова, Росгидромет;
- Максименко Н.А. (Maximenko N.A.)** – PhD, Университет Гавайи, США (Hawaii University, USA);
- Островский А.Г.** – д.г.н., зав.лаб. ИО РАН;
- Степанов В.Н. (Stepanov V.N.)** – PhD, Университет Ридинга, Лондон, Великобритания (University of Reading, London, UK);
- Чубаренко И.П.** – д.ф.-м.н., зав.лаб. АО ИО РАН;
- Шеремет В.А. (Sheremet V.A.)** – PhD, Океанографический центр Вудс-Холский океанографический институт, Вудс-Хол, США (Woods Hole Oceanographic Institution, USA).

ОРГКОМИТЕТ СПТО-2017

Первой международной научно-технической конференции по термогидромеханике океана

First International Conference on Ocean Thermohydraulics-2017

Кошляков М.Н. – председатель, д.ф.-м.н., профессор, ИО РАН;
Костяной А.Г. – сопредседатель, д.ф.-м.н., профессор, гл.н.с. ИО РАН;
Репина И.А. – сопредседатель, д.ф.-м.н., профессор РАН, зав. лаб., ИФА РАН;
Соков А.В. – сопредседатель, д.г.н., директор ИО РАН;
Тараканов Р.Ю. – сопредседатель, д.ф.-м.н., профессор РАН, в.н.с. ИОРАН

Члены оргкомитета

Бадулин С.И. – д.ф.-м.н., зав. лаб. ИО РАН;
Зацепин А.Г. – д.ф.-м.н., зав. лаб. ИО РАН;
Метальников А.А. – к.ф.-м.н., с.н.с. ИО РАН;
Резник Г.М. – д.ф.-м.н., профессор, зав. лаб. ИО РАН;
Свиридов С.А. – зав. отделом информационных технологий ИО РАН;
Степанова Н.Б. – секретарь конференции, к.ф.-м.н., с.н.с. ИОРАН.

Координационная рабочая группа

Муратов А.В. – ст. инженер, системный администратор ИО РАН;
Новиков Ю.В. – гл. специалист Отдела ИТ ИО РАН;
Плаксина М.О. – инженер, МФТИ;
Покрышкин А.А. – гл. специалист Отдела ИТ ИО РАН;
Сердцева Е.В. – гл. специалист по наукометрии и дизайну ИО РАН;
Уманская И.А. – гл. специалист по наукометрии ИО РАН;
Шишкина Н.А. – н.с. лаборатории геофизических полей ИО РАН.

СОДЕРЖАНИЕ

Программа конференции	9
Циклонический круговорот Среднего Каспия это сезонное контурное течение <i>Амбросимов А.К.</i>	15
Энергообмен атмосферы и океана в прибрежной зоне Антарктики по данным экспериментальных исследований <i>Артамонов А.Ю., Репина И.А.</i>	18
Обобщенный спектр Филлиписа и диссипация поля ветровых волн <i>Бадулин С.И., Захаров В. Е.</i>	22
Фундаментальные проблемы моделирования динамики внутренних гравитационных волн в океане <i>Булатов В.В., Владимиров Ю.В.</i>	26
Оценка по спутниковым данным солнечной радиации видимого диапазона на поверхности моря и в водной толще <i>Вазюля С.В., Копелевич О.В., Шеберстов С.В.</i>	30
Особенности взаимодействия вод Балтийского моря и Калининградского залива в районе Балтийского пролива <i>Висич А.И., Мухаметьянов Р.З., Хайруллин Н.Р., Ходаев Д.С., Степанова Н.Б., Чубаренко Б.В., Бабаков А.Н., Граев А.В.</i>	34
О кинетических и статистических методах теории турбулентной конвекции <i>Вульфсон А.Н., Бородин О.О.</i>	38
Светодиодный флуориметр со спектральной регистрацией <i>Глуховец Д.И., Гольдин Ю.А., Гуреев Б.А., Венцкут Ю.И.</i>	42
Использование профилографов скорости звука для определения плотности воды <i>Греков А.Н., Греков Н.А., Сычев Е.Н.</i>	46
Данные спутниковой альтиметрии и новые подходы в климатологии морского волнения <i>Григорьева В.Г., Бадулин С.И., Геогджаев В.В., Гавриков А.В., Криницкий М.В.</i>	50
Инструменты исследования термальных и радиационных процессов в поверхностных слоях грунтов водоемов. моделирование и анализ экспериментальных данных термальных исследований <i>Ермаков И.Д., Краснов В.Г., Ермаков Д.И., Вонсовский Н.Н.</i>	52

Применение лагранжевых инвариантов в задачах динамики мезомасштабных вихрей океана <i>Жмур В.В.</i>	56
Исследования изменчивости интрузионной структуры Атлантической воды при ее продвижении вдоль склона Евразийского бассейна (Арктика) <i>Журбас Н.В., Кузьмина Н.П., Лыжков Д.А.</i>	58
Постоянно действующий черноморский полигон ИО РАН: научные результаты и перспективы развития <i>Зацепин А.Г., Арашкевич Е.Г., Баранов В.И., Куклев С.Б., Дуппова Н.Е., Островский А.Г., Очередник В.В., Подымов О.И., Соловьев Д.М.</i>	60
Лабораторное исследование плотностного течения на горизонтальном дне в однородной и линейно-стратифицированной жидкости <i>Зацепин А.Г., Лысенко С.В., Руднев А.В.</i>	62
Нелинейная накачка уровня – пампинг-эффект в воронкообразных приливных заливах <i>Зырянов В.Н., Чебанова М.К.</i>	64
Экспедиционные измерения спектральных характеристик выходящего из моря излучения <i>Каралли П.Г.</i>	68
Оптика океана в МФТИ <i>Копелевич О.В.</i>	72
Энергообмен между струями Антарктического циркумполярного течения и синоптическими вихрями в проливе Дрейка и море Скотия <i>Кошляков М.Н., Савченко Д.С., Тараканов Р.Ю.</i>	76
Фазовый метод акустического дистанционного зондирования океана <i>Кузнецов В. П.</i>	80
Динамика системы Куроисио по данным поплавков Арго и численного моделирования <i>Курносова М.О.</i>	83
Спектральная задача типа Орра-Зоммерфельда для анализа неустойчивости течений в Арктическом бассейне <i>Кузьмина Н.П., Скороходов С.Л., Журбас Н.В., Лыжков Д.А.</i>	87
Использование Арго-модели исследования глобального океана (АМИГО) для изучения изменчивости океанской циркуляции <i>Лебедев К.В.</i>	91
Сезонная изменчивость переносов массы, тепла и солей в Южном океане <i>Лебедев К.В., Тараканов Р.Ю.</i>	95

Вихреобразование за неоднородностями береговой линии (численные эксперименты) <i>Лыжков Д.А., Журбас Н.В.</i>	99
Возмущение стратифицированной по плотности вязкой жидкости движением тела в горизонтальном направлении <i>Матюшин П.В.</i>	102
Особенности разномасштабных вариаций в геофизических средах гидродинамического типа <i>Мельников В.А.</i>	106
Ветровые циклы и климатические тренды Черного моря <i>Мельников В.А., Москаленко Л.В., Кузеванова Н.И.</i>	110
Ветры, течения и энергетический обмен в гидрометеорологической системе на шельфе в северо-восточной части Черного моря <i>Мельников В.А., Пиотух В.Б., Зацепин А.Г.</i>	114
Топографические внутренние волны в северо-восточной части Атлантического океана <i>Мельников В.А.</i>	118
Внутренние волны в Арктике <i>Морозов Е.Г.</i>	122
Реакция глубокого океана на тропические ураганы <i>Морозов Е.Г.</i>	123
Глобальное поле внутренних волн <i>Морозов Е.Г.</i>	126
Потоки донной воды через разломы Северо-Атлантического хребта <i>Морозов Е.Г.</i>	127
Сравнение данных <i>in situ</i> со спутниковыми данными концентрации хлорофилла <i>a</i> и кокколитофорид, полученными в рейсе АМК-68 <i>Муравья В.О., Лифанчук А.В., Саллинг И.В.</i>	129
Современные заякоренные мобильные профилирующие аппараты <i>Островский А.Г.</i>	132
Геострофическое приспособление с учетом гироскопических волн и горизонтальной компоненты угловой скорости вращения Земли <i>Резник Г.М., Цыбанева Т.Б.</i>	136
Взаимодействие атмосферы и океана в полярных районах <i>Репина И.А., Артамонов А.Ю., Варенцов М.И., Хавина Е.М.</i>	140
О внедрении Информационно-Аналитической Управляющей Системы Учета Научной Деятельности академического учреждения <i>Свиридов С.А.</i>	144
Влияние междекадных изменений гидрометеорологического состояния Северной Атлантики на климат России <i>Серых И.В.</i>	148

Численные эксперименты с моделью NEMO: чувствительность результатов к вертикальному разрешению и способам описания ледовых процессов <i>Степанов В.Н., Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А.</i>	152
Атлантический меридиональный перенос тепла и вод по результатам расчетов и данным наблюдений <i>Степанов В.Н.</i>	156
Почему развитие событий ЭНЮК может быть ослаблено или усилено? <i>Степанов В.Н.</i>	160
Процессы, определяющие межгодовые аномалии горизонтальной адвекции тепла в верхнем слое Северной Атлантики в зимний и летний сезоны <i>Сухонос П.А., Полонский А.Б.</i>	164
Струи Антарктического циркумполярного течения в проливе Дрейка по данным гидрофизических разрезов 2010 и 2011 гг. <i>Тараканов Р.Ю., Гриценко А.М.</i>	167
О влиянии нестационарности поля течений на точность оценки расхода на гидрофизическом разрезе по данным ADCP-измерений: баротропная компонента <i>Тараканов Р.Ю.</i>	170
Оценка параметров вихревого поля в проливе Дрейка и море Скотия статистическими методами <i>Тароян В.К., Тараканов Р.Ю.</i>	173
О движении внутритермоклинной линзы над Лофотенской впадиной <i>Филюшкин Б.Н., Соколовский М.А., Лебедев К.В.</i>	177
Некоторые особенности внутренних волн на Абхазском шельфе Черного моря <i>Химченко Е.Е., Серебряный А.Н.</i>	181
Исследование гидрофизической изменчивости в шельфовой зоне моря зондом скорости звука со стационарных платформ <i>Химченко Е.Е., Серебряный А.Н.</i>	183
Исследование возможности построения трехмерной структуры кокколитофоридных цветений по спутниковым и судовым данным в северо-восточной части Черого моря <i>Юшманова А.В.</i>	187
Кластеризация плавающего вещества на поверхности моря из-за суб-мезомасштабной адвекции: численные эксперименты для Финского залива Балтийского моря <i>Журбас В.М.</i>	190
К теории вентилируемого термоклина <i>Мирабель А.П.</i>	192
Авторский указатель	194

ПРОГРАММА КОНФЕРЕНЦИИ

28 ноября 9 ⁰⁰ –17 ⁰⁰ 10 ⁰⁰	Регистрация. Приветствие, поздравления и воспоминания. Пленарные доклады.
17 ³⁰	Дружеская встреча
29 ноября 9 ³⁰ –17 ⁰⁰	Регистрация. Секционные доклады
30 ноября 10 ⁰⁰ –14 ⁰⁰	Посещение лабораторий ИО РАН, ИФА РАН

ОТКРЫТИЕ КОНФЕРЕНЦИИ СПТО – 2017 28 ноября, утреннее заседание (10⁰⁰-12⁰⁰), БКЗ

10 ⁰⁰ –10 ¹⁰	Нигматулин Р.И.	Приветственное слово научного руководителя ИО РАН
10 ¹⁰ –10 ¹⁵	Соков А.В.	Приветственное слово ВРиО директора ИО РАН
10 ¹⁵ –10 ²⁰	Мохов И.И.	Приветственное слово директора ИФА РАН,
10 ²⁰ –10 ²⁵	Лапшин В.Б.	Приветственное слово директора ИПГ Росгидромета
10 ²⁵ –12 ⁰⁰	Жмур В.В., Кошляков М.Н., Баренблатт Г.И., Копелевич О.В. и др	Поздравления и воспоминания
12 ⁰⁰ –12 ³⁰		Перерыв – (кофе, чай)

ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ

28 ноября, утреннее заседание (12³⁰-14⁰⁰), БКЗ

Председатель: **Жмур В.В.**, со-председатель: **Завьялов П.О.**

12 ³⁰ –13 ⁰⁰	Жмур В.В.	Применение лагранжевых инвариантов в задачах динамики мезо- масштабных вихрей океана
13 ⁰⁰ –13 ³⁰	Репина И.А.	Взаимодействие атмосферы и океана
13 ³⁰ –14 ⁰⁰	Морозов Е.Г.	Глобальное поле внутренних волн
14 ⁰⁰ –15 ⁰⁰		Перерыв на обед

28 ноября, вечернее заседание (15⁰⁰-20⁰⁰), БКЗ

Председатель: **Завьялов П.О.**, со-председатель: **Костяной А.Г.**

- 15⁰⁰–15³⁰ **Зацепин А.Г.** Постоянно действующий черноморский полигон ИО РАН: научные результаты и перспективы развития
- 15³⁰–16⁰⁰ **Островский А.Г.** Современные заякоренные мобильные профилирующие аппараты
- 16⁰⁰–16³⁰ **Лебедев К.В.** Использование АРГО-модели исследования глобального океана (АМИГО) для изучения изменчивости океанской циркуляции
- 16³⁰–17⁰⁰ **Мельников В.А.** Структура и интерпретации спектров гидрофизических процессов
- 17⁰⁰–17³⁰ **Представление стендовых докладов Холл БКЗ**
- 17³⁰–20⁰⁰ **Дружеская встреча: дискуссии, воспоминания. Холл БКЗ**

СЕКЦИОННЫЕ ДОКЛАДЫ

СЕКЦИЯ №1 ДИНАМИКА ВОД ОКЕАНА

29 ноября, утреннее заседание (10⁰⁰-14⁰⁰), БКЗ

Председатель: **Зацепин А.Г.**, со-председатель: **Тараканов Р.Ю.**

- 10⁰⁰–10²⁰ **Савченко Д.Б.** Энергообмен между струями Антарктического циркумполярного течения и синоптическими вихрями в проливе Дрейка и море Скотия
- 10²⁰–10⁴⁰ **Тараканов Р.Ю.** Струи Антарктического циркумполярного течения в проливе Дрейка по данным гидрофизических разрезов 2010 и 2011 гг.
- 10⁴⁰–11⁰⁰ **Соколовский М.А.** О движении внутритермохалинной линзы над Лофонтенской впадиной
- 11⁰⁰–11²⁰ **Тараканов Р.Ю.** О влиянии нестационарного поля течений на точность оценки расхода на гидрофизическом разрезе по данным ADCP-измерений: баротропная компонента

- 11²⁰–11⁴⁰ **Амбросимов А.К.** Циклонический круговорот среднего Каспия – это сезонное контурное течение
- 11⁴⁰–12⁰⁰ **Вульфсон А.Н.** О кинетических и статистических методах теории турбулентной конвекции.
- 12⁰⁰–12³⁰ **Перерыв – (кофе, чай)**

СЕКЦИЯ №2 ВОЛНЫ В ОКЕАНЕ

29 ноября, утреннее заседание (12³⁰-14⁰⁰), БКЗ

Председатель: **Морозов Е.Г.**, со-председатель: **Бадудин С.И.**

- 12³⁰-12⁵⁰ **Чебанова М.К.** Нелинейная накачка уровня – пампинг эффект в воронкообразных приливных заливах
- 12⁵⁰-13¹⁰ **Бадудин С.И.** Обобщенный спектр Филлипса и диссипация поля ветровых волн.
- 13¹⁰–13³⁰ **Резник Г.М.** Геострофическое приспособление с учетом гироскопических волн и горизонтальной компоненты угловой скорости вращения Земли
- 13³⁰–13⁴⁵ **Мельников В.А.** Топографические внутренние волны в северо-восточной части Атлантического океана
- 13⁴⁵–14⁰⁰ **Химченко Е.Е.** Некоторые особенности внутренних волн на Абхазском шельфе Черного моря
- 14⁰⁰–15⁰⁰ **Перерыв на обед**

СЕКЦИЯ №3 ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА, КЛИМАТ

29 ноября, вечернее заседание (15⁰⁰-17⁰⁰), БКЗ

Председатель: **Тараканов Р. Ю.**, со-председатель: **Серых И.В.**

- 15⁰⁰–15³⁰ **Серых И.В.** Влияние междекадных изменений гидрометеорологического состояния Северной Атлантики на климат России
- 15³⁰–16⁰⁰ **Сухонос П.А.** Процессы, определяющие межгодовые аномалии горизонтальной адвекции тепла в верхнем слое Северной Атлантики в зимний и летний сезоны

- 16⁰⁰–16³⁰ **Артамонов А.Ю.** Энергообмен атмосферы и океана в прибрежной зоне Антарктики по данным экспериментальных исследований
- 16³⁰–17⁰⁰ **Мельников В.А.** Ветровые циклы и климатические тренды Черного моря

СЕКЦИЯ №4 МЕТОДЫ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ОКЕАНА

29 ноября, утреннее заседание (10⁰⁰-12⁰⁰), МКЗ

Председатель: **Костяной А.Г.**, со-председатель: **Островский А. Г.**

- 10⁰⁰–10²⁰ **Григорьева В.Г.** Данные спутниковой альтиметрии и новые подходы в климатологии морского волнения
- 10²⁰–10⁴⁰ **Глуховец Д.И.** Светодиодный флуориметр со спектральной регистрацией.
- 10⁴⁰–11⁰⁰ **Вазюля С.В.** Оценка по спутниковым данным солнечной радиации видимого диапазона на поверхности моря и в водной толще.
- 11⁰⁰–11²⁰ **Юшманова А.В.** Исследование возможности построения трехмерной структуры кокколитофоридных цветений по спутниковым данным в северо-восточной части Черного моря
- 11²⁰–11⁴⁰ **Греков В.Г.** Использование профилографов скорости звука для определения плотности воды.
- 11⁴⁰–12⁰⁰ **Кузнецов В.П.** Фазовый метод акустического зондирования океана
- 12⁰⁰–12³⁰ **Перерыв – (кофе, чай)**

СЕКЦИЯ №5 ЧИСЛЕННЫЕ МОДЕЛИ И ЭКСПЕРИМЕНТЫ

29 ноября, утреннее заседание (12³⁰-14⁰⁰), МКЗ

Председатель: **Резник Г.М.**, со-председатель: **Лебедев К.В.**

- 12³⁰–12⁵⁰ **Булатов В.В.** Фундаментальные проблемы моделирования динамики внутренних гравитационных волн в океане

12 ⁵⁰ –13 ¹⁰	Матюшин П.В.	Возмущение стратифицированной по плотности вязкой жидкости движением тела в горизонтальном направлении.
13 ¹⁰ –13 ³⁰	Реснянский Ю.Д.	Численные эксперименты с моделью NEMO: чувствительность результатов к вертикальному разрешению и способам описания ледовых процессов
13 ³⁰ –13 ⁵⁰	Курносова М.О.	Динамика системы Куроисио по данным поплавок АРГО и численного моделирования
14 ⁰⁰ –15 ⁰⁰		Перерыв на обед

СТЕНДОВЫЕ ДОКЛАДЫ

представление докладов 28 ноября в 17⁰⁰ в холле БКЗ
(стендовые доклады по указанным номерам вывешиваются в холле БКЗ перед началом утренней сессии с 9⁰⁰ до 10⁰⁰)

1. *Коралли Полина Сергеевна* – Экспедиционные измерения спектральных характеристик выходящего из моря излучения.
2. *Муравья Валерия Олеговна* – Сравнение гидрологических данных и концентрации хлорофилла, полученные в рейсе АМК-68 со спутниковыми данными концентрации кокколитофоров.
3. *Тароян Валерия Кареновна* – Оценка параметров вихревого поля в проливе Дрейка и море Скотия статистическими методами.
4. *Журбас Виктор Михайлович* – Кластеризация плавающего вещества на поверхности моря из-за суб-мезомасштабной адвекции: численные эксперименты для Финского залива Балтийского моря.
5. *Кузьмина Наталья Петровна* – Спектральная задача типа Орра-Зоммерфельда для анализа неустойчивости течений в Арктическом бассейне.

6. *Журбас Наталья Викторовна* – Исследования изменчивости интрузионной структуры Атлантической воды при ее продвижении вдоль склона Евразийского бассейна (Арктика).
7. *Лыжков Дмитрий Александрович* – Вихреобразование за неоднородностями береговой линии (численные эксперименты).
8. *Ходаев Дмитрий Сергеевич* – Особенности течений и термохалинной структуры вод вблизи Балтийского пролива.
9. *Лысенко Светлана Викторовна* – Лабораторное исследование плотностного течения на горизонтальном дне в однородной и линейно-стратифицированной жидкости.
10. *Химченко Елизавета Евгеньевна* – Исследование гидрофизической изменчивости в шельфовой зоне моря зондом скорости звука со стационарных платформ.
11. *Ермаков Иван Дмитриевич* – Инструменты исследования термальных и радиационных процессов в поверхностных слоях грунтов водоемов. Моделирование и анализ экспериментальных данных термальных исследований.
12. *Свиридов Сергей Александрович* – О внедрении информационно-аналитической управляющей системы учета научной деятельности академического учреждения.

Оргкомитет обращает Ваше внимание на то, что в программе могут произойти изменения. Информация будет регулярно вывешиваться на доске объявлений.

ЦИКЛОНИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ СРЕДНЕГО КАСПИЯ ЭТО СЕЗОННОЕ КОНТУРНОЕ ТЕЧЕНИЕ

Амбросимов А.К.

Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 119997, Москва, Нахимовский пр., 36, тел. 8-916-912-6518, ambrosimov@ocean.ru

In work on the basis of results of a research of currents of the Caspian Sea in the last two decades the conclusion that cyclonic circulation of the Middle Caspian Sea this the current seasonal contour surrounding the Derbent hollow on a slope is drawn.

Исследования течений, проведенные за последние два десятилетия в экспедициях Института океанологии им. П.П. Шириова РАН показали, что циклонический круговорот (ЦК) Среднего Каспия является контурным течением, опоясывающим Дербентскую котловину. Круговорот не является замкнутой системой, на юге западная ветвь ЦК у Апшеронского порога разделяется на две – на восточную, которая поворачивает поток на восток и замыкает круговорот и южную, которая из-за разницы в уровнях Среднего и Южного Каспия переносит часть вод в последний [1, 2].

Стоковые воды Волги и Урала, втекая из Северного Каспия в Средний, под действием силы Кориолиса прижимаются к западному берегу и движутся в юго-восточном направлении вдоль склона Дербентской котловины. По этой ветви в течение всего года осуществляется перенос северных вод в Южный Каспий.

Данные о течениях были получены в экспедициях Института океанологии с помощью акустических доплеровских измерителей скорости и направления течения, устанавливаемых на притопленных буйковых станциях (ПБС) в период с 2000 г. по настоящее время. С помощью вертикального зондирования и профилирования течений показано, что в холодный зимний сезон течение ЦК интенсифицируется и охватывает по склону всю Дербентскую котловину. В западной ветви ЦК скорости достигают 75 см/с, а в остальных частях 30-50 см/с. На шельфе за пределами ЦК течения носят дрейфовый характер и в большей степени зависят от ветра [3].

Диаграммы прогрессивных скоростей течений, полученные непрерывно в течение двух лет на океанологических станциях на северном склоне

Дербентской котловины в 2004-2006 гг. показали, что во время «зимнего» сезона (сентябрь-апрель) на всех горизонтах до дна наблюдается однонаправленное течение, изредка нарушаемое мезомасштабными синоптическими возмущениями. В теплый сезон (май-август) ситуация кардинально меняется. Весной в период прохода паводковых вод Волги и Урала, а также в период таяния ледников Северного Кавказа (май-август) скорости течений в циклоническом круговороте резко снижаются, поток начинает меандрировать, при этом изменение направления и скоростей по глубине происходит хаотично. От поверхности до дна изменение течений происходит неравномерно. Сначала ослабевают и останавливаются придонные течения, затем промежуточные и уже затем приповерхностные. Перестройка течений на зимний сезон происходит в обратном порядке – сначала выстраиваются в классическом виде ЦК приповерхностные воды и только затем придонные.

Подобная картина течений наблюдалась и на противоположном юго-восточном склоне котловины в летний период на горизонтах 100 и 510 м. На нижнем горизонте 510 м остановка продолжалась почти 4 месяца – с конца апреля по конец августа, а на верхнем горизонте 100 м остановка и меандрирование течения продолжались около 2-х месяцев – с конца мая по середину июля. Аналогичная картина сезонной изменчивости ЦК наблюдалась, практически, по всему контуру Дербентской котловины, кроме западной ветви. Дело в том, что через западную ветвь ЦК в течение всего года осуществляется транзит вод из Северного Каспия в Южный. Это происходит из-за разницы в уровнях в этих частях моря, вызванной интенсивным испарением и ограниченным стоком в южной части моря.

В зимний сезон над западным склоном наблюдаются однонаправленные течения от поверхности до дна ЮВ направления, где максимальные скорости достигают 75 см/с [4]. В летний сезон скорости течений значительно уменьшаются. Сравнение статистических характеристик течений для обоих сезонов показывает, что в летний период скорости в 2-3 раза меньше зимних, а кинетическая энергия течений меньше почти на порядок.

Наблюдения за течениями над континентальным свалом в летний сезон в районе Дербента показали довольно сложную систему течений. Верхняя часть циклонического потока, проходящая над западным склоном от термоклина до глубин 150 м, отклоняется в ЮЗ направлении в сторону шельфа. Средняя часть потока, проходящая на глубинах 150–350 м, движется вдоль побережья в ЮВ направлении и, по предположению, является основной водоснабжающей ветвью Южного Каспия. По этой

ветви происходит пополнение вод Среднего и Южного Каспия из-за дефицита, вызванного испарением и слабым пополнением. Придонное течение на глубинах 350 м и ниже несет холодные взвесенасыщенные воды вниз по склону в восточном и ЮВ направлениях, замыкая круговорот и обогащая придонный слой кислородом.

Разрезы вертикального поля течений, выполненные с помощью буксировки профилографов течений в различных акваториях Среднего Каспия в разные сезоны, показали, что над шельфом скорости и направления водных масс носят, в основном, дрейфовый характер и не зависят от направления движения вод ЦК.

На основании полученных натурных данных и проведенного анализа можно утверждать, что весной с началом прохождения паводковых вод происходит остановка направленного движения вод в циклоническом круговороте. Остановка движения вод происходит одновременно, сначала останавливаются придонные воды, затем промежуточные и верхние. Период остановки и меандрирования течения продолжается с апреля по конец августа, когда основной поток ЦК вновь оживает и к октябрю-ноябрю месяцу охватывает всю котловину Среднего Каспия [5]. Зимний сезон продолжается до марта-апреля месяца. Полученные данные показывают, что циклонический круговорот Среднего Каспия – это сезонное контурное течение Среднего Каспия.

Обработка материалов выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 14-27-00114 “Седименто-биогеохимические исследования морей европейской части России. Взаимодействие геосфер, потоки вещества и энергии”.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амбросимов А.К., Лукашин В.Н., Буренков В.И., Кравчишина М.Д., Либина Н.В., Мутовкин А.Д. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 32-м рейсе научно-исследовательского судна «Рифт» // *Океанология*. 2011. Т.51, №4. С.751-757.
2. Амбросимов А.К., Либина Н.В., Корж А.О. Инструментальные наблюдения изменчивости гидрофизического режима Среднего Каспия в июле 2008 года // *Экологические системы и приборы*. 2010. №9. С.39-45.
3. Амбросимов А.К., Кловиткин А.А., Корж А.О. Система Каспийского моря. Современные гидрофизические исследования // *М. Научный мир*. Т.1. Глава III. 480 с.
4. Амбросимов А.К. Об аномалиях течений и температуры в восточной части циклонического круговорота Среднего Каспия // *Экологические системы и приборы*. 2014. № 8. С. 36-41.
5. Амбросимов А.К. Пространственно-временная изменчивость характеристик течения в глубоководной части Среднего Каспия // *Метеорология и гидрология*. 2015. № 1. С. 60-77.

ЭНЕРГООБМЕН АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ АНТАРКТИКИ ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Артамонов А.Ю.¹, Репина И.А.¹

¹ *Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, 119017, г. Москва,
Пыжевский пер. 3, тел. 8-951-85-49, repina@ifaran.ru*

Исследования взаимодействия и структуры пограничных слоев атмосферы и океана выполнялись сотрудниками ИФА им. А.М. Обухова РАН на станциях Беллинсгаузен, Новолазаревская и в прибрежных районах Антарктики в период 2001-2012 гг. Район станции Беллинсгаузен интересен тем, что расположен вблизи зоны Антарктической конвергенции и характеризуется интенсификацией процессов энергообмена, особенно в летнее время при значительном притоке солнечной энергии [1]. Станция расположена на о. Кинг-Джордж на берегу пролива Дрейка и попадает в зону интенсивного потепления в районе Антарктического полуострова, которое обусловлено усилением западного переноса и связанной с ним адвекции относительно теплого океанического воздуха, а также с разрушением морского льда в окружающих морях [2]. Данные [3] показывают, что вихревой обмен здесь настолько интенсивен, что является одним из решающих факторов в формировании осредненного энергетического режима атмосферы как в полярных областях, так и в умеренных широтах.

В процессе работы проводились исследования энергообмена атмосферы и подстилающей поверхности с помощью инструментальных измерений потоков тепла и импульса в приповерхностном слое атмосферы при различных фоновых условиях. Часть исследований состоит в изучении влияния структурных и температурных неоднородностей подстилающей поверхности на энергообмен в приземном слое атмосферы и определении связи турбулентных потоков тепла и количества движения со свойствами тающей и испаряющейся поверхности снега [4].

Для измерений турбулентных потоков использовался прямой или ковариационный метод [5]. Мониторинг состояния поверхности проводился при помощи дистанционных и контактных методов [6].

Антарктический полуостров и прилегающие к нему острова характеризуются тем, что в летний период от снега открываются поверхности, обладающие различными отражательными и

теплофизическими свойствами. Это каменистый грунт, грунт, покрытый мхами и лишайниками разных типов, заболоченные участки поверхности. Наряду с этим, весь летний период сохраняются снежники и лед различных морфометрических свойств. Корректная оценка величин теплообмена с использованием стандартной гидрометеорологической информации требует предварительного исследования особенностей турбулентного режима в приземном слое атмосферы над различными поверхностями [7]. Этот факт иллюстрирует рис. 1, который показывает как происходит теплообмен над различными поверхностями в летний период. В зависимости от типа поверхности при одинаковых метеоусловиях значение потока может измениться в несколько раз.

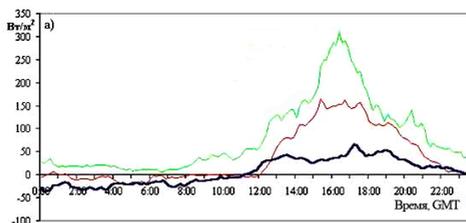


Рис. 1. Потоки тепла над различными поверхностями ст. Беллинсгаузен в летний период.

Рис. 2 показывает результаты прямых измерений потока тепла. Наиболее интенсивный энергообмен происходит в период с 12:00 до 16:00 местного времени (с 16:00 до 20:00 GMT), потом его интенсивность идет на убыль, и к 22 часам местного времени практически замирает. Для сезона 2006-2007 года характерны более высокие максимальные дневные потоки тепла. Напротив, сезону 2002-2003 года соответствуют более значительные внутрисезонные вариации потока импульса. Сильные различия в значениях потоков также характеризуют значение учета типа подстилающей поверхности.

Измерения потоков тепла выявили четкий суточный ход интенсивности теплообмена. Во всех случаях дневных измерений поток тепла положителен, то есть, направлен от поверхности. Его значение изменяется от десятков до сотен $\text{Вт}/\text{м}^2$ в зависимости от метеоусловий. Ночью значения потоков небольшие. Наблюдаются и отрицательные величины. Обнаружена межгодовая изменчивость характеристик обмена. Например, в 2009 г. выявлены более резкие различия в значениях ночных и дневных потоков. Анализ данных показал, что при общем качественном подобии в поведении характеристик энергообмена

в различные годы наблюдаются отличия, связанные с локальной климатической изменчивостью.

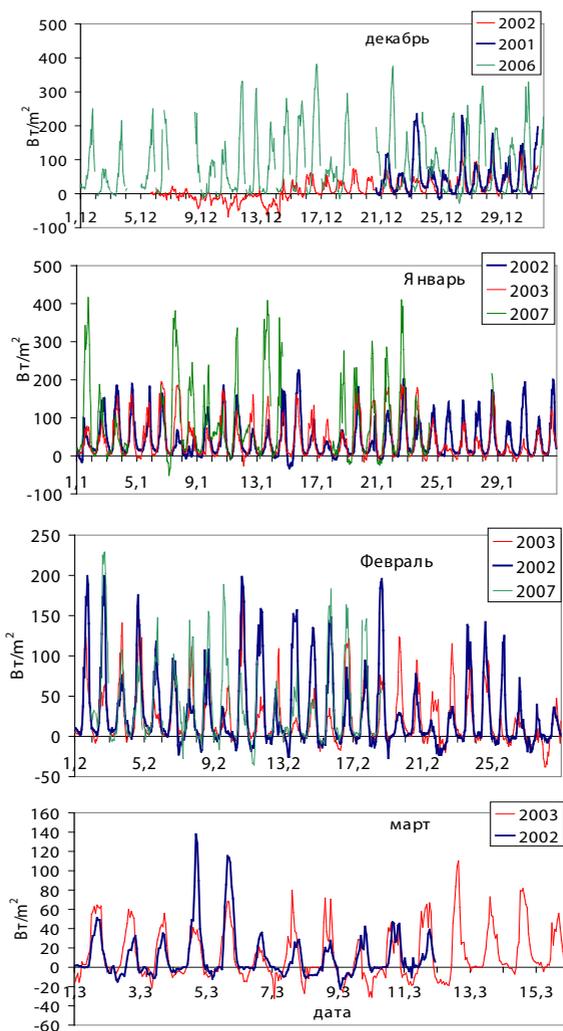


Рис. 2. Измеренный турбулентный поток тепла на ст. Беллингаузене в летние сезоны 2001-2002, 2002-2003 и 2006-2007 гг.

На рис. 3 представлена ежемесячная изменчивость потоков тепла на ст. Новолазаревская, где измерения проводились над поверхностью ледника. Также наблюдается суточный ход. В декабре наблюдалась большая суточная изменчивость потока тепла, что свидетельствовало о большем дневном прогреве. В январе, в большинстве случаев в дневное время, поток был слабо-положителен или близок к нулю. К концу месяца наблюдается суточный ход потока тепла, но его значение остается отрицательным в течение всех суток.

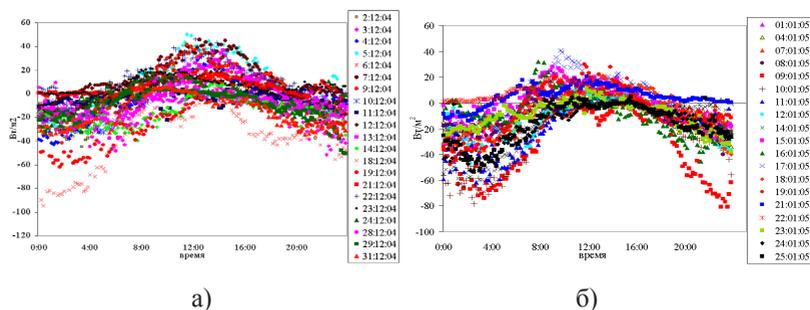


Рис. 3. Суточная изменчивость потока тепла. а) – декабрь, б) – январь.

ЛИТЕРАТУРА

1. Долганов Л.В. Атмосферные условия Южной полярной области. Л.; Гидрометеиздат. 1986. 176 с.
2. Kwok R., Comiso C. Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: Connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation // *Geophys. Res. Lett.* 2002. Vol. 29. № 14. P. 501–504.
3. Романов В.Ф., Арискина Н.В., Васильев В.Ф., Лагун В.Е. *Энергетика атмосферы в полярных областях. Л.: Гидрометеиздат.* 1987. 296 с.
4. Репина И.А., Бучнев И.А. Исследование энергообмена атмосферы и подстилающей поверхности на станции Беллинсгаузен. В сб. *Состояние природной среды Антарктики* (под ред. В.В. Лукина). СПб. 2002. V.3. С. 23–28.
5. Large W.G., Pond S. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean // *J.Phys. Oceanogr.* 1982. V.12. P.464–482.
6. Репина И.А., Бобков С.А. Теплофизические свойства льда и разных типов открытой поверхности в районе Антарктического полуострова // *Метеорология и Гидрология.* 2007. №9. С. 74–80.
7. Артамонов А.Ю., Бучнев И.А., Репина И.А. Взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью в летний период в зоне Антарктической конвергенции // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2007. Вып. 76. С. 14–23.

ОБОБЩЕННЫЙ СПЕКТР ФИЛЛИПСА И ДИССИПАЦИЯ ПОЛЯ ВЕТРОВЫХ ВОЛН

Бадулин С. И.¹, Захаров В. Е.¹⁻⁴

¹ *Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997 г. Москва, Нахимовский пр. 36, тел.: +7 4991247565; e-mail: badulin.si@ocean.ru;*

² *Физический институт им. П.Н. Лебедева РАН, 119991 ГСП-1 г. Москва, Ленинский проспект, д. 53, тел: +7 4991354264;*

³ *Новосибирский государственный университет, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2, тел: +7 3833634000;*

⁴ *Department of Mathematics, The University of Arizona, 617 N. Santa Rita Ave. P.O. Box 210089 Tucson, AZ 85721-0089, tel: +15206216892, zakharov@math.arizona.edu*

A generalization of the kinetic equation [1] is used for explaining observed shapes of wind wave spectra as a result of competition of nonlinear transfer and wave dissipation due to breaking. The transition from the Kolmogorov-Zakharov spectrum $E(\omega) \sim \omega^{-4}$ to the classic Phillips' one $E(\omega) \sim \omega^{-5}$ is demonstrated.

Современные статистические модели ветрового волнения описывают состояние морской поверхности в терминах спектральных распределений как результат конкуренции ветровой накачки, волновой диссипации и нелинейного переноса. В то время как последний механизм описывается в рамках последовательной асимптотической теории слабонелинейных поверхностных волн, для описания накачки и диссипации широко используются полуэмпирические модели. Проблема корректности этих полуэмпирических моделей как в контексте прогноза волнения так и с точки зрения соответствия физическим принципам стоит достаточно остро [1]. В 1958 году М.О. Филлипс предложил физическую модель [2], объясняющую наблюдаемое поведение спектров достаточно коротких волн $E(\omega) \sim \omega^{-5}$, как результат насыщения уровня энергии волн, приводящего к образованию особенностей их профилей с последующим обрушением. Позднее Филлипс пересмотрел эту существенно нелинейную модель в пользу балансовой модели [3], в которой одинаково важны все три составляющие, определяющие баланс волновых спектров, и дающие более медленный закон спада спектра $E(\omega) \sim \omega^{-4}$. Между тем, спектр $E(\omega) \sim \omega^{-4}$ является фундаментальным стационарным реше-

нием кинетического уравнения (т.н. спектр Колмогорова-Захарова для прямого каскада энергии) для волн на воде [4] в отсутствие накачки и диссипации и может быть реализован в некотором интервале волновых масштабов, где эффекты накачки и диссипации достаточно малы.

В настоящей работе рассматривается модель баланса нелинейного переноса и существенно нелинейной волновой диссипации, приводящая к классическому спектру Филлипса $E(\omega) \sim \omega^{-5}$. Будучи асимптотической слабонелинейной, эта модель формально справедлива при бесконечно больших временах во всем диапазоне масштабов волн и может трактоваться как частный случай обобщенных спектров Филлипса [5]. В рамках этого подхода может быть предложена теоретическая модель волновой диссипации, связанной со спектральным потоком. Основное уравнение для изотропного случая записывается в простой форме [6]

$$\frac{dE}{dt} = -\frac{\partial P}{\partial \omega} - \Psi \left(P \omega^3 / g^2 \right) \frac{P}{\omega}, \quad (1)$$

где $E = E(\omega)$ – спектральная плотность волновой энергии, $P = P(\omega)$ – спектральный поток, Ψ – произвольная функция безразмерного аргумента. Используя однородность члена нелинейного переноса, а значит и спектрального потока P , можно найти стационарные решения (1) в явном виде. На левом рис.1 показано поведение функции Ψ , нелинейного безразмерного декремента диссипации как функции безразмерной частоты

$$\Omega = \left(\alpha / 3 \right)^{1/3} \left(P_0 \omega^3 / g^2 \right)^{1/3}, \quad (2)$$

(P_0 – спектральный поток энергии при $\omega \rightarrow 0$) для семейства степенных зависимостей

$$\Psi = \alpha \left(P \omega^3 / g^2 \right)^R. \quad (3)$$

Подчеркнем, что стационарное решение неединственно. Одно из возможных решений отвечает постоянной $\Psi = 3$ и дает классический спектр Филлипса $E(\omega) \sim \omega^{-5}$ (см. правый рис.1) во всем диапазоне Ω . Другое стационарное решение описывает переход от спектра Колмогорова-Захарова [4] $E(\omega) \sim \omega^{-4}$ к классическому спектру Филлипса $E(\omega) \sim \omega^{-5}$ при конечном значении частоты.

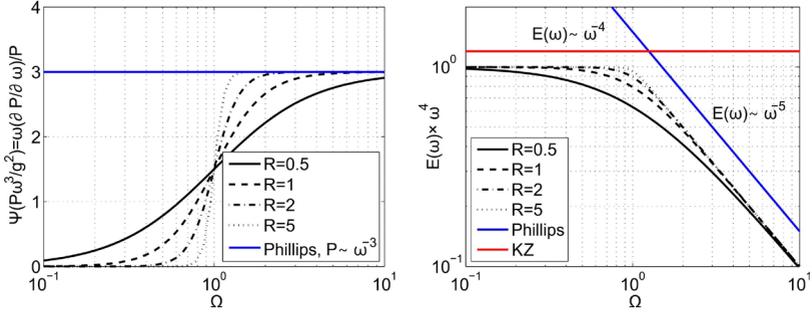


Рис.1. Слева – функция диссипации в модели (1); справа – стационарные решения модели (1), описывающие переход от спектра Колмогорова-Захарова $E \sim \omega^{-4}$ к спектру Филлипса $E \sim \omega^{-5}$.

Масштабное численное исследование эволюции морской зыби с функцией диссипации вида (2) показало, что решения, близкие к классическому спектру Филлипса могут реализовываться в случае нестационарной эволюции начальных анизотропных спектральных распределений.

Адекватность предложенной модели имеющимся экспериментальным фактам [7] определяется условием наблюдаемости перехода между спектром Колмогорова-Захарова и спектром Филлипса $\Omega = 1$. Это условие позволяет получить простую, но очень важную оценку коэффициента α в выражении для функции диссипации (3), используя известные эмпирические параметризации волновых спектров в терминах скорости ветра и соответствующего безразмерного параметра возраста волнения $g/(\omega U_{10})$. Получим

$$\alpha_{crit} = 3 \left(\frac{\beta}{2C_p} \frac{\omega U_{10}}{g} \right)^{-R}, \quad (4)$$

где $\beta \approx 0.002$ – безразмерный эмпирический параметр в выражении для спектра [7], $C_p \approx 0.2$ – константа Колмогорова для прямого каскада

$$E(\omega) = \beta g U_{10} \omega^{-4}. \quad (5)$$

Из (5) видно, что при уменьшении диссипации переход от спектра Колмогорова-Захарова (КЗ) к спектру Филлипса смещается в высокие частоты. Имеющиеся экспериментальные факты [8] показывают при-

существование обоих режимов (КЗ и Филлипса) в спектрах ветрового волнения и могут быть использованы для оценки величины диссипации на основе предлагаемой теории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Cavaleri, L., Alves, J.-H. G. M., Ardhuin, F., Babanin, A., Banner, M., Belibassakis, K., Benoit, M., Donelan, M., Groeneweg, J., Herbers, T. H. C., Hwang, P., Janssen, P. A. E. M., Janssen, T., Lavrenov, I. V., Magne, R., Monbaliu, J., Onorato, M., Polnikov, V., Resio, D., Rogers, W. E., Sheremet, A., Smith, J. McKee, Tolman, H. L., van Vledder, G., Wolf, J., Young, I. Wave modelling – the state of the art. *Progr. Ocean.*, 2007, v.75, 603–674.
2. Phillips, O.M. The equilibrium range in the spectrum of wind-generated waves // *J. Fluid Mech.* 1958, v.4, 426–434.
3. Phillips, O. M. Spectral and statistical properties of the equilibrium range in wind-generated gravity waves // *J. Fluid Mech.* 1985, v.156, 505–531.
4. Zakharov, V. E., Lvov, V. S., Falkovich, G. Kolmogorov spectra of turbulence. Part I. Springer, Berlin, 1992.
5. Newell, A. C., Zakharov, V. E. The role of the generalized Phillips' spectrum in wave turbulence // *Phys. Lett.* 2008, A 372, 4230–4233.
6. Zakharov V.E., Badulin S.I. The generalized Phillips' spectra and new dissipation function for wind-driven seas. arXiv:1212.0963v2 [physics.ao-ph], 2015.
7. Китайгородский С.А. Некоторые приложения теории подобия при анализе ветрового волнения как вероятностного процесса // *Известия АН СССР. Серия геофизическая*, 1962, №1, 105–117.
8. Liu, P. C. On the slope of the equilibrium range in the frequency spectrum of wind waves // *J. Geophys. Res.* 1978, v.94 (C4), 5017–5023.

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ДИНАМИКИ ВНУТРЕННИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН В ОКЕАНЕ

Булатов В.В.¹, Владимиров Ю.В.¹

*¹ Институт проблем механики им. А.Ю.Ишлинского РАН, 119526, г. Москва,
пр.Вернадского,101-1, 8(903)7220761, internalwave@mail.ru*

In paper fundamental problems of internal gravity waves dynamics are considered. The uniform asymptotic forms of the internal gravity waves in horizontally inhomogeneous and non-stationary stratified ocean are obtained. A modified spatio-temporal ray method is proposed, which belongs to the class of geometrical optics methods (WKB method). Analytical and numerical algorithms of internal gravity wave calculations for the real ocean parameters are presented. Some results of internal gravity waves measurements in ocean and its interpretations are discussed.

В настоящее время наблюдается рост интереса к математическому моделированию волновых движений природных стратифицированных сред (океана), обусловленный проблемами геофизики, океанологии, охраны и изучения окружающей среды, эксплуатации сложных гидротехнических сооружений, в том числе морских нефтедобывающих комплексов и рядом других актуальных задач науки и техники. Доклад посвящен изложению фундаментальных проблем моделирования динамики внутренних гравитационных волн в океане. Исследованы основные математические модели, описывающие процессы возбуждения и распространения внутренних гравитационных волн в стратифицированных по вертикали, неоднородных по горизонтали и нестационарных средах, изложены асимптотические методы, являющиеся обобщением пространственно-временного лучевого метода (метода геометрической оптики). Значительное место в докладе уделено сравнению получаемых аналитических результатов с данными натурных измерений гидрофизических полей в океане [1,2].

Внутренние гравитационные волны в океане изучаются уже достаточно давно, и по данной тематике опубликовано значительное число работ. Тем не менее, в последнее время интерес к ним в какой-то степени угасает, что можно судить по общему количеству публикаций, посвященных данной проблематике. Вместе с тем, сейчас возникают но-

вые направления в исследовании внутренних волн, о которых ранее не говорилось. Во-первых, стало понятным, что в поле внутренних волн могут появляться аномально большие короткоживущие волны-убийцы, природа которых напоминает природу волн-убийц на поверхности моря. Во-вторых, сдвиговые течения во внутренних волнах приводят к большим изгибающим моментам на опоры нефтяных платформ, что уже приводит к деформации подводных технологических конструкций в ряде районов Мирового океана. Сейчас разрабатывается система мониторинга интенсивных внутренних волн в море, в какой-то мере аналогичная системе мониторинга цунами. В-третьих, внутренние волны способны вызвать транспорт донных наносов в глубоководных районах, где эффект поверхностных волн на дно минимален. Наконец, классические задачи воздействия внутренних волн на морскую поверхность по-прежнему остаются актуальными. На распространение внутренних гравитационных волн в океане существенное влияние оказывают как неоднородности и нестационарность гидрофизических полей, так и изменение рельефа дна. При этом точные аналитические решения волновых задач получаются только в случае, если распределение плотности воды и форма дна описываются достаточно простыми модельными функциями. Когда характеристики среды и границы произвольны, можно построить только численные решения таких задач. Однако последнее не позволяет качественно анализировать характеристики волновых полей, особенно на больших расстояниях, что необходимо для решения, например, проблемы обнаружения внутренних волн дистанционными методами, в том числе с помощью средств аэрокосмической радиолокации. В этом случае описание и анализ волновой динамики можно осуществить на основе асимптотических моделей и аналитических методов их решения, изложенных в докладе.

Промышленная деятельность на континентальном шельфе, связанная с добычей ископаемых, является важной причиной исследований внутренних волн, так как их характеристики используются для оценки волнового воздействия на окружающую среду и технологические морские конструкции. Знания о волновой динамике важны для обеспечения безопасности при строительстве и эксплуатации морских платформ на континентальном шельфе, и для этих целей также необходимо контролировать воздействие волн. При строительстве нефтяных платформ необходимо проводить систематические измерения внутренних волн и течений, поэтому решение фундаментальной проблемы моделирования волновой динамики позволяет избежать дорогостоящих натурных измерений. Особый интерес к моделированию динамики внутренних волн

связан с интенсивным освоением Арктики и ее природных богатств. Эти волны пока недостаточно изучены в Арктике, так как двигаются подо льдом и сверху практически не видны, однако доступная информация о движении подводных объектов свидетельствует об их наличии. Внутренние волны достигают льда и поднимают или опускают его с определенной периодичностью, что доступно наблюдению с помощью средств радиолокационного зондирования. Воздействие внутренних волн способно привести к расколу ледового покрытия в Арктике, они способствуют движению айсбергов и распространению различного рода загрязнений. Поэтому исследование особенностей волновой динамики в области Арктического бассейна является важной научной и практической задачей, в том числе для обеспечения безопасности при строительстве и эксплуатации морских платформ.

Актуальность проблем динамики внутренних волн обусловлена не только практическими потребностями, но и большим теоретическим содержанием возникающих здесь фундаментальных задач математического моделирования. Изучение волновых процессов в океане превратилось в быстро развивающуюся область, причем результаты этих исследований важны с фундаментальной точки зрения, технических приложений, проблем охраны окружающей среды. Новые экспериментальные и технические возможности стимулируют работу по математическому моделированию и асимптотическому исследованию динамики внутренних волн в океане. Для детального описания широкого круга физических явлений, связанных с волновой динамикой стратифицированных неоднородных по горизонтали и нестационарных сред, необходимо исходить из достаточно развитых математических моделей, которые, как правило, оказываются весьма сложными, нелинейными, многопараметрическими, и для их полного исследования эффективны лишь численные методы. Однако в ряде случаев адекватное первоначальное качественное представление об изучаемом круге волновых явлений можно получить на основе более простых гидродинамических моделей и аналитических методов их исследования. При этом в основе анализа, как правило, лежат асимптотические методы, что позволяет на базе изучения невозмущенных уравнений формировать соответствующие асимптотические разложения, учитывающие неоднородность и нестационарность природной стратифицированной среды – океана. В этом отношении особую роль играют задачи математического моделирования динамики внутренних волн в океане. Даже в рамках линейных моделей их решения достаточно своеобразны и определяют, наряду с нетривиальными физическими следствиями, самостоятельный математический интерес.

Относительная простота решения линейных уравнений по сравнению с полной нелинейной задачей, современное развитие соответствующего математического аппарата и вычислительной техники позволяют ответить на многие запросы практики.

Построенные авторами доклада математические модели волновой динамики позволяют описывать поля внутренних волн для реальных параметров океана. Универсальный характер предложенных асимптотических методов моделирования полей внутренних волн позволяет эффективно рассчитывать волновые поля, и, кроме того, качественно анализировать полученные решения. Тем самым открываются широкие возможности анализа волновых картин в целом, что важно и для правильной постановки математических моделей волновой динамики, и для проведения оценок при натурных измерениях волновых полей в морской среде. Особая роль разработанных асимптотических методов обусловлена тем обстоятельством, что параметры природных стратифицированных сред, как правило, известны приближенно, и попытки их точного численного решения по исходным уравнениям гидродинамики с использованием таких параметров могут привести к заметной потере точности получаемых результатов. Помимо фундаментального интереса построенные математические модели представляют значительную ценность для практики, поскольку позволяют решать задачи моделирования волновых гидрофизических полей в широком классе приложений [1,2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Булатов В.В., Владимиров Ю.В. Волны в стратифицированных средах. М.: Наука, 2015. 735 с.
2. Булатов В.В., Владимиров Ю.В. Теория волновых движений неоднородных сред. Киров: Международный центр научно-издательских проектов, 2017. 580 с.

ОЦЕНКА ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ ВИДИМОГО ДИАПАЗОНА НА ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ И В ВОДНОЙ ТОЛЩЕ

Вазюля С.В.¹, Копелевич О.В.¹, Шеберстов С.В.¹

*¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36, 8(499)129-27-81, svershova@mail.ru*

The paper presents a set of algorithms developed in IORAS for calculating the main components of the PAR budget at the sea surface and in the near-surface layer from satellite data. The algorithms were applied to assess the effect of coccolithophore blooms on the penetration of PAR in the Barents Sea.

Количественная оценка солнечной радиации видимого диапазона спектра 400-700 нм (фотосинтетически активной радиации – ФАР) на поверхности моря и в водной толще необходима для исследования двух важных проблем: во-первых, как фактора, определяющего создание первичной продукции фитопланктона, во-вторых, в аспекте влияния на тепловой баланс поверхностного слоя. Натурные измерения ФАР проводятся относительно редко, и единственная возможность для оценки пространственной и временной изменчивости ФАР и влияния на нее различных факторов – использование данных спутниковых наблюдений, которые регулярно осуществляются в течение многих лет и охватывают одновременно большие акватории.

В докладе представлен разработанный в ИОРАН комплекс алгоритмов [1, 2] для расчета основных составляющих баланса ФАР на поверхности моря и в приповерхностном слое по спутниковым данным и результаты верификации [3]. На примере Баренцева моря показана применимость этих алгоритмов для изучения влияния кокколитофоридных цветений (КЦ) на проникновение ФАР [4]. КЦ наблюдаются в Баренцевом море в июле-сентябре практически ежегодно и оказывают заметное влияние на проникновение ФАР в водную толщу, так как кокколитофориды и отделившиеся кокколиты сильно рассеивают солнечное излучение и увеличивают альбедо водной толщи.

Алгоритм ИОРАН [1] для оценки дневной экспозиции ФАР (ДЭ ФАР) на поверхности моря учитывает случаи как безоблачной, так и

облачной атмосферы. Наличие или отсутствие облачности определяется по флагу облачности. Понятие «разорванной облачности» отсутствует: каждый пиксель принимается однородным. Для безоблачного и облачного случаев применяются, соответственно, алгоритмы [5] и [6]. Для расчетов подводной облученности $E_d(z)$ используется экспоненциальный закон: $E_d(z) = E_d(0) \exp[-K_d z]$, где $E_d(0)$ – облученность сверху непосредственно под поверхностью моря, K_d – показатель диффузного ослабления подводной облученности. Алгоритмы расчета величин $E_d(0)$ и K_d по спутниковым данным подробно описаны в [1, 2].

При расчете ДЭ ФАР параметры атмосферы и воды предполагаются неизменными в течение всего дня; учитывается лишь изменение высоты Солнца. При этом предположении через каждый час рассчитываются мгновенные спектральные величины поверхностной и подводной облученности на различных горизонтах с разрешением 20 нм в диапазоне ФАР. Рассчитанные величины затем интегрируются по спектру и по времени, чтобы получить значения дневных экспозиций этих величин.

В настоящее время дневные экспозиции поверхностной ФАР также доступны на сайте НАСА (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>) как стандартный продукт обработки данных спутниковых сканеров цвета на сайте НАСА. На рис. 1 сравниваются распределения ДЭ ФАР по данным MODIS Aqua 30 июля 2014 г. на границе между Северным и Норвежским морями, рассчитанные с использованием алгоритмов НАСА и ИОРАН. Алгоритмы дают близкие оценки величины ДЭ ФАР, но есть

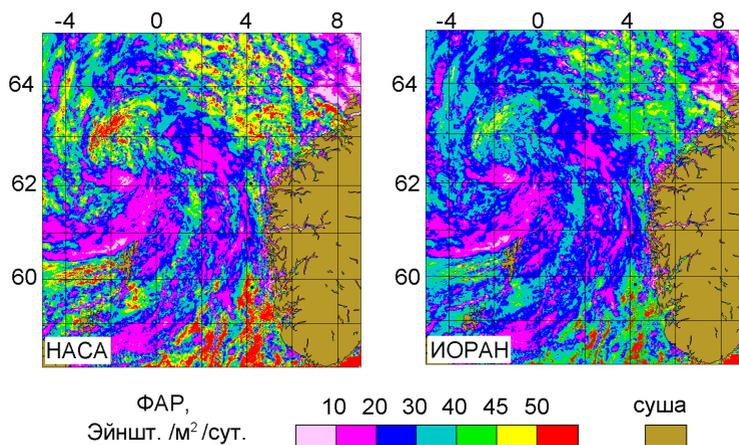


Рис. 1. Распределения ДЭ ФАР (Эйншт. м² сут.⁻¹) по данным MODIS Aqua 30 июля 2014 г., рассчитанные стандартным алгоритмом НАСА (слева) и алгоритмом ИОРАН (справа).

заметные различия в области высоких значений ДЭ ФАР (больше 45 Эйншт. м⁻² сут.⁻¹), что соответствует области «безоблачных» пикселей. Скорее всего, это связано с тем, что в алгоритме НАСА для безоблачной атмосферы используются модельные параметры, а в алгоритме ИОРАН – спутниковые данные. Верификация спутниковых оценок ДЭ ФАР по данным натурных измерений на ходу судна [3] показала, что средняя ошибка спутниковых значений, усредненных по маршруту НИС за день, относительно ДЭ ФАР, рассчитанных по натурным измерениям в течение дня, равна 32 и 17% для алгоритмов НАСА и ИОРАН соответственно, что можно считать приемлемым.

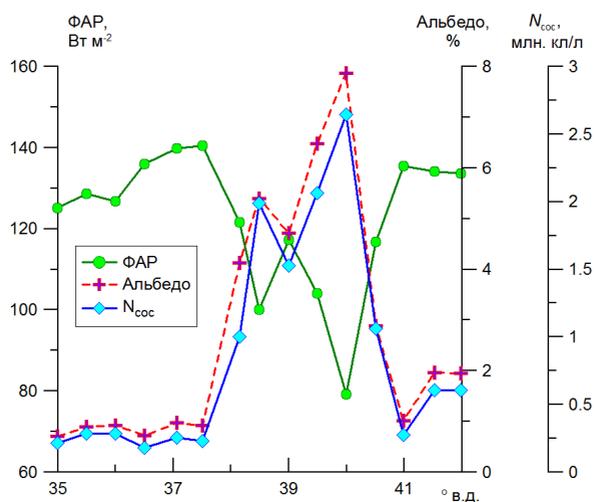


Рис. 2. Изменение величины ФАР на глубине 5 м, концентрации кокколитофорид $N_{\text{сос}}$ и альбедро водной толщи на разрезе по 71° с.ш. по данным MODIS 6.07.2016 г.

На рис. 2 представлены результаты исследования влияния КЦ на величины подводной ФАР и альбедро водной толщи [4] по спутниковым данным MODIS 6 июля 2016 г. для 14 точек на разрезе по 71° с.ш. от 35° до 42° в.д. через область КЦ (см. рис. 5 в [4]). Как видно из рис. 2, КЦ оказывает сильное воздействие на проникновение солнечной радиации в водную толщу: при отсутствии цветения альбедро составляет меньше 1% (на 41° в.д.), при возрастании концентрации кокколитофорид до 2.6 млн. кл/л альбедро возрастает почти до 8% (на 40° в.д.). Величина нисхо-

дящей ФАР на глубине 5 м уменьшается еще более резко – от 135 Вт м⁻² на 41° в.д. до 79 Вт м⁻² на 40° в.д. (более чем на 40%).

Таким образом, представленные алгоритмы позволяют с приемлемой точностью оценивать по спутниковым данным величину ФАР, поступающей на поверхность моря и в подповерхностный слой, а также оценить влияние на эти процессы такого важного фактора, как кокколитофоридные цветения.

Исследование выполнено за счет гранта РНФ № 14-50-00095, предоставленного Институту океанологии им. П.П.Ширшова РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Копелевич О.В., Буренков В.И., Вазюля С.В. и др. Оценка баланса ФАР в Баренцевом море по данным спутникового сканера цвета SeaWiFS // *Океанология*. 2003. Т. 43, № 6. С. 834-845.
2. Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Буренков В.И. и др. Оценка объемного поглощения солнечного излучения в водной толще по спутниковым данным // *Фундаментальные исследования океанов и морей*. Кн. 1./ Под ред. Лаверова Н.П. М.: Наука, 2006. С. 109-126.
3. Vazyulya S.V., Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Artemiev V.A. Estimation of sea surface solar radiation at 400-700 nm using satellite ocean color data, and its validation by ship data // *Optics Express*. 2016. V. 24, № 6. P. A604-A611.
4. Копелевич О.В., Вазюля С.В., Григорьев А.В., и др. Проникновение солнечной радиации видимого диапазона в воды Баренцева моря в зависимости от облачности и кокколитофоридных цветений // *Океанология*. 2017. Т. 57, № 3. С. 445-453.
5. Ершова С.В., Копелевич О.В., Шеберстов С.В. и др. Метод оценки проникновения видимого и ультрафиолетового солнечного излучения в воды арктических морей на основе спутниковых данных: случай безоблачной атмосферы // *Океанология*. 2001. Т. 41, № 3. С. 335-343.
6. Ершова С.В., Копелевич О.В., Шеберстов С.В. Метод оценки проникновения солнечного излучения в воды арктических морей на основе спутниковых данных: случай сплошной облачности // *Океанология*. 2002. Т. 42, № 1. С. 22-31.

ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВОД БАЛТИЙСКОГО МОРЯ И КАЛИНИНГРАДСКОГО ЗАЛИВА В РАЙОНЕ БАЛТИЙСКОГО ПРОЛИВА

**Висич А.И.², Мухаметьянов Р.З.², Хайруллин Н.Р.²
Ходаев Д.С.², Степанова Н.Б.^{1,2}, Чубаренко Б.В.³,
Бабаков А.Н.³, Граве А.В.³**

¹ *Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, stepanova.nb@ocean.ru*

² *Московский физико-технический институт, 141701, Московская обл., Институтский переулок, д.9., г. Долгопрудный, dmitriyhodaev@mail.ru*

³ *Атлантическое отделение института океанологии им. П.П. Ширинова РАН, 236022, г. Калининград, пр. Мира, 1, chuboris@mail.ru*

Paper presents some information about an interaction between waters of Gulf of Kaliningrad and Baltic Sea, plum phenomenon. The subjects of discussion are reasons of plum phenomenon (wind, local level of sea) and the Baltic channel clogging cause.

Ключевая характеристика водообмена в Балтийском проливе - проникновение вод из одной акватории в другую. В частности, были выявлены и изучены два явления: заток морских вод в залив и обратная ситуация - вынос лагунных вод в море. В первом случае нагоняемые с моря воды вытесняют заливные и с течением времени распространяются всё дальше, занимая весь пролив. Во втором случае, напротив, заливные воды выходят через пролив в морскую акваторию, формируя плюм лагунных вод. Для изучения описанной динамики вод были произведены замеры в период с 5 по 9 августа 2017 г. Измерения проводились при помощи СТД-зонда Idronaut и автономных поплавков-дрифтеров с GPS-датчиками и подводными парусами регулируемой глубины (авторская работа Граве и Бабакова). Помимо морских работ, в течение всего периода измерений в светлое время суток с шагом в 1-3 часа велись визуальные наблюдения за каналом, имеющие целью оценить тип воды и направление движения поверхностного слоя вод в канале. Также использовались метеоданные и сведения об изменении уровня моря в проливе.

Замеры при помощи зонда проводились ежедневно по следующим разрезам: вдоль фарватера от входа в Балтийский пролив до о. Насыпной, поперечные разрезы в канале, разрезы поперёк границы морских

и заливных вод. Также с помощью зонда проводились поверхностные буксировки для более детального изучения структуры фронта.

При помощи дрейфтеров в акватории Калининградского залива были проведены дисперсионный и створный эксперименты, а в морской акватории – полигонный и створный эксперименты с северной и южной стороны от входа в Балтийский пролив.

В ходе работ прибрежной экспедиции были выявлены и изучены как ситуация проникновения морских вод в залив, так и формирование отчленённого плюма заливных вод, распространявшихся в северо-восточном направлении от выхода из пролива. В настоящих тезисах представлены общие результаты проведённой экспедиции.

Профиль солёности и температуры, полученный при выполнении разреза со стороны моря в сторону залива во время затекания морских вод (5 и 6 августа), показал однотипные на всей толщине воды с характеристиками 19-20°C, 6,8-7 psu, занимающие пространство в сторону залива на длину 2.3 км от юго-восточной оконечности пролива (рис. 1).

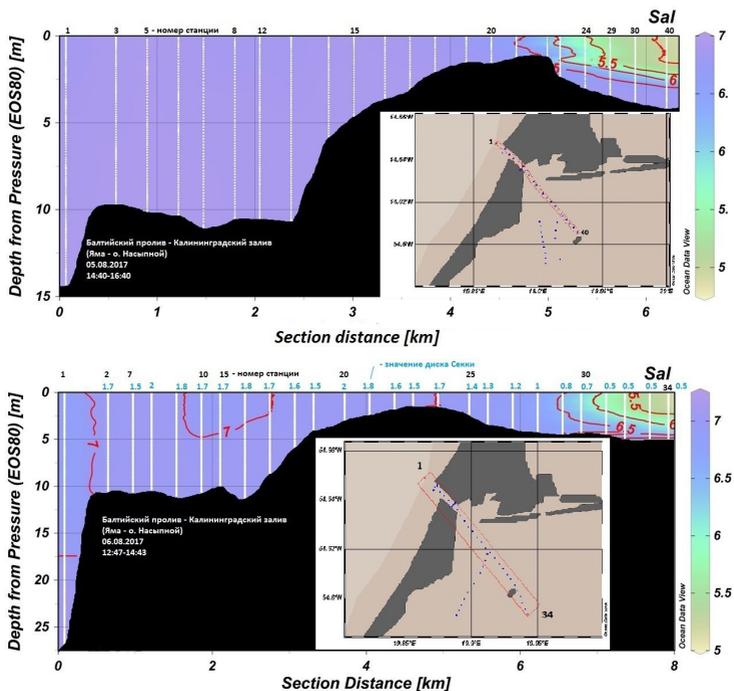


Рис. 1. Продольный разрез от Балтийского пролива в направлении о. Насыпной в поле солёности в направлении из моря в залив 5 августа (а) и 6 августа (б) 2017 г.

В случае образования плюма (8 и 9 августа) в проливе образовалось течение в двух противоположных направлениях: морские воды, характеризующиеся 19,5-20°C и 6-7 psu, расположились в придонном слое, а заливные воды (20-21°C, 5-6 psu) – в поверхностном слое. Интересным стало наблюдение того, что поверхностное течение менее соленых вод теснилось к северному берегу пролива (рис. 2).

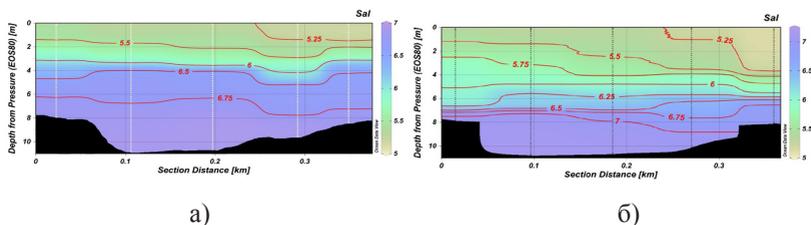


Рис. 2. Поперечный разрез Балтийского канала в поле солености
а) – 8 августа б) – 9 августа.

Использование дрейфтеров дрейфтеров (5 м заглубления, 08.08.2017 г. и 3 м заглубления – 09.08.17 г.) позволило наглядно продемонстрировать состояние двуслойной структуры, с затекающей морской водой в пролив в нижних слоях и одновременным вытеканием заливных вод в верхнем слое, с появлением плюма в прибрежной части моря (рис. 3).



Рис. 3. Визуализация движения дрейфтера из акватории моря в створ Балтийско-го пролива. а) – 08.08.17 г., дрейфтер 5-м заглубления, б) – 09.08.17 г., дрейфтер 3-м заглубления.

Соотнесение гидрологических данных с местными метеоусловиями выявило зависимость между направлением ветра и формирующейся ситуацией залива или плюма. При восточном (240-300°) ветре в период с 5 по 6 августа формировалась ситуация залива, при изменении направления ветра на западное (80-140°) наблюдался процесс образования плюма (8 и 9 августа). Существенным является замеченное в период

наблюдений отсутствие зависимости между колебаниями уровня моря (по данным измерений в проливе) и сменой гидрологических режимов.

Сбор данных и обработка результатов произведена за счет гранта РГО-РФФИ 17-05-41029. Подготовка оборудования, методическое сопровождение и постановка задачи были проведены в рамках темы № 0149-2014-0017 Государственного задания ИО РАН.

О КИНЕТИЧЕСКИХ И СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДАХ ТЕОРИИ ТУРБУЛЕНТНОЙ КОНВЕКЦИИ

Вульфсон А.Н.^{1,2}, Бородин О.О.¹

*¹Институт проблем нефти и газа РАН,
117701, г. Москва, ГСП 1, ул. Губкина д.3. Тел.: +7 (499) 135 7371*

*²Национальный исследовательский университет
Высшая школа экономики 101000, г. Москва, ул. Мясницкая, д. 20. Тел +7 (495)
771-32-32, vulfson@ipng.ru; borodin@ipng.ru*

Kinetic and statistical models of an ensemble of convective thermals are proposed. It is shown, that the stationary solution of the kinetic Fokker-Planck equation and extreme values of the functionalities of entropy and free energy are identical to the Maxwell distribution and approximately consistent with the empirical distributions in the turbulent atmospheric convective layer.

В атмосфере развитие проникающей турбулентной конвекции происходит над нагретой горизонтально-однородной подстилающей поверхностью суши или океана. Более теплые атмосферные термики представляют собой изолированные плавучие вихри, всплывающие в сравнительно неподвижном окружении. Стохастический ансамбль термиков формирует тонкую структуру конвективного пограничного слоя атмосферы.

Характерные размеры атмосферных термиков изменяются от нескольких десятых до нескольких десятков метров. Характерные значения скорости и положительные пульсации температуры атмосферных термиков имеют порядок 0.5 м/с и 0.3°C соответственно.

Измерения с помощью датчиков температуры, влажности и вертикальной скорости, установленных на борту самолетов-лабораторий и метеобашнях, выделяют систему термиков из сравнительно неподвижного окружения. Стохастический ансамбль термиков достаточно хорошо идентифицируются лидарами [1] и доплеровскими радарными [2].

Системы термиков возникают и в пограничном слое океана, при резком охлаждении его поверхности. Однако при этом хаотическое движе-

ние термиков носит нисходящий характер [3].

Наглядные представления о системе термиков можно получить на



Рис. 1. Ансамбль термиков в форме тяжелых солевых пальцев, опускающихся в водяном слое, согласно [4].

основе лабораторного моделирования, выполненного при высоких числах Рэлея. Результаты экспериментов [4], представленные на рис. 1, отчетливо демонстрируют хаотический характер движения термиков.

Хаотическое вертикальное движение термиков предполагает их вероятностное описание. Пусть \hat{w} – случайная величина, соответствующая средней вертикальной скорости термика ансамбля; $f = f(\hat{w}, t)$ – плотность вероятности распределения термиков по скоростям. Для определения равновесной функции распределения $f_\infty = f_\infty(\hat{w})$ возможно использование как кинетического, так и статистического методов.

В рамках кинетического подхода [5] для построения равновесной функции распределения системы конвективных вихрей использовано уравнение Фоккера-Планка

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial}{\partial t} f_w = \frac{\partial}{\partial \hat{w}} \left[\gamma(\hat{w}) \hat{w} f_w + D_E(\hat{w}) \frac{\partial}{\partial \hat{w}} f_w \right] \\ \gamma(\hat{w}) = \frac{1}{4} c_D \frac{\hat{w}}{\hat{R}_a}, \quad D_E(\hat{w}) = \gamma(\hat{w}) \left(\overline{w^2} \right) \end{array} \right. \quad (1)$$

Здесь $\gamma(\hat{w})$ – коэффициент подвижности, линейно зависящий от скорости \hat{w} , размерность которого $[\gamma] = \text{сек}^{-1}$. Соответственно $D_E(\hat{w})$ – коэффициент диффузии Эйнштейна, размерность которого $[D_E] = \text{м}^2 \text{с}^{-3}$. Постоянные \hat{R}_a , c_D , $\overline{w^2}$ – соответствуют радиусу термика, коэффициенту вихревого сопротивления и второму турбулентному моменту вертикальной скорости в конвективном подслое перемешивания.

Стационарное решение уравнения Фоккера-Планка (1) допускает решение в форме обобщённого распределения Максвелла,

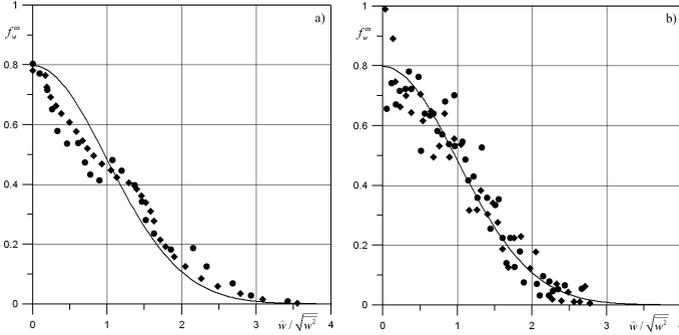


Рис. 2. Эмпирическая плотность вероятности распределения вертикальной скорости согласно экспериментальным данным [6] – (а). Черные точки и черные ромбы соответствуют самолетным измерениям вдоль горизонтальных прямых на высоте 100 м в направлениях, параллельном и перпендикулярном направлению ветра. Обобщенное распределение Максвелла (2) изображено непрерывной кривой. Эмпирическая плотность вероятности распределения вертикальной скорости согласно экспериментальным данным [7] – (б). Черные точки и черные ромбы соответствуют пересчитанным баллонным измерениям вдоль ветра на уровнях $z/h = 0.42$ и $z/h = 0.55$ соответственно. Обобщенное распределение Максвелла (2) изображено непрерывной кривой.

$$f_w^\infty(\hat{w})d\hat{w} = \sqrt{\frac{2}{\pi}} (\overline{w^2})^{-1/2} \exp\left[-\frac{1}{2} \frac{\hat{w}^2}{\overline{w^2}}\right] d\hat{w}, \quad 0 \leq \hat{w} < \infty \quad (2)$$

наблюдаемого в натуральных экспериментах, (см. рис. 2).

Очевидно, что ансамбль конвективных термиков можно характеризовать энтропией Больцмана-Джейниса S и свободной энергией F , где

$$S(f_w) = - \int_0^\infty f_w(\hat{w}) \ln f_w(\hat{w}) d\hat{w} \quad (3)$$

$$F(f_w) = U(f_w) - \overline{w^2} S(f_w) = \int_0^{+\infty} \frac{1}{2} \hat{w}^2 f_w d\hat{w} + \overline{w^2} \int_0^{+\infty} f_w \ln f_w d\hat{w} \quad (4)$$

В рамках статистического подхода [8] для построения равновесной функции распределения (2) используются вариационные принципы Планка-Джейниса и Гиббса-Джейниса. Вычисление максимума функционала энтропии (3) и минимума функционала свободной энергии (4) приводит к равновесному распределению Максвелла (2).

ЛИТЕРАТУРА

1. Baars H., Ansmann A., Engelmann R., Althausen D. Continuous monitoring of the boundary-layer top with lidar // *Atmos. Chem. Phys.* 2008. V. 8. P. 7281–7296.
2. Yang Q., Geerts B. Coherent Plumes Detected by an Airborne Radar Horizontal Convective Rolls in Cold Air over Water: Buoyancy Characteristics of Coherent Plumes Detected by an Airborne Radar // *Month Weath. Rev.* 2006. V. 134. N. 9. P. 2373–2396.
3. Foster T.D. The hierarchy of convection // *Colloques Internationaux du CNRS. Processus de Formation Des Eaux Oceaniques Profondes.* 1974. N.215. P. 235–241.
4. Huppert H.E., Turner J.S. Double-diffusive convection // *J. Fluid Mech.* 1981. V.106. P. 299–329.
5. Вульфсон А.Н., Бородин О.О. Ансамбль конвективных термиков как обобщённый ансамбль броуновских частиц // *Успехи физических наук.* 2016. Т. 186. № 2. С. 113–124.
6. Lenschow D.H. Airplane measurement of planetary boundary layer structure // *J. Appl. Meteor.* 1970. V. 9. N. 6. P. 874–884.
7. Caughey S.J., Kitchen M., Leighton J.R. Turbulence Structure in Convective Boundary Layers and Implications for Diffusion // *Boundary-Layer Meteor.* 1983. V. 25. N. 4. P. 345–352.
8. Вульфсон А.Н., Бородин О.О. Вариационный метод Больцмана-Джейниса и распределение термиков по температурам в турбулентном приземном конвективном слое атмосферы // *Изв. РАН Физика атмосферы и океана.* 2012. Т. 48. N. 6. С. 674–681.

СВЕТОДИОДНЫЙ ФЛУОРИМЕТР СО СПЕКТРАЛЬНОЙ РЕГИСТРАЦИЕЙ

Глуховец Д.И.^{1,2}, Гольдин Ю.А.¹, Гуреев Б.А.¹, Венцкут Ю.И.¹

¹ *Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, 8(499)124-13-01, glukhovets@ocean.ru*

² *Московский физико-технический институт (ГУ), 117303, г. Долгопрудный Институтский пер., 9*

Recently a LED fluorimeter with spectral registration was designed. This paper is to show the description, the specifications, the first field experience and its comparison with other devices.

Изменчивость спектров флуоресценции морской воды – индикатор неоднородностей ее свойств [1, 2, 3]. Флуоресцентные измерения проводились в серии рейсов ИО РАН с помощью спектральных флуориметров с лазерным возбуждением в синей (401 нм) и зеленой (532 нм) областях спектра. Синий лазер позволяет получить информацию о спектре флуоресценции окрашенной части растворенного органического вещества (ОРОВ) и хлорофилла «а» (хл «а»), зеленый – о хл «а» и некоторых других пигментах фитопланктона. Недостаток используемых длин волн заключается в том, что они не позволяют исследовать флуоресценцию пигмента сине-зеленых водорослей фикоцианина. Этот пигмент – маркер присутствия в морской воде цианобактерий. Фикоцианин практически не поглощает свет в синей области, поэтому синий лазер неэффективен для его возбуждения. Возбуждение зеленым приводит к наложению полосы комбинационного рассеяния (КР) на молекулах воды (максимум на 650 нм) на полосу флуоресценции пигмента (максимум около 650 нм). Таким образом для исследования спектров флуоресценции дополнительных пигментов фитопланктона был создан спектральный флуориметр со смещенной длиной волны возбуждения, в котором в качестве источника возбуждения используется сверхяркий светодиод – светодиодный спектрофлуориметр СДСФ-1. В работе представлены описание конструкции, основные характеристики и результаты измерений, выполненных с помощью СДСФ-1 в 68-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (АМК), а также их сравнение с данными, полученными другими методами.

Оптическая схема прибора представлена на рис. 1. Прототип разработки – двухканальный лазерный спектрометр ЛС-2, [2, 3]. Главные отличия состоят в том, что в качестве источника возбуждающего излучения в приборе используется сверхяркий светодиод ХРЕВАМ-L1 с максимумом излучения на 595 нм и Longpass фильтр с границей полосы пропускания 625 нм. Полуширина линии излучения светодиода 25 нм; мощность излучения – 11 мВт. Для регистрации спектра флуоресценции используется малогабаритный спектрометр Ocean Optics USB4000. Измеренная интенсивность флуоресценции нормируется на амплитуду КР и измеряется в Рамановских единицах (Raman Units – RU). Относительная погрешность измерения интенсивности флуоресценции меньше 2%.

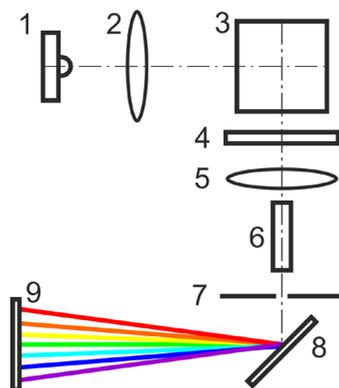


Рис. 1. Оптическая схема светодиодного флуориметра: 1 – сверхяркий светодиод, 2 – коллимирующая линза, 3 – кварцевая кювета, 4 – Longpass фильтр, 5 – собирающая линза, 6 – световод, 7 – входная щель, 8 – дифракционная решетка, 9 – фотодиодная линейка.

68-й рейс АМК, в котором выполнялись испытания прибора, проходил в западной Арктике. В районе работ цветение цианобактерий зарегистрировано не было. В тоже время в рейсе было выполнено значительное количество станций, где с помощью ЛС-2 измерялись спектры интенсивности флуоресценции (возбуждение 401 нм и 532 нм) и прямые определения концентрации хл «а» экстракционным методом.

Примеры зарегистрированных спектров представлены на рис. 2. Полосы с максимумами на 471 нм (рис. 2 слева), 651 нм (рис. 2 в центре) и 725 нм (рис. 2 справа) обусловлены КР; максимумы в области 680-685 нм соответствуют флуоресценции хл «а»; эти максимумы наложены

на длинноволновое крыло широкой полосы флуоресценции ОРОВ, которая наиболее сильно проявляется в синем канале. Ее максимум находится вблизи 500 нм (рис. 2 слева). Синей линией показаны результаты полиномиальной интерполяции полосы ОРОВ в областях наложения полос флуоресценции. Зеленые точки – входные данные для интерполяции. Резкий спад в левой части спектров, полученных при возбуждении 595 нм (рис. 3 справа), возникает из-за частичного прохождения излучения светодиода через интерференционный фильтр.

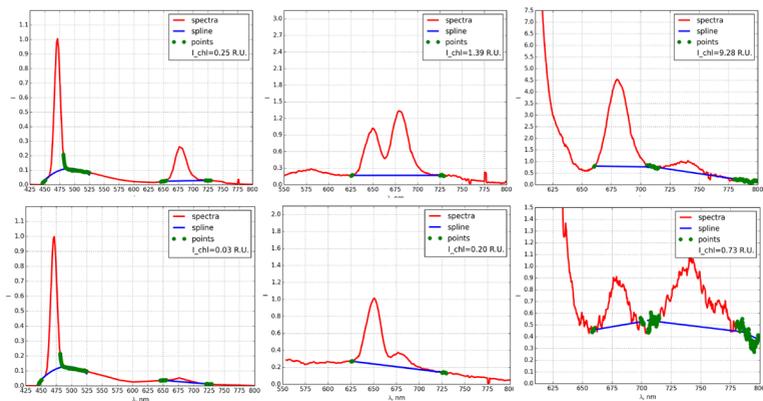


Рис. 2. Спектры флуоресценции проб морской воды при длине волны возбуждения: 401 нм (слева), 532 нм (в центре) и 595 нм (справа). Горизонты 15 м (сверху) и 36 м (снизу). Баренцево море. 16 августа 2017.

В светодиодном флуориметре флуоресценция возбуждается светом в оранжевой части спектра. Используемая длина волны поглощается многими пигментами фитопланктона [1], обеспечивает близость линий флуоресценции хл «а» и КР (что важно для процедуры нормировки) и позволяет регистрировать флуоресценцию фикоцианина без наложения его полосы на пик КР.

Интенсивность флуоресценции хлорофилла зависит не только от концентрации, но также от целого ряда факторов. В частности, связь интенсивности флуоресценции с концентрацией хлорофилла «а» варьируется для различных длин волн возбуждения. На рис. 3 показаны диаграммы рассеяния между интенсивностью флуоресценции хл «а» и его концентрацией, определенной экстракционным методом с помощью прибора «Turner», для 223 проб, отобранных и обработанных в 68-м

рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш». Наименьшая относительная ошибка (64%) наблюдается при возбуждении длиной волны 595 нм. Ее величина обусловлена учетом всей совокупности выполненных измерений – в различных регионах и на различных горизонтах.

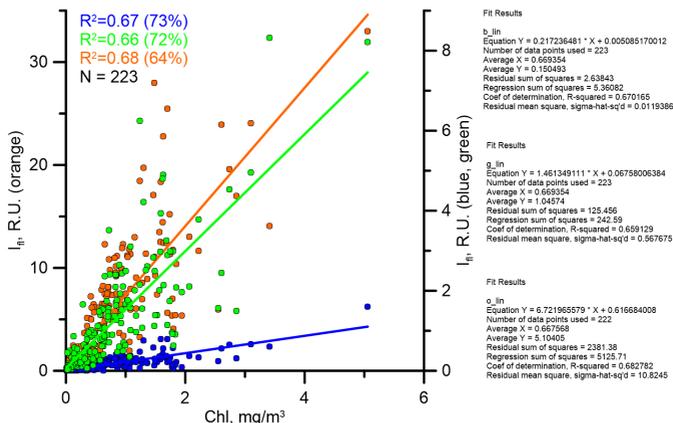


Рис. 3. Диаграммы рассеяния между интенсивностью флуоресценции хл «а» и его концентрацией. Точки – результаты измерений, прямые – результат линейной аппроксимации. Синий – возбуждение 401 нм, зеленый – 532 нм, оранжевый – 595 нм. В скобках – относительная ошибка измерений.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-50-00095), предоставленного через Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Авторы выражают благодарность А.В. Лифанчук за предоставление данных прямых определений концентрации хл «а».

ЛИТЕРАТУРА

1. Карабашев Г.С. Флуоресценция в океане. Ленинград: Гидрометеоздат, 1987. 200 с.
2. Гольдин Ю.А., Шатравин А.В., Левченко В.А., Венцук Ю.И., Гуреев Б.А., Копелевич О.В. Исследования пространственной изменчивости интенсивности флуоресценции морской воды в западной части Черного моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2015. Т.8. № 1. С.17-26.
3. Глуховец Д.И., Гольдин Ю.А., Гуреев Б.А., Венцук Ю.И. Проточный лазерный флуориметр со спектральной регистрацией // КИМР: оперативная океанография и экспедиционные исследования. Материалы молодежной научной конференции. Севастополь: ФГБУН МГИ. С. 552-557.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРОФИЛОГРАФОВ СКОРОСТИ ЗВУКА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ВОДЫ

Греков А.Н.¹, Греков Н.А.¹, Сычев Е.Н.¹

¹ *Институт природно-технических систем, РФ,
г. Севастополь, ул. Ленина, 28, oceanmhi@ya.ru*

Paper presents an analysis of sound speed profilers created both by abroad world manufactures of oceanographic instruments and by Russian manufactures. The method is proposed for using these complicated underwater devices to determine the density of sea water.

Профилографы скорости звука (SVP) широко используются в практике океанографических исследований для получения значений скорости звука (с) в водной среде в зависимости от глубины или гидростатического давления (Р). Такие профилографы, как правило, оснащаются датчиками температуры (Т) для измерения профиля температуры. Одним из ведущих производителей профилографов скорости звука в воде до глубин 6000 м (около 6000 дбар) является английская компания Valeport. Все профилографы этой компании снабжаются однотипными датчиками скорости звука с диапазоном измерения 1400–1600 м/с. В зависимости от длины измерительной базы, которая формируется за счет высокостабильных стержней из карбонового композитного материала, можно получить различные разрешение и точность по скорости звука. Технические и метрологические данные датчиков скорости звука при частоте излучения пьезокерамики 2,5 МГц (компания Valeport Limited), а также датчиков температуры и давления для различных диапазонов глубины приведены в табл. 1.

Таблица 1. Технические и метрологические характеристики датчиков

Датчики с, Р и Т	Диапазон	Чувствительность	Погрешность
с (25 мм)	1400 ÷ 1600 м/с	±0,01 м/с	±0,085 м/с
с (50 мм)	1400 ÷ 1600 м/с	±0,006 м/с	±0,054 м/с
с (100 мм)	1400 ÷ 1600 м/с	±0,003 м/с	±0,027 м/с
Р	0 ÷ 100 / 1000 / 6000 дбар	0,01%	±0,05% (10 ÷ 40°C)
Т	-5 ÷ +35°C	0,001°C	±0,01°C

Все выше названные профилографы скорости звука объединены в серию MIDAS и могут включаться в различные измерительные комплексы для работы, как в режиме зондирования, так и установки на различные буйковые станции. Отметим оригинальный профилограф скорости звука компании Valeport, который может работать на ходу судна при скорости зондирования до 5 м/с и, по утверждению разработчиков, с высокими метрологическими характеристиками, соизмеримыми с приборами серии MIDAS. Хороших результатов по разработке SVP, работающих на ходу судна, достигла также компания Lockheed Martin Corporation [1]. Профилографы XSV этой компании позволяют получить профиль скорости звука до глубины 460 м при скорости судна 30 узлов. Однако погрешность определения скорости звука несколько выше и составляет $\pm 0,25$ м/с, а по температуре $\pm 0,1$ °С.

Из российских разработчиков профилографов отметим АО «Концерн «Океанприбор», выпускающий прибор МГ-543ЭМ, работающий до глубин 0–350 м. Погрешность измерения канала скорости звука 0,24 м/с, что значительно уступает западным образцам.

Институт природно-технических систем (ИПТС) разработал свой SVP под названием ИСЗ-1. Технические характеристики прибора представлены в табл. 2.

Таблица 2. Технические характеристики зонда ИСЗ-1

Измеряемые и расчетные параметры	Диапазон измерения	Случайная погрешность	Погрешность
Скорость звука, м/с	1375 ÷ 1900	0,001	$\pm 0,02$
Температура воды, °С	-2 ÷ +35	0,001	$\pm 0,01$
Гидростатическое давление, дбар	0 ÷ 2000	0,2	± 2

Конструкция датчика скорости звука прибора ИСЗ-1 выполнена так, что ее измерительная база не зависит от внешнего давления и исключает дополнительную градуировку по давлению, что улучшает динамические характеристики. Прибор может работать до глубин 6000 м при замене датчика давления.

Методику поверки и калибровки измерителей скорости звука в водной среде разработало ФГУП «ВНИИФТРИ» Госстандарт России Р50.2.019-2001. Предлагается для градуировки использовать вторичный эталон со средним квадратическим отклонением не более 0,05 м/с при доверительной вероятности $P = 0,99$, а для отдельных профиломеров использовать Государственный первичный эталон с неопределенностью 0,005 м/с.

В настоящее время в океанологии общепринятым методом определения плотности морской воды является косвенный метод расчета плотности по уравнению вида $\rho(T, P, S)$, где ρ , T , P , S – плотность, температура, гидростатическое давление и абсолютная соленость морской воды соответственно. Однако, представляется вполне оправданным и полезным внедрение в практику морских исследований уравнения плотности морской воды в новой форме $\rho(T, P, c)$, предложенной авторами в работе [2]. Здесь c – скорость звука в морской воде. Важно отметить, что, во-первых, в уравнении плотности такого вида все независимые параметры являются прямо измеряемыми *in situ* и, во-вторых, все проблемы по метрологическому обеспечению измерений этих параметров давно и успешно решены. Возможность использования скорости звука в качестве независимого параметра вместо солености настоятельно диктует либо дооборудование традиционных CTD-зондов дополнительным измерительным каналом скорости звука, либо перенос центра тяжести массовых океанографических измерений на другой вид приборов, а именно, на рассмотренные в данной работе профилографы скорости звука (SVP).

В работе [2] авторами было разработано уравнение состояния морской воды нового вида $\rho(T, P, c)$, в котором плотность морской воды представлена в виде явной функции от таких параметров состояния морской воды как температура, давление и скорость звука. Это уравнение является действующим в широком диапазоне параметров и предназначено для использования в технических целях в промышленных и морских технологиях. Однако, точность уравнения, разработанного в [2], является недостаточной для научного использования в морских исследованиях. В связи с этим авторами в работе [3] специально для океанографического диапазона параметров (см. табл. 3) было разработано другое уравнение состояния, которое может быть пригодно для использования в научных исследованиях.

Таблица 3. Океанографический диапазон параметров (согласно [4])

Диапазон P , дбар	Диапазон T , °C	Диапазон S , г/кг
0 ÷ 500	-6 ÷ 40	0 ÷ 42
500 ÷ 6500	-6 ÷ 40	$S_{\min} \div 42$ (S_{\min} увеличивается линейно от 0 до 30 г/кг при увеличении P)
6500 ÷ 8000	-6 ÷ 10	30 ÷ 42

Для построения этого уравнения состояния авторами был сгенерирован детальный, в количестве 369741 точек, массив исходных данных по

плотности, температуре, давлению и скорости звука. Данные принадлежат к океанографическому диапазону параметров и расположены в узлах достаточно плотной трехмерной прямоугольной сетки независимых параметров: с шагом 25 дбар в диапазоне давлений от 0 до 8000 дбар, с шагом 1°C в диапазоне температур от -6°C до $T_{\max}(P)$ и с шагом 1 г/кг в диапазоне соленостей от $S_{\min}(P)$ до 42 г/кг. Для приготовления массива исходных данных была использована международная система TEOS-10 [4].

Разработанное авторами уравнение состояния для интерполяции плотности морской воды в океанографическом диапазоне параметров было принято в полиномиальной форме и включает в себя 80 коэффициентов [3]. Среднее квадратическое отклонение (СКО) по всему массиву исходных данных для уравнения [3] составляет 0,004 кг/м³, что соответствует точности данных TEOS-10 [4].

При внесении уравнения авторов [3] в состав программного обеспечения SVP различных производителей последние могут быть использованы для определения (профилирования) плотности водной среды как в научных, так и в технических целях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Expendable Bathythermograph Expendable Sound Velocimeter (XBT/XSV): [Электронный ресурс]. URL: http://www.lockheedmartin.com/content/dam/lockheed/data/ms2/documents/ocean/20050054_XBT_XSV_reader_page.pdf. (дата обращения: 01.07.2017).
2. Греков А.Н., Греков Н.А., Сычев Е.Н. Новое уравнение для расчета плотности морской воды по измерениям скорости звука // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: ИПТС. 2017. Вып. 7 (27). С. 12–18.
3. Греков А.Н., Греков Н.А., Сычев Е.Н. Профилографы скорости звука и алгоритм определения плотности воды для океанографического диапазона // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: ИПТС. 2017. Вып. 8 (28). С. 11–15.
4. IUC, 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.: [Электронный ресурс]. URL: http://www.teos-10.org/pubs/TEOS-10_Manual.pdf. (дата обращения: 01.07.2017).

ДАнные СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ И НОВЫЕ ПОДХОДЫ В КЛИМАТОЛОГИИ МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ

Григорьева В.Г.¹, Бадулин С.И.^{1,2}, Геогджаев В.В.^{1,2},
Гавриков А.В.¹, Криницкий М.В.¹

*¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997 г.Москва,
Нахимовский пр.36, 8(499)1247928, vika@sail.msk.ru
²Новосибирский государственный университет, 630090,
г. Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2, 8(38336) 34000*

Physical principles of the theory of wave turbulence are applied to develop a prospective method for assessing wind wave steepness and period from satellite altimetry data. The robustness of the method and satellite global coverage of the World Ocean give a pulse for developing sea wave climatology based on the wave steepness measurements by altimeters.

Современные базы данных спутниковой альтиметрии (GlobWave, Aviso и др.) содержат данные о состоянии океана за несколько десятилетий и позволяют исследовать волновой климат океана и его долго-периодные тенденции [1]. Принципиальной особенностью этих данных является то, что только один параметр – высота волнения – измеряется напрямую. Оценки периода волнения и скорости приводного ветра могут быть получены с помощью эмпирических моделей, как правило, путем калибровки и верификации по подспутниковым измерениям [2-5]. Однако полученные таким образом параметрические зависимости дают оценки наиболее вероятных значений в отличие от физических моделей, оценивающих мгновенные величины в рамках принятых гипотез и приближений [6]. Кажущееся малосущественным различие эмпирического и физического подхода может существенно влиять на результат климатических оценок характеристик волнения.

В качестве методической основы построения климатологии морского волнения по данным спутниковой альтиметрии рассмотрена физическая модель крутизны волнения, использующая результаты современной теории слабой (волновой) турбулентности [3]. Модель оперирует горизонтальным градиентом высоты волнения как непосредственно измеряемой альтиметром физической величиной. Показаны принципиальные отличия этой модели от традиционно используемых параметрических схем в отражении динамических и статистических характеристик волнения [7,8].

В работе проведен сравнительный анализ современных климатологий ветрового волнения, основанных на спутниковой альтиметрии, попутных судовых наблюдениях и результатах моделирования. Показана хорошая согласованность параметров ветрового волнения по всем источникам данных и разным моделям на климатическом масштабе в терминах наиболее вероятных величин. На основе данных спутниковой альтиметрии высказана гипотеза об универсальности распределений характерной крутизны волн (независимости средних значений от района океана). Указано на возможности анализа сезонной изменчивости ветрового волнения по данным спутниковой альтиметрии.

Рассмотрены перспективы создания комбинированного Атласа ветрового волнения, в котором будет обеспечена равномерная пространственно-временная плотность данных за счет использования различных типов информации и, соответственно, воспроизведены достоверные и более точные поля характеристик волнения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А. и др. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 480 с. табл., ил, цв. Ил. ISBN 978-5-99031011-7
2. Abdalla, S., 2007: Ku-band radar altimeter surface wind speed algorithm. Proc. of the Envisat Symposium 2007, Montreux, Switzerland, 23-27 April 2007
3. Badulin, S. I., A physical model of sea wave period from altimeter data. J. Geophys. Res. 119, 2014
4. Chelton, D. B. and P. J. McCabe, 1985: A Review of Satellite Altimeter Measurement of Sea Surface Wind Speed: With a Proposed New Algorithm. J. Geophys. Res., 90 (3), 4707-4720, doi:10.1029/JC090iC03p04707
5. Goldhirsh, J. and Dobson E., 1985: A recommended algorithm for the determination of ocean surface wind speed using a satellite-borne radar altimeter. Report JHU/APL SIR-85-U005, App. Phys. Lab., Johns Hopkins University, Laurel, MD.
6. Gulev, S.K., Grigorjeva, V., A. Sterl, and D. Woolf, Assessment of the reliability of wave observations from voluntary observing ships: Insights from the validation of a global wind wave climatology based on voluntary observing ship data, J.Geophys.Res., 108(C7), 3236, doi:10.1029/2002JC001437, 2003.
7. Gommenginger C. P., Srokosz M. A., Challenor P. G., and P. D.Cotton, Measuring ocean wave period with satellite altimeters: A simple empirical model. Geophys. Res. Lett., 30(22), 2150, doi:10.1029/2003GL017743, 2003.
8. Hwang, P. A., W. J. Teague, G. A. Jacobs, and D. W. Wang, A statistical comparison of wind speed, wave height and wave period derived from satellite altimeters and ocean buoys in the Gulf of Mexico region, J. Geophys. Res., 103(10), 10,451–10,468, 1998.

ИНСТРУМЕНТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ И РАДИАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОВЕРХНОСТНЫХ СЛОЯХ ГРУНТОВ ВОДОЕМОВ. МОДЕЛИРОВАНИЕ И АНАЛИЗ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ермаков И.Д.¹, Краснов В.Г.², Ермаков Д.И.², Вонсовский Н.Н.³

¹ Каспийский филиал института океанологии им. П.П.Ширшова РАН, 414056, г. Астрахань, ул. Савушкина, д. 6, корп. 27, офис 5, , 8(8512)54-45-59, iwan30rus@mail.ru

² Общество с ограниченной ответственностью «Акваспецсервис», 414000, г. Астрахань, ул. Набережная Приволжского затона, д. 14, офис 31«а», 8(8512)54-38-18, agva87@mail.ru

³ Общество с ограниченной ответственностью «СНИП-АУНИС», 123060, г. Москва, ул. Расплетина, д. 5, 8(499)198-97-91, info@aunis.ru

The description of work tools remotely operated underwater vehicle (ROV) «Super GNOM Pro» to assess the thermal and radiation background areas of the surface layer of the northern part of the Caspian Sea. We formulate a method for the analysis of experimental data by forecasting future values of temperature, the use of which improves the accuracy of the data and the overall picture of the thermal background

Тысячи лет прошли от первых свободных погружений до появления первых подводных лодок. На протяжении всего этого времени человек шаг за шагом создавал средства для проникновения в моря, реки и озёра. В наши дни ученые, исследователи и инженеры совершенствуют возможности подводной техники и, в том числе, телеуправляемых и автономных необитаемых подводных аппаратов, получивших широкое признание во всем мире. Стоит отметить, что наиболее интенсивно развивается разработка телеуправляемых подводных аппаратов (далее – ТПА), способных выполнять практически все виды подводно-технических работ [1]. И всё более очевидным становятся преимущества ТПА по сравнению с водолазными методами работ.

Одним из важных видов подводно-технической работы является проведение мониторинга придонного слоя грунта. Это, в свою очередь, включает в себя: отбор проб грунта, измерение термального и радиационного фона придонного слоя грунта [2].

Такие столь сложные телеметрические операции возможно использовать при помощи так называемых «рабочих инструментов» ТПА. Рабочие инструменты могут включать как простые инструменты, которые вкладываются в кисть манипулятора, так и многофункциональные инструменты, требующие дополнительного гидравлического или электрического источника питания [1].

В течение нескольких лет на Северном Каспии Каспийским филиалом института океанологии проводятся мониторинговые исследования термального и радиационного фона. Измерение температуры проводится водолазами по утвержденной сетке измерений путем заглубления чувствительной части термометра под слой грунта на глубину 20 см. Измерение радиационного фона проводится путем прикладывания дозиметра в специальном герметичном боксе к грунту.

Важнейшим аспектом в изучении термальных процессов в придонных слоях водоемов является обнаружение незначительных флюидопроявлений на локальных участках дна, имеющих как естественное, так и искусственное происхождение.

В августе 2016 г. в ходе проведения научной экспедиции в Каспийское море были проведены тестовые испытания двух рабочих инструментов ТПА «Супер ГНОМ Про» (рис. 1 и 2).



Рис. 1. Устройство заглубления термометра.

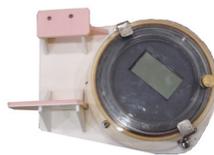


Рис. 2. Подводный дозиметр.

Устройство заглубления предназначено для заглубления чувствительной части термометра на 20 см. под слой грунта. Управление данным устройством производится с пульта управления ТПА. Значение температуры выводится на экран оператора ТПА. Уникальность этого рабочего инструмента состоит в том, что вращательное движение бура и

поступательное движение рамы крепления бура обеспечивается одним электроприводом. Скорость вращения бура примерно 1 об/мин., что позволяет с лёгкостью забуриваться как в довольно плотные грунты (песчано-илистые), так и в менее плотные (битая ракушка).

На рис. 3 представлен график (синяя линия) зависимости температуры от времени, полученный в результате одного измерения под слоем грунта. Экспозиция прибора в точке составляла около 3-х минут.

Всплеск (фрикционный импульс) наверху графика говорит о начале механического воздействия на чувствительный элемент в результате силы трения, что приводит к нагреву и повышению температуры. Как только это воздействие прекращается, температура начинает понижаться.

Как показывает график, во всех измерениях температура не достигает установившегося значения. Чтобы получить участок графика температуры, переходящий в режим, близкий к установившемуся, необходимо выдерживать прибор в точке замера достаточно продолжительное время, порядка 10-15 минут. Это приводит к длительному пребыванию водолаза под водой. Ограниченный запас воздуха может не позволить выполнить все замеры с такой длительной экспозицией. Чтобы получить продолжение имеющегося графика, стоит обратиться к математическому анализу. Так как график выражен четкой гиперболической функцией с уже имеющимися значениями, то, исходя из этого, пользуясь формулой функциональной зависимости, стремящуюся к установившемуся режиму линию можно достроить математическим путём.

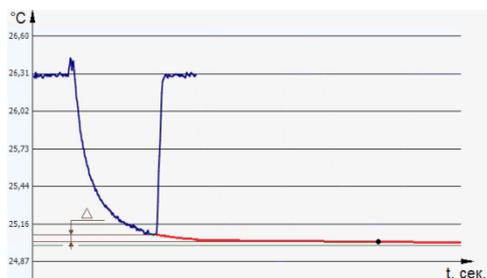


Рис. 3. Математическое моделирование графика.

Также, на рис. 3, представлено возможное продолжение (экстраполяция) графика (красная линия), где видно, что фактическое значение температуры отличается от значения температуры, выбранного

на продолжении графика на Δ . Значение Δ , последовательно измеряемое на этом участке графика, будет со временем постоянно уменьшаться, достигая допустимой погрешности измерения.

Величина Δ может сыграть важную роль при оценке фактического значения измеренной температуры. Поэтому использование математического моделирования и анализа экспериментальных данных позволит оптимизировать исследовательский процесс и получить более точные конечные данные.

Дозиметр-радиометр представляет собой прибор МКС-03СА, помещенный в герметичный бокс. Прибор установлен таким образом, что при опускании ТПА на грунт происходит непосредственный контакт прибора с грунтом, и таким образом происходит измерение радиационного фона. Показания прибора снимаются путем наведения камеры ТПА на дисплей дозиметра-радиометра.

Преимущества данных устройств в том, что процесс измерения термального и радиационного фона поверхности дна исключает использование профессиональных водолазов (рис. 4). Это в свою очередь минимизирует риск получения травм и уменьшает стоимость проведения работ.

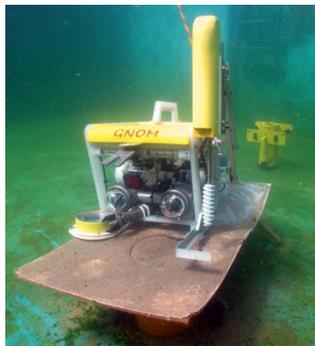


Рис. 4. ТПА «Супер ГНОМ Про» с навесными дозиметром-радиометром и устройством заглубления для термометра при проведении испытаний в бассейне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Войтов Д.В. Телеуправляемые необитаемые подводные аппараты. Изд. МОРКНИГА, М. 2012. С. 7, 40.
2. Ушивцев В.Б., Монахов С.К. Труды Каспийского филиала ИО РАН. Выпуск 1 «Окружающая среда и экосистема Каспийского моря». Астрахань. 2016. С. 260-262.

ПРИМЕНЕНИЕ ЛАГРАНЖЕВЫХ ИНВАРИАНТОВ В ЗАДАЧАХ ДИНАМИКИ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ ОКЕАНА

Жмур В.В.^{1,2}

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, zhmur-vladimir@mail.ru

²Московский физико-технический Институт 141700, Московская обл., г. Долгопрудный, Институтский пер., д. 9

Traditionally, the problems of continuum mechanics are considered in the Eulerian approach, where all the characteristics studied are functions of spatial coordinates and time. At the same time, some characteristics are preserved for moving liquid particles. These are the so-called Lagrangian invariants. The fact of preserving some properties of particles in the Eulerian approach is not used at all. However, any conserved characteristic can still be used to solve problems in mechanics.

Традиционно задачи механики сплошных сред рассматриваются в подходе Эйлера, где все изучаемые характеристики являются функциями пространственных координат и времени. При этом некоторые характеристики сохраняются для движущихся жидких частиц. Это так называемые лагранжевы инварианты. Факт сохранения каких-то свойств у частиц в подходе Эйлера никак не используется. Однако любая сохраняющаяся характеристика все-таки может быть использована для решения задач механики.

В данной работе предлагается метод эффективного использования сохраняющейся для движущейся частицы потенциальной завихренности в задачах мезомасштабной изменчивости океана при малых числах Россби. Несмотря на нелинейность исходных уравнений и нелинейность граничных условий, в предположении о пространственном кучочно-постоянном начальном распределении потенциальной завихренности задачу о поведении равнозавихренных областей удастся свести к эволюции границ этих областей. В случае эллипсоидальной формы равнозавихренной области (эллипсоидальный вихрь) при линейной по координатам фоновой скорости внешних течений задачу удастся свести до уравнений, описывающих деформацию ядра вихря и эволюцию его ориентации в пространстве. В простейших случаях удастся полно-

стью решить задачу. К таким задачам относится задача о воздействии баротропного течения на эллипсоидальный вихрь с двумя горизонтальными осями и одной вертикальной. Такой вихрь вращается и деформируется внешним течением. Если исходный вихрь практически круглый в плане и интенсивный, то он будет вращаться с одновременной конечной деформацией. Первоначально вытянутый слабый вихрь растянется внешним течением в нитку. В более сложных случаях эволюция полуосей и углов ориентации получается из численного решения соответствующих обыкновенных дифференциальных уравнений. В частности, эллипсоидальный вихрь под воздействием горизонтального течения с вертикальным сдвигом некоторое время сложным образом вращается с ограниченной деформацией осей, а затем останавливается и вытягивается в нитку. Аналогично рассматриваются задача о взаимодействии вихрей и их слиянии, задача о воздействии крупного вихря на малый, задача о поведении ансамбля вихрей.

ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЧИВОСТИ ИНТРУЗИОННОЙ СТРУКТУРЫ АТЛАНТИЧЕСКОЙ ВОДЫ ПРИ ЕЕ ПРОДВИЖЕНИИ ВДОЛЬ СКЛОНА ЕВРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА (АРКТИКА)

Журбас Н.В.¹, Кузьмина Н.П.¹, Лыжков Д.А.¹

¹ *Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, 8(499)124-63-96, zhurbas.nv@ocean.ru*

Paper presents a study, which main goal was to give detailed description of obtained in Eurasian basin intrusive layers peculiarities using results of observations carried out during Polarstern cruise in 1996.

В докладе представлена работа, целью которой является описание особенностей интрузионного расслоения в Евразийском бассейне. Для исследования изменчивости параметров интрузионного расслоения (структура и вертикальные масштабы интрузий) в верхнем деятельном слое (150–300 м) и промежуточном слое (300–700 м) океана произведен анализ эмпирических данных, полученных во время проведения международной полярной экспедиции на судне «Polarstern» в 1996 г. (разрез «PS-96», рис. 1).

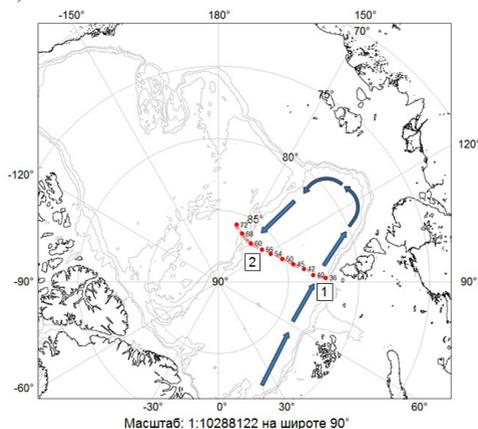


Рис. 1. Расположение станций «PS-96». Стрелки – поток Атлантических вод.

Для станций рассматриваемого разреза были построены θ, S - и θ, σ -диаграммы, анализ которых позволил выделить две находящиеся в диаметрально противоположных сторонах Евразийского бассейна области (отмечены цифрами 1 и 2 на рис. 1), интрузионное расслоение в которых имеет подобный характер (рис. 2).

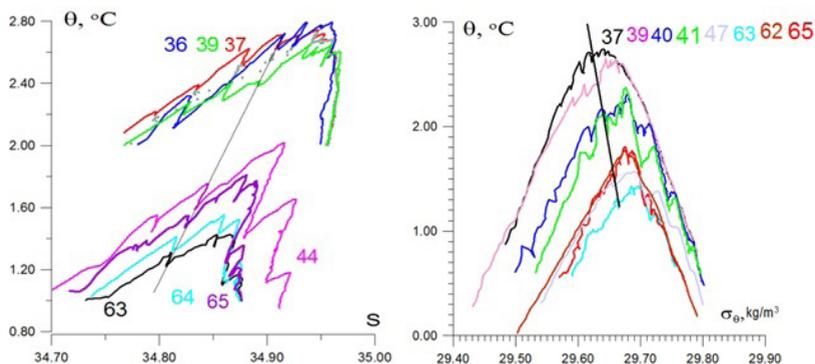


Рис. 2. θ, S -кривые и θ, σ -кривые, позволяющие судить о высокой когерентности интрузий в областях 1 и 2.

Обнаруженное подобие θ, S - и θ, σ -диаграмм дало основание предполагать, что интрузии были перенесены течением в область 2 из области 1, которая является областью интенсивного образования интрузионного расслоения [1].

В рамках представляемой работы также предложен один из возможных способов интегрального оценивания изменения тепло- и солесодержания атлантических водных масс по мере их продвижения вдоль границы бассейна.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 15-05-01479-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Kuzmina N., Rudels B., Zhurbas V. et al. On the structure and dynamical features of intrusive layering in the Eurasian Basin in the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research*. Vol. 116. № C8. 2011. doi: 10.1029/2010JC006920.

ПОСТОЯННО ДЕЙСТВУЮЩИЙ ЧЕРНОМОРСКИЙ ПОЛИГОН ИО РАН: НАУЧНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

**Зацепин А.Г.¹, Арашкевич Е.Г.¹, Баранов В.И.¹, Куклев С.Б.¹,
Луппова Н.Е.¹, Островский А.Г.¹, Очередник В.В.¹, Подымов О.И.¹,
Соловьев Д.М.^{1,2}**

¹ *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г.Москва, Нахимовский проспект, д.36, тел/ факс: +7 (499) 1246392/+7 (499) 1245983, zasepin@ocean.ru.*

² *Морской гидрофизический Институт РАН, 299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, Тел./факс: +7 8692 54 52 41. secretary@mhi-ras.ru*

The modern results and plans for the development of the SIO RAS permanent research and monitoring site at shelf- continental slope zone of the Black Sea, designed for investigation and automatic monitoring of the aquatic environment in 2011-2013 are presented. Work is carried out within projects of the Programs №50 and №52 RAS, RFBR grants № 17-05-00381, 17-05-00799, 17-35-50030, 15-05-08659, 16-45-230781.

С целью развития прибрежной черноморской наблюдательной системы в 2011-2013 гг. в прибрежной зоне Черного моря в районе г. Геленджика на базе Южного отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН развернут постоянно действующий полигон, предназначенный для перманентного исследования и мониторинга состояния водной среды и биоты. Основу полигона составляют автономные заякоренные и донные станции, измеряющие профили гидрофизических параметров с высоким пространственно-временным разрешением. Выполняются также регулярные судовые разрезы с комплексными исследованиями состояния морской экосистемы [1].

Развертывание на шельфе и континентальном склоне Черного моря в районе г. Геленджика сети стационарных платформ для автоматизированного измерения ключевых параметров морской среды в сочетании с проведением регулярных комплексных судовых наблюдений, анализом текущей спутниковой информации и метеоданных является вкладом российской науки в развитие наблюдательного сегмента системы комплексного мониторинга Черного моря. Получаемые данные используются для изучения масштабов и механизмов изменчивости морской экосистемы под влиянием антропогенных и естественных (в т. ч. кли-

матических) воздействий, водообменных процессов в системе «шельф-глубоководный бассейн», а также многих других явлений физической, химической и биологической природы. Данные регулярных контактных измерений востребованы для калибровки спутниковых измерений и верификации результатов численного моделирования циркуляции вод. Предлагается распространение методов и средств полигонного мониторинга прибрежной водной среды и биоты на другие секторы Черного моря с целью создания единой системы мониторинга черноморской прибрежной зоны.

Среди многих результатов, полученных на полигоне в последние годы, отметим следующие.

Круглогодичный комплексный судовый мониторинг состояния водной среды и биоты на поперечном берегу разрезе позволил установить, что температура Холодного промежуточного слоя в 2014-2016 гг. превышала 8 °С, и лишь после холодной зимы 2016-2017 гг. опять опустилась ниже 8 °С. Уровень эвтрофикации вод продолжает снижаться, их химическое загрязнение редко превышает ПДК, влияние гребневиков-вселенцев на зоопланктонное сообщество не проявляется.

Уточнены оценки встречаемости субмезомасштабных вихрей на акватории полигона. Установлено, что эти вихри диаметром от 2 до 10 км формируются на шельфе как в холодное, так и в теплое время года, при этом число циклонов и антициклонов приблизительно равно друг другу, а вероятность их обнаружения при съемках составляет 70 процентов. Они вносят важный вклад в кросшельфовый водообмен.

Проведены успешные морские испытания макетов океанологического дрейфующего зонда с изменяемой плавучестью – российского прототипа поплавка Арго, и подводной заякоренной лебедки с системой онлайн передачи данных STD-зондирования.

Работа выполнена при поддержке проектов Программ Президиума РАН №50 и №52, а также грантов РФФИ № 17-05-00381, 17-05-00799, 17-35-50030, 15-05-08659, 16-45-230781.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря. // ФАО. 2014. №1 С.16-29.

ЛАБОРАТОРНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПЛОТНОСТНОГО ТЕЧЕНИЯ НА ГОРИЗОНТАЛЬНОМ ДНЕ В ОДНОРОДНОЙ И ЛИНЕЙНО-СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ ЖИДКОСТИ

Зацепин А.Г.^{1,2}, Лысенко С.В.², Руднев А.В.²

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д.36, тел/ факс: +7 (499) 1246392/+7 (499) 1245983, zatsepin@ocean.ru.

²Московский физико-технический Институт 141700, Московская обл., г. Долгопрудный, Институтский пер., д. 9, +7 (495) 408-68-69 lanyshka95@yandex.ru, rudnev@phystech.edu

Results of laboratory experiments with constant volume two-dimensional gravity (density) current at horizontal bottom in the long tank filled by homogeneous or linearly-stratified fluid are presented. It is revealed that density stratification of the ambient fluid reduces the spreading distance of the density current along the tank bottom.

Распространение и опускание плотных вод по наклонному или горизонтальному океанскому дну является важным элементом водообмена шельфовой зоны, заливов, окраинных и внутренних бассейнов с открытым морем, а также вентиляции глубинных и придонных вод. Придонные плотностные (мутьевые) течения участвуют также в переносе осадочного вещества из береговой зоны моря в его глубинную часть.

В связи с очевидной сложностью исследования придонных плотностных течений в морских условиях существенное значение приобретают методы теоретического и лабораторного моделирования. С помощью этих методов удастся изучить физические закономерности явления и использовать их для интерпретации данных разрозненных и фрагментарных натуральных наблюдений, а также для количественной оценки характеристик природных плотностных течений.

Данная работа посвящена лабораторному исследованию закономерностей двумерного растекания фиксированного объема более плотной воды (далее – пятна) по гладкому горизонтальному дну в однородной и линейно-стратифицированной жидкости. Используя ранее созданную лабораторную установку, проведены опыты, в которых изменялись плотность (соленость), объем плотной воды и стратификация окружающих вод. В результате, для условий однородной по плотности окружающей пятно жидкости, удалось установить три стадии процесса

растекания пятна: разгонную, инерционную и вязкую. На каждой из этих стадий растекание характеризуется определенной степенной зависимостью длины пятна от времени и других определяющих параметров задачи (двумерного объема, или начальной площади пятна, редуцированного ускорения силы тяжести и вязкости жидкости). Кроме того, было показано, что наряду с вышеописанными тремя стадиями, можно выделить еще одну – «волновую», следующую непосредственно за разгонной стадией. На волновой стадии пятно распространяется с постоянной скоростью, характерной для солитона внутренней волны на мелкой воде. При уменьшении толщины пятна волновая стадия сменяется инерционной стадией, на которой лобовое сопротивление пятна (сопротивление формы) уравнивает движущую силу – горизонтальный градиент давления. В работе исследовалось влияние безразмерного параметра – относительной начальной высоты пятна H_1/H_0 , (где H_1 – начальная высота пятна, а H_0 – высота слоя окружающей пятно жидкости) на закономерности растекания пятна. Выяснилось, что данный параметр влияет на длительность волновой стадии растекания пятна, но на инерционной и вязкой стадиях зависимости от этого параметра не наблюдается.

Опыты, выполненные в линейно-стратифицированной окружающей жидкости, подтвердили существование всех четырех стадий растекания, установленных для условий однородной окружающей жидкости. В этих опытах был установлен важный результат, заключающийся в том, что при прочих равных условиях, стратификация окружающей жидкости уменьшает дальность растекания пятна по горизонтальному дну. Физическая причина этого результата заключается в том, что при наличии стратификации в окружающей жидкости обтекание фронта (головы) пятна становится затруднительным, в результате чего перед пятном образуется толкаемый им стратифицированный водный клин. Этот клин образует присоединенную к пятну водную массу и увеличивает силу донного трения, убыстряющую переход от инерционной стадии растекания к вязкой, на которой скорость распространения пятна вдоль горизонтального дна резко уменьшается.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №17-05-00381.

НЕЛИНЕЙНАЯ НАКАЧКА УРОВНЯ – ПАМПИНГ-ЭФФЕКТ В ВОРОНКООБРАЗНЫХ ПРИЛИВНЫХ ЗАЛИВАХ

Зырянов В.Н.¹, Чебанова М.К.¹

¹ *Институт водных проблем РАН, 119333, г. Москва, ул. Губкина, д. 3,
+7 (499) 135-54-56 v.n.zyryanov@yandex.ru; ejek@inbox.ru*

The pumping effect is estimated for a funnel type tidal bay. Linearized equation of viscous flow motion at depth less than Stokes layer is given. The oscillations of the free surface lead to nonlinear pumping effect in oscillatory processes: the effect of either «pumping in» or «pumping out» of the substance at infinity caused by harmonic oscillation at the boundary.

В вершинах заливов и эстуариев глубины, как правило, уменьшаются и становятся сравнимыми с толщиной слоя Стокса. При глубинах меньше толщины слоя Стокса трение становится доминирующим. Колебания свободной поверхности описываются нелинейным параболическим уравнением [1]. Для нелинейных параболических уравнений типа уравнения нелинейной теплопроводности известно явление помпінг-эфекта – стационарное повышение (или понижение) значения искомой характеристики на бесконечности при чисто гармонических колебаниях этой характеристики на границе. Впервые этот эффект был описан в работе [2]. Позднее в работах [3, 4] была развита полная теория этого явления.

Опишем этот эффект применительно к воронкообразным заливам. Колебания свободной поверхности в вязкой жидкости при глубинах меньше толщины слоя Стокса на мелкой воде описываются уравнением

$$\frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t} = -\frac{g}{3A_z} \left(\nabla, (H - \bar{\xi})^3 \nabla \bar{\xi} \right), \quad (1)$$

которое является линеаризацией уравнения движения вязкой жидкости при глубинах меньших слоя Стокса, полученного в работе [1].

Приведем уравнение (1) к безразмерному виду. Для этой цели введем безразмерные параметры

$$\xi = \tilde{\xi}_0 \xi', \quad t = \tau_0 t', \quad H = H_0 H', \quad (x, y) = L(x', y'). \quad (2)$$

Подставляя (2) в (1) и опуская далее штрихи, получим уравнение (1) в безразмерном виде

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = \bar{A} \left(\nabla, (H - \varepsilon \xi)^3 \nabla \xi \right) \quad , \quad (3)$$

где $\bar{A} = \frac{gT_0 H_0^3}{3AL^2}$ $\varepsilon = \frac{\tilde{\xi}_0}{H_0}$ отношения амплитуд прилива к глубине жидкости. Будем считать ε малой величиной. Перейдем к полярным координатам с полюсом в вершине залива. Считаем, что по угловой координате ϕ уровень меняется мало и зависимость ξ от ϕ можно пренебречь. В результате будем иметь нелинейное уравнение

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = \bar{A} \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r (H - \varepsilon \xi)^3 \frac{\partial \xi}{\partial r} \right) \quad (4)$$

Будем искать решения (4) в виде асимптотического ряда по малому параметру ε

$$\xi = \xi_0 + \varepsilon \xi_1 + \dots \quad (5)$$

Подставляя (5) в (4), получим уравнения для первого и второго приближений по ε :

$$\frac{\partial \xi_0}{\partial t} = \bar{A} \frac{\partial}{\partial r} \left(r H^3 \frac{\partial \xi_0}{\partial r} \right) \quad (6)$$

$$\frac{\partial \xi_1}{\partial t} = \bar{A} \frac{\partial}{\partial r} \left(r H^3 \frac{\partial \xi_1}{\partial r} - \frac{3}{2} r H^2 \frac{\partial \xi_0^2}{\partial r} \right) \quad (7)$$

Граничные условия: на внешней границе мелководной зоны ($r = R$) залива задается входящая приливная волна, а в вершине ($r = 0$) твердая стенка:

$$\xi \Big|_{r=R} = \tilde{c} e^{i\omega t} \quad , \quad \frac{\partial \xi}{\partial r} \Big|_{r=0} = 0 \quad (8)$$

Соответственно, для ξ_0 и ξ_1 будем иметь граничные условия:

$$\xi_0 \Big|_{r=R} = \frac{\tilde{c}}{\xi_0} e^{i\omega t} \quad , \quad \frac{\partial \xi_0}{\partial r} \Big|_{r=0} = 0 \quad (9)$$

$$\xi_1|_{r=R} = 0 \quad \frac{\partial \xi_1}{\partial r}|_{r=0} = 0 \quad (10)$$

Ищем волновые решения системы (6) – (7). Для первого приближения ξ_0 получим решение первого уравнения системы (6).

$$\xi_0 = \frac{\tilde{c}}{\tilde{\xi}_0} \left[\frac{J_0(kr)}{J_0(kR)} e^{i\omega t} + conj \right] \quad (11)$$

где $k = \sqrt{\frac{i\omega}{AH^3}}$, J_0 – функция Бесселя первого рода нулевого порядка,

conj – комплексно сопряженное выражение первого слагаемого.

Для нахождения следующего приближения ξ_1 необходимо выражение (11) подставить во второе уравнение системы (7). Заметим, что при возведении выражения (11) в квадрат получим два волновых члена и не волновой член от удвоенного произведения слагаемых в (11)

$$2 \frac{J_0(kr)J_0(k^*r)}{J_0(kR)J_0(k^*R)} \quad (12)$$

Волновые слагаемые решения уравнения (7) для ξ при осреднении по периоду волны дадут ноль, а остаточный подъем уровня – пампинг-эффект – будет определяться выражением (12) в правой части уравнения (7):

$$\xi_1 = \frac{3\tilde{c}^2}{\tilde{\xi}_0^2 H} \left[\frac{J_0(kr)J_0(k^*r)}{J_0(kR)J_0(k^*R)} - 1 \right]$$

(13)

Или в размерной форме:

$$\xi^{(+)} = \varepsilon \tilde{\xi}_0 \xi_1 = \frac{3\tilde{c}^2}{H} \left[\frac{J_0(kr)J_0(k^*r)}{J_0(kR)J_0(k^*R)} - 1 \right] \quad (14)$$

Расчеты показали, что величина пампинг-эффекта в вершине воронкообразного залива в 4 раза больше, нежели в канале аналогичной длины.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 16-05-00209а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зырянов В.Н. Топографические вихри в динамике морских течений / В.Н Зырянов. М.: Ин-т водн. пробл. РАН. 1995. 239 с.
2. Зырянов В.Н., Хубларян М.Г. Пампинг-эффект в теории нелинейных процессов типа уравнения теплопроводности и его приложение в геофизике // Доклады Академии наук. 2006. Т. 408. № 4. С. 535-538.
3. Zyryanov V.N. Nonlinear Pumping Effect in Oscillation Processes in Geophysics // Water Resources. 2013. Vol. 40. No. 3. Pp. 243–253
4. Zyryanov V.N. Nonlinear pumping in oscillatory diffusive processes: The impact on the oceanic deep layers and lakes // Commun Nonlinear Sci Numer Simulat. 2014. Vol. 19. Pp. 2131–2139.

ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЫХОДЯЩЕГО ИЗ МОРЯ ИЗЛУЧЕНИЯ

Каралли П.Г.^{1,2}

¹*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36)*

²*Московский физико-технический институт (государственный университет),
141701, г. Долгопрудный, Институтский переулок, 9, 8(495) 408-45-54*

The spectral ocean reflectance was measured in the Barents Sea from satellite color scanners and a deck spectroradiometer. Developed a new deck spectroradiometer and produced modeling its output. The comparative analysis of the obtained results was conducted.

Введение. Спутниковые наблюдения позволяют проводить оценку биооптических характеристик подповерхностного слоя морей и океанов на больших акваториях и получать долговременные серии измерений. Однако, для обработки и валидации спутниковых данных необходимы натурные исследования, которые, в частности, включают судовые измерения спектральной яркости выходящего из моря излучения. Такие измерения проводились в 65-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» по маршруту Калининград – Архангельск 29 июня – 09 июля 2016 г. [1].

Одна из наиболее информативных гидрооптических характеристик – коэффициент яркости моря. Спектр восходящего излучения (от которого зависит коэффициент яркости моря) зависит от наличия в воде взвешенных частиц и растворенных органических веществ, таких как минеральная взвесь различного происхождения, клетки фитопланктона (и, в частности кокколитофоридов), содержащие хлорофилл *a* и другие пигменты, а также неживые органические частицы (детрит) и окрашенная органика («желтое вещество»). При этом количество неизвестных характеристик среды существенно превышает количество измеряемых параметров. Оценка характеристик водных масс по данным коэффициента яркости представляет собой классическую обратную задачу. Однако алгоритмы для решения этих задач, восстанавливающие концентрации примесей по спектру коэффициента яркости, недостаточно точны. Из-за региональной специфики вод оценки концентрации хлорофилла *a* по оптическим данным, в частности спутниковым, могут сильно отличаться от реальных значений, особенно в прибрежных районах.

Используемые данные, подходы и методы. Для оценки параметров поверхностных вод Баренцева моря использовались данные спутников MODIS-Aqua, MODIS-Terra и VIIRS. По возможности судовые измерения подстраивались под пролет данных спутников.

Для валидации данных параметров использовался палубный спектро радиометр, разработанный в Морском гидрофизическом институте (МГИ), г. Севастополь [2]. Прибор дает возможность определять коэффициент спектральной яркости восходящего от поверхности моря излучения, которое включает излучение, вышедшее из водной толщи, и отраженное от поверхности, и отдельно коэффициент яркости последнего.

Результаты. Измерения проводились по всему маршруту экспедиции; наибольший интерес представляют результаты, полученные в Баренцевом море, где наблюдалось раннее интенсивное кокколитофоровидное цветение. Обычно КЦ происходят в августе, редко в июле и сентябре; в 2016 г. интенсивное КЦ наблюдалось уже в первой декаде июля.

По данным спутниковых и судовых измерений производилось сопоставление спектральных характеристик излучения, выходящего из водной толщи. Расчеты показали их хорошее соответствие при благоприятных погодных условиях (рис.1).

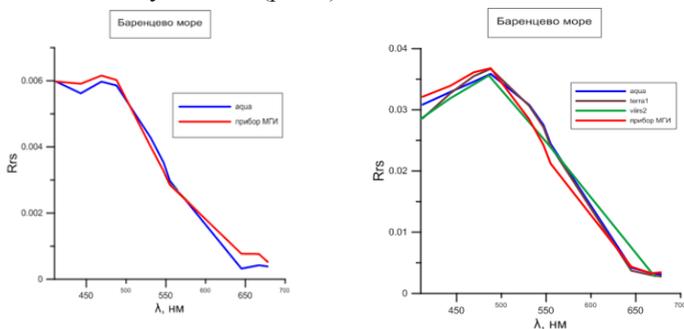


Рис.1. Сопоставление данных спутниковых измерений спектрального коэффициента яркости моря R_{rs} с данными судовых измерений палубным спектро радиометром на двух станциях в Баренцевом море: ст. 6527 (слева) вне зоны цветения, ст.6531 (справа) – в зоне.

Модельные расчеты для разрабатываемого палубного спектрофотометра. На основании данных, полученных в экспедиции, в настоящее время в рамках договора с Отделом оптики и биофизики моря ФГ-БУН МГИ, г. Севастополь выполняется разработка конструкции нового палубного морского спектрофотометра.

В разрабатываемом приборе предлагается новый подход к измерениям спектральных характеристик восходящего излучения моря, основанный на совмещении в одном устройстве преимуществ двухлучевого фотометра с фотоумножителем в качестве приемника светового излучения и фотометра прямого отсчета [3].

На основе технического задания по разрабатываемому палубному спектрофотометру, моделировались его выходные данные. Для этого рассчитывались коэффициенты яркости морской поверхности L_{sea} и небосвода L_{sky} в качестве исходных данных для расчётов, полученные в 65-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш».

На первом этапе вычислений ошибка рассчитывалась как отношение эквивалента шума канала яркости или облученности к коэффициенту яркости или облученности прибора для каждой длины волны. По результатам вычислений ошибка оказалась слишком малой. Поэтому для дальнейших вычислений было приятно решение считать величину ошибки равной 5%. В экспедиции производилось одно или три измерения для каждой станции. На основании этого расчеты ошибки также производились для одной или трех реализаций. Для того чтобы перейти к реальному спектральному разрешению для каждой исходной величины, искаженной ошибкой, применялось сглаживание по спектру, методом скользящего среднего для спектрального интервала 5 нм (рис.2).

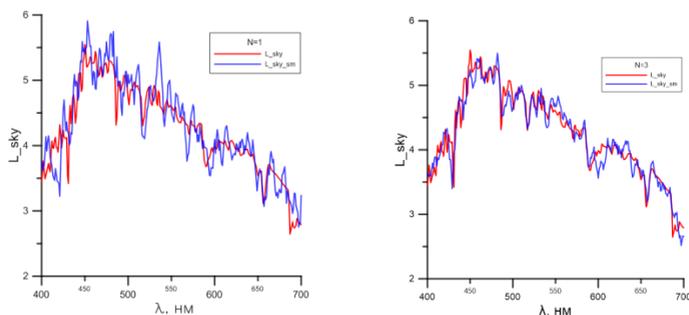


Рис.2. Сравнение исходных величин и величин, искаженных ошибкой и сглаженных методом скользящего среднего для канала яркости для реализаций $N = 1$ (слева) и $N = 3$ (справа) для станции 65.30 в Баренцевом море.

Заключение. Использование палубного спектрофотометра в научной экспедиции ИО РАН в 2016 г. в Балтийском, Норвежском и Баренцевом морях позволило провести измерения на ходу судна и выполнить валидацию результатов по спутниковым и судовым данным. Показано

их хорошее совпадение для станций, близких по времени с пролетом спутников.

Представлена методика и результаты модельных расчетов для оценки возможных ошибок измерений новым палубным спектрорадиометром, разрабатываемым в рамках договора ИО РАН с Морским гидрофизическим институтом РАН, г. Севастополь.

Автор выражает признательность зав. отделом оптики и биофизики моря МГИ РАН (Севастополь) проф. М.Е. Ли за предоставленную возможность использовать в рейсе палубный спектрофотометр МГИ, а также ст. научному сотруднику ИО РАН к.б.н. Л.А. Паутовой и зав. лабораторией экологии ЮО ИО РАН д.б.н. В.А. Силкину за данные по количественному и видовому составу фитопланктона.

Измерения в рейсе выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 14-17-00800), предоставленного через Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, модельные расчеты и подготовка доклада – гранта РНФ № 14-50-00095, предоставленного ИО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Копелевич О.В., Артемьев В.А. Сравнение биооптических характеристик Балтийского, Норвежского и Баренцева морей – лето 2016 г. (65-й рейс научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» // *Океанология*. 2017. Т.57, № 2, С.374-376.
2. Ли М.Е., Шибанов Е.Б., Мартынов О.В., Корчемкина Е.Н. Определение концентрации примесей в морской воде по спектру яркости восходящего излучения // *Морской гидрофизический журнал*. 2015. Т. 186, № 6. С. 17–33.
3. Ли М.Е., Федоров С.В. Морской палубный многофункциональный спектрофотометр// Труды IX Всероссийской конференции с международным участием «Современные проблемы оптики естественных вод». 2017. <http://onw2017spb.wixsite.com/>

ОПТИКА ОКЕАНА В МФТИ

Копелевич О.В.¹

¹*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36, 8(499)124-75-83, oleg@oceanl.ru*

The presentation is dedicated to the 50th anniversary of the Department of Ocean Thermohydrromechanics of MIPT. The activity of MIPT graduates, postgraduates and students in studies on ocean optics carried out at SIO RAS is demonstrated.

В докладе, посвященном 50-летию кафедры термогидро-механики океана МФТИ, описывается участие выпускников, аспирантов и студентов МФТИ в исследованиях по оптике океана, проводимых в ИО РАН.

Оптика океана как раздел океанологических исследований стала развиваться в Институте океанологии с 1955 г. с приходом в Институт к.г.н. М.В. Козлянинова, который уже имел опыт проведения гидрооптических исследований в морях, омывающих берега Советского Союза. В 1959 г. М.В. Козлянинов возглавил созданный им Кабинет гидрооптических характеристик, а в 1964 г. Лабораторию гидрооптики (ЛГО).

Первые выпускники Физтеха В. Дегтярев и В. Лысцев пришли в ИО РАН еще до образования ЛГО и через год уже участвовали в оптических исследованиях в рейсе НИС «Витязь» в Тихом океане. О. Копелевич был зачислен в ЛГО в качестве стажера-исследователя в 1965 г. В 1969 г. группа студентов созданной в 1967 г. кафедры термогидромеханики океана была направлена на практику в прибрежно-морскую экспедицию на Черное море, которую возглавлял проф. кафедры Г.В. Розенберг, зав. Отделом оптики ИФА. Трое студентов этой группы приняли участие в оптических исследованиях, а один из них, Владимир Буренков, и в дальнейшем продолжил работу в области оптики океана. После окончания с отличием МФТИ в 1971 г. он поступил в аспирантуру и в 1975 г. успешно защитил кандидатскую диссертацию. В настоящее время В.И. Буренков является ведущим научным сотрудником Лаборатории оптики океана (ЛОО), а его работы по оптике океана получили мировую известность.



С.А. Свиридов, зав. Отделом
ИТ ИОРАН, выпускник
МФТИ 1982 г.

А.И. Судбин,
выпускник МФТИ
1966 г., к. ф.-м.н.



В.И. Буренков,
к.ф.-м.н., вед. н. с.ЛОО ИО РАН.
Окончил МФТИ с отличием в
1971г.

С.В. Вазюля (Ершова), научный сотрудник
ЛОО ИО РАН. Окончила МФТИ
с отличием в 1996 г.



Группа сотрудников ИО РАН на борту самолета – лаборатории НАСА. Крайний
справа к. ф.-м. н. А.П. Васильков, выпускник МФТИ 1971 г.

Работы Буренкова, опубликованные до 1980 г., нашли отражение в двухтомной монографии [1, 2], первом полном систематизированном изложении современной оптики океана как науки (главы 5, 12–15). В последующие годы Буренков выполнил экспедиционные исследования оптических свойств морской воды в разных регионах, в том числе в арктических морях России; часть этих исследований проводилась с целью разработки региональных алгоритмов для обработки данных наблюдений спутниковых сканеров цвета. Ссылки на сайте: https://www.researchgate.net/profile/Vi_Burenkov.

Два других выпускника МФТИ старшего поколения А.И. Судьбин и А.П. Васильков уже не работают в ИО РАН, но их вклад в исследования по оптике океана заслуживает быть отмеченным. Они также входят в число авторов монографии [1, 2] (главы 9, 13 и 1, 2).

А.И. Судьбин, выпускник МФТИ 1966 г., после окончания аспирантуры ИО РАН в 1973 г. защитил кандидатскую диссертацию. Он внес значительный вклад в исследование световых полей, участвовал во многих океанских экспедициях, был руководителем нескольких экспедиционных исследований.

А.П. Васильков, выпускник МФТИ 1971 г., пришел в ИО РАН в 1978 г. уже кандидатом наук и стал одним из ведущих сотрудников ЛОО. Он один из главных разработчиков авиационного поляризованного лидара [3], участник очень успешного российско-американского лидарного эксперимента 1996 г. на самолете-лаборатории НАСА.

В настоящее время из выпускников МФТИ 80–90-х годов в ИО РАН работают С.А. Свиридов, выпускник МФТИ 1982 г. и С.В. Вазюля (Ершова), которая с отличием окончила МФТИ в 1996 г.

С.А. Свиридов – один из разработчиков уникального судового лазерного сканирующего комплекса для мониторинга морской поверхности, который был установлен на НИС «Академик Сергей Вавилов» и «Академик Иоффе» [4-5]. В настоящее время он возглавляет Отдел информационных технологий ИО РАН.

С.В. Вазюля – автор и соавтор более 40 научных работ, в настоящее время успешно занимается разработкой методов оценки по спутниковым данным поверхностной и подводной облученности, создаваемой солнечной радиацией видимого диапазона (ФАР) (см. https://www.researchgate.net/profile/Svetlana_Vazyulya).

В перестроечные годы несколько талантливых выпускников МФТИ, которые уже успели выполнить неплохие работы и имели хорошие перспективы для подготовки кандидатских диссертаций, вынуждены были уйти из науки (В. Родионов, Ю. Филиппов, Р.Фарукшин, А. Терехова).



Студенты и аспиранты МФТИ – сотрудники Лаборатории оптики океана. 8-я международная Школа-семинар в Тарусе «Спутниковые методы и системы исследования Земли», апрель 2017 г. Слева направо: аспиранты Дмитрий Глуховец и Полина Каралли, студенты магистратуры Валерия Муравья и Анна Юшманова.

Сейчас ситуация заметно улучшилась – в ЛОО работает несколько студентов и аспирантов МФТИ, которые уже успели принять участие в морских экспедициях и сделать доклады на российских и международных конференциях. Дмитрий Глуховец, выпускник МФТИ 2016 г. с отличием, ныне аспирант 2-го года обучения, участвовал в 6-ти океанских экспедициях. Представлял доклад на международной конференции IJCS 2015 в Сан-Франциско, прошел отбор и участвовал в международной летней школе по дистанционному зондированию (Third IOCCG Summer Lecture Series 2016), Вильфранш-сюр-Мер, Франция, опубликовал 17 научных работ, из которых 5 в рецензируемых журналах из перечня ВАК (https://www.researchgate.net/profile/Dmitry_Glukhovets).

Сотрудничество кафедры термогидромеханики океана МФТИ и ИО РАН в настоящее время обеспечивает хорошие условия для подготовки специалистов в области оптики океана. Студенты прослушивают годовой курс лекций по этой науке, проходят практику в условиях морских экспедиций, выполняют исследовательскую работу, участвуя в проектах, финансируемых грантами РФФИ и РНФ, имеют возможность участвовать в российских и международных конференциях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Оптика океана. М.: Наука, 1983. Т.1. 372 с.
2. Оптика океана. М.: Наука, 1983. Т.2. 236 с.
3. Vasilkov A.P., Goldin Yu.A., Gureev B.A. et al. Airborne polarized lidar detection of scattering layers in the ocean, *Applied Optics*. 2001. V.40, No 24. P.4353–4364.
4. Sviridov S.A., Vortman M.I. Lidar technique for sea surface remote sensing, *Proc. TECHNO-OCEAN'92 International Symposium*. 1992. V.2. P.687–692.
5. Sviridov S.A., Sudbin A.I. Surface sensing method // *Proc. Oceans'93, Vols 1-3: Engineering in Harmony with the Ocean, OCT 18-21, 1993, Oceanic Engineering Society IEEE*, 345 E. 47 St., New York, NY 10017, vol. 1, с. 488-491

ЭНЕРГООБМЕН МЕЖДУ СТРУЯМИ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЦИРКУМПОЛЯРНОГО ТЕЧЕНИЯ И СИНОПТИЧЕСКИМИ ВИХРЯМИ В ПРОЛИВЕ ДРЕЙКА И МОРЯ СКОТИЯ

Кошляков М.Н.¹, Савченко Д.С.¹, Тараканов Р.Ю.¹

¹ *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва
Нахимовский пр., 36, 8(499)129-23-63, mnkoshl@ocean.ru*

We study energy exchange between jets of the Antarctic Circumpolar Current (ACC) and synoptic eddies in the surface layer of the ocean in the Drake Passage and the Scotia Sea during a period of 22 years (1993 – 2014).

Целью настоящей работы является исследование обмена кинетической энергией между струями Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) и океанскими синоптическими вихрями в приповерхностном слое пролива Дрейка и моря Скотия. В основу исследования положены ежесуточные цифровые карты абсолютной динамической топографии поверхности океана (АДТ ПО) за 1993–2014 гг., построенные во французском агентстве CLS по данным альтиметрических наблюдений. На этих картах были выделены области с замкнутыми изогипсами, которые были интерпретированы как циклонические и антициклонические вихри. На рис. 1 показана карта АДТ, усредненная за 1993–2014 годы.

Наблюдения показывают, что АЦТ имеет многоструйный характер [1, 2]. В работе [2], в результате анализа данных спутниковой альтиметрии и других наблюдений на разных участках антарктического кольца, были выявлены восемь струй АЦТ, достаточно устойчиво привязанных к определенным диапазонам значений АДТ ПО. Выполненный авторами настоящей работы анализ карт АДТ за 2012–2014 годы в проливе Дрейка и море Скотия позволил скорректировать эти диапазоны в приложении к упомянутому району океана, в результате чего были определены значения АДТ в стрежнях и на границах струй АЦТ в этом районе (рис. 1).

Все струи АЦТ динамически неустойчивы, что проявляется в их меандрировании, возникновении внутри меандров циклонических и анти-

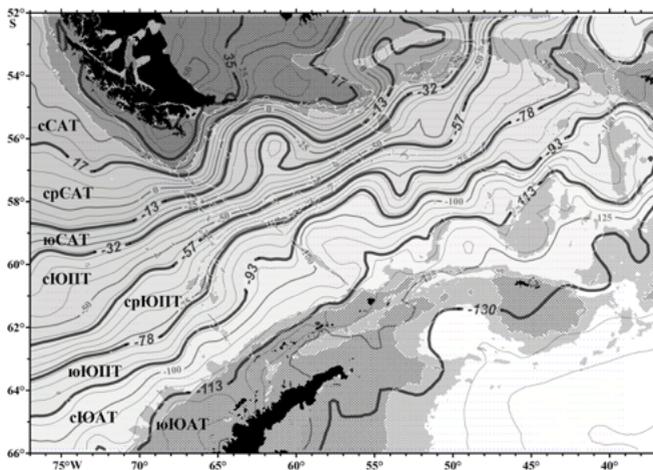


Рис. 1. Средняя за 1993–2014 гг. АДТ ПО (в см) в проливе Дрейка и море Скотия. Выделены изогипсы, являющиеся границами между струями АЦТ; расшифровка названий струй (с севера на юг): северные, средние и южные струи Субантарктического и Южного полярного течений, северная и южная струи Южного антарктического течения.

циклонических вихрей, усилении вихрей до достижения ими максимумов содержащейся в них энергии и последующим ослаблением вихрей с их обратной трансформацией в меандры и, таким образом, их слиянием с породившими их струями. Рис. 2 дает пример эволюции циклона. Сравнение значений АДТ ПО на рис. 2б с рис. 1 показывает, что циклон на рис. 2 был сформирован струей сЮПТ и частично струей юСАТ.

Расчет кинетической энергии каждой из струй АЦТ от срСАТ до сЮАТ (рис. 1) и каждого вихря в приповерхностном слое океана толщиной h_e в 1 метр выполнялся по формуле:

$$E(t) = \frac{\rho_0 h_e}{2} \int_{S(t)} (u^2(t) + v^2(t)) dS,$$

где t – время, u и v – зональная и меридиональная скорости геострофического течения на ПО, E – кинетическая энергия, S – площадь интегрирования, $\rho_0 = 1035 \text{ кг/м}^3$ – средняя плотность океанской воды. При расчете энергии струи интегрирование велось по всей площади струи в пределах рассматриваемого района океана (рис. 2) за вычетом участков, занятых вихрями. Расчет энергии вихрей велся отдельно для циклонов и антициклонов. При этом интегрирование выполнялось отдельно для

кольцевых участков области данного вихря, заполненных водой из различных струй АЦТ (от срСАТ до сЮАТ) в соответствии со значениями

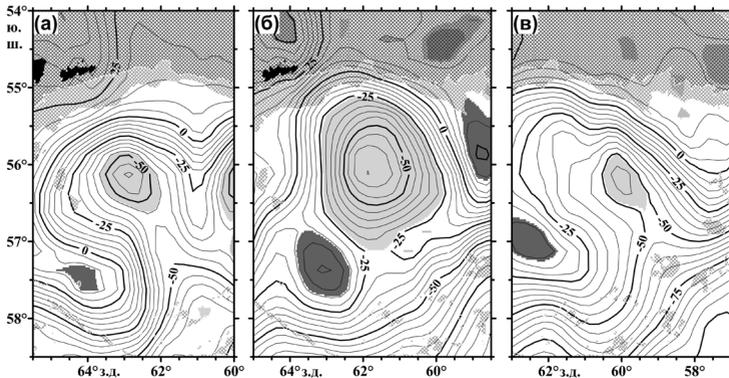


Рис. 2. АДТ ПО (в см) в северо-восточной части пролива Дрейка 22.09.2013 г. – (а), 20.10.2013 г. – (б) и 5.11.2013 г. –(в).

АДТ на границах между струями, приведенными на рис. 1. Затем результаты интегрирования для данных суток, относящиеся к воде из одной и той же струи АЦТ, суммировались по всем циклонам и, отдельно, по всем антициклонам в пределах исследуемого района.

В качестве одного из главных результатов проведенных расчетов оказалось выявление того факта, что из всех струй АЦТ сЮПТ и срЮПТ занимают лидирующее положение в отношении вихреобразования в исследуемом районе океана. Для всех струй, кроме срСАТ, было получено равенство по порядку величины суммы средних энергий порождаемых струями циклонов и антициклонов и среднего квадратического от-

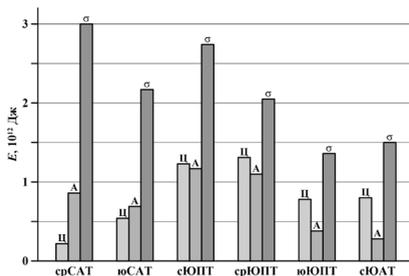


Рис. 3. Средние за 1993–2014 гг. значения кинетической энергии частей струй АЦТ, вовлеченных в циклонические (левые столбцы, Ц) и антициклонические (средние столбцы, А) синоптические вихри в приповерхностном слое пролива Дрейка и моря Скотия. Правые столбцы – значения среднего квадратического отклонения (σ) кинетической энергии собственно струй.

клонения энергии струи (рис. 3) – обстоятельство, свидетельствующее о важной роли процессов формирования вихрей и их обратного слияния со струями в изменчивости энергии струй. сЮПТ и срЮПТ лидируют в отношении интенсивности вихреобразования (рис. 3).

ЛИТЕРАТУРА

1. Тараканов Р.Ю., Гриценко А.М. Тонкая струйная структура Антарктического циркумполярного течения к югу от Африки // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 6. С. 725–736.
2. Sokolov S., Rintoul S.R. The circumpolar structure and distribution of the Antarctic Circumpolar Current fronts. Part 1: Mean circumpolar paths // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. C11018, doi: 10.1029/2008J005108.

ФАЗОВЫЙ МЕТОД АКУСТИЧЕСКОГО ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ОКЕАНА

Кузнецов В. П.¹

¹*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36, 8(499)124-75-92 vladkuz@ocean.ru*

Explores the fundamental possibility of using the phenomenon of the interaction of acoustic waves with a thermo-hydrodynamic fields in the ocean for the practical measurement of several characteristics of low-frequency fields and waves, not only sound of nature that is of interest for some problems of hydroacoustics and Oceanology.

Очевидно, что акустические методы являются основным инструментом дистанционного исследования океана. При помощи акустических методов можно дистанционно измерять характеристики динамических процессов в океане на больших акваториях и в течении длительных промежутков времени. Методы акустического зондирования важны не только для океанологических исследований, но и широко используются для решения прикладных задач. Законы распространения акустических волн в океане весьма сложны и многообразны, и поэтому расшифровка данных акустического зондирования сопряжена со значительными трудностями. По характеру распространения, рассеяния и модуляции акустической волны в результате нелинейных взаимодействий с локальными динамическими процессами в неоднородной среде океана можно получать информацию о свойствах среды, решая так называемые обратные задачи. В 1979 г. американский ученый В.Манк ввел новый термин «Акустическая томография океана», основной задачей которой является диагностика крупномасштабных неоднородностей океана, имеющих размеры в десятки и сотни километров. Но можно расширить эту задачу, если принять во внимание нелинейные процессы взаимодействия низкочастотных и высокочастотных волн и процессов различных пространственно-временных масштабов термогидродинамических движений в океане.

Здесь надо заметить, что благодаря нелинейности основных законов сохранения механики сплошной среды высокочастотная звуковая волна накачки при распространении взаимодействует со всеми полями, существующими в среде. В результате такого взаимодействия звуковая

волна оказывается промодулированной и, таким образом, становится источником информации о динамическом состоянии среды. Следовательно, такая акустическая волна может регистрировать динамические процессы в океане любой природы, что открывает принципиальные возможности практического использования высокочастотных акустических волн для диагностики и изучения динамического состояния среды и, в частности, для измерения некоторых характеристик динамических процессов и гидрофизических полей в океане. Получение на практике такой информации представляет несомненный интерес для некоторых задач гидроакустики и океанологии. Ниже получены аналитические соотношения, позволяющие решать указанные задачи.

В адиабатическом приближении рассматривается взаимодействие высокочастотной звуковой волны и низкочастотных волн и полей существенно разных пространственно-временных масштабов. Предлагается описание распространения и рассеяния акустической волны, основанное на введении комплексной фазы волны, что позволяет использовать в данной задаче метод плавных возмущений [1].

Для решения поставленной задачи будем искать форму зондирующей волны в следующем виде:

$$\phi(t, \vec{r}) = \phi_0 \exp \left\{ -i \left[\omega \left(t - \frac{x}{c_0} \right) + \Psi(t, \vec{r}) \right] \right\}, \quad (1)$$

где $\phi(t, \vec{r})$ – скалярный потенциал скорости; ϕ_0 – амплитуда плоской высокочастотной $\Psi(t, \vec{r})$ волны, распространяющейся вдоль оси x .

Комплексная фаза содержит собственно фазу (вещественная часть) и логарифм $\Psi(t, \vec{r})$ амплитуды или уровень (мнимая часть). «Медленная» фаза обусловлена взаимодействием зондирующей волны с заданными низкочастотными полями сигнала. Подставляя выражение (1) в нелинейное волновое уравнение для неоднородных сред, в котором учтены взаимодействия типа «звук – звук» и «вихрь – звук» [2], линеаризуя его и усредняя по высокочастотным колебаниям, можно получить в первом приближении уравнение для фазы [2]:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial x} + \frac{1}{c_0} \cdot \frac{\partial \Psi}{\partial t} - \frac{i}{2k} \Delta_{\perp} \Psi = kQ(t, \vec{r}), \quad (2)$$

где $k = \omega/c_0$, Δ_{\perp} – поперечный лапласиан по переменным y, z ;

функция $O(t, \vec{r})$ определяется искомым полем низкочастотных процессов в среде:

$$Q(t, \vec{r}) = \mu(t, \vec{r}) + a \frac{\partial \phi_\Omega}{\partial t} + \frac{1}{c_0} \left(V_x - \frac{\partial \phi_\Omega}{\partial x} \right),$$

где $\mu(t, \vec{r})$ – флуктуация скорости звука, $V_x(t, \vec{r})$ – составляющая скорости вихревого течения по направлению распространения зондирующей волны, $\phi_\Omega(t, \vec{r})$ – потенциальное поле, под которым надо понимать не только низкочастотные звуковые поля, но и любые низкочастотные потенциальные поля и волны не только звуковой природы.

Решение уравнения (2) с граничным условием $\Psi(t, 0, y, z) = 0$ в спектральной форме имеет вид:

$$\Psi(t, \vec{r}) = kx \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} Q_{\Omega \vec{q}} \frac{\sin \delta x}{\delta x} \exp[i(\vec{q}\vec{r} - \Omega t) - i\delta x] d\Omega d^3 q, \quad (3)$$

где: $Q_{\Omega \vec{q}}$ – пространственно-временная спектральная амплитуда.

Анализ выражения (3) показывает, что «искажение», вносимое зондирующей акустической волной в действительный спектр сигнала, заключается в амплитудном множителе $kx \sin \delta x / \delta x$ и фазовом сдвиге $\exp(-i\delta x)$, что эквивалентно действию некоторого фильтра с известной частотной характеристикой. Таким образом, оказывается принципиально разрешимая обратная задача определения поля низкочастотного сигнала посредством измерения спектра трехмерной фазовой функции $\Psi_i(t, r)$ с помощью трех ортогональных зондирующих приемников и решением интегрального уравнения [3].

Нужно заметить, что при ограничении в общей теории нелинейных термогидродинамических процессов только нелинейным взаимодействием типа “звук-звук” получается известный [2,3] параметрический приемник низкочастотного звука. Также прослеживается связь предлагаемого метода с акустическим доплеровским методом измерения скорости течений, где измеряемой величиной является только доплеровский сдвиг частоты. Однако можно предположить, что предлагаемый фазовый метод является более чувствительным и применимым к широкому классу динамических процессов в среде океана.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Рытов С. М. Введение в статистическую радиофизику. М. : Наука, 1966. 404 с.
2. Кузнецов В. П. Нелинейная акустика в океанологии. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2010. 264 с.
3. Зверев В. А., Калачев А. И. Измерение взаимодействия звуковых волн в жидкости // Акуст. журн. 1958. Т. 4, №4. С. 321-324.

ДИНАМИКА СИСТЕМЫ КУРОСИО ПО ДАННЫМ ПОПЛАВКОВ АРГО И ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Курносова М.О.¹

¹ *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36, 8(499)124-63-83, Kurnosova_Maria@mail.ru*

Analysis of the seasonal and interannual variability of the Kuroshio along the 26° N section was performed on the basis of the Argo-Based Model for Investigation of the Global Ocean (AMIGO) developed at the Shirshov Institute of Oceanology. The calculations performed in the study cover the 10-year period from 2005 to 2014.

Наличие постоянно действующей глобальной сети океанографических станций на основе дрейфующих измерителей международной программы Argo предоставляет ученым-океанологам уникальные возможности непрерывного мониторинга состояния Мирового океана и отдельных его районов. Цель данной работы – оценить сезонную и межгодовую изменчивость переносов массы, тепла и солей течением Курошио, используя для этого данные профилирования поплавков Argo, обработанные с использованием разработанной в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН Арго-модели исследования глобального океана (АМИГО), которая позволяет рассчитывать по измерениям Argo полный набор характеристик океана: температуру, соленость и скорость течений [1]. Модель состоит из блока вариационной интерполяции на регулярную сетку данных профилирования Argo [2] и блока модельной гидродинамической адаптации [3, 4]. Выполненные расчеты с использованием данных Argo охватывают 10-летний период с 2005 по 2014 гг. и находятся в свободном доступе по адресу <http://argo.ocean.ru/>. Пространственное разрешение данных в базе составляет 1 градус по долготе и широте, временное – 1 месяц.

Динамика течения Курошио довольно сложна и изменчива. Бимодальные осцилляции пути течения к югу от Японии – уникальное явление, не замеченное ни в одном другом западном пограничном течении [5]. “Прямой путь” характеризуется тем, что течение проходит близко к берегу Японии. Для режима “большой меандр” характерен уход течения далеко от берега. В добавок к этим двум стабильным путям, Курошио может идти по третьему относительно стабильному пути, который ча-

сто наблюдается при переходе от режима “большого меандра” к режиму “прямого пути”. На рис. 1, 2 представлены карты динамического уровня по данным спутниковой альтиметрии Aviso (<http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/>). Осень 2003 года – типичный пример “прямого пути”, осень 2004 года – “большого меандра”.

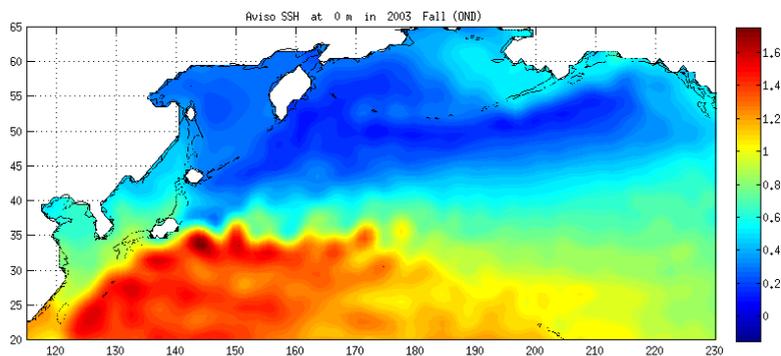


Рис. 1. Карта динамического уровня по данным Aviso для осени 2003 г.

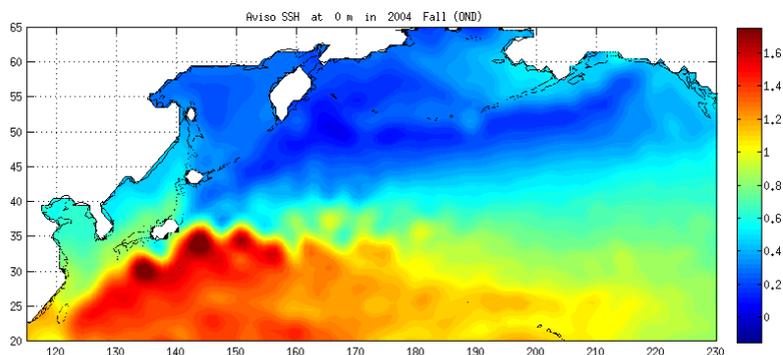


Рис. 2. Карта динамического уровня по данным Aviso для осени 2004 г.

В связи с активной динамикой и сложностью расчета переносов к югу от берега Японии, для исследования изменчивости течения Куро-сио был выбран разрез в районе Окинавы, у архипелага Рюкю на 26° с.ш. (показан на рис. 3).

Графики изменений среднесезонных расходов и переносов тепла в 2005–2014 гг., рассчитанные по данным АМИГО, показаны на рис. 4.

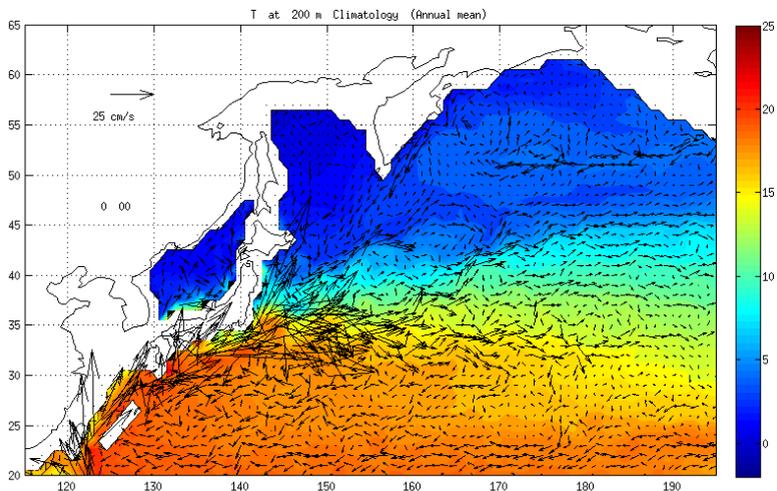


Рис. 3. Среднеклиматические поля температуры и течений северо-западной части Тихого океана на горизонте 200 м, полученные по данным АМИГО. Толстая черная линия – положение расчетного разреза у о. Окинава.

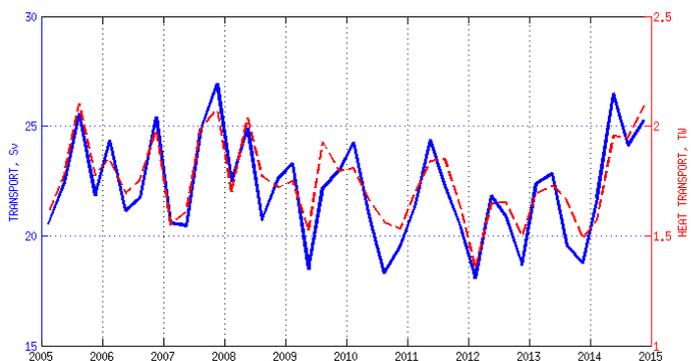


Рис. 4. Изменчивость расхода (сплошная) и теплопереноса (пунктир) в течении Курошио (разрез по 26° с.ш на рис. 3) в 2005-2014 гг.

Расход, рассчитанный по среднеклиматическим для периода 2005-2014 гг. данным, получился равным 22,5 Св. Расход, осредненный по

сезонным данным, представленным на рис. 4, дает оценку в $22,1 \pm 2,3$ Св. В работе [5] приводятся следующие оценки расхода Курошио в этом районе: 22,4 Св – средний расход, 24,7 Св – расход для зимы, 25,4 Св – для весны, 25,2 Св – для лета, 22,8 Св – для осени, что находится в хорошем согласии с полученными по данным АМИГО значениями.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-50-00095.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лебедев К.В. Арго-модель исследования глобального океана (АМИГО) // *Океанология*. 2016. Т.56. №2. С. 186-196.
2. Курносова М. О., Лебедев К.В. Исследование изменчивости переносов в системе Курошио на 35° с.ш., 147° в.д. по данным поплавков Argo и спутниковой альтиметрии // *Докл. АН*. 2014. Т.458. №2. С. 225-228.
3. Лебедев К.В. Среднегодовой климат океана. 2. Интегральные характеристики климата Мирового океана (переносы массы, тепла, солей) // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана*. 1999. Т.35. №1. С. 96-106.
4. Иванов Ю.А., Лебедев К.В., Саркисян А.С. Обобщенный метод гидродинамической адаптации (ОМЕГА) // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана*. 1997. Т.33. №6. С. 812-818.
5. Qiu B. Kuroshio and Oyashio Currents // *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic. San Diego, Calif. 2001. P. 1413-1425.

СПЕКТРАЛЬНАЯ ЗАДАЧА ТИПА ОРРА-ЗОММЕРФЕЛЬДА ДЛЯ АНАЛИЗА НЕУСТОЙЧИВОСТИ ТЕЧЕНИЙ В АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ

**Кузьмина Н.П.¹, Скороходов С.Л.², Журбас Н.В.¹,
Лыжков Д.А.¹**

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36, 8(499)124-63-96, kuzmina@ocean.ru

²ФИЦ "Информатика и Управление" РАН
119333, г. Москва, ул. Вавилова, 40, 8(499)135-04-40, sskorokhodov@gmail.com

The instability of the geostrophic current with a linear vertical velocity shear is analyzed with a reference to the Arctic basin. The model problem reduces to solving a spectral equation of Orr-Sommerfeld type. The presented results of numerical calculations are used to investigate the intrusions observed under conditions of stable-stratification.

Анализируется неустойчивость геострофических течений с линейным вертикальным сдвигом скорости применительно к описанию образования интрузий во фронтальных зонах Арктического бассейна, характеризующихся абсолютно устойчивой стратификацией.

Актуальность исследования вытекает из следующих положений: а) диссипативные процессы (вертикальное трение и вертикальная диффузия плавучести) могут оказывать существенное влияние на неустойчивость геострофических течений; б) при описании неустойчивости геострофических течений в некоторых случаях (в частности, когда течение переносит воду с T,S -индексами, отличающимися от T,S -индексов окружающих вод) важно учитывать линейный вертикальный сдвиг геострофической скорости.

Для исследования устойчивых и неустойчивых возмущений течения с линейным вертикальным сдвигом скорости используется уравнение потенциального вихря в квазигеострофическом приближении, представленное в размерном виде в работах [1, 2], и в безразмерном виде – в работе [3]. Спектральная задача сводится к следующему уравнению и граничным условиям (подробнее см. [3]):

$$(1 - z^2 - c) \left(\frac{d^2 F}{dz^2} - Bu \cdot (k^2 + \pi^2) F \right) + 2F = \frac{1}{ikR} \left(\frac{d^4 F}{dz^4} - Pr \cdot Bu \cdot (k^2 + \pi^2) \frac{d^2 F}{dz^2} \right), \quad (1)$$

$$-c \frac{dF}{dz} + 2zF = \frac{1}{ikR} \frac{d^3 F}{dz^3}, \quad z = \pm 1, \quad (2)$$

$$\frac{d^2 F}{dz^2} = 0, \quad (3)$$

где $F(z)$ – возмущение давления, k – безразмерное волновое число вдоль течения, $R = Re \cdot H/L$, Re – число Пекле (аналог числа Рейнольдса), H – вертикальный масштаб слоя, L – поперечный масштаб течения, Bu – число Бургера, Pr – число Прандтля, $c = c_1 + ic_2$ – комплексная фазовая скорость. Как видно из (1)–(3) существуют сходства и различия данной спектральной задачи с задачей Орра-Зоммерфельда для течения Пуазейля.

В [1, 2] на основе аналитических рассмотрений упрощенного модельного уравнения (1) при $Bu \cdot (k^2 + \pi^2) \ll 1$, $Pr \sim 1$ показано, что геострофическое течение с линейным вертикальным сдвигом скорости с учетом диффузии плавучести может быть неустойчиво в масштабах интрузионного расслоения. Отличительной чертой рассмотренной неустойчивости является то, что фазовая скорость неустойчивых возмущений направлена по течению и превышает максимальную скорость среднего потока, и, следовательно, ее нельзя отнести к неустойчивости критического слоя или бароклинной неустойчивости.

В данном докладе представлены новые результаты исследований неустойчивости геострофического течения с линейным сдвигом скорости в ограниченном по вертикали слое, которые проведены в рамках двух подходов: упрощенной задачи (1)–(3), рассмотренной при $Bu \cdot (k^2 + \pi^2) \ll 1$, $Pr \sim 1$ и многопараметрической задачи (1)–(3), на основе которой можно описать устойчивые и неустойчивые моды в широком диапазоне изменения волнового числа.

Задачи решались численным высокоточным методом, предложенным в работе [4]. Численные расчеты проверялись с помощью аналитических асимптотических оценок, сравнения зависимостей собственных значений от параметров задачи, полученных на основе численных расчетов и аналитических решений (подробнее см. работу [3]), а также численными расчетами упрощенной задачи (1)–(3) по альтернативному методу [4].

На основе решения упрощенной задачи (1)–(3) было получено, что в спектре собственных значений существует значение, соответствующее

неустойчивым возмущениям с фазовой скоростью, которая направлена вдоль потока и превышает его максимальную скорость, что подтверждает выводы о новом типе неустойчивости, изложенные в работах [1, 2]. На рис. 1 представлены спектры собственных значений для нечетных собственных функций в координатных осях c_1 и c_2 для $kR=10$. Возмущения являются неустойчивыми, если $c_2 > 0$.

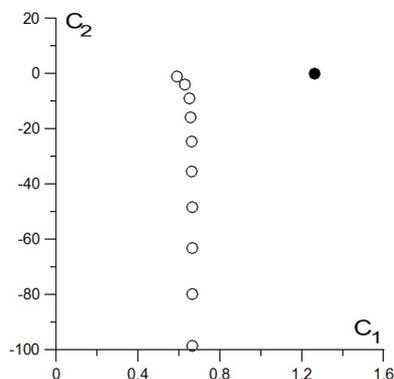


Рис. 1. Спектр собственных значений упрощенной задачи (1)–(3) (нечетные решения) в комплексной плоскости $c=c_1+ic_2$; белыми и черными кружками обозначены собственные значения, соответствующие устойчивым и неустойчивым возмущениям соответственно; $kR = 10$.

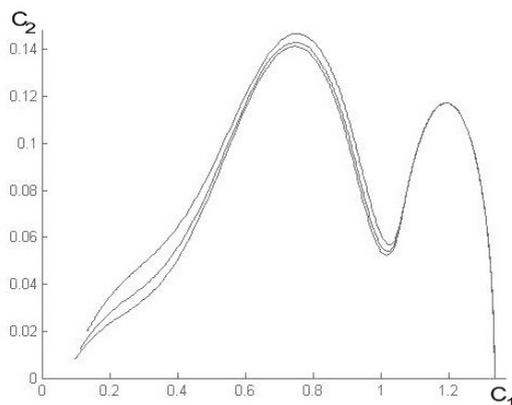


Рис. 2. Собственные значения (для нечетных решений) неустойчивых мод (задача 2) в широком диапазоне изменения волнового числа при $R = 10$, $Vi = 0.0001$, $Pr = 1; 4; 10$ в комплексной плоскости $c = c_1 + ic_2$.

Решениями задачи 2 удается описать различные виды неустойчивости и показать, что диапазон изменения волнового числа неустойчивых мод является широким. На рис. 2 приведены собственные значения неустойчивых мод в координатных осях c_1 и c_2 в широком диапазоне изменения волнового числа и значений параметров задачи $R=10$, $Vu=0.0001$, $Pr = 1; 4; 10$.

Исследования, представленные в докладе, поддерживались грантами РФФИ (проекты 15-05-01479 и 16-01-00781) и РНФ (проект 14-50-00095).

Дополнительные независимые численные расчеты упрощенной задачи (1)-(3) проводились Н.В. Журбас по методу, альтернативному методу [4]. Эта часть работы поддерживалась грантом РНФ 17-77-10080.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузьмина Н. П. Об одной гипотезе образования крупномасштабных интрузий в Арктическом бассейне // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2016. Т. 9. № 2. С. 15–26.
2. Kuzmina, N.P. Generation of large-scale intrusions at baroclinic fronts: an analytical consideration with a reference to the Arctic ocean // *Ocean Science*. 2016. V.12. P. 1269–1277. doi: 10.5194/05-12-1269-2016.
3. Кузьмина Н.П., Скороходов С.Л., Журбас Н.В., Лыжков Д.А. О неустойчивости геострофического течения с линейным вертикальным сдвигом скорости в масштабах интрузионного расслоения // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2017 (в печати).
4. Скороходов С.Л. Численный анализ спектра задачи Орра-Зоммерфельда // *Журнал вычислительной математики и математической физики*. 2007. Т. 47. №10. С.1672–1691.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АРГО-МОДЕЛИ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛОБАЛЬНОГО ОКЕАНА (АМИГО) ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОКЕАНСКОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Лебедев К.В.¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, 8(499)124-63-83, KLebedev@ocean.ru

We present the newly developed Argo-Based Model for Investigation of the Global Ocean (AMIGO), which consists of a block for variational interpolation of the profiles of drifting Argo floats to a regular grid and a block for model hydrodynamic adjustment of variationally interpolated fields.

Наступление эры спутниковых наблюдений за поверхностью океана и развитие проекта Арго, направленного на сбор с использованием спутников информации о толще океана, дает сегодня ученым уникальные возможности непрерывного мониторинга состояния Мирового океана. Целью международного проекта Арго является создание и поддержание постоянно действующей глобальной сети океанографических станций на основе дрейфующих буев-измерителей (по состоянию на сегодняшний день в Мировом океане непрерывно работает около 4000 измерителей Арго).

В 2014 г. в Институте океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук (ИО РАН) была разработана не имеющая аналогов в мире Арго-модель исследования глобального океана (АМИГО) и началось создание новых массивов океанологических данных, основанных на измерениях Арго [1]. Арго-модель состоит из блока вариационной интерполяции на регулярную сетку данных профилирования Арго [2,3] и блока модельной гидродинамической адаптации [4, 5] вариационно проинтерполированных полей. Модель позволяет рассчитать по измерениям Арго полный набор характеристик океана: температуру, соленость, плотность и, что самое важное, скорость течений. Выполненные расчеты с использованием данных Арго охватывают 10-летний период с 2005 по 2014 гг.

Как видно из рис. 1, несмотря на одноградусное разрешение сетки, Арго-модель корректно воспроизводит ключевые особенности циркуляции вод Северной Атлантики. Это хорошо видно на примере динамически сложного района, который начинается отделением Северо-

Атлантического течения от Гольфстрима (приблизительно 40° с.ш., 48° з.д.) и заканчивается резким поворотом Северо-Атлантического течения на восток (приблизительно 52° с.ш., 46° з.д.). Модельный расчет с использованием данных Арго корректно воспроизвел не только расположенный над Ньюфаундлендской котловиной в районе 42° с.ш., 44° з.д. квазистационарный антициклонический вихрь (КСАВ), но и два других антициклонических вихря, к северу от КСАВ, а также район резкого поворота Северо-Атлантического течения на восток, который в зарубежной литературе называется «северо-западным углом» (“northwest corner”). Гольфстрим после его поворота на восток остался узким и интенсивным с расходом 90 Св на 55° з.д. В расчете по данным Арго-модели четко воспроизведены рециркуляция Гольфстрима, Азорское течение, ветвление Северо-Атлантического течения в северо-восточной части Атлантики, а также струи, пересекающие океан в восточном направлении между 35° и 50° с.ш. Отметим, что значения скоростей в этих течениях получились близки наблюдаемым [6,7].

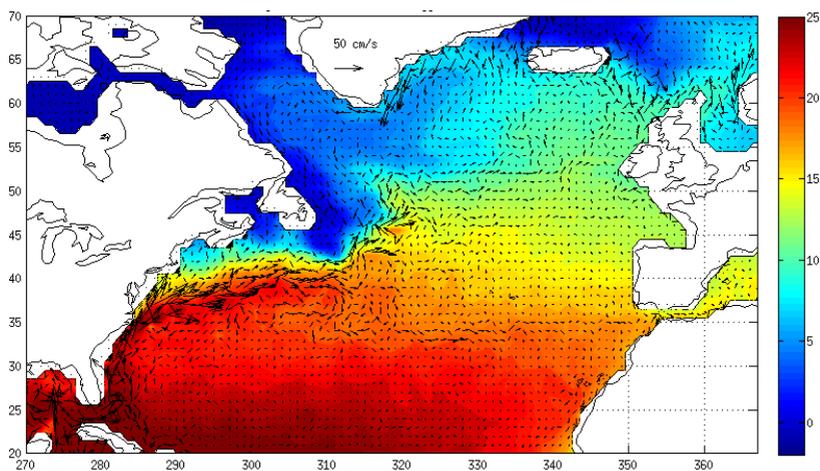


Рис. 1. Среднеклиматические поля температуры и течений северной части Атлантического океана на горизонте 75 м, полученные по данным АМИГО.

Выполненные с использованием Арго-модели исследования позволили рассчитать расходы основных течений, интегральные меридиональные переносы тепла, солей и массы, описать их сезонную и внутридекадную изменчивость и получить оценки наблюдавшихся внутриклиматических трендов.

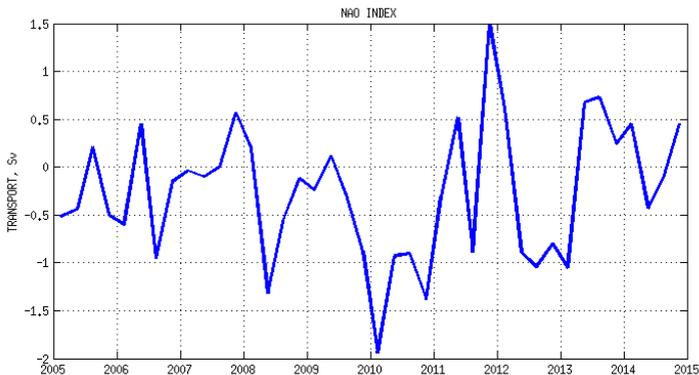


Рис. 2. Изменчивость среднесезонных значений индекса Североатлантического колебания.

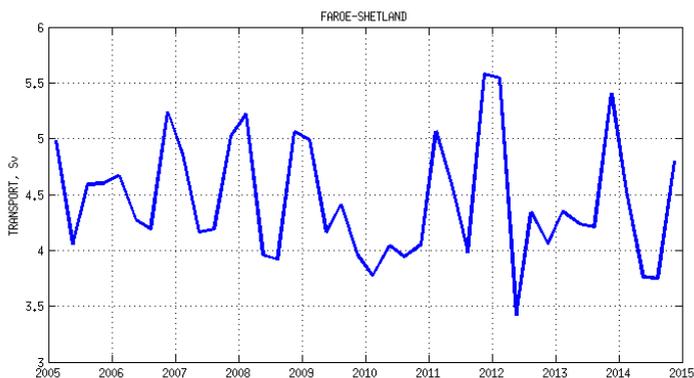


Рис. 3. Изменчивость расхода Фареро-Шетландской ветви Северо-Атлантического течения на 63° с.ш. по среднесезонным данным АМИГО.

Одним из важных результатов проведенных исследований является установление хорошо выраженной связи между расходами проникающих в Арктику ветвей Северо-Атлантического течения и индексом Североатлантического колебания (САК), который вычисляется по нормированным среднесезонным разностям атмосферного давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом. Показано, что низким зимним значениям индекса САК (рис. 2) соответствуют низкие значения зимних переносов Фареро-Шетландской ветвью Северо-Ат-

лантического течения (рис. 3). Высокое зимнее значение индекса САК приводит к заметному росту зимнего переноса Фареро-Шетландской ветвью Северо-Атлантического течения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-50-00095.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лебедев К.В. Арго-модель исследования глобального океана (АМИГО) // *Океанология*. 2016. Т.56. №2. С. 186-196.
2. Lebedev K.V., DeCarlo S., Hacker P.W., Maximenko N.A., Potemra J.T., Shen Y. Argo Products at the Asia-Pacific Data-Research Center // *EOS Trans. AGU*. 2010. V. 91(26). *Ocean Sci. Meet. Suppl. Abstract IT25A-01*.
3. Курносова М. О., Лебедев К.В. Исследование изменчивости переносов в системе Куроисио на 35° с.ш., 147° в.д. по данным поплавков Argo и спутниковой альтиметрии // *Докл. АН*. 2014. Т.458. №2. С. 225-228.
4. Лебедев К.В. Среднегодовой климат океана. 2. Интегральные характеристики климата Мирового океана (переносы массы, тепла, солей) // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана*. 1999. Т.35. №1. С. 96-106.
5. Иванов Ю.А., Лебедев К.В., Саркисян А.С. Обобщенный метод гидродинамической адаптации (ОМЕГА) // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана*. 1997. Т.33. №6. С. 812-818.
6. Лебедев К.В., Саркисян А.С., Никитин О.П. Сравнительный анализ поверхностной циркуляции Северной Атлантики, воспроизведенной тремя различными методами // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана*. 2016. Т.52. №4. С. 465-474.
7. Саркисян А.С., Никитин О.П., Лебедев К.В. Физические характеристики Гольфстрима как индикатор качества моделирования циркуляции Мирового океана // *Докл. АН*. 2016. Т.471. №5. С. 595-598.

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЕРЕНОСОВ МАССЫ, ТЕПЛА И СОЛЕЙ В ЮЖНОМ ОКЕАНЕ

Лебедев К.В.¹, Тараканов Р.Ю.¹

¹ *Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, 8(499)124-63-83, KLebedev@ocean.ru*

The mass, heat, and salt transports over key regions of the Southern Ocean were calculated using the data of the Argo floats and Argo-Based Model for Investigation of the Global Ocean (AMIGO). The seasonal and intra-decadal variation of transports was studied.

Исследование изменчивости переносов массы, тепла и солей в Южном океане базируется на данных модельных расчетов с использованием разработанной в Институте океанологии им. П.П. Шириова РАН Арго-модели исследования глобального океана (АМИГО) [1, 2], которая состоит из блока вариационной интерполяции на регулярную сетку данных профилирования Арго [3-5] и блока модельной гидродинамической адаптации [6, 7] вариационно проинтерполированных полей. Такая методика позволяет получать по нерегулярно расположенным данным измерений Арго полный набор океанографических характеристик: температуру, соленость, плотность и скорость течений. В результате модельных расчетов были получены величины расходов и тепло-солепереносов в Южном океане и изучена их сезонная и внутридекадная изменчивость.

На рис. 1 показаны среднемноголетние течения и поля солености на горизонте 200 м для Атлантического сектора Южного океана, полученные в результате модельных расчетов с использованием данных измерений Арго. В поле солености хорошо виден Субантарктический фронт (СААФ), являющийся северной границей антарктического циркумполярного течения (АЦТ). Также хорошо заметна южная граница АЦТ: соленость на этой глубине минимальна в районе распространения АЦТ, и повышается при приближении к Антарктиде.

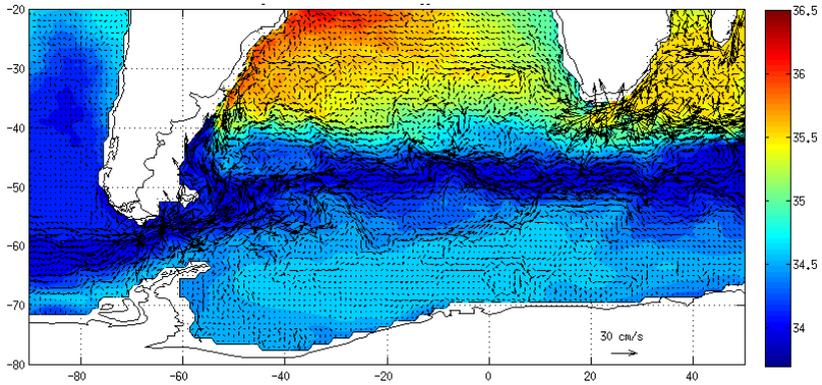


Рис. 1. Среднеклиматические поля солёности и течений Атлантического сектора Южного океана на горизонте 200 м.

На рис. 2,3 представлены графики изменчивости расхода и теплопереноса, рассчитанные по результатам численного моделирования с использованием сезонных полей для периода 2005-2014 гг.

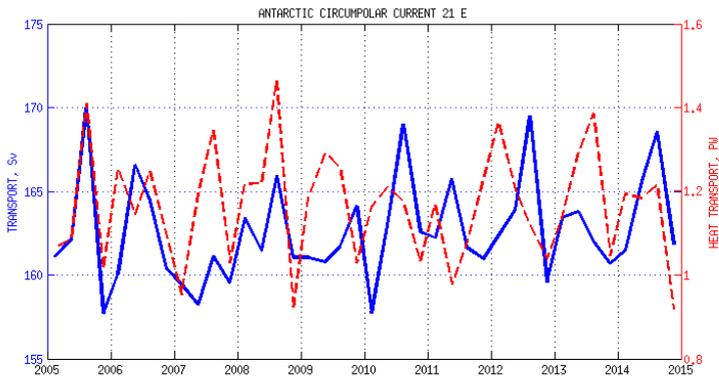


Рис. 2. Изменчивость расхода (сплошная линия) и теплопереноса (пунктир) на разрезе по 21°в.д. в 2005-2014 гг.

Анализ графика расхода на разрезе Африка-Антарктида (рис. 2) показывает, что его изменчивость не всегда имеет четко выраженный се-

зонный характер: существенные отклонения имели место в 2007, 2009, 2011 и 2013 гг. В остальные годы максимум расхода наблюдался зимой, а минимум весной-летом южного полушария. В переносах тепла, напротив, хорошо прослеживается сезонный ход с минимальными значениями весной и максимумами зимой южного полушария. Обращает на себя внимание существенное ослабление сезонности теплопереноса в период с конца 2009 по начало 2011 г., связанное, по всей видимости, с наблюдавшимся в этот период времени явлением Эль-Ниньо. Снижение амплитуды сезонных изменений переноса тепла наблюдается и в 2006 г., хотя и не такое значимое, как в 2010 г. Отметим, что в 2006 г. также наблюдалось явление Эль-Ниньо, причем в 2006 г. Эль-Ниньо было выражено заметно слабее, чем в 2010 г.

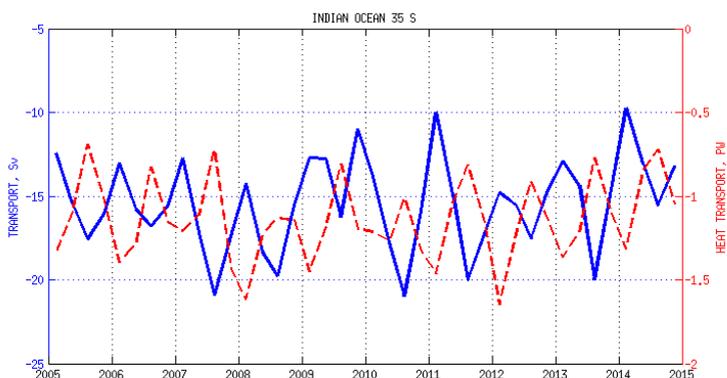


Рис. 3. Изменчивость расхода (сплошная линия) и теплопереноса (пунктир) из Индийского океана в Южный на разрезе по 35° ю.ш. в 2005-2014 гг.

На рис. 3 показаны графики изменчивости переносов массы и тепла из Индийского океана в Южный в исследуемый период времени на разрезе по 35° ю.ш. Главная особенность поведения графиков массо-теплообмена Индийского и Южного океанов состоит в том, что переносы массы и тепла находятся в противофазе. Максимальному переносу воды из Индийского океана в Южный, приходящемуся на зимний сезон южного полушария, соответствует минимум переноса тепла. И наоборот, в период максимального переноса тепла, наблюдающегося в летний сезон южного полушария, перенос вод Индийского океана в Южный минимален. Еще одна особенность, на которую следует обратить внимание, – это

резкое увеличение амплитуды сезонного изменения переноса массы и уменьшение амплитуды изменения переноса тепла из Индийского океана в Южный в период явления Эль-Ниньо в 2010 г.

Выполненные расчеты показали, что предложенная методика модельных адаптационных расчетов океанографических характеристик Южного океана с использованием данных Argo позволяет восстановить трехмерное поле скорости как для районов, обеспеченных наблюдениями, так и в прибрежной области, где данные Argo практически отсутствуют.

По результатам модельных расчетов были получены величины расходов и тепло- солепереносов в Южном океане и изучена их сезонная и внутридекадная изменчивость.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-17-10149.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лебедев К.В. Argo-модель исследования глобального океана (АМИГО) // *Океанология*. 2016. Т.56. №2. С. 186-196.
2. Лебедев К.В., Саркисян А.С., Никитин О.П. Сравнительный анализ поверхностной циркуляции Северной Атлантики, воспроизведенной тремя различными методами // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана*. 2016. Т.52. №4. С. 465-474.
3. Lebedev K.V., DeCarlo S., Hacker P.W., Maximenko N.A., Potemra J.T., Shen Y. Argo Products at the Asia-Pacific Data-Research Center // *EOS Trans. AGU*. 2010. V. 91(26). *Ocean Sci. Meet. Suppl. Abstract IT25A-01*.
4. Sasaki Y., Schneider N., Maximenko N., Lebedev K. Observational evidence for propagation of decadal spiciness anomalies in the North Pacific // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. L07708.
5. Курносова М. О., Лебедев К.В. Исследование изменчивости переносов в системе Куросо на 35° с.ш., 147° в.д. по данным поплавок Argo и спутниковой альтиметрии // *Докл. АН*. 2014. Т.458. №2. С. 225-228.
6. Лебедев К.В. Среднегодовой климат океана. 2. Интегральные характеристики климата Мирового океана (переносы массы, тепла, солей) // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана*. 1999. Т.35. №1. С. 96-106.
7. Иванов Ю.А., Лебедев К.В., Саркисян А.С. Обобщенный метод гидродинамической адаптации (ОМЕГА) // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана*. 1997. Т.33. №6. С. 812-818.

ВИХРЕОБРАЗОВАНИЕ ЗА НЕОДНОРОДНОСТЯМИ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ (ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ)

Лыжков Д.А.¹, Журбас Н.В.¹

¹ *Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36, 8(499)124-63-96, lyzhkov.da@ocean.ru*

It is shown that the process of eddy formation behind a coastal cape-like obstacle essentially depends on the method of generating the longshore current. Numerical simulations of the flow around a cape generated by transient longshore wind reveal different modes of eddy formation in rotating stratified environment depending on dimensionless parameters.

За островами, выступами береговой линии и мысами может происходить отрыв вдольберегового течения и образование вихрей. Формирующиеся вихревые структуры оказывают влияние на различные процессы в прибрежной зоне, такие как усиление перемешивания, диссипации и силы сопротивления, перенос загрязнений, питательных веществ и донных осадков. Исследованию данного процесса посвящен ряд работ. Например, в [1] набегающее на препятствие-мыс течение было смоделировано путем поступательного перемещения мыса-пирамиды вдоль боковой стенки вращающегося стратифицированного бассейна постоянной глубины в диапазоне малых чисел Кибеля-Россби $Ro < 0.16 \ll 1$, где $Ro = U/fD$, U , D и f – характерные значения скорости течения, горизонтального размера острова/мыса и параметр Кориолиса соответственно. Аналогичная задача была рассмотрена и в работе [2], где вдольбереговое течение имитировалось путем изменения скорости вращения круглого бассейна после того, как вода в бассейне была предварительно приведена в состояние твердотельного вращения. Число Кибеля-Россби принимало малые и умеренные значения $Ro < 0.6$. Однако сравнение результатов лабораторных экспериментов [1] и [2] по генерации вихрей за мысом показало существенные различия.

Данное обстоятельство в числе прочих определило цель настоящей работы, которой являлось проведение численных экспериментов по обтеканию мыса в широком диапазоне безразмерных параметров – чисел Бургера Bu ($Bu = (R_{bc}/D)^2$, где $R_{bc} = HN/f$ – бароклиный радиус деформации, H – характерное значение глубины моря, N – частота

та Вейселя-Брендта) и Кибеля-Россби Ro . С помощью численного моделирования предполагалось, во-первых, выяснить причины различий результатов лабораторных экспериментов [1] и [2], и, во-вторых, изучить закономерности вихреобразования при больших значениях числа Кибеля-Россби, что не было сделано в работах [1] и [2]. В результате решения поставленных задач было обнаружено два режима запрятственного вихреобразования в стратифицированной вращающейся среде при малых и умеренных числах Кибеля-Россби $Ro < 0.6$: существование захваченного вихря (антициклона или циклона) при $Bu < 0.2$ (рис. 1) или периодический отрыв вихрей при $Bu > 0.2$, что соответствует результатам [1]. Что касается вихреобразования в стратифицированной вращающейся среде за мысом при больших числах Кибеля-Россби $Ro \approx 1$ и $Ro > 1$, то в лабораторных опытах [1, 2] оно не было исследовано. Согласно нашим численным экспериментам, при $0.4-0.6 < Ro < 1.4$ происходит ослабление и вытягивание формируемых за мысом вихрей (скорость вращения вихря становится меньше скорости основного течения, а его размер вдоль берега становится больше поперечного размера). При $Ro > 1.4$ вихри за мысом не образуются, а оторвавшееся от береговой линии течение плавно возвращается обратно к береговой линии на расстоянии порядка $10D$.

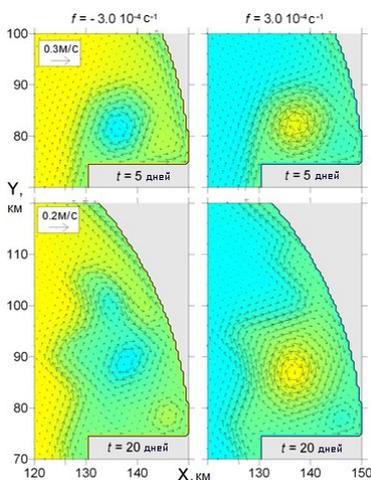


Рис. 1. Эксперимент для стратифицированной жидкости при $Bu = 0.032$, $Ro = 0.042$ и 0.045 в случаях антициклона и циклона соответственно. Рисунок характеризует режим образования за мысом захваченных вихрей при $Bu < 0.2$ и $Ro < 0.6$.

Таким образом, расхождение результатов лабораторных экспериментов [1] и [2] были обусловлены различием способов создания вдольберегового течения относительно мыса.

Работа выполнялась при поддержке РФФ (проект №14-17-00382) и РФФИ (проект 15-05-01479).

ЛИТЕРАТУРА

1. Boyer D, Tao L. On the motion of linearly stratified rotating fluids past capes // J. Fluid Mech. 1987. V. 180. P. 429–449.
2. Елкин Д.Н., Зацепин А.Г. Лабораторное исследование механизма периодического вихреобразования за мысами в прибрежной зоне моря // Океанология. 2013. Т. 53. № 1. С. 29–41.

ВОЗМУЩЕНИЕ СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ ПО ПЛОТНОСТИ ВЯЗКОЙ ЖИДКОСТИ ДВИЖЕНИЕМ ТЕЛА В ГОРИЗОНТАЛЬНОМ НАПРАВЛЕНИИ

Матюшин П.В.¹

¹ *Институт Автоматизации Проектирования РАН, 123056, г. Москва, ул. 2-я Брестская, 19/18, 8(499)250-02-62, pmatyushin@mail.ru*

Paper presents the results of the mathematical modeling and 3D visualization of the 3D stratified in the density viscous fluid flows, induced by the motion of a sphere or a disk in the horizontal direction, obtained by the author of this paper over the past 10 years. Formation and classification of the flow regimes are also considered.

В докладе приводятся результаты математического моделирования и визуализации пространственных течений (рис. 1) стратифицированной по плотности несжимаемой вязкой жидкости, индуцированных движением тела с характерным вертикальным размером d в горизонтальном направлении с постоянной скоростью U , полученные автором доклада на протяжении последних 10 лет. В качестве тел используются сферы и цилиндры (с осью симметрии как параллельной, так и перпендикулярной линии движения центра тела). Расчеты проводились на суперкомпьютерах МСЦ РАН.

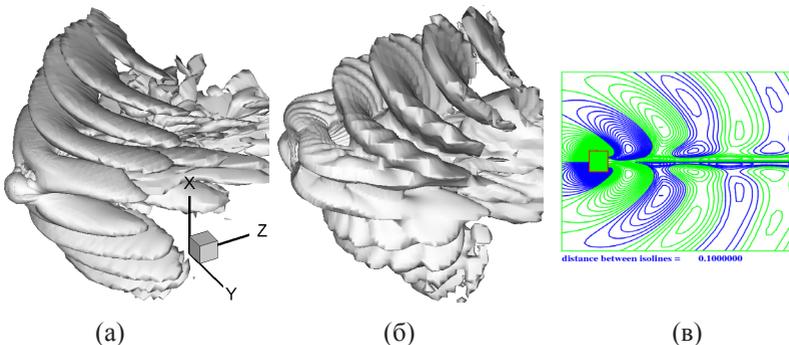


Рис. 1. Структура внутренних волн при $Fr = 0.5$: а) за сферой ($Re = 100$, $\Delta C_d = 0.738$, изоповерхность $\beta = 0.02$); б-в) за диском толщиной $h = 0.76 \cdot d$ ($Re = 50$, $\Delta C_d = 0.726$): б) $\beta = 0.01$, в) изолинии возм. сол. S с шагом 10^{-5} .

Безразмерная плотность $\rho = 1 - x/(2A) + S$, где x – вертикальная координата декартовой системы координат (x, y, z) , связанной с телом и обезразмеренной на $d/2$, S – обезразмеренное возмущение солёности, $A = \Lambda/d$ – отношение масштабов, $\Lambda = g/N^2$, N , $T_b = 2 \cdot \pi/N$ – масштаб, частота и период плавучести, g – ускорение свободного падения.

Для математического моделирования течений жидкости решается обезразмеренная система уравнений Навье-Стокса в приближении Буссинеска (1-3) при помощи метода расщепления по физическим факторам МЕРАНЖ с явной гибридной конечно-разностной схемой для аппроксимации конвективных членов уравнений (1-2) (второй порядок аппроксимации, монотонность) [1].

$$\frac{\partial S}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \nabla)S = \frac{2}{Sc \text{ Re}} \nabla^2 S + \frac{v_x}{2A}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \nabla)\vec{v} = -\nabla p + \frac{2}{\text{Re}} \Delta \vec{v} + \frac{A}{2 \text{Fr}^2} S \vec{g}, \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \vec{v} = 0, \quad (3)$$

Где $v = (v_x, v_y, v_z)$ – скорость, p – давление за вычетом гидростатического, $\text{Re} = U \cdot d/\nu$ – число Рейнольдса, где ν – коэффициент кинематической вязкости, $\text{Sc} = \nu/k_s$ – число Шмидта ($\text{Sc} = 709.22$), k_s – коэффициент диффузии соли, $\text{Fr} = U/(N \cdot d)$ – внутреннее число Фруда.

22 года назад передо мной встала задача «увидеть» рассчитанное пространственное течение жидкости. Благодаря регулярному выходу в интернет начиная с 1998 г., для визуализации пространственной вихревой структуры течения с 1999 г. я стал строить изоповерхности отрицательного второго собственного значения λ_2 тензора, состоящего из суммы квадратов симметричной и антисимметричной частей тензора градиента скорости \mathbf{G} [2], а с 2001 г. – изоповерхности мнимой части β собственных значений \mathbf{G} [3], т.к. β -визуализация имеет ясный физический смысл. Если в некоторой точке пространства $\beta > 0$, то угловая скорость вращения жидкости вокруг этой точки в декартовой системе координат с началом в этой точке и движущейся со скоростью этой точки равна β . Хорошая работоспособность β -визуализации показана в работах [4-8].

Известно, что силы плавучести (последнее слагаемое в правой части уравнения (2)) определяют существование внутренних волн длиной $\lambda = 2\pi \cdot Fr \cdot d$. При $Fr > 10$ λ много больше d и амплитуда внутренних волн очень мала, поэтому работают только конвективные и вязкие слагаемые в (2) и наблюдается только след за телом, характер которого зависит только от Re . При уменьшении Fr с 10 до нуля длина внутренних волн уменьшается и влияние их на след уже ощутимо [4, 7-8]. Более того, в течение каждого T_b у места импульсного старта тела формируется новая внутренняя волна, т.е. весь путь прохождения тела заполняется вихревыми структурами внутренних волн [4, 8] (рис. 1). Во всем течении появляются горизонтальная и вертикальная плоскости симметрии, проходящие через центр тела (рис. 1-3).

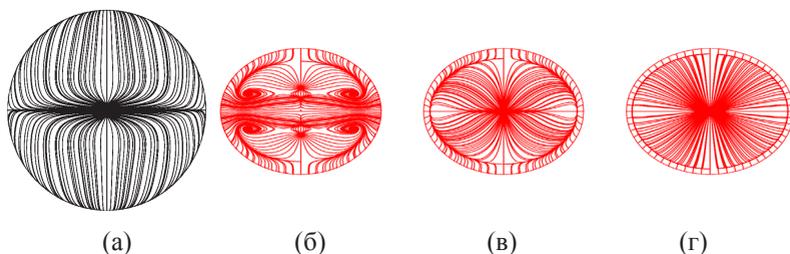


Рис. 2. Линии трения на поверхности тыльной части тела: а) сфера, $Re = 100$, $Fr = 0.5$; б-г) диск, $Re = 50$, $Fr = 0.5, 1, 2$.

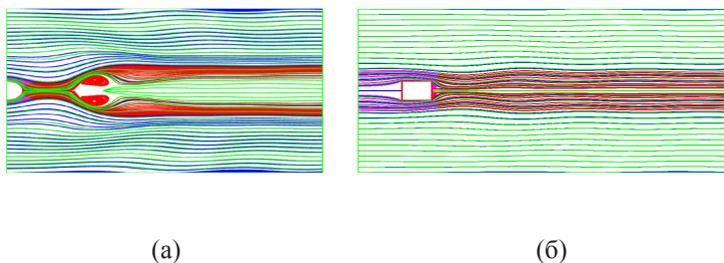


Рис. 3. Линии тока в вертикальной плоскости при $Fr = 0.5$: а) сфера, $Re = 100$; б) диск, $Re = 50$.

На рис. 1-3 при $Fr = 0.5$ сравниваются течения около сферы (при $Re = 100$) и диска толщиной $h = 0.76 \cdot d$, ось симметрии которого горизонтальна (при $Re = 50$). Более того, на рис. 2 в-г приводятся линии трения

(предельные линии тока) на тыльной стороне диска при $Fr = 1, 2$. При $Fr > 10$ линия первичного отрыва набегающего на сферу течения выглядит примерно так же как на рис. 2г. При уменьшении Fr с 10 до 0.6 линия первичного отрыва приближается к горизонтальной оси z , превращаясь при $0.4 \leq Fr \leq 0.6$ в точку (рис. 2а) [7-9]. В случае диска тако-го не происходит, и диаметр линии первичного отрыва лишь немного уменьшается (рис. 2 б-г), но сама рециркуляционная зона следа здесь тоже разрушается (рис. 3б) [4].

На рис. 1в приведены изолинии возмущения солёности S в вертикальной плоскости. Более темные изолинии (впадины) соответствуют $S < 0$, а более светлые (гребни) – $S \geq 0$. Двум гребням и двум впадинам в верхней половине рис. 1в, соответствуют четыре аркообразные вихревые структуры в верхней полуплоскости на рис. 1б, т.е. одна внутренняя волна состоит из двух аркообразных вихревых структур [4]. Инкременты сопротивления $\Delta C_d(Fr) = C_d(Fr) - C_d(\infty)$ для сферы и диска на рис. 1 примерно равны.

Классификации режимов течений стратифицированной вязкой жидкости около сферы и диска (при умеренных Re) можно найти в [7-9] и в [4], соответственно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоцерковский О. М., Гуцин В. А., Коньшин В. Н. Метод расщепления для исследования течений стратифицированной жидкости со свободной поверхностью // ЖВМ и МФ. 1987. Т. 27. № 4. С. 594-609.
2. Jeong J., Hussain F. On the identification of a vortex // J. Fluid Mech. 1995. V. 285. P. 69-94.
3. Chong M.S., Perry A.E., Cantwell B.J. A general classification of three-dimensional flow field // Phys. Fluids. 1990. V. A 2. P. 765-777.
4. Матюшин П.В. Эволюция течения стратифицированной вязкой жидкости при начале движения тела // Научный журнал «Процессы в геосредах». 2016. № 4 (9). С. 333-343.
5. Матюшин П.В. Численное моделирование пространственных отрывных течений однородной несжимаемой вязкой жидкости около сферы: Дис. ... соиск. ученой степени канд. физ.-мат. наук. М., 2003. 194 с.
6. Гуцин В.А., Матюшин П.В. Механизмы формирования вихрей в следе за сферой при $200 < Re < 380$ // Изв. РАН. Механика жидкости и газа. 2006. № 5. С. 135-151.
7. Гуцин В.А., Матюшин П.В. Математическое моделирование и визуализация трансформации вихревой структуры течения около сферы при увеличении степени стратификации жидкости, ЖВМ и МФ. 2011. Т. 51. № 2. С. 268-281.
8. Гуцин В.А., Матюшин П.В. Моделирование и исследование течений стратифицированной жидкости около тел конечных размеров // ЖВМ и МФ. 2016. Т. 56. № 6. С. 1049-63.
9. Lin Q., Lindberg W.R., Boyer D.L., Fernando H.J.S. Stratified flow past a sphere // J. Fluid Mech. 1992. V. 240. P. 315-354.

ОСОБЕННОСТИ РАЗНОМАСШТАБНЫХ ВАРИАЦИЙ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ СРЕДАХ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО ТИПА

Мельников В.А.¹

¹Институт океанологии им. П.П.Шириова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, 8(499) 124 63 83, vmelnikov@ocean.ru

The subject of work is statistical properties of fluctuations due to multi-scale hydrodynamic processes. Spectra, wavelet structures, self-similarity of time series of geophysical, hydrometeorological, economic and other continuum systems are of interest. The goal is to reveal basic natural constraint which controls background variability.

Предметом работы является исследование статистических свойств флуктуаций параметров в системах гидродинамического типа. На примерах временных рядов геофизических параметров выявлены общие особенности структуры спектров, признаки самоподобия в спектральных и вейвлет разложениях. Предлагается обоснование свойств фоновой изменчивости параметров в виде естественного процесса релаксации случайных возмущений [1].

Рассмотрены разномасштабные вариации: метеоэлементов по измерениям на метеостанциях; давления в центрах действия; атмосферных индексов; ветра, по спутниковым измерениям; гидрологических параметров и течений в морях и в открытом океане; морского волнения; чисел Вольфа; а также вариации некоторых экономических индексов [2].

С целью оценки сложных сочетаний разномасштабных атмосферных процессов построен модельный ряд изменений температуры воздуха на основе стандартных наблюдений на метеостанции Геленджика в период 1936-2016 гг. [3]. Модельный ряд состоит из квази-гармонических циклов годовых и суточных колебаний, их обертонов и нормального шума, преобразованного при помощи авторегрессионного процесса первого порядка. Амплитуды главных циклов получены по соответствующим спектральным максимумам дисперсиям, а фазы подобраны по отфильтрованным гармоникам (рис.1 а,в). Модель фоновых колебаний по физическому смыслу соответствует динамической системе с экспоненциальной релаксацией фазового параметра при воздействии множественных, случайных по фазе и амплитуде возмущений.

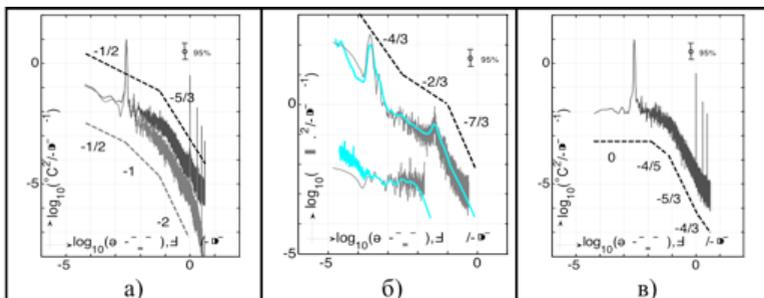


Рис. 1. Типичные спектральные плотности некоторых геофизических фазовых параметров в логарифмических координатах: а) – температура воздуха «по срокам» (тёмная сплошная кривая) и температура воды на поверхности моря, ежесуточные значения (серая сплошная) на метеостанции Геленджика. Пунктирные линии и цифры около них показывают наклоны участков спектров; б) – индекс солнечной активности (верхняя сплошная кривая), дискретность 10 суток, и индекс NAO (Северо-Атлантическое колебание) (нижняя сплошная кривая), ежемесечные значения. Пунктирные линии и цифры около них показывают наклоны участков спектров, светлыми кривыми показаны спектры проинтегрированной по масштабам времени вейвлет-плотности. в) – модель временного ряда колебаний температуры воздуха.

Показано, что построенный таким образом «красный» шум является источником самоподобия. Повсеместно встречающееся самоподобие (фрактальность) вариаций в геофизических рядах, когда изучаемый сигнал на больших масштабах (временных и пространственных) является растянутой копией сигнала на малых масштабах, проявляется в Фурье спектрах в виде повторяющихся интервалов линейного спада, разделённых узкими плато [4].

По данным многолетних (1936–2016 гг.) измерений на Геленджикской прибрежной метеостанции рассматривался процесс формирования климатической изменчивости системы атмосфера – море из синоптических состояний. В основе механизма эволюции полей от малых временных масштабов к большим лежит характерная совокупность изменений вектора ветра, названная «Элементарный цикл» (ЭЦ) [3]. Типичные изменения в ЭЦ характеризуются циклической сменой направлений доминирующего ветра от юго-восточного к северо-восточному и обратно. Подобие временного хода ветра в ЭЦ разной продолжительности рассматривается как фрактальность изменчивости ветра (рис. 2 а, б). Фрактальность обусловлена региональными синоптическими процессами и повторяемостью в развитии типичных региональных барических струк-

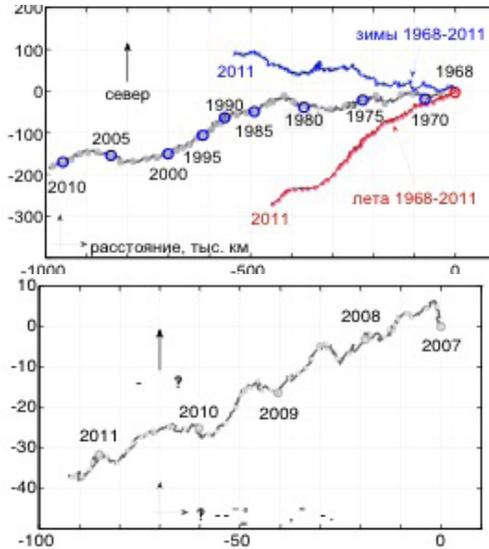


Рис. 2 (а,б). Прогрессивные векторные диаграммы ветра на метеостанции г. Геленджика. а) – многолетние изменения ветра в период 1968-2012 гг.; б) – сезонные ветровые циклы. Кружками обозначены годы.

тур. Траектории Броуновского случайного блуждания похожи на прогрессивные векторные диаграммы ветра. Накопление значений (интегрирование) соответствует низкочастотной фильтрации и приводит к спаданию спектра модуля скорости ветра как -2 .

Спектры имеют «красный» вид, с характерными главными максимумами на годовом, суточном периодах и их обертонах для многих геофизических временных рядов [4]. На низких частотах с периодами более 100 суток спектры близки к белому шуму. В интервале периодов 100-10 суток логарифмические спектры спадают по частоте в степени -1 . В высокочастотном интервале, для периодов менее 10 суток, падение спектров определяется степенью -2 , (рис.1 б).

С учётом нестационарности и перемежаемости геофизических колебаний рассматривались вейвлет-диаграммы и вейвлет-плотность, проинтегрированная по времени, которая совпадает с Фурье-спектром. С использованием вейвлет- и Фурье-разложений проведено сравнение исследуемых временных рядов с тестовыми, заведомо фрактальными рядами типа «случайных блужданий», броуновского движения и кривой фон Коха. [4].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 14-05-00159 и №.15-05-04198).

ЛИТЕРАТУРА

1. Мельников В.А. Особенности разномасштабных вариаций в геофизических сплошных средах. Процессы в геосредах. М.: ИПМех. РАН. 2015. Т.2(3). С. 49-61.
2. Мельников В.А. Структура спектров и интерпретация гидрофизических процессов. Труды ГОИНа, Исследования океанов и морей. 2015. Вып. 216. С. 142-156.
3. Мельников В.А., Москаленко Л.В., Кузеванова Н.И. Особенности разномасштабных вариаций метеозлементов. Международная конференция, посвященная памяти академика А.М. Обухова "ТУРБУЛЕНТНОСТЬ, ДИНАМИКА АТМОСФЕРЫ И КЛИМАТА" 13-16 мая 2013 г. Сборник тезисов докладов. М.: ГЕОС. 2013. С. 74.
4. Мельников В.А. Спектральные признаки самоподобия в геофизических системах гидродинамического типа. Сборник трудов XXIII Международной конференции «Лазеры. Измерения. Информация. 2013». СПб.:Издательство Политехнического университета. 2013.Т.3. С. 191-203.

ВЕТРОВЫЕ ЦИКЛЫ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ТРЕНДЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

Мельников В.А.¹, Москаленко Л.В.², Кузеванова Н.И.²

¹ *Институт океанологии им. П.П.Шириова РАН, 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36, 8(499) 124 63 83, vmelnikov@ocean.ru*

² *Южное отделение Института океанологии им. П.П. Шириова РАН
353467, г. Геленджик. lidija-moskalenko@rambler.ru, kuzevanova-nata@mail.ru*

Climatic variability development from a variety of synoptic states under the influence of multi-scale wind regimes in the region are considered. The analysis is based on the standard data of WMO weather stations around the Black Sea coasts, including long-term (1935-2016) row at Gelendzhik, using progressive vector diagrams.

Структура вод и течения Черного моря на климатических и сезонных масштабах формируются, главным образом, в результате солнечного прогрева. Атмосферные воздействия, в числе которых атмосферное давление, ветровое напряжение, тепло- и влаго- обмены, накапливаясь со временем в ходе эволюции синоптических состояний, также вносят переменный вклад в долговременную дисперсию [1].

Предметом работы является выяснение процесса формирования климатической изменчивости системы атмосфера – море из многообразия синоптических состояний. Для этого рассмотрены режимы ветра и их влияние на температуры воздуха и воды в широком диапазоне пространственно- временных масштабов [1].

Анализ основан на данных стандартных наблюдений в период 1998-2011 гг. на 134 прибрежных метеостанциях (из списка сети ВМО) вокруг Черного моря, включая более продолжительные (1935-2016 гг.) измерения на метеостанции Геленджика. Использовались базы данных NCEP-NCAR, QuickSCAT и PathFinder v5, а также данные измерений при помощи различных зондов на гидрофизическом Полигоне ИО РАН на Черном море [2]. Для визуализации временных рядов вектора ветра применялся метод прогрессивных векторных диаграмм [3].

В основе механизма эволюции полей от малых временных масштабов к большим лежит характерная совокупность изменений вектора ветра – смены северо-восточного ветра на юго-восточный и обратно. Такие циклы имеют различную продолжительность и могут быть вну-

трисезонными (десятидневными), сезонными (годовыми) и климатическими (многолетними). Многолетние ветровые циклы в период 1935-2016 гг. составили климатическую «волну» [4], (рис.1).

Подобие временного хода ветра в циклах разной продолжительности рассматривается как фрактальность изменчивости ветра. Фрактальность связана с повторяемостью региональных типовых синоптических процессов [4].

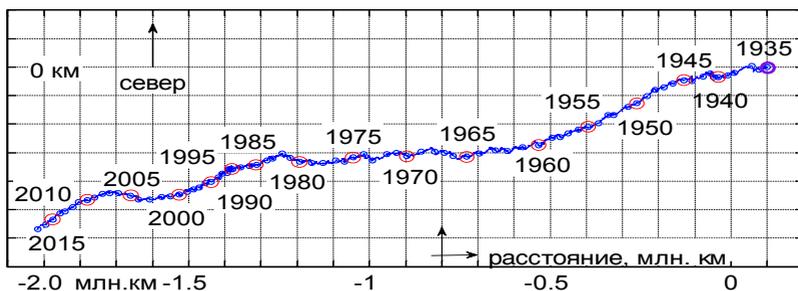


Рис.1. Прогрессивные векторные диаграммы ветра на метеостанции Геленджика.

Происхождение и классификация региональных ветров связывается с центрами атмосферных действий и циркуляционными механизмами по классификации Дзердзеевского Б.Л. Показано, что зональная компонента долговременного ветра статистически связана с индексом атмосферной циркуляции NAO(North Atlantic Oscillation), а меридиональная – с индексом EAWR(East Atlantic–West Russia pattern). Межгодовые температуры воздуха и воды изменяются в соответствии с изменениями направления меридионального переноса воздуха [5].

Оценки трендов в изменениях температур воды и воздуха показывают, что за последние 40 лет фоновое потепление составляет 0.072 и 0.051°C/год по температуре воды и воздуха, соответственно. Обнаружена смена режимов низкочастотных колебаний гидрометеорологических параметров, выражающаяся в изменениях амплитуд и частот долговременных цикличностей. Так, 43-летний цикл по температурам (1947-1990 гг.) сменился полуциклом (незавершённым) с более коротким периодом, причём амплитуды вариаций температур с 1990 г. явно возросли. Смена режимов низкочастотных колебаний наблюдается во временном ходе и других параметров [5].

Рассмотрены оценки климатической изменчивости сильных северо-восточных ветров («норд-остов»), высокие скорости которых об-

условлены орографическими особенностями побережья Анапа – Новороссийск – Геленджик. Начиная с 1990 г. происходит увеличение количества вспышек «норд-оста», но максимальные скорости ветра уменьшаются. В период 1935-1950 гг. «норд-осты» были сильными, но более редкими. Тенденция уменьшения скоростей «норд-остов», вероятно, связана с долговременным увеличением индекса ЕА [5].

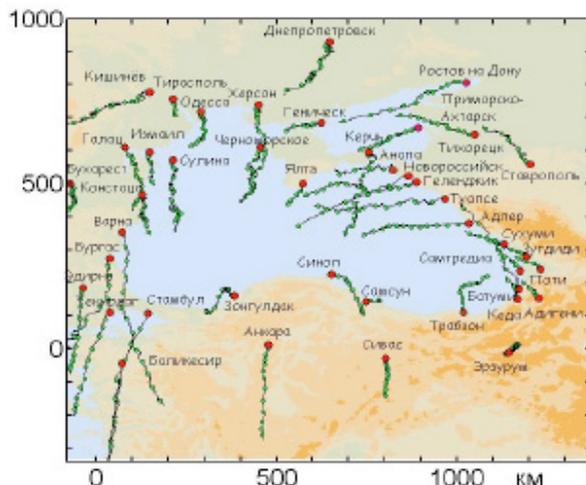


Рис. 2. Прогрессивные векторные диаграммы ветра по данным черноморских прибрежных метеостанций в период 1998-2011 гг. Диаграммы построены в масштабе: 1 деление шкалы расстояний – 1000 км. Зелёные кружки отмечают годы. Красные кружки отмечают местоположение метеостанции и начало каждой диаграммы.

Преобладающие ветры Чёрного моря порождают ряд гидрофизических явлений, такие как Основное Чёрноморское течение, вихреобразование, апвеллинги, холодный промежуточный слой (ХПС) и др. [6]. По данным метеостанций вокруг Чёрного моря климатический ветер имеет циклоническую завихренность (рис. 2), причем центр вращения расположен над Турцией. Такая структура ветра должна вызывать многолетнюю циклоническую циркуляцию Чёрного моря. Выявлены закономерности в соотношениях среднемесячных значений уровня моря, температуры поверхности воды и температуры воздуха с доминирующими сезонными ветрами. Апвеллинги в северо-восточной части Чёрного моря возникают в соответствии с внутрисезонными ветровыми циклами примерно через 20-25 дней, а процесс образования ХПС при более сильных нордостах усиливается.

ЛИТЕРАТУРА

1. Melnikov V.A., Moskalenko L.V. and Kuzevanova N.I. Black Sea Multi-Scale Wind Cycles and Climatic Trends. 3-rd Bi-annual Black Sea Scientific Conference Abstracts. Odessa: UP-GRADE BS-SCENE Project. 2011. Session 5. Climate change. PP. 179-180.
2. Мельников В.А., Зацепин А.Г., Костяной А.Г., Гидрофизический полигон на Черном море. Исследования океанов и морей. Труды Государственного Океанографического Института, Москва:ГОИН. 2011. Т.213. С. 264-278.
3. МоскаленкоЛ.В., Мельников В.А., Кузеванова Н.И.Разномасштабная изменчивость ветрового режима на прибрежной акватории северо-восточной части Чёрного моря // Известия РАН, серия географ. 2016. №1. С. 74-86.
4. Мельников В.А., Москаленко Л.В., Кузеванова Н.И. Климатическая волна в Геленджике. Исследования океанов и морей. Труды ГОИН. Москва: ГОИН. 2011. Т.213. С. 45-56.
5. Москаленко Л.В., Мельников В.А., Кузеванова Н.И. Климатическая изменчивость ветрового режима в северо-восточной части Черного моря и оценки корреляции динамических и термических факторов. В Сб. «Комплексные исследования Черного моря». М.: Научный мир, 2011. С. 12-34.
6. Кривошея В.Г., Москаленко Л.В., Мельников В.А., Скирта А.Ю. Влияние изменчивости ветрового режима и термических условий на структуру и динамику вод в северо-восточной части Черного моря // Океанология. 2012. Т.52. №4. С.484-498.

ВЕТРЫ, ТЕЧЕНИЯ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ОБМЕН В ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ НА ШЕЛЬФЕ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Мельников В.А.¹, Пиотух В.Б.¹, Зацепин А.Г.¹

¹ *Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, 8(499) 124 63 83, vmelnikov@ocean.ru, zatsepina@ocean.ru*

The goal of research is to study sea responses to the local and far-field weather system in the shelf zone of the Black Sea. The analysis is based on the data of Shirshov Institute of Oceanology. oceanographic measuring network “Hydrophysical Polygon”. Several features of multi-scale dynamic processes have been revealed.

На основе измерительной информации «Черноморского гидрофизического полигона Института океанологии РАН» [1], с использованием данных дистанционных зондирований и различных реанализов рассматривается гидрометеорологическая система в шельфовой зоне северо-восточной части Черного моря. Целью работы является исследование региональных механизмов развития разномасштабных динамических процессов, переноса и трансформации энергии во взаимодействиях атмосфера-море.

В настоящее время на Полигоне установлены три долговременные измерительные станции (ADCP и термокоса на каждой), а также сканирующий зонд-профилограф «Аквалог». Проводятся регулярные СТД зондирования на нормальных к берегу разрезах и пространственные съёмки поля скорости течений при помощи буксируемого ADCP [1]. Для интерпретации процессов используется спутниковая информация - поля температуры поверхности моря, уровня моря и ветров. Составлены продолжительные ряды метеоэлементов по данным метеостанций вокруг берегов Черного моря, включая долгосрочный (1935-2017 г.) ряд наблюдений на метеостанции Геленджика [2].

Обработка данных измерений включает в себя подготовку массивов данных, расчёт статистических характеристик временных рядов измеренных и производных параметров с использованием гистограмм, прогрессивно-векторных диаграмм, традиционного спектрального анализа Фурье – авто- и взаимных спектров, авто- и взаимных вейвлет–диаграмм, скользящих спектрограмм. Применяются методы обработки векторной

информации с расчётами спектральных инвариантов, вращательных компонент, ЭОФ, годографов, а также оценка частотных составляющих спектров на основе динамико-стохастических моделей [3].

С целью идентификации отдельных процессов выявлены типичные фоновые сезонные трёхмерные гидрологические структуры, а также количественно оценены отклонения, связанные с другими составляющими изменчивости, такими как краевые шельфовые волны, суточные, инерционные колебания, полусуточные и короткопериодные внутренние волны, поверхностные волны.

С учётом перемежаемости исследуемых процессов выделены отдельные реализации эволюции поля с яркими проявлениями процессов релаксации системы после выведения из равновесного состояния (рис.1).

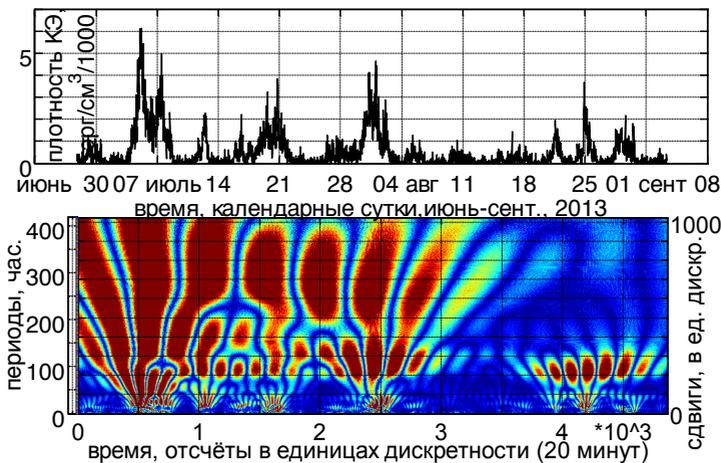


Рис.1. Вейвлет-диаграмма плотности горизонтальной кинетической энергии течений в верхнем слое (горизонт 19,5 м, глубина 100 м) на акватории вблизи Голубой бухты. Дискретность измерений – 20 мин.

По спектрам выделяются три группы временных масштабов:

1) долговременные, с периодами более трёх лет; 2) годовые (сезонные), а также первый и второй обертоны – полугодовые и третьегодовые; 3) мезомасштабные(от часов до суток) (рис. 2.)

В регионе существенное значение имеют разномасштабные самоподобные ветровые циклы, каждый из которых состоит из комбинации северо-восточного и юго-восточного ветров, сменяющихся последовательно

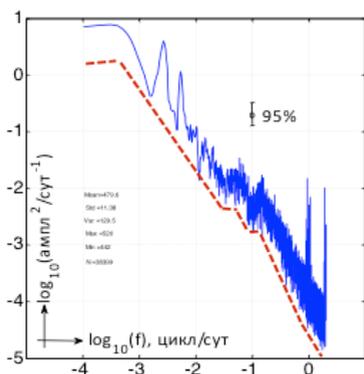


Рис. 2. Спектральная плотность (сплошная линия) колебаний уровня моря, по данным метеостанции Геленджика, в период с 20 мая 1989 г. по 30 сентября 2015 г., дискретность – 6 час., сглаживание 20 степеней свободы, средний уровень 479.6 см; дисперсия 129.9 см²; с.к.о. 11.36 см; минимум 442 см; максимум 520 см; отсчётов N=38399. Штриховая линия отмечает участки спектра с разными наклонами.

друг друга. Такие смены соответствуют попеременному влиянию отрогов Азорского и Сибирского антициклонов. Черное море расположено в цепи внутренних бассейнов между Северной Атлантикой и пустынями Центральной Азии, в промежуточной зоне влияния Азорского и Сибирского антициклонов с запада и востока, а также подвержено влиянию прорывов арктических холодных воздушных масс с севера и горячего воздуха с юга, со стороны субтропического глобального пояса пустынь. Ветровые циклы имеют различную продолжительность и бывают внутрисезонными, сезонными и многолетними (климатическими).

Разномасштабные ветры порождают ряд гидрофизических явлений, такие как Основное Черноморское течение (ОЧТ), вихреобразование, апвеллинги, холодный промежуточный слой (ХПС) [3]. В долговременном (годы) и крупномасштабном плане многолетние ветровые циклы поддерживают ОЧТ. Ветровые циклы с временным масштабом порядка 20 суток вызывают апвеллинги с той же периодичностью. Связанная с апвеллингом радикальная перестройка гидрологической структуры сопровождается интенсивной адвекцией вод с большими скоростями (до 1 м/с). По энергии доминируют вдольбереговые течения, причём направление периодически меняется на обратное. По вертикали наблюдается сложная структура течений. Прослеживаются характерные слои. При увеличении течений до пороговой величины отмечаются релаксационные инерционные колебания [3]. Апвеллинги вызывают существенные вариации потоков импульса, явного и скрытого тепла и плавучести, рис 3.

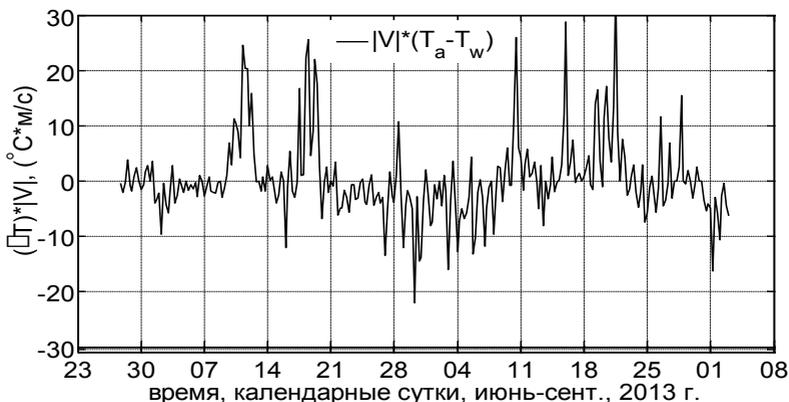


Рис.3. Пример функции вариаций потока тепла по данным метеостанции Геленджика в период 28 июня-03 сент 2013 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зацепин А.Г. и др. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой части Черного моря // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т.50. №1. С.16-29.
2. Golenko N.N., Melnikov V.A. Moskalenko L.V. North-East Black Sea SST and SLA Variability. Proc. of the Ninth international Conference on the Mediterranean coastal environment, Ozhan, E. (Ed.). – Ankara, Turkey: Middle East Technical Univ. 2009. Vol.2. PP. 981-992.
3. Melnikov V, Lidija Moskalenko, Vladimir Piotoukh, and Andrey Zatsepin. Multiscale wind cycles and current pulses at the Black Sea eastern boundary. Geophysical Research Abstracts, Vienna:EGU General Assembly. 2015. Vol. 17. EGU2015-7184-1.
4. Кривошея В.Г., Москаленко Л.В., Мельников В.А., Скирта А.Ю. Влияние изменчивости ветрового режима и термических условий на структуру и динамику вод в северо-восточной части Черного моря // Океанология. 2012.Т. 52. №4. С. 484-498.

ТОПОГРАФИЧЕСКИЕ ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Мельников В.А.¹

¹ Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, 8(499) 124 63 83, vmelnikov@ocean.ru

On the basis of hydrophysical *in-situ* measurements, acquired in the eastern part of the North Atlantic during several Shirshov Institute of Oceanology expeditions, alongwith the use of modern satellite data, three case studies of internal waves over Mid-Atlantic Ridge, ridge slope abyssal hills and Ampere sea mountain are presented.

С целью изучения механизмов влияния разномасштабных структур рельефа дна на внутренние волны (ВВ) рассмотрены данные контактных и спутниковых измерений на трёх гидрофизических полигонах в северо-восточной Атлантике: над Срединно-Атлантическим хребтом (САХ), в предгорьях восточного склона САХ и в окрестности подводной горы Ампер.

Данные измерений включали в себя временные ряды температуры и скорости течений на автономных буйковых станциях (АБС), гидрологические съёмки и разрезы, выполненные при помощи буксируемых и теряемых зондов, а также спутниковые массивы температуры поверхности океана (ТПО), уровня моря и рельефа дна (модель ЕТОРО-2).

На первом полигоне, на поперечных к оси САХ разрезах (рис.1а), были обнаружены квази-периодические возмущения изотерм с характерной длиной порядка 120 км и амплитудой 30 м, с постепенно увеличивающейся амплитудой и уменьшающейся длиной волны при подходах к оси хребта (рис.1б) [1]. Оценка пространственно-временных масштабов динамических процессов в регионе, моделирование ВВ с учётом реальной топографии дна и эффекта Доплера [2] позволили интерпретировать наблюдаемые возмущения как полусуточные ВВ первой моды, распространяющиеся от хребта на юго-восток. В поле ТПО по спутниковым данным обнаруживаются вытянутые вдоль оси хребта холодные полосы шириной до 100 км, длиной до 500 км, возникающие в результате подъема глубинных вод ВВ [1].

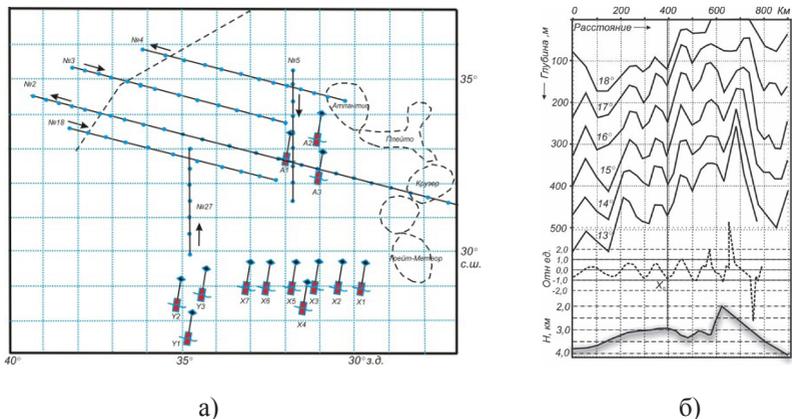


Рис. 1. Полигон №1. Наблюдения над САХ, [1]. а) – схема измерительного Полигона. Условные обозначения: отрезки линий с точками – галсы с зондированиями верхнего 500-метрового слоя, стрелки – направление движения судна; поплавок с мачтой отмечает АВС, штриховые – ось САХ и крупные подводные горы. б) – изотермы на разрезе поперек изобат САХ (вверху), в середине – обобщённая изотерма для полусуточных ВВ по модели [2] (штриховая линия), внизу – сглаженный рельеф дна САХ.

На основе измерений на полигоне АВС (экспедиция «Мезополигон», в предгорьях восточного склона САХ, рис.2а), были рассчитаны двумерные пространственные спектры температуры воды (горизонт 200 м) [3] на сечениях частот основных спектральных максимумов на периодах: 36 час. (инерционные), 24 час. (суточные), 12.4 час.(полусуточные), 6 час. (четвертьсуточные) (рис.2 б). Суточные ВВ распространяются только на юг. Полусуточный бароклинистый прилив состоит из отражённой волны второй моды, движущейся точно на юг, и двух преломлённых на северо-запад и северо-восток волн, симметрично относительно направления распространения баротропного прилива. Преломлённые волны содержат более высокие (3-8) моды по сравнению с отражённой волной. Шестичасовые волны имеют только северные компоненты волновых векторов. Предполагается, что гармоники приливов создаются в результате нелинейных взаимодействий при преобразовании приливов над критическим рельефом дна. В этом районе бароклинные приливы возникают локально, при обтекании приливными течениями высоких (2-3 км) абиссальных холмов в предгорьях САХ. Такой рельеф дна можно рассматривать как «тёрку», на которой одновременно происходит генерация, диссипация и частотная фильтрация ВВ [3].

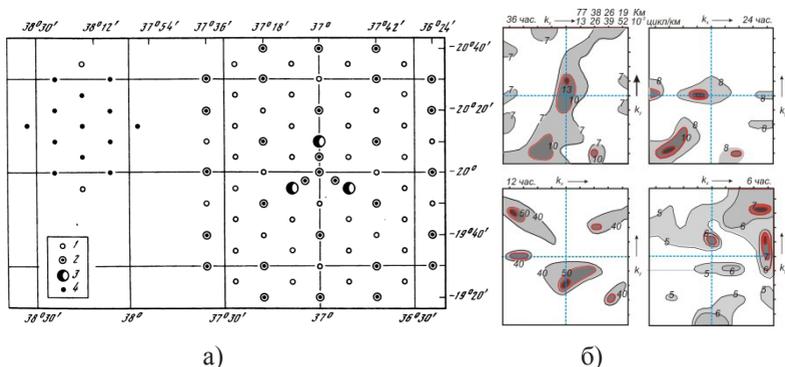


Рис. 2. Измерения над высокими холмами в предгорьях САХ [3]: а) – схема расположения автономных буйковых станций на “Мезополигоне”; б)– сечения пространственного спектра температуры на горизонте 200 м, на периодах: 36, 24, 12, 41, 6 час.

В третьем примере рассматриваются сложные гидрофизические поля в окрестности банки Ампер (рис. 3). В зимний океанский сезон, наблюдался крупномасштабный фронт, простирающийся вдоль меридиана от г. Жозефин до г. Ампер. По инструментальным данным скорость среднего течения вдоль фронта составляла около 30 см/сек.

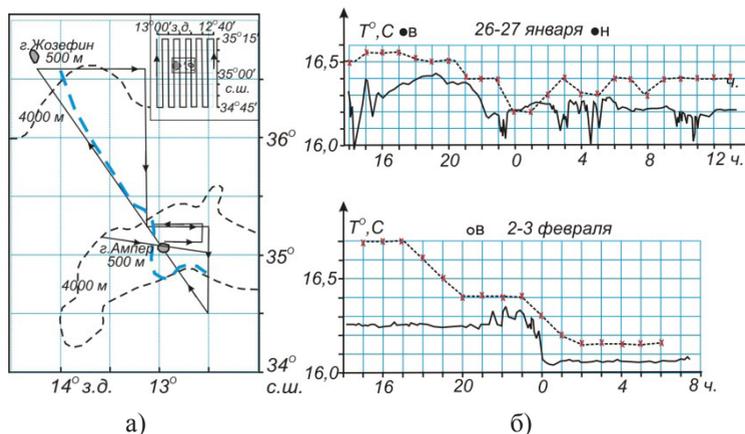


Рис. 3. Измерения вблизи банки Ампер, [4]. а) – схема галсов с СТД измерениями, выполненных вблизи банки Ампер с 24 января по 5 февраля 1985 г. Жирным пунктиром показано расположение гидрологического фронта. б) – временной ход ТПО(пунктир), температуры воды на глубине 28 м (сплошная) во время якорной стоянки на вершине подводной горы Ампер.

Фронт отделяет относительно холодные воды, прилегающие к материку, от более теплых океанских вод. По обе стороны от фронта в поле температуры верхнего перемешанного слоя были обнаружены единичные относительно холодные пятна с перепадом температуры $0,9^{\circ}\text{C}$ и с характерной структурой изменения температуры по горизонтали (в виде англ. буквы «W»), с размерами порядка 20 миль. По-видимому, такие структуры связаны с субмезомасштабными вихрями, возникающими в результате неустойчивости фронтального течения. Полусуточные приливные течения существенным образом влияют на характеристики вод, окружающих банку. Так под действием приливов фронт, огибающий банку с запада и с юга, перемещается на 4-6 миль. На склонах горы происходят полусуточные подъёмы вод и выброс их на верхнюю плоскую площадку вершины горы. С приливным циклом на вершине наблюдаются скачкообразные изменения температуры, за которыми следуют пакеты высокочастотных ($T \sim 20$ минут) колебаний (рис. 3б). В окрестности 30×25 миль вокруг банки формируется особенное «мозаичное» поле с характерным масштабом пятен порядка размера верхней площадки горы (6-7 миль). На глубокой воде обнаруживаются полусуточные ВВ, энергия которых распределена неравномерно вокруг банки. Возможно, это результат преобразования полусуточного баротропного прилива в высокочастотные ВВ. Периодические структуры в поле температуры с постепенно уменьшающейся длиной волны (10-3 миль) вниз по течению от банки интерпретированы как запрятственные квази-инерционные ВВ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мельников В.А. Волновой подъём вод над Срединно-Атлантическим хребтом в районе Азорского фронта. В сборнике: «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». М.: ИКИ РАН, 2016. Т. 13. № 6. С. 142-152.
2. Мельников В.А. Влияние рельефа дна на внутренние волны // Известия АН СССР, серия ФАО, 1982. Т. 18. №7. С.775-778.
3. Голенко Н.Н., Мельников В.А. Пространственно-временные масштабы энергонесущих возмущений по данным АБС на «Мезополигоне». Гидрофизические исследования по программе Мезополигон. Под ред. В.Г. Корга. М.: Наука. 1988. С.147-152.
4. Melnikov V.A.. Hydrophysical processes in the vicinity of Ampere Seamount. Geophysical Research Abstracts. Vienna: EGU General Assembly, 2009. Vol. 11. EGU2009-9869.

ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ В АРКТИКЕ

Морозов Е.Г.¹

¹ *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36, 8 499 1291954; egmorozov@mail.ru*

Internal waves in the Arctic are studied on the basis of moored measurements and modeling. The most energetic internal tides were recorded in the Strait of Kara Gates. A tsunami wave was recorded in Spitsbergen fjord.

Доклад посвящен гидрологическим исследованиям в Арктике, в основном относящихся к исследованию различных волновых процессов. Анализируются приливные внутренние волны в арктических морях России. Задача решается на основе численной модели, параметры которой определены по измерениям на буях. В результате построена карта амплитуд полусуточных приливных волн в арктических морях. Максимальные амплитуды внутренних приливных волн приходятся на подводные склоны. Обнаружено влияние приливных внутренних волн на образование Великой Сибирской полыньи. Над шельфовым склоном амплитуды внутренних волн максимальны и приводят к перемешиванию с более глубоким теплым слоем. На основании измерений на буях и буксировании зондов через пролив Карские ворота изучены внутренние волны в этом проливе, которые оказались экстремально большими и по своей динамике близки к аналогичным волнам в Гибралтарском проливе. Волны с высотами до 70 м направлены в сторону Баренцева моря. Исследованы короткопериодные внутренние волны подо льдом и их влияние на колебания ледового покрова. При решении задач о внутренних волнах граничное условие твердой крышки не является полностью обоснованным. Изучена волна цунами, генерированная подвижкой ледника на Шпицбергене. Волна цунами по своим свойствам близка к оползневому цунами. Обнаружено образование переохлажденной воды около ледника при вытекании пресной талой воды из его подводной части в морскую воду.

РЕАКЦИЯ ГЛУБОКОГО ОКЕАНА НА ТРОПИЧЕСКИЕ УРАГАНЫ

Морозов Е.Г.¹

¹ *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва
Нахимовский пр., 36, 8 499 1291954; egmorozov@mail.ru*

We consider the deep ocean response to passing hurricanes. The latter are taken as generators of near-inertial internal waves. The analysis of data collected in the northwestern parts of the Pacific and Atlantic oceans in the season of hurricanes permit to study the deep ocean response to such a strong atmospheric forcing. A large number of moorings (more than 100) in the northwestern Pacific allows us to characterize the spatial features of the oceanic response to typhoons and the variable downward velocity of near-inertial wave propagation.

Исследуется генерация инерционных колебаний как отклик океана на прохождение тайфуна. Наблюдается мгновенная генерация инерционных колебаний во всей толще за счет скачка атмосферного давления при прохождении тайфуна. После этого сильные ветры возбуждают возмущения на поверхности океана, и внутренние волны с периодами, близкими к инерционному, медленно распространяются вглубь океана. Их вертикальная скорость оценивается как 10-30 м/час. Инерционные колебания, возбужденные ураганом, продолжаются 12-20 дней. В районах резкого изменения топографии колебания в глубинных слоях интенсифицируются.

Известно, что внутренние волны с периодами, близкими к инерционному, являются откликом океана на ветровое воздействие. Свойства внутренних волн в этом диапазоне частот, близкому к инерционному, отличаются от свойств остального спектра внутренних волн более высокой частоты. Их энергия характеризуется большей изменчивостью, поскольку они подвержены прямому воздействию ветра с поверхности океана.

После генерации квази-инерционные колебания медленно распространяются вглубь. Траектории квази-инерционных возмущений слабо наклонены к поверхности океана.

Учитывая тот факт, что ураганы двигаются со скоростью порядка 10 м/с (скорость урагана, а не ветра в урагане, которая может достигать 50 м/с), вряд ли квази-инерционные колебания могут формировать

вертикальные моды. Кроме того, при движении урагана обычно всегда составляющая на север велика. Это означает, что квази-инерционные внутренние волны все время генерируются с меньшей и меньшей частотой и не могут распространяться на север вслед за ураганом, поскольку в каждый момент широта северней их генерации является для них критической, севернее которой они не могут распространяться.

Квази-инерционный интервал спектра течений доминирует над остальной частью спектра в диапазоне частот внутренних волн. Максимум спектра, как правило, несколько смещен в сторону высоких частот (1.02-1.06 от локальной инерционной частоты). Спектр имеет не один главный пик, а характеризуется пилообразной формой. Спектр инерционных колебаний описывается функцией Эйри, которая имеет несколько близко расположенных максимумов. Физическое объяснение этого факта заключается в том, что для квази-инерционных колебаний существует критическая широта, севернее которой они не могут распространяться. Волны разной энергии, генерированные в соседних районах, дают несколько близких пиков разной величины.

Анализ проводится по данным буев на Мегполигоне, через который прошло четыре тайфуна.

Величины пика на спектрах в районе инерционной частоты неравномерно распределены по площади Мегполигона. На фоне хаотичности выделяются большие значения спектральных плотностей в районе антициклонического вихря и в южной части полигона у северного края течения Курошио. Такое отклонение от равномерного распределения может быть объяснено передачей энергии от синоптического вихря и, от мощного течения инерционным колебаниям. Механизм усиленной генерации инерционных течений в районе сильных средних течений – это, по всей видимости, сильный сдвиг течений в потоке. Кроме того, южная часть полигона была сильнее подвержена действию тайфуном и как следствие, там могли развиваться более сильные инерционные колебания.

Спектральные плотности в инерционном интервале для измерений в глубоких слоях океана характеризуются большим сдвигом максимума спектра в сторону высоких частот. Этот факт объясняется тем, что внутренние волны с периодом, очень близким к инерционному, практически не могут распространяться вглубь океана из-за малых углов наклона их траектории групповой скорости и затухают. Волны с более высокой частотой проникают в глубинные слои. Разница в частотах между локальным инерционным периодом и частотой волн, которые достигают дна, может считаться шириной спектрального пика в инерционном интервале.

На спектрах течений, измеренных на глубоких горизонтах, инерционный пик смещен в сторону более высоких частот, поскольку только высокочастотная часть полосы инерционных колебаний проникает на большие глубины.

Измерения скоростей на буйковых станциях показывают, что инерционные колебания были возбуждены практически одновременно на всех горизонтах. Через несколько дней на глубоких горизонтах был зарегистрирован второй пакет инерционных колебаний. Первый пакет колебаний был возбужден резким изменением давления, а второй – медленным распространением колебаний, возбужденных ветром с поверхности.

После генерации колебаний 18 августа инерционные возмущения достигают сначала глубины 400 м 27 августа. Скорость их распространения вглубь океана оценивается как 2.5 м/с. На горизонте 1200 м волновой пакет обнаруживается 29 августа. Скорость его распространения возросла, поскольку наклон характеристической кривой увеличился. Скорость оценивается как 16 м/час. Еще через пять дней волновой пакет достигает глубины 4500 м. Скорость его распространения увеличилась до 30 м/час, поскольку частота Брента-Вясяля на больших глубинах уменьшилась почти в 10 раз по сравнению с термоклинном.

Траектории вектора скорости (годографы) дают дополнительную информацию о проникновении инерционных колебаний вглубь океана. До прихода тайфуна Фрида 18 сентября годограф практически круговые, а скорости малы. Начиная со дна прихода тайфуна амплитуды колебаний увеличиваются и становятся эллиптическими. Ограничение по широте не дает возможности развиваться колебаниям вдоль меридиана. На горизонте 1200 м мы наблюдаем генерацию инерционных колебаний сразу после прихода тайфуна. Через несколько дней эти колебания затухают. После этого, 3 октября пакет инерционных колебаний, генерированных ветром у поверхности достигает горизонта 1200 м.

Проникновение инерционных колебаний вглубь океана определяется двумя факторами: (энергией колебаний и (2) вертикальной групповой скоростью, которая мала (и стремится к нулю около f).

ГЛОБАЛЬНОЕ ПОЛЕ ВНУТРЕННИХ ВОЛН**Морозов Е.Г.¹**

¹ *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36, 8 499 1291954; egmorozov@mail.ru*

Internal tides in the ocean are studied on the basis of moored measurements and modeling. The most energetic internal tides are generated over the slopes of submarine ridges. Regions of internal tides generation are found

Внутренние приливы изучены по данным нескольких тысяч буйковых станций в различных районах океана. Проанализирована генерация внутренних приливов за счет взаимодействия баротропного прилива с неровностями топографии дна океана. Показано, что наибольшая генерация происходит на подводных хребтах. Оценен поток энергии внутренних приливов при их генерации около подводных хребтов на основе известных математических моделей. Потоки энергии внутренних приливов от подводных хребтов значительно превышают потоки энергии от континентальных склонов, поскольку основная часть приливного потока идет параллельно континентальным склонам, а если подводный хребет стоит на пути приливного потока, то это вызывает интенсивную генерацию внутреннего прилива. На генерацию внутренних приливов на подводных хребтах уходит около одной четверти энергии диссипации баротропного прилива.

Затухание внутреннего прилива оценено по данным измерений на полигонах буев. Совместный анализ модельных расчетов и океанских наблюдений позволили построить карту амплитуд внутреннего прилива во всем океане. Экстремальные внутренние приливы, амплитуды которых превышают 50 м, обнаружены около Маскаренского хребта в Индийском океане, Алеутских островов, Южно-Атлантического хребта, гряды банок Метеор, в Гибралтарском проливе и в Баб-эль-Мандебском проливе.

ПОТОКИ ДОННОЙ ВОДЫ ЧЕРЕЗ РАЗЛОМЫ СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Морозов Е.Г.¹

¹ *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, 8 499 1291954; egmorozov@mail.ru*

We study the flows of Antarctic Bottom Water through the fractures of the Mid-Atlantic Ridge in its northern tropical part. It was found that in addition to the Vema Fracture Zone approximately half of the transport occurs through the other fractures.

Антарктическая донная вода (ААДВ) представляет собой наиболее холодную и тяжелую воду, заполняющую глубоководные котловины на значительной части Мирового океана. Эта вода формируется на антарктическом склоне всего в нескольких районах по периметру Антарктиды, в частности, в море Уэдделла в Атлантике. Достигнув ложа Мирового океана, ААДВ из районов своего формирования распространяется на север, перетекая из одной котловины в другую. В Атлантике эта вода, определяемая как слой вод с потенциальной температурой $\theta < 2.0^\circ\text{C}$, достигает Ньюфаундлендской банки в Западной Атлантике, и хребта в Восточно-Азорском разломе (далее Восточно-Азорского хребта) в Восточной Атлантике. Каналы и понижения в хребтах, разделяющих отдельные котловины, играют ключевую роль в распространении ААДВ. В Атлантике к их числу (по ходу распространения ААДВ до Восточно-Азорского хребта) относятся многочисленные проходы в хребте Саут-Скотия, каналы Вима и Хантер, связывающие Аргентинскую и Бразильскую котловины, Экваториальный канал, разломы Вима (11°с.ш.), Романш и Чейн в Срединно-Атлантическом хребте на экваторе, проход Кейн (9°с.ш.) в Восточной Атлантике и многочисленные разломы в Северо-Атлантическом хребте [Morozov et al., 2010]. Во многих разломах пути распространения ААДВ в Атлантике на сегодняшний день остаются малоисследованными. В особенности это относится к северным разломам в Срединно-Атлантическом хребте.

В 2016 г. исследованы потоки в нескольких разломах в Северо-Атлантическом хребте, которые соединяют глубоководные части Западной и Восточной Атлантики: это разломы Вима, Долдрамс, Вернадского, Безымянный разлом на $7^\circ 28'$ с.ш. и разломы Страхова и Богданова.

Подтвердился более ранний результат, что в разломе Вима существует наиболее сильный поток Антарктической воды на восток со скоростями течений до 45 см/с. Обнаружена сильная межгодовая изменчивость скоростей течений и расходов в разломе Вима по данным 2014, 2015 и двух экспедиций 2016 гг. Измерения 2016 г. показали, что в разломах Безымянный 7.5°с.ш., Богданова, Долдрамс, Архангельского и Вернадского существуют потоки донных вод в восточную Атлантику меньшие, но сопоставимые с разломом Вима.

Ранее во многих из этих каналов измерения течений не проводились вообще, поэтому работы 2014-2016 гг. можно считать пионерскими.

Наблюдается сильная межгодовая изменчивость потока в разломе Вима. Расход меняется от 0.7 до 1 Св. При увеличении максимальной скорости потока расход через разлом может снизиться, если ядро максимальных скоростей окажется прижатым ко дну, где сечение канала меньше.

Прямого потока донной воды через разлом Долдрамс почти нет. Поток идет через разлом Вернадского, затем поворачивает в рифтовую долину между разломами Долдрамс и Вернадского и затем течет в восточную Атлантику уже по разлому Долдрамс.

СРАВНЕНИЕ ДАННЫХ *IN SITU* СО СПУТНИКОВЫМИ ДАННЫМИ КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА А И КОККОЛИТОФОРИД, ПОЛУЧЕННЫМИ В РЕЙСЕ АМК-68

Муравья В.О.^{2,1}, Лифанчук А.В.³, Саллинг И.В.¹

¹ *Институт океанологии им. П.П.Шириова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, 8(499)124-13-01*

² *Московский физико-технический институт, 141701, Московская область, г. Долгопрудный, Институтский пер., 9, 8 (495) 408-45-54*

³ *Институт океанологии им. П. П. Шириова РАН, Южное отделение, 353468, г. Геленджик, ул. Просторная, 1Г, 8 (861) 412-80-69*

Activities related to searching of the coccolithophorid blooms (CB) were based on the analysis of the maps plotted according to the satellite data obtained during the expedition АМК-68. The frequent matches of the greatest concentration of coccolithophorid and the higher concentration of chlorophyll a were observed. The present study provides a comparison between in situ and satellite data.

Взвешенный неорганический углерод продуцируется в Мировом океане повсеместно в процессе жизненных циклов рифовых биосистем, макрофитов и планктонных сообществ. Основным продуцентом взвешенного неорганического углерода в морских биосистемах являются кокколитофорида [1,2]. В рейсе АМК-68 одной из задач исследования было понять, как климатические и океанологические факторы влияют на развитие кокколитофоридного цветения. В ходе экспедиции были получены данные по концентрации хлорофилла а, а также основные гидрологические показатели с зонда CTD SBE 9plus, такие как температура, солёность и давление в толще воды [3]. Станции отбора проб выбирались на основании карт, построенных по спутниковым данным с осреднением за 1 сутки.

Работы по поиску кокколитофоридных цветений (КЦ) были основаны на анализе карт, построенных по спутниковым данным, которые были собраны во время рейса АМК-68. Были замечены частые совпадения наибольших концентраций кокколитофорид с повышенными концентрациями хлорофилла а. В ходе рейса 10 станций совпали предположительно с интенсивным развитием кокколитофорид. На них также были отмечены повышенные концентрации хлорофилла а на глубине 20 метров. Концентрацию хлорофилла а, феофитина а определяли

флуориметрическим методом с экстрагированием в ацетоне 90% на флуориметре Trilogy 1.1 (Turner Designs, США) в судовой лаборатории. Концентрацию хлорофилла а рассчитывали по формулам [4].

В результате были построены поля концентрации хлорофилла, температуры и солёности на глубине 5 метров, чтобы сравнить с поверхностными картами, построенными по спутниковым данным. Ниже представлены карты температуры и концентрации хлорофилла а, как наиболее показательные.

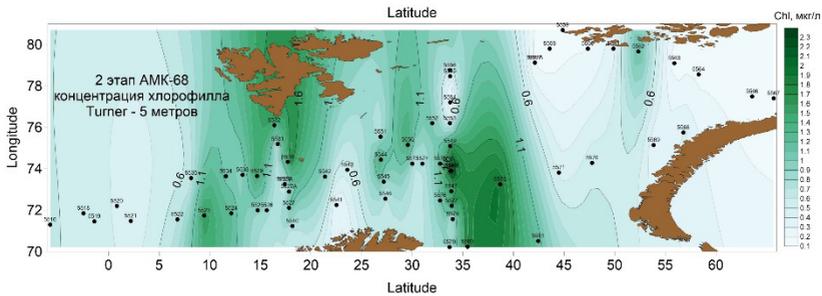


Рис. 1 Поле концентрации хлорофилла а на глубине 5 метров в Баренцевом море по данным Turner, полученные в рейсе АМК-68.

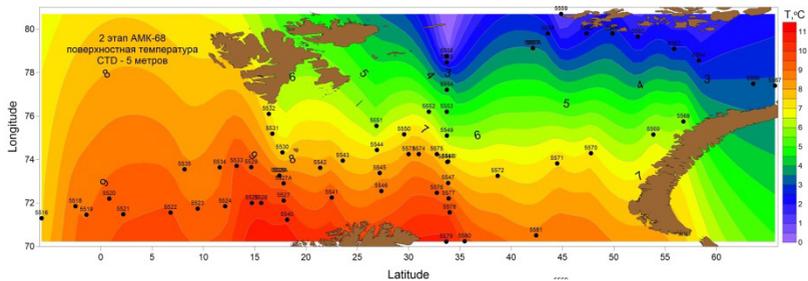


Рис. 2 Поле температуры на глубине 5 метров в Баренцевом море по данным CTD зонда, полученные в рейсе АМК-68.

Рис. 1 и 2 представляют из себя карты осредненные за время всего рейса. Более достоверную информацию представляет из себя центральная часть Баренцева моря, так как частота станций в этом районе значительно больше. На рисунке 2, где представлено поле температуры на глубине 5 метров, заметно, как сменяется теплая атлантическая вода холодными арктическими водами. Станции с кокколитофоридными цветениями пришлось на район Кольского меридиана, где на рис. 1 район наибольшей концентрации хлорофилла а.

Максимальная концентрация хлорофилла а во время интенсивного развития кокколитофорид составляла 2,303 мкг/л (станция 5548-А глубина 5 м), а минимальная – 0,058 мкг/л (станция 5575 глубина 45 м). Наибольшие концентрации хлорофилла а в основном находились в верхнем слое водной толщи (примерно 0-10 м), но на трех станциях (5544, 5575, 5579) его максимумы находились на глубине 15-20 м.

Как было отмечено выше, станции для работы выбирались по спутниковым снимкам.

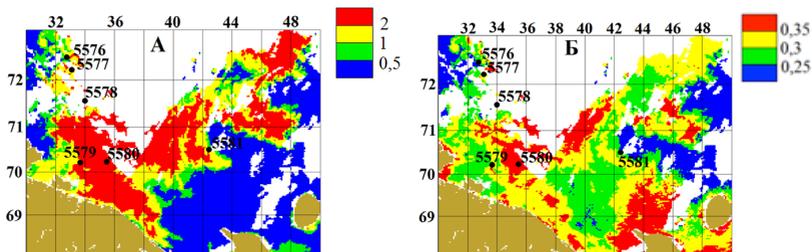


Рис. 3. Поле концентрации кокколитов, N_{coc} (А) по спутниковым данным и концентрации хлорофилла а (Б), усредненные за 14-15 августа 2017 г.

Сравнительный анализ карт, построенных по натурным и спутниковым данным, показал, что повышенные концентрации хлорофилла А наблюдаются в более теплых водах. Места бурного цветения совпадают как по натурным, так и по спутниковым данным. Однако, анализ карт выявил значительное расхождение величины значений спутниковых и натурных данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 14-50-00095, предоставленного Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Milliman J., Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of a nonsteady state / J. Milliman // *Global Biogeochemical Cycles*. 1993. V. 7. P. 927-957.
2. Коросов А.А. Идентификация и картирование ареалов цветения кокколитофоров в Бискайском заливе по спутниковым данным / А.А. Коросов, Е.А. Морозов, Д.В. Поздняков, Л.Х. Петтерссон, Х. Грассл // *Исследование Земли из космоса*. 2009. No 3. С. 67-78.
3. Sea-Bird Electronics: SBE 9plus CTD User manual, version 013, 67 pp., 2015.
4. EPA Method 445.0. Rev. 1.2. In vitro Determination of Chlorophyll "a" and Pheophytin "a" in Marine and Freshwater Algae by Fluorescence. N.Y.: Nat. Expo" sure Res. Lab.; U.S. Environ. Protection Agency, 1997.

СОВРЕМЕННЫЕ ЗАЯКОРЕННЫЕ МОБИЛЬНЫЕ ПРОФИЛИРУЮЩИЕ АППАРАТЫ

Островский А.Г.¹

*¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36, osasha@ocean.ru*

Moored automatic mobile profilers are reviewed, from their conception by [1] through their developments in two platforms including the hydraulic driven profiling float better suited for the acoustic current meter application and the winched type shallow-water profiler capable for multidisciplinary real-time environmental monitoring.

Доклад посвящен современным автономным заякоренным профилографам, которые предназначены для измерений вертикальных профилей течений и характеристик морской среды в целях оперативной океанографии и для климатических исследований. К таким аппаратам относятся зонды, периодически вытравливаемые с помощью заякоренных донных и поверхностных лебедок, а также зонды, перемещающиеся по вертикально натянутому тросу на буйковых станциях.

Работы по созданию автономных океанологических мобильных профилографов начались в 1970-х гг. За последние 30 лет в результате выполнения НИР в разных странах мира были разработаны и испытаны в морских условиях как минимум 22 образца, некоторые из которых стали производиться серийно. Профилографы, передвигающиеся вверх-вниз по тросу самостоятельно или циклирующие водную толщу с помощью лебедки, рассматриваются как важный компонент наблюдательной сети в Мировом океане.

Заякоренные профилографы предназначены для регулярного получения временных рядов вертикальных тонкоструктурных профилей гидрофизических, гидрохимических и биоокеанологических характеристик в фиксированных географических точках в ключевых для мониторинга акваториях. Важно, что с помощью профилографов измерения выполняются одним набором датчиков во всем столбе воды от приповерхностного слоя до дна, что позволяет получить однородные данные с одинаковой точностью.

Для изучения экосистем и их реакции на внешние, в том числе на климатические воздействия, профилирование выполняется с интервалом примерно 1 час с вертикальным разрешением не хуже 1 м.

Все мобильные профилографы, разработанные с начала 1990-х гг., можно классифицировать по четырем главным особенностям: способу постановки, энергетике, способу перемещения и системе связи.

В 2006–2008 гг. в Институте океанологии РАН была осуществлена разработка подводного аппарата Аквазонд, предназначенного для автоматизированного профилирования водной толщи на заякоренной буйковой станции [1]. Нарботки по изделию Аквазонд, легли в основу создания заякоренного мобильного профилирующего аппарата Аквалог [2–4], показанного на рис. 1.



Рис. 1 Заякоренный мобильный профилирующий аппарат Аквалог: слева – общий вид, сверху – при подъеме на борт судна после 2-х недельной постановки в Мертвом море.

Аппарат Аквалог предназначен для долговременной, до 1 года, автономной работы – регулярному перемещению с заданной скоростью с помощью электромеханического привода по буйрепу буйковой станции в рабочем диапазоне глубин 5–1000 м между подповерхностной плавучестью и донным якорем. Аппарат перемещается за счет вращения приводного ролика, взаимодействующего с буйрепом. При работе аппарат поддерживает стабильную ориентацию относительно направления течения, что немаловажно для измерений скорости и направления течений.

На аппарате предусмотрено крепление различных современных измерителей в зависимости от условий мониторинга и поставленной задачи. Профилограф Аквалог может комплектоваться акустическими доплеровскими измерителями течений RDI DVS или Nortek Aquadopp.

На аппарате также интегрированы СТД зонды RBR, SBE, RDI Teledyne. Причем зонды СТД могут доукомплектовываться различными датчиками компаний Wet Labs или Sea Point (оптическими датчиками ксилорода, флуоресценции и мутности) компаний Wet Labs или Sea Point и другими приборами.

В части передачи данных профилограф Аквалог, наряду с подводным индуктивным модемом производства Sea Bird Electronics, может комплектоваться цифровыми акустическими модемами Benthos или Evologic. С профилографом поставляется буй с индуктивным модемом или гидроакустическим модемом и техническими средствами мобильной связи GSM/GPRS, спутниковой связи ARGOS или Iridium, а также УКВ радиосвязи.

В 2010-2016 гг. профилограф Аквалог был использован для научных исследований в Балтийском, Карском, Красном, Мертвом, Средиземном, Черном и Японском морях. Исследования проводились в различных климатических условиях, например в Японском море в акватории, частично покрытой льдом, в зимних условиях в феврале 2010 г., когда температура воды опускалась ниже -1°C . Важнейшими с точки зрения проверки живучести профилографа стали экспериментальные работы в Мертвом море в 2012-2013 гг. при высочайшей солености воды (300-400 практических ед.), которые продемонстрировали лучшие качества прибора по коррозионностойкости и надежности.

Опыт, накопленный при создании профилографа Аквалог, позволил приступить к разработке нового аппарата – подводного лебедочного зонда.



Рис. 2 Подводный лебедочный зонд: слева – общий вид, справа – верхняя часть зонда при всплытии к поверхности моря во время натурных испытаний в Черном море в июне 2017 г.

Подводный лебедочный зонд (рис. 2) представляет собой малогабаритный, надежный и относительно легкий носитель с ресурсом электробатарей для автономной работы в течение как минимум 1 месяца, который позволяет: а) монтировать датчики OEM для измерений вертикальных профилей характеристик водной среды от горизонта 100 м до поверхности моря, б) передавать оперативно данные измерений потребителю. Носитель оснащен лебедкой, причем верхний конец троса намотан на барабан лебедки, а нижний крепится к якорю, установленному на дне, или к притопленной плавучести. Разработка предназначена для исследований и мониторинга водной среды как в акватории морского шельфа, так и внутреннего водоема.

ЛИТЕРАТУРА

1. Van Leer J., Duing W., Erath R. et. al. The Cyclosonde: An unattended vertical profiler for scalar and vector quantities in the upper ocean // *Deep-Sea Research*. 1974. V. 21. N. 5. P. 385-400.
2. Островский А.Г., Зацепин А.Г., Деревнин В.А. и др. Заякоренная автоматическая измерительная система «Аквазонд» для вертикального профилирования морской среды // *Океанология*. 2008. Т. 48. № 2. С. 1-10.
3. Островский А.Г., Зацепин А.Г., Иванов В.Н. и др. Заякоренная профилирующая океанская обсерватория // *Подводные исследования и робототехника*. 2009. №2/8. С. 50-59.
4. Островский А.Г., Зацепин А.Г., Соловьев В.А., Цибульский А.Л., Швоев Д.А. Автономный мобильный аппаратно-программный комплекс вертикального зондирования морской среды на заякоренной буйковой станции // *Океанология*. 2013. Т. 53, № 2. С. 259–268.
5. Ostrovskii A.G., Zatsepina A.G., Shvov D.A., Soloviev V.A. Underwater anchored profiler Aqualog for ocean environmental monitoring // *Advances in Environmental Research*. 2010. V. 4. P. 201-218.

ГЕОСТРОФИЧЕСКОЕ ПРИСПОСОБЛЕНИЕ С УЧЕТОМ ГИРОСКОПИЧЕСКИХ ВОЛН И ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ УГЛОВОЙ СКОРОСТИ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ

Резник Г.М.¹, Цыбанева Т.Б.¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36, 8(499)124-75-72, labreznik@ocean.ru; 8(499)124-86-10,
labreznik@ocean.ru

Geostrophic adjustment is examined in barotropic and stably-neutrally stratified ocean models taking into account gyroscopic waves and the horizontal component of angular velocity of the Earth's rotation. It is shown that the motion is split into quasigeostrophic and wave components; joint dynamics of the components is studied.

ВВЕДЕНИЕ. Гироскопические волны (ГВ) существуют благодаря вращению [1]; учет ГВ требует отказа от традиционного и гидростатического приближений. До сих пор в работах по геострофическому приспособлению принимались в расчет только гравитационные волны [2, 3]; наша цель состоит в том, чтобы включить в анализ ГВ. В § 2 мы рассматриваем геострофическое приспособление в баротропном слое жидкости постоянной глубины, вращающемся с постоянной угловой скоростью Ω , не совпадающей с силой тяжести по направлению (рис.1). В § 3 обсуждается геострофическое приспособление в бароклинно-баротропном (ББК) океане, состоящем из стратифицированного верхнего слоя и однородного нижнего слоя. В такой модели ГВ сосуществуют с внутренними волнами (ВВ).

БАРОТРОПНАЯ МОДЕЛЬ [4]. Запишем уравнения движения для баротропного слоя воды (рис. 1)

$$\mathbf{u}_t + (\mathbf{u} \cdot \nabla)\mathbf{u} + 2\Omega \times \mathbf{u} = -\nabla p / \rho_0, \quad \nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (1a,б)$$

Здесь $2\Omega = \mathbf{e}_y f_s + \mathbf{e}_z f$; $\mathbf{e}_x, \mathbf{e}_y, \mathbf{e}_z$ – орты вдоль соответствующих осей; $f = 2\Omega \sin \phi$ и $f_s = 2\Omega \cos \phi$ – удвоенные вертикальная и горизонтальная компоненты Ω , соответственно; остальные обозначения общеприняты. Поле скорости удовлетворяет условиям непротекания на дне и поверхности и начальным условиям:

$$w|_{z=0,-H} = 0, \quad (u, v, w)_{t=0} = (u_p, v_p, w_p)(x, y, z). \quad (2a,6)$$

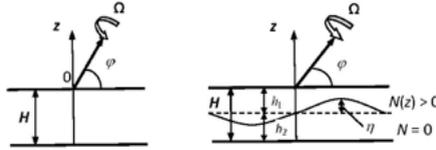


Рис. 1. Схематическое изображение слоя, вращающегося с угловой скоростью Ω . Слева: баротропная модель; справа: бароклинно-баротропная модель.

Волновые моды. Волновой спектр состоит из геострофической моды с нулевой частотой и ГВ. Геострофическая мода представляет собой вихрь Тейлора, ориентированный вдоль Ω ; ГВ – волновые решения вида $(k, l$ – волновые числа, κ – модуль волнового числа, σ – частота) $w = W(z)\exp[i(kx+ly-\sigma t)]$. Дисперсионное соотношение $\sigma = \sigma(k, l, n)$ ГВ [4] состоит из суб- и супер-инерционных ветвей σ_n^{sub} и σ_n^{sup} ; n – номер вертикальной моды, равный числу нулей амплитуды W . В длинноволновом приближении $\kappa H \ll 1$ и суб- и супер-инерционные частоты близки к инерционной частоте f , причем:

$$\sigma_n^{\text{sub}} \approx f - f_s |l| H / 2n\pi, \quad \sigma_n^{\text{sup}} \approx f + f_s |l| H / 2n\pi. \quad (3a,6)$$

«Нетрадиционные» (пропорциональные f_s) слагаемые в (4) приводят к меридиональному (вдоль оси y) дисперсионному расплыванию начального возмущения (подробности см. в [4]).

Нелинейная эволюция. При изучении нелинейной эволюции мы вводим горизонтальный масштаб L , масштаб горизонтальной скорости U и др., записываем задачу (1), (2) в безразмерном виде и полагаем число Россби $R_0 = U/fL$ и параметр $\delta = H/L$ малыми и равными друг другу, т.е. $R_0 = \delta \ll 1$. Все поля представляются в форме многомасштабных асимптотических разложений вида [4]:

$$u = u_0(x, y, z, t, T_1, \dots) + du_1 + \dots; \quad T_n = d_n t, \quad n = 1, 2, \dots \quad (4)$$

Решение нулевого порядка u_0 представляет собой сумму медленной квазигеострофической (КГ) компоненты \bar{u}_0, \dots , не зависящей от z , и быстрых агеострофических инерционных колебаний (ИК) \hat{u}_0, \dots , модулированных амплитудой, зависящей от координат и медленного времени:

$$\bar{\psi}_0 = \bar{\psi}_0(x, y, T_1, \dots), \quad \bar{u}_0 = -\bar{\psi}_{0y}, \quad \bar{v}_0 = \bar{\psi}_{0x}; \quad (5)$$

$$\hat{u}_0 + i\hat{v}_0 = A_0 e^{-ir} w_0 = -0.5e^{-ir} \int_{-1}^z (\partial_x - i\partial_x) A_0 dz + \text{с.с.} \int_{-1}^0 A_0 dz = 0 \quad (6)$$

Медленная эволюция описывается уравнениями [4] ($q = f_s / f$)

$$\bar{\Delta} \bar{\psi}_{0T_1} + \mathbf{J}(\bar{\psi}_0, \bar{\Delta} \bar{\psi}_0) = 0, \quad \bar{\Delta} = \partial_x^2 + \partial_y^2, \quad (7a, б)$$

$$A_{0T_1} + \mathbf{J}(\bar{\psi}_0, A_0) + \frac{i}{2} \bar{\Delta} \bar{\psi}_0 A_0 + iq \left(\int_{-1}^z A_0 dz + \int_{-1}^0 z A_0 dz \right)_y = 0. \quad (7в)$$

Уравнение (7а) выражает сохранение потенциального КГ вихря $\bar{\zeta}_0 = \bar{\Delta} \bar{\psi}_0$ и показывает, что медленная КГ компонента на этих временах не зависит от быстрых ИК. Эволюция же ИК в силу (7в) зависит от КГ функции тока $\bar{\psi}_0$. При $q = 0$ имеем $|A_0|_{T_1} + \mathbf{J}(\bar{\psi}_0, |A_0|) = 0$, т.е. ИК захвачены в области первоначального возмущения. При $q \neq 0$ «нетрадиционный» член в (7в) приводит к эффективному излучению ИК, создавая тенденцию к их меридиональному распространению. На временах $\sim 1/\delta$ быстрая и медленная компоненты сохраняют свои энергии, однако на больших временах $\sim 1/\delta^2$ справедливо «уточненное» КГ уравнение [4]

$$\bar{\zeta}_T + \mathbf{J}(\bar{\psi}, \bar{\zeta}) + \delta[\mathbf{G}(\bar{\psi}, A) + q\mathbf{H}(A)] = 0, \quad (8)$$

где $\mathbf{G}(\bar{\psi}, A)$, $\mathbf{H}(A)$ – функционалы [4]; индексы опущены.

Зависимость от времени энергии КГ компоненты дается уравнением:

$$\partial_T \bar{E} = \delta q \int \bar{\psi} \mathbf{H}(A) dx dy, \quad \bar{E} = 0.5 \int (\nabla \bar{\psi})^2 dx dy, \quad (9)$$

откуда следует, что при $q \neq 0$ возможен эффективный обмен энергией между КГ компонентой и ИК.

БАРОКЛИННО-БАРОТРОПНАЯ МОДЕЛЬ [5]. В этом случае уравнения значительно усложняются и могут быть найдены в [5]. Здесь представлены только основные результаты.

Волновые моды. Волновой спектр здесь довольно сложен и подробно изучен в [6]. Для геофизических приложений интересна ситуация, когда характерный горизонтальный масштаб L лежит в диапазоне $H \ll L \leq L_R$, L_R – бароклинный масштаб Россби. В этом случае в спектре волн доминируют ГВ и ВВ, причем ГВ близки к ИК и сосредото-

точены в нижнем слое, а ВВ осциллируют в верхнем слое и линейно зависят от z в нижнем, будучи при этом сильно дисперсивными.

Нелинейная эволюция. Аналогично баротропному случаю, уравнения приводятся к безразмерному виду и решаются в длинноволновом приближении с помощью разложений вида (4). В нулевом приближении решение является суммой медленной КГ и быстрой волновой компонент. Эволюция КГ компоненты описывается двумя уравнениями сохранения КГ потенциального вихря. Волновая компонента является суперпозицией дисперсивных ВВ и ИК. ИК сосредоточены в нижнем слое и описываются формулами (6). В бароклинном слое ИК существовать не могут [5], поэтому здесь у границы раздела между слоями на больших временах возникает нестационарный пограничный слой, экранирующий верхний слой от проникновения ИК из нижнего. С ростом времени толщина погранслоя уменьшается, а вертикальные градиенты горизонтальных скоростей растут, что может приводить здесь к интенсивному перемешиванию и неустойчивости. В процессе геострофического приспособления ВВ постепенно затухают из-за дисперсии; «результатирующее» движение представляет собой суперпозицию медленно меняющегося КГ поля, с ИК, сосредоточенными в нижнем слое и экранирующим погранслоем у границы раздела между слоями.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00070.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане. Т. 1. М.: Мир, 1981. 480 с.
2. Reznik, G.M., Zeitlin, V., Ben Jelloul, M. J. Nonlinear theory of geostrophic adjustment. Part 1. Rotating shallow-water model // J. Fluid Mech. 2001. V. 445. P. 93-120.
3. Zeitlin, V., Reznik, G.M. & Ben Jelloul, M. Nonlinear theory of geostrophic adjustment. Part 2. Two-layer and continuously stratified primitive equations. J. Fluid Mech. V. 491. P. 207-228.
4. Reznik, G.M. Geostrophic adjustment with gyroscopic waves: barotropic fluid without traditional approximation. J. Fluid Mech. 2014. V. 743. P. 585-605.
5. Reznik, G.M. Geostrophic adjustment with gyroscopic waves: stably-neutrally stratified fluid without the traditional approximation. J. Fluid Mech. 2014. V. 747. P. 605-634.
6. Reznik, G.M. Linear dynamics of a stably-neutrally stratified ocean. J. Mar. Res. 2013. V. 71. № 4. P. 253-288. УДК 551.551.8

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА В ПОЛЯРНЫХ РАЙОНАХ

**Репина И.А.¹, Артамонов А.Ю.¹, Варенцов М.И.¹,
Хавина Е.М.¹**

¹*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН,
119017, Москва, Пыжевский пер. 3,
тел. 8-951-85-49, repina@ifaran.ru*

Results of experimental studies of the ocean-ice-air interaction in summer and autumn in the central and shelf regions of the Arctic Ocean. Fluxes of heat, moisture and momentum were calculated and analyzed for typical atmospheric conditions in the deep and shelf areas and over various types of ice and open water. The characteristics of atmospheric boundary layer stability in the marginal zones were also addressed.

Введение. Одним из основных вопросов проблемы взаимодействия океана и атмосферы является описание процессов энергомассобмена. В наиболее сложном виде эти процессы представлены в Арктическом бассейне, так как ледяной покров определяет изменение альбедо, потоки тепла и влаги, а также динамическое взаимодействие между океаном и атмосферой [1, 2]. Полярной зимой лед препятствует теплообмену, но при наличии участков открытой воды (полюней, разводий) из-за большой разницы температур вода-воздух турбулентные потоки тепла возрастают в десятки раз [3]. Полярным регионам свойственна поверхность сложной структуры: здесь присутствуют льды различной толщины, покрытые торосами, снежниками, гладкие и со снежным покровом; полюньи и разломы различной протяженности; большие участки открытой воды во взволнованном состоянии. В результате, воздушный поток, переходя с одной поверхности на другую, трансформируется, и возникает сложная система внутренних пограничных слоев. Обменные процессы оказываются зависимы от сплоченности, толщины льда, степени его заснеженности и восторошенности, направления воздушного потока, площади полюней и трещин, наличия поземки и многих других часто трудно формализуемых факторов [1, 2, 4, 5]. Структура поверхности льда влияет на тепло- и влагообмен между льдом и атмосферой и профили метеорологических величин в приповерхностном слое [6].

Наиболее сложны процессы энергообмена в прикромочных зонах, где ледяной покров имеет ярко выраженный сезонный цикл и наблюдается максимальное разнообразие его структуры и сплоченности [7, 8].

Результаты исследований. Сильное радиационное выхолаживание и сравнительно небольшое поступление тепла от океана через теплоизолирующий слой льда приводят к тому, что температура верхней поверхности льда оказывается ниже температуры окружающего воздуха, что определяет устойчивую стратификацию приледного слоя атмосферы и отрицательный знак турбулентного потока явного тепла, а это означает охлаждение нижнего слоя атмосферы. Вклад турбулентного потока скрытого тепла незначителен, что объясняется малым содержанием водных паров в приледном слое атмосферы. В летний период преобладает нейтральная стратификация атмосферы, турбулентные потоки малы и также преобладает радиационный баланс за счет потоков коротковолновой радиации (рис. 1).

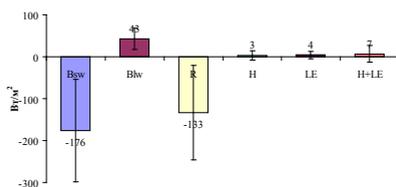


Рис. 1. Средние составляющие теплового баланса (3) в летний период в Арктике по данным измерений.

Но над участками молодого тонкого льда и, тем более, открытой поверхности в полыньях и разводьях, условия теплообмена меняются: все составляющие теплового баланса увеличиваются, а турбулентный поток тепла меняет знак. Особенно это существенно в осенне-зимний период, когда разница температур вода-воздух может достигать нескольких десятков градусов. При наличии открытой воды и молодого льда в осенне-зимний период турбулентный энергообмен начинает играть ключевую роль в общем энергетическом балансе. Наблюдался положительный поток тепла над зонами разводий и отрицательный – над многолетними льдами.

На рис. 2 продемонстрировано как при одинаковых погодных условиях в летне-осенний период сплоченность льда (процентное отношение площади открытой воды к площади льда) влияет на турбулентный энергообмен. В данном случае рассматривались измеренные турбулентные потоки тепла, осредненные по часовым интервалам, и визуальное определенная средняя концентрация льда за этот период.

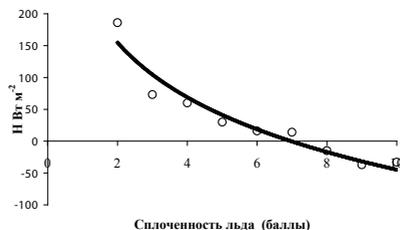


Рис. 2. Зависимость полученных из прямых измерений потоков тепла от сплочности льда. Линией обозначена аппроксимация.

На рис. 3 показаны результаты измерений коэффициента сопротивления поверхности на различном расстоянии от гряды торосов с наветренной и подветренной стороны. Наблюдается интенсификация обменных процессов непосредственно над грядой и на расстоянии нескольких десятков метров от нее как с наветренной, так и с подветренной стороны. Влияние гряды торосов заметно на расстоянии 200 метров по направлению ветрового потока.

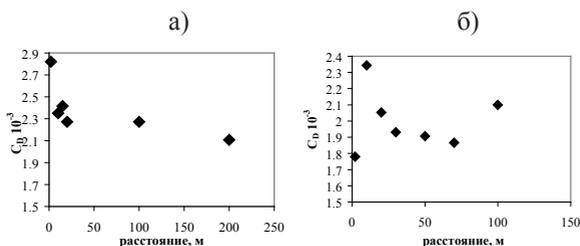


Рис.3. Коэффициент сопротивления заснеженной поверхности на различном расстоянии от гряды торосов: а) – направление ветрового потока от торосов к заснеженной поверхности; б) – направление ветрового потока от заснеженной поверхности к гряде торосов.

Результаты проведенных измерений подтверждают, что коэффициент сопротивления C_D и шероховатость ледовой поверхности в очень большой степени зависит от формы, геометрических размеров и размещения имеющихся на ней неровностей. Кроме того, сопротивление ледовой поверхности зависит от состояния снежного покрова, от наличия поземки и снегопадов, от стратификации приземного воздуха. Поэтому коэффициент сопротивления и параметр шероховатости оказываются изменчивы во времени и в пространстве Арктики в зависимости от метеорологических характеристик и распределения зон торошения и подвижек льда. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 17-05-01221.

ЛИТЕРАТУРА

1. Макштас А.П. Тепловой баланс Арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 87 с.
2. Репина И.А., Артамонов А.Ю., Смирнов А.С., Чечин Д.Г. Исследование взаимодействия океана и атмосферы в полярных районах в рамках международного полярного года. В сб. Метеорологические и геофизические исследования (под ред. Г.В. Алексеева). М.; СПб, 2011. С. 236–250.
3. Репина И.А., Чечин Д.Г. Влияние полыней и разводий в Арктике на структуру атмосферного пограничного слоя и региональный климат // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9, № 4. С. 162–170.
4. Волков Ю.А., Репина И.А. Влияние структуры подстилающей поверхности в полярных районах на энергообмен атмосферы и океана. В сб. Поверхностные и внутренние волны в арктических морях (под ред. И.В. Лавренова, Е.Г. Морозова). СПб.: Гидрометеоиздат, 2002. Гл. 11. С. 189–206.
5. Репина И.А., Смирнов А.С. Обмен теплом и импульсом между атмосферой и льдом по данным наблюдений в районе Земли Франца-Иосифа // Известия РАН. ФАО. 2000. Т. 36, №5. С. 672–680.
6. Mauritsen T. On the Arctic Boundary Layer: From Turbulence to Climate. Stochgolm University. 2007. 62p.
7. Zippel S., Thomson J. Air-sea interactions in the marginal ice zone // Elementa Sci. Anth. 2016. Vol. 4 (1). P. 000095.
8. Варенцов М.И., Репина И.А., Артамонов А.Ю., Хавина Е.М., Матвеева Т.А. Экспериментальные исследования энергообмена и динамики атмосферного пограничного слоя в Арктике в летний период // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2016. Т.361. С. 95-127.

О ВНЕДРЕНИИ ИНФОРМАЦИОННО-АНАЛИТИЧЕСКОЙ УПРАВЛЯЮЩЕЙ СИСТЕМЫ УЧЕТА НАУЧНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ АКАДЕМИЧЕСКОГО УЧРЕЖДЕНИЯ

Свиридов С.А.¹

¹ *Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36, 8(495)719-00-35, svi@ocean.ru*

The article discusses the Information Analytical System for Accounting the Results of the Scientific Activity of Employees, Laboratories, Departments and the Institute as a Whole. The system is based on continuous data monitoring on the Institute's performance indicators in real time. The Data Base of primary science-metric information is being developed. The data and metadata of the system are regularly replenished by researchers, department heads, branches and departments. This initiative is developed on web technologies.

Разработанная «Стратегия развития ФГБУН Института океанологии им. П.П. Шириова РАН» [1], утвержденная решением Ученого Совета ИО РАН 19 мая 2017 года, формулирует актуальную задачу создания и внедрения автоматизированной электронной системы учета результатов научных исследований и наукометрических показателей деятельности подразделений Института океанологии, в целом, как и любого научного учреждения РАН. Однако в «Стратегии» не раскрываются методы сбора метаданных выполняемых проектов, библиографических данных, не раскрывается дорожная карта построения такой системы, отчасти сформулированы лишь некоторые критерии и требования к учитываемым параметрам, не анализируются существующие системы [2-4] управления корпоративными информационными ресурсами. В основу таких систем, как правило, закладываются системы ERP-систем (Enterprise Resource Planning – управление ресурсами предприятия) [2] или ECM- систем (Enterprise Content Management – управление корпоративными информационными ресурсами) – общее наименование широкого класса продуктов, используемых как для систем АСУ, АИС, так и для электронного документооборота [3] и управления ресурсами MRP/ERP [4], что определяется как технологии, используемые для сбора, управления, накопления и доставки информации пользователям. Изучение рынка готовых программных продуктов на основе вышеописанных систем в образовательных и научных организациях иллюстрирует, в основном, неудачные

попытки, кроме, вероятно, одного из наиболее успешных проектов для образовательной деятельности: Интеллектуальная Система Тематического Исследования Наукометрических данных «ИСТИНА», созданная в МГУ около 5 лет назад и успешно развиваемая в настоящее время [5]. Задача системы – сбор, учет, систематизация, хранение, анализ и выдача по запросу информации, характеризующей результаты деятельности научных и образовательных организаций, успешно решена в проекте и развивается год от года, обрстая набором все новых свойств и возможностей. С 2017 г. система «Истина» рекомендована ФАНО России для внедрения в структуры академической науки в качестве базовой. С учетом наработанного опыта в Институте механики МГУ, где ведется разработка и сопровождение АИС «Истина», нам целесообразно опираться именно на эту разработку, специализируя настройки и особенности по мере ее освоения. В настоящее время система, главным образом, решает задачу сбора и хранения наукометрической и отчетной информации, тем не менее, она является тем трамплином, с которого в перспективе возникнет возможность перехода к созданию собственной специализированной, настроенной именно на океанологическую тематику, системе.

Разрабатывая проектируемую информационно-аналитическую управляющую систему (далее «ИАУС») ИО РАН будем определять необходимые критерии и показатели в процессе детального обследования уже существующих «бизнес-процессов», сформировавшихся на текущий момент за весь предыдущий период развития Института, и регламентировать новые, вновь создаваемые процедуры, не характерные для старого «бумажного» периода управления. В качестве основы базового перечня рекомендуются следующие базовые показатели деятельности научного учреждения [6]:

- публикации в рецензируемых периодических научных изданиях;
- научные монографии;
- участие в работах по Программам фундаментальных научных исследований Президиума РАН;
- участие в программах международных научных исследований;
- преподавательская деятельность, в т.ч. руководство кафедрами, студентами, аспирантами;
- подготовка аналитических, прогнозных и экспертных материалов для органов государственной власти;
- участие в научных конференциях, конгрессах, съездах;
- патенты и авторские свидетельства;
- научные награды и почетные звания, в т.ч. звания «Профессор РАН»;

- участие в работе экспертных, диссертационных, и других научных советах;
- другие виды научной и научно-педагогической деятельности.

Очевидно, в этих показателях присутствуют скрытые метаданные, характеризующие их как с количественной, так и с качественной стороны. Хорошим результатом и первым опытом выделения таких метаданных явился отчет комиссии о результатах выполненного анализа научных результатов за прошедший период деятельности Института. Приведем не полный список оцениваемых показателей при выполнении анализа результативности научных подразделений:

- M – количество монографий за 2011-2015 гг., в которых сотрудник является автором;
- C_i^7 – суммарное цитирование статей в Web of Science, опубликованных за последние 7 лет (2009-2015 годы);
- $\sum 7 C_i / N_{i_{\text{wos}}}$ – суммарное цитирование статей в Web of Science, опубликованных за последние 7 лет (2009-2015 годы), с нормировкой цитирования каждой статьи на число ее авторов;
- $C_{i_{\text{wos}}}$ – суммарное цитирование всех статей в Web of Science независимо от года публикации;
- h индекс – индекс Хирша согласно Web of Science;
- P_{wos}^5 – число статей, опубликованных за последние 5 лет (2011-2015 годы) в изданиях, индексируемых в Web of Science;
- $\sum^5 P / N_{i_{\text{wos}}}$ – число статей, опубликованных за последние 5 лет (2011-2015 годы) в изданиях, индексируемых в Web of Science, с нормировкой каждой статьи на число ее авторов;
- $P_{\text{ринц}}^5$ – число статей, опубликованных за последние 5 лет (2011-2015 годы) в изданиях, индексируемых в РИНЦ;
- $\sum^5 P / N_{i_{\text{ринц}}}$ – число статей, опубликованных за последние 5 лет (2011-2015 годы) в изданиях, индексируемых в РИНЦ, с нормировкой каждой статьи на число ее авторов;
- Патенты₅ – число патентов, зарегистрированных программ и баз данных за последние пять лет (2011-2015 гг.), в которых патентообладателем является научный институт;
- Гранты РФФ – число грантов РФФ за 2014-2016 гг., в которых сотрудник принимает участие (Р – руководитель, И – исполнитель);
- Гранты РФФИ₅ – число грантов РФФИ за 2011-2016 гг., в которых сотрудник принимал или принимает участие (Р – руководитель, И – исполнитель).

Главной целью создания автоматизированной информационно-аналитической системы является оперативный учет и оценка деятельности,

анализ эффективности научных подразделений и сотрудников; выработка предложений по оптимизации структур и направлений научных исследований на ближайший период. В основу системы закладываются первичные наукометрические данные накапливаемые как во внутреннем документообороте Института, так и во внешних источниках информации: Web of Science, Scopus, РИНЦ, Research Gate.

Для реализации «Стратегии» и повышения уровня эффективности управления научной деятельностью Института на основе мониторинга всех наукометрических показателей научных подразделений целесообразно на первом этапе осуществить внедрение проверенной АИС «Истина» с последующим постепенным переходом к своей специализированной АИУС посредством доработки и автоматизации новых рабочих процессов, характерных для Института океанологии. Данный подход в полной мере соответствует и рекомендациям ФАНО России.

ЛИТЕРАТУРА

1. Стратегия развития ИО РАН. М. ИО РАН, 2017. https://ocean.ru/phocadownload/strategy_ioran_2017.pdf.
2. <https://ru.wikipedia.org/wiki/ERP>.
3. <http://www.aiim.org/What-is-ECM-Enterprise-Content-Management.aspx#>.
4. Баронов В.В. Информационные технологии и управление предприятием. // <https://econ.wikireading.ru/44176>.
5. Васенин В.А., Афонин С.А., Козицын А.С., Голомазов Д.Д., Бахтин А.В., Ганкин Г.М. Интеллектуальная система тематического исследования научно-технической информации (ИСТИНА) // Обозрение прикладной и промышленной математики. Том 19. № 2. С. 239-240.
6. Письмо Федерального агентства научных организаций от 18 октября 2016 г. N 007-18.2-11/НК-1212 О проведении мероприятий, направленных на совершенствование организации фундаментальных научных исследований, проводимых в научных организациях, подведомственных ФАНО РФ и находящихся под научно-методическим руководством РАН. ГАРАНТ.РУ: <http://www.garant.ru/products/ipo/prime/doc/71423632/#ixzz4wY38XMSd>.

ВЛИЯНИЕ МЕЖДЕКАДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ НА КЛИМАТ РОССИИ

Серых И.В.¹

¹*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36, 8(916)114-09-69, iserykh@ocean.ru*

Paper presents the existence of a thermal dipole in the North Atlantic upper 1500-m layer, which can be interpreted as an oceanic counterpart of the atmospheric NAO. This dipole is a factor of the possible physical mechanism of the regional ocean-atmosphere system variability, which influences on the climate changes in Eurasia.

Построены глобальные поля гидрофизических и метеорологических характеристик, относящиеся к периодам отрицательных (1948-1976 и 1999-2015 гг.) и положительной (1977-1998 гг.) фаз Тихоокеанского десятилетнего колебания (PDO). Исследованы данные приповерхностной температуры, атмосферного давления на уровне моря, скорости ветра, теплосодержания верхнего 700-метрового слоя океана, температуры и солёности воды на различных глубинах, потоков скрытого и явного тепла из океана в атмосферу. Рассчитаны средние поля изменений указанных климатических характеристик между рассматриваемыми периодами.

Анализ построенных полей показал, что в верхнем 1500-метровом слое вод Северной Атлантики существует температурный диполь, климатическое значение которого в определенном смысле может быть интерпретировано в качестве океанического аналога атмосферного Североатлантического колебания (NAO) [1]. Предложен индекс Североатлантического диполя (NAD) как разность среднего теплосодержания верхнего 700-метрового слоя океана между регионами (50-70° с.ш.; 60-10° з.д.) и (20-40° с.ш.; 80-30° з.д.). Данный индекс выбран исходя из того, что поля разности между исследуемыми временными периодами средней температуры и солёности северной части Атлантического океана на различных глубинах до 1500 метров показывают, что NAD наиболее ярко проявляется на глубинах от 500 до 700 метров.

Общность пространственно-временной структуры возникающих во время событий Эль-Ниньо аномалий в полях гидрофизических харак-

теристик океана и атмосферы свидетельствует о глобальном характере физического механизма данного явления [2]. Исходя из этого, для подавления влияния Эль-Ниньо при построении графиков индексов использовано 6-летнее сглаживание скользящим средним [3, 4]. Сезонный ход удален путем вычитания климатических значений исследуемых характеристик по всему рассматриваемому временному интервалу. Два индекса NAD и NAO дополняют друг друга, поскольку рассчитываются как градиенты теплосодержания верхнего слоя океана и атмосферного давления между регионами Азорского максимума и Исландского минимума, и характеризуют состояние основной части системы океан-атмосфера Северной Атлантики, а не отдельную её атмосферную или океаническую составляющую. Интересные особенности демонстрирует более чем полувековой ход индексов NAD и NAO (рис. 1): после удаления связанных с Эль-Ниньо колебаний изменения индекса NAO опережают NAD при их высокой взаимной корреляции. Таким образом, можно сделать вывод о том, что в рассматриваемых процессах атмосфера играет ведущую роль по отношению к океану. Большого временного сдвига между индексами NAD и NAO не наблюдается, в то время как фазы колебания индекса Атлантической мультideкадной осцилляции (AMO) сильно смещены (около 10 лет) относительно индекса NAO.

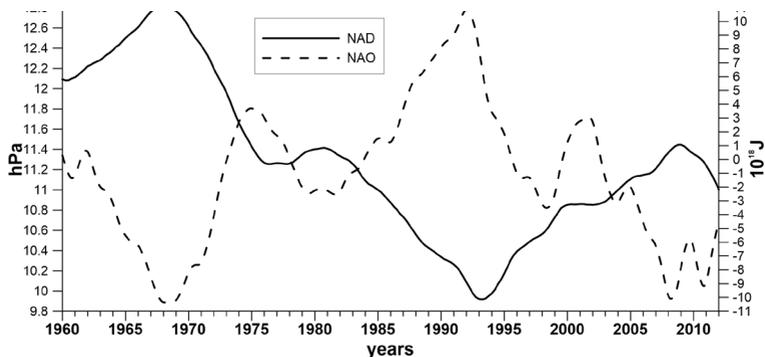


Рис. 1. Индексы Североатлантического диполя (NAD – сплошная линия) и Североатлантического колебания (NAO – пунктирная линия) за период 1960–2011 гг., сглаженные 6-летним скользящим осреднением.

Временные ряды изменений разности средних аномалий потоков скрытого и явного тепла из океана в атмосферу между регионами (50–70°с.ш.; 60–10°з.д.) и (20–40°с.ш.; 80–30°з.д.) демонстрируют высокую

корреляцию с индексами NAO и NAD. При увеличении потоков скрытого и явного тепла из океана в атмосферу теплосодержание океана уменьшается, а при сокращении потоков тепла – увеличивается. Изменения температуры и солености в верхних слоях океана превышают по величине и опережают по времени изменения в нижних слоях. Это также говорит о ведущей роли атмосферы по отношению к океану в рассматриваемых процессах.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в Северной Атлантике в начале 1990-х годов произошел климатический сдвиг – в 1992/93 годах на построенных графиках присутствует сильный излом. Это может быть связано с произошедшим в 1991 году извержением вулкана Пинатубо. После этого события, примерно с 1992/93 года, стало наблюдаться сокращение потоков скрытого и явного тепла из океана в атмосферу и увеличение теплосодержания Северной Атлантики, что могло привести к наблюдаемой в 1999-2015 гг. паузе в потеплении климата Сибири в холодное время года, когда влияние океана наиболее существенно.

Особого внимания заслуживает тот факт, что в районах Исландского минимума и Азорского максимума описанные в работе циклоническая и антициклоническая аномалии циркуляции атмосферы и сокращение и увеличение теплосодержания океана происходят согласованно и квазисинхронно. Благодаря этому аномалии западного переноса вдоль 50 параллели то увеличивают, то уменьшают вынос тепла с Атлантического океана на Евро-Азиатский континент, и климат в Европе и Сибири становится то более морским, то более континентальным [5]. Стремительное потепление климата на Евро-Азиатском континенте в 1977-1998 гг. можно связать с усилением в этот период переноса тепла из Северной Атлантики. Наблюдавшаяся в 1999-2015 гг. пауза этого потепления может быть связана с сокращением поступления тепла из северной части Атлантического океана [6]. Предположительным физическим механизмом обнаруженных колебаний в системе взаимодействия океан-атмосфера Северной Атлантики и Тихого океана на квази-60-летнем периоде может являться междекадная Глобальная атмосферная осцилляция [7, 8, 9].

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00111 мол_а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Serykh I. V. Influence of the North Atlantic dipole on climate changes over Eurasia, IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2016. Vol. 48. P. 012004.
2. Бышев В. И., Нейман В. Г., Романов Ю. А., Серых И. В. О влиянии событий Эль-Ниньо на климатические характеристики Индоокеанского региона // Океанология. 2012. Т. 52. № 2. С. 165-175.

3. Серых И. В., Сонечкин Д. М. О влиянии полусного прилива на Эль-Ниньо // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 2. С. 44-52.
4. Серых И. В., Сонечкин Д. М. О проявлениях движений полюсов Земли в ритмах Эль-Ниньо – Южного колебания // Доклады Академии наук. 2017. Т. 472. № 6. С. 716-719.
5. Анисимов М. В., Бышев В. И., Залесный В. Б., Мошонкин С. Н., Нейман В. Г., Романов Ю. А., Серых И. В. О междекадной изменчивости климатических характеристик океана и атмосферы в регионе северной Атлантики // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 2. С. 304-311.
6. Byshev V. I., Neiman V. G., Anisimov M. V., Gusev A. V., Serykh I. V., Sidorova A. N., Figurkin A. L., Anisimov I. M. Multi-decadal oscillations of the ocean active upper-layer heat content // Pure and Applied Geophysics. 2017. Vol. 174, No. 7, P. 2863-2878.
7. Бышев В. И., Нейман В. Г., Романов Ю. А., Серых И. В. О глобальном характере явления Эль-Ниньо в климатической системе Земли // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 4. С. 200-208.
8. Бышев В. И., Нейман В. Г., Романов Ю. А., Серых И. В. Глобальные атмосферные осцилляции в динамике современного климата // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 1. С. 62-71.
9. Бышев В. И., Нейман В. Г., Романов Ю. А., Серых И. В., Сонечкин Д. М. О статистической значимости и климатической роли Глобальной атмосферной осцилляции // Океанология. 2016. Т. 56. № 2. С. 179-185.

ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ С МОДЕЛЬЮ NEMO: ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ РЕЗУЛЬТАТОВ К ВЕРТИКАЛЬНОМУ РАЗРЕШЕНИЮ И СПОСОБАМ ОПИСАНИЯ ЛЕДОВЫХ ПРОЦЕССОВ

Степанов В.Н.¹, Струков Б.С.¹, Реснянский Ю.Д.¹,
Зеленько А.А.¹

¹ ФГБУ «ГИДРОМЕТЦЕНТР РОССИИ», 123242, г. Москва, Большой
Предтеченский пер., д.11-13, 8(499)795-22-27, resn@mecom.ru

The paper presents the results of numerical experiments on tuning parameters of NEMO model in the course of its preparation for the assimilation of oceanographic data. The sensitivity of simulation results to the vertical resolution of the model grid and methods of sea ice modelling have been studied.

В докладе представлены результаты численных экспериментов по настройке параметров модели NEMO в ходе ее подготовки к усвоению океанографических данных. Модель NEMO (Nucleus for European Modeling of the Ocean) разработана консорциумом европейских учреждений [7] и активно применяется в исследованиях климата и в оперативной океанологии.

Исследовалась чувствительность результатов моделирования к вертикальному разрешению модельной сетки и вариантам моделей, используемых в NEMO, для описания ледовых процессов. В экспериментах использовалась так называемая конфигурация ORCA1 с базовым горизонтальным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$. Расчеты осуществлялись на трехполюсной сетке, имеющей базовое разрешение в средних широтах с уменьшением шага по широте в приэкваториальном поясе до $1/3^\circ$ (≈ 37 км) непосредственно у экватора, и особым, отличающимся от широтно-долготного, расположением узлов в северной приполярной области (характерный шаг сетки здесь ≈ 50 км).

В первой серии экспериментов использовались два варианта сеточной области. В эксперименте, называемом ORCA1_46L, количество уровней составляло 46, а размерность горизонтальной сетки 362×292 узлов. Толщина верхнего слоя около 6 м, нижних слоев (на глубинах свыше 3000 м) – около 250 м. Во втором эксперименте (ORCA1_75L) с

75-ю уровнями размерность горизонтальной сетки составляет 362×332 узлов. Толщина верхнего слоя около 1 м, нижних слоев (на глубинах свыше 3000 м) – около 200 м. В этих экспериментах ледовые процессы для обеих сеток рассчитывались по модели LIM3. За счет некоторого увеличения размерности сетки по широте в ORCA1_75L достигается уточнение аппроксимации расчетной области у побережья Антарктиды. Обеспечивается также более детальное описание вертикальной структуры за счет увеличения количества расчетных уровней.

Во второй серии экспериментов с конфигурацией ORCA1_75L изучается зависимость результатов моделирования от способов описания ледовых процессов. Сопоставляются результаты двух численных экспериментов, в которых к океанской модели подключается одна из двух версий ледовой модели LIM2 или LIM3, входящих в программный комплекс NEMO. Основным отличием модели LIM3 [11] от модели LIM2 [1, 10] является введение нескольких градаций толщин льда, для каждой из которых ведется отдельный расчет, а также разные способы параметризации термодинамических процессов, в том числе и описания эффектов солености.

В обеих версиях ледовой модели в расчетных уравнениях, учитывающих наряду с динамическими процессами фазовые переходы превращения снега в лед, воды в лед, льда в воду и некоторые присущие этим средам специфические явления, обеспечивается выполнение балансовых условий на границах атмосфера–снег, атмосфера–лед и лед–вода.

Атмосферные воздействия (граничные условия на поверхности океана) задавались по данным DFS5.2 (DRAKKAR Forcing Set) [5] с 3-часовой дискретностью по времени для метеорологических переменных в приводном слое атмосферы и суточной дискретностью для нисходящих потоков коротковолновой и длинноволновой радиации, а приток пресной воды с материков – по климатическим данным [2, 3] за каждый из 12 месяцев климатического годового цикла.

Численные эксперименты проводились на интервале времени с января 2001 г. по декабрь 2013 г. с начальными условиями для температуры и солености океана, определяемыми по данным атласа WOA13 [6, 12], а для скоростей течений принималось состояние покоя.

Результаты первой серии экспериментов свидетельствуют, что функция тока атлантической меридиональной циркуляции (АМЦ) в ORCA1_75L воспроизводится более интенсивной, что лучше согласуется с другими модельными расчетами и имеющимися данными наблюдений. Циркуляционная ячейка Дикона (Deacon cell) также лучше воспроизводится в ORCA1_75L: в ORCA1_46L она на несколько граду-

сов ($>3^\circ$) сдвинута к экватору. Это смещение АМЦ приводит к отрицательному (т.е., направленному на юг) меридиональному переносу тепла (МПТ) на 35° ю.ш., что противоречит данным наблюдений [4]. Конфигурация ORCA1_75L дает большие величины меридионального переноса тепла (МПТ) от экватора до $\sim 35^\circ$ с.ш., чем ORCA1_46L. Величина МПТ в низких широтах неплохо согласуется с данными, полученными с помощью моделей с более высоким разрешением.

Повышенное горизонтальное разрешение около побережья Антарктиды в ORCA1_75L позволяет уменьшить расхождение между модельными полями температуры и солености и WOA13 в море Уэдделла и в море Росса. Таким образом, улучшение разрешения по вертикали способствует более правильному воспроизведению термохалинных процессов в южной Атлантике.

Анализ второй серии экспериментов с ORCA1_75L показывает, что модель LIM2 несколько точнее воспроизводит распределение сплоченности льда при сравнении ее расчетных значений со спутниковыми наблюдениями [8]. Однако сезонные изменения объема морского льда лучше воспроизводятся моделью LIM3. Эта модель обеспечивает неплохое согласие результатов расчета объема морского льда с данными реанализа GIOMAS (Global Ice–Ocean Modeling and Assimilation System) [9], в то время как объем льда в расчетах по модели LIM2 составляет только $\sim 65\%$ от величин GIOMAS.

На основе проведенных экспериментов можно сделать вывод о предпочтительности модели LIM3 для дальнейшей работы, так как она приемлемо моделирует сплоченность и точнее воспроизводит объем льдов, представляющий собой интеграл от произведения толщины на сплоченность. Лучшее разрешение по вертикали способствует более адекватному воспроизведению процессов в Южной Атлантике. А более точная аппроксимация расчетной области у побережья Антарктиды в 75-уровневой версии модели позволяет уменьшить расхождение между получаемыми в расчетах термохалинными полями и данными наблюдений, в качестве которых рассматривались данные атласа WOA13.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bouillon S., Morales Maqueda M.A., Legat V., Fichefet T. An elastic-viscous-plastic sea ice model formulated on Arakawa B and C grids // *Ocean Modelling*. 2009. Vol. 27. P.174–184. Doi: 10.1016/j.ocemod.2009.01.004.
2. Dai A., and Trenberth K.E. Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations // *J. Hydrometeorol.*, 2002, vol. 3, pp. 660–687.
3. Dai A., Qian T., Trenberth K.E., Milliman J.D. Changes in continental freshwater discharge from 1948–2004 // *J. Climate*, 2009, vol. 22, pp. 27732791.

4. Dong S., Goni G., and Bringas F. Temporal variability of the South Atlantic Meridional Overturning Circulation between 20°S and 35°S// *Geophys. Res. Lett.* 2015. Vol.42. P.7655–7662 doi:10.1002/2015 GL065603.
5. Dussin R., Barnier B., Brodeau L., Molines J.-M. The Making of the DRAKKAR Forcing Set DFS5. DRAKKAR/MyOcean Report 01-04-16. April 2016. 34 p. Available at https://www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf.
6. Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, H. E. Garcia, O. K. Baranova, M. M. Zweng, C. R. Paver, J. R. Reagan, D. R. Johnson, M. Hamilton, and D. Seidov. *World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature*. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; 2013. NOAA Atlas NESDIS 73, 40 pp.
7. Madec, G. and the NEMO team: Nemo ocean engine – version 3.4, Technical Report ISSN 1288–1619, No. 27, Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, 2012
8. Meier, W., Fetterer, F., Savoie, M., Mallory, S., Duerr, R., and Stroeve, J.: NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration, Version 2, National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado, USA, doi:10.7265/N55M63M1, updated 2016, 2013.
9. Schweiger, A., Lindsay, R. W., Zhang, J., Steele, M., Stern, H., and Kwok, R.: Uncertainty in modeled Arctic sea ice volume // *J. Geophys. Res.*, 116, 1–21, doi:10.1029/2011JC007084, 2011.
10. Timmermann, R., Goosse, H., Madec, G., Fichefet, T., Etche, C., Duliere, V. On the representation of high latitude processes in the orca-lim global coupled sea ice ocean model // *Ocean Modelling* 8. 2005. 175–201.
11. Vancoppenolle M., Fichefet T., Goosse H. et al. Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation // *Ocean Modelling*. 2009. Vol. 27. P. 33–53. Doi : 10.1016/j.oceamod.2008.10.005.
12. Zweng, M.M, J.R. Reagan, J.I. Antonov, R.A. Locarnini, A.V. Mishonov, T.P. Boyer, H.E. Garcia, O.K. Baranova, D.R. Johnson, D.Seidov, M.M. Biddle, 2013. *World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity*. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 74, 39 pp.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ МЕРИДИОНАЛЬНЫЙ ПЕРЕНОС ТЕПЛА И ВОД ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РАСЧЕТОВ И ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ

Степанов В.Н.¹

¹ФГБУ «ГИДРОМЕТЦЕНТР РОССИИ», 123242, г. Москва, Большой
Предтеченский пер., д.11-13, 8(499)795-21-71, vlntst@hotmail.co.uk

The paper presents an overview of recent modelled and observed-derived estimates of the Atlantic meridional circulation and the meridional heat transport at 26.5°N, 41°N and ~34°S over the 2004-2013 period.

В докладе представлен обзор новых модельных и полученных из данных наблюдений оценок Атлантической меридиональной циркуляции (АМЦ) и связанного с ней меридионального переноса тепла (МПТ) через ~26,5°N, 41°N и ~34°S за период 2004-2013 гг. Анализируются причины расхождения между модельными величинами АМЦ и МПТ и оценками, полученными из данных наблюдений.

Меридиональная циркуляция, ответственная за перенос тепла в океане, существенно влияет на климат Земли на разных временных масштабах. Океан является первичным источником декадной изменчивости, поскольку он может аккумулировать и перемещать тепло в течение длительных периодов времени. Особый интерес представляют изменения в Северной Атлантике, поскольку изменчивость АМЦ существенно влияет на климат Европы.

Моделируемая функция тока АМЦ на данной широте вычисляется, используя модельное поле меридиональных скоростей, а суммарный МПТ – используя модельные поля температуры и меридиональных скоростей. Такой расчет включает в себя вклад как от АМЦ, так и теплоперенос, обусловленный океанским круговоротом и океанскими вихрями. Однако, сравнивая численные результаты с наблюдениями, моделируемый перенос должен вычисляться, используя те же самые приближения, которые применяются при выводе оценок АМЦ из данных наблюдений. АМЦ, получаемая из наблюдений, представляется как сумма геострофической и экмановской компонент, и экмановский перенос рассчитывается из зонального напряжения ветра. Для расчета меридиональной геострофической скорости и затем геострофического переноса используются геострофическое и гидростатическое соотношения.

Модельные АМЦ и МПТ на $26,5^{\circ}\text{N}$ ($20,2\pm 2,9$ Св ($1\text{Cв}=10^6 \text{ м}^3/\text{с}$) и $1,10\pm 0,22$ ПВт), 41°N ($16,8\pm 3,3$ Св и $0,87\pm 0,15$ ПВт) и 34°S ($14,0\pm 3,4$ Св и $0,35\pm 0,17$ ПВт), получены с помощью вихреразрешающей модели [5] и результаты расчетов подробно изложены в [7-9]. Кроме того, чтобы сравнивать результаты численного моделирования с данными наблюдений, авторы [7-9] рассчитали модельные переносы, используя те же приближения, что и в наблюдениях.

Система наблюдения RAPID (The Rapid Climate Change Programme) на $\sim 26,5^{\circ}\text{N}$, действующая с апреля 2004 г., дает оценки наблюдаемых АМЦ и МПТ $17,2\pm 3,7$ Св и $1,25 \pm 0,31$ ПВт за период 2004-2013 гг. [6]. Оценки объемного переноса ($13,4\pm 3,0$ Св) и теплопереноса ($0,50\pm 0,10$ ПВт) на 41°N из наблюдений [4, 10] получены с использованием комбинации данных дрейфтеров АРГО и спутниковых данных о высотах морской поверхности. Данные представлены в виде рядов с трехмесячным скользящим осреднением с января 2002 г. по декабрь 2013 г.

При расчете АМЦ на $\sim 34^{\circ}\text{S}$ по данным наблюдений использовались различные методы. Для расчета АМЦ на $\sim 34^{\circ}\text{S}$ авторы [1] использовали измерения ХВТ на 17 трансатлантических разрезах вблизи 35°S с июля 2002 г. по март 2007 гг., чтобы определить среднее значение и изменчивость АМЦ и МПТ на 35°S (соответственно $17,9\pm 2,2$ Св и $0,55\pm 0,14$ ПВт). Экмановский перенос рассчитывался из среднемесячных данных атмосферного реанализа NCEP/NCAR. Авторы [2] представили новые оценки АМЦ ($\sim 18,4$ Св), используя климатические данные температуры (T) и солёности (S) от поверхности моря до глубины ~ 2000 м с 2004 по 2013 гг. на 1° долготной сетке вдоль 34°S , выведенные из среднемесячных данных T и S, полученных с помощью АРГО. Ниже глубины погружения дрейфтеров АРГО были использованы климатические данные среднемесячных T и S из Атласа Мирового океана, чтобы воссоздать полные профили T и S. И, наконец, для оценки АМЦ и МПТ на 34°S авторы [3] использовали синтетические профили T и S, полученные с использованием альтиметрических данных между 20°S и $34,5^{\circ}\text{S}$, и их оценки для АМЦ и МПТ ($16,6\pm 4,0$ Св и $0,49\pm 0,23$ ПВт, соответственно) хорошо согласуются с результатами, полученными из измерений ХВТ и АРГО.

Показано, что отличие между модельными и наблюдаемыми АМЦ и МПТ может быть в значительной степени обусловлено стратегией наблюдений. Несмотря на хорошее согласие между модельными и наблюдаемыми величинами для верхней ветви АМЦ на $26,5^{\circ}\text{N}$, модель недооценивает средний меридиональный перенос тепла через эту широту. Расчеты, аналогичные методологии RAPID, приводят к уменьшению

переноса открытого океана, ведущего к завышению МПТ (более чем на 25%). Модельные значения МПТ, рассчитанные методами, использующими те же приближения, что и в наблюдениях, составляет ~ 0.3 ПВт. Эти различия в основном доминируют весной и в начале лета, и они могут быть отнесены к более сильному влиянию рециркуляции субтропического круговорота на западной границе, что приводит здесь к изменению теплопереноса.

Средняя величина МПТ, обусловленная переносом АМЦ на 41°N , сравнима с данными [4], в то время как суммарный моделируемый МПТ хорошо согласуется с предыдущими оценками, полученными в результате измерений вдоль сечения вблизи 41°N с использованием STD-зондов. Показано, что модельный сезонный цикл на 41°N , не учитывающий экмановскую составляющую, совсем не коррелирует с наблюдаемой компонентой. Причиной такого отличия является то, что наблюдаемые оценки не учитывают транспортный вклад приграничных областей, в частности, на западной границе, и поэтому недооценивают баротропную изменчивость. Отсутствие корреляции также объясняется редким распределением дрейфтеров АРГО на западной границе в конце и в начале каждого года в 2007-2010 гг., ведущим к неизбежному использованию экстраполяции/осреднения имеющихся данных.

Средние значения АМЦ и МПТ на 34°S , полученные с помощью вихреразрешающей модели, значительно меньше оценок, полученных из наблюдений, в то время как модельные значения, полученные с более грубым модельным пространственным разрешением сопоставимы с наблюдениями. Причиной этой разницы является высокая мезомасштабная изменчивость плотности в вихреразрешающей модели вдоль 34°S по сравнению с данными наблюдений (или модельными расчетами на грубой сетке). Это приводит к меньшим значениям средней меридиональной геострофической скорости, и, соответственно, к более низким значениям АМЦ и МПТ в вихреразрешающих моделях. Так, использование для расчетов геострофических компонент поля плотности из вихреразрешающей модели вдоль 34°S на $1/4^\circ$ и $1/2^\circ$ долготной сетке дает более высокие значения АМЦ ($17,2 \pm 3,7$ и $19,4 \pm 4,4$ Св, соответственно), сравнимые с наблюдаемыми значениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Dong S., Garzoli S. L., Baringer M. O., Meinen C. S., and Goni G. J. Interannual variations in the Atlantic Meridional Overturning Circulation and its relationship with the net northward heat transport in the South Atlantic// *Geophys. Res. Lett.* 2009. Vol.36. L20606 doi:10.1029/2009GL039356.

2. Dong S., Baringer M. O., Goni G. J., Meinen C. S., and Garzoli S. L. Seasonal variations in the South Atlantic Meridional Overturning Circulation from observations and numerical models // *Geophys. Res. Lett.* 2014. Vol.41. P.4611–4618. doi:10.1002/2014GL060428.
3. Dong S., Goni G., and Bringas F. Temporal variability of the South Atlantic Meridional Overturning Circulation between 20°S and 35°S // *Geophys. Res. Lett.* 2015. Vol.42. P.7655–7662 doi:10.1002/2015GL065603.
4. Hobbs W.R. and Willis J.K. Midlatitude North Atlantic heat transport: A time series based on satellite and drifter data // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2012. Vol.117. C01008. doi: 10.1029/2011JC007039.
5. Iovino D., Masina S., Storto A., Cipollone A. and Stepanov V. A 1/16° eddying simulation of the global NEMOv3.4 sea ice-ocean system // *Geosci. Model Dev.* 2016. Vol. 9. P.2665–2684. www.geosci-model-dev.net/9/2665/2016/, doi:10.5194/gmd-9-2665-2016.
6. McCarthy G.D., Smeed D.A., Johns W.E., Frajka-Williams E., Moat B.I., Rayner D., Baringer M.O., Meinen C.S., Collins J., Bryden H.L. Measuring the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26°N // *Progress in Oceanography* 2015. Vol.130. P.91-111. ISSN 0079-6611.
7. Stepanov V., Iovino D., Storto A., Masina S., Cipollone A. Methods of calculation of the Atlantic meridional heat and volume transports from ocean models at 26.5°N // *J. Geophys. Res. Oceans* 2016. Vol.121. P.1459–1475. doi:10.1002/2015JC011007.
8. Stepanov V., Iovino D., Storto A., Masina S., Cipollone A. Observed and simulated variability of the AMOC at 41°N // *Journal of Marine Systems.* 2016. Vol.164. P.42-52. doi:10.1016/j.jmarsys.2016.08.004.
9. Stepanov V., Iovino D., Storto A., Masina S., Cipollone A. The impact of horizontal resolution of density field on the calculation of the Atlantic meridional overturning circulation at 34°S // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2016. Vol.121. P.4323–4340. doi:10.1002/2015JC011505.
10. Willis J.K. Can in situ floats and satellite altimeters detect long term changes in Atlantic Ocean overturning? // *Geophys. Res. Lett.* 2010. Vol.37. L06602. doi:10.1029/2010GL042372.

ПОЧЕМУ РАЗВИТИЕ СОБЫТИЙ ЭНЮК МОЖЕТ БЫТЬ ОСЛАБЛЕНО ИЛИ УСИЛЕНО?

Степанов В.Н.¹

¹ФГБУ «ГИДРОМЕТЦЕНТР РОССИИ», 123242, г. Москва, Большой
Предтеченский пер., д.11-13, 8(499)795-21-71, vlnst@hotmail.co.uk

The paper presents the possible reason of the weakening of the interrelation between the variability in wind and water volume in the tropical warm pool in the western equatorial Pacific and the development of El Niño – Southern Oscillation event (ENSO). It is demonstrated that the variability in atmospheric conditions near the Drake Passage can affect the ENSO strength.

В докладе рассматривается гипотеза, основанная на результатах численных экспериментов [1, 2], что атмосферная изменчивость над Антарктическим циркумполярным течением (АЦТ) может существенно усиливать явления Эль-Ниньо/Южное колебание (ЭНЮК). Эта гипотеза позволяет на основе анализа полей приземного давления, РА, объяснить, почему предикторы, предложенные в [6], стали неспособными предсказывать ЭНЮК после 2000г.

В работах [1, 2] было показано, что изменчивость ветра над АЦТ совместно с эффектом топографии и береговой линии может приводить к появлению аномалий в поле давления и плотности в Южном океане (ЮО). Возникновение этих аномалий обусловлено короткопериодной изменчивостью меридиональных потоков массы в тихоокеанском секторе ЮО к северу от 47° ю.ш., которая приводит к существенной изменчивости океанской массы в Тихом океане (ТО) к северу от 40° ю.ш. [1]. Эта изменчивость океанской массы в ТО статистически значимо негативно коррелирована с силой ветра над АЦТ и положительно с ЭНЮК событиями. На изменчивость меридиональных массовых потоков в тихоокеанском секторе ЮО существенно влияет баланс между напряжением трения ветра и сопротивлением давления на рельефе в проливе Дрейка (ПД) [11], зависящим от разности придонного давления между западной и восточной сторонами ПД.

Возникающие в ЮО плотностные аномалии, в регионах, где наблюдается сильная изменчивость этих меридиональных массовых потоков в

тихоокеанском секторе ЮО [1, 2], могут переноситься в низкие широты ТО посредством волнового механизма, описанного в [5]. Здесь они взаимодействуют со стратификацией, приводящей к изменению наклона термоклина в тропической части ТО, что, в свою очередь, может способствовать более интенсивному развитию явлений ЭНЮК [1, 2].

Сила ветра над АЦТ зависит от структуры поля приземного давления, РА, [3]. Поле РА над АЦТ имеет почти зональную структуру, при этом около ПД наблюдается высокая изменчивость РА. То есть, иногда в этом регионе, вместо обычного низкого атмосферного давления, может установиться антициклоническая или циклоническая атмосферная циркуляция (см, например, [8, 9]). Корреляция между силой ветра над АЦТ и РА показывает, что максимальный ветер над АЦТ наблюдается когда низкое РА устанавливается над южной и юго-восточной частями ЮО, и, наоборот, слабый ветер над АЦТ обусловлен появлением блокирующего антициклона над юго-восточной частью тихоокеанского сектора ЮО. Таким образом, высокое атмосферное давление, установившееся около ПД, может «заблокировать» ПД и привести к аномалии суммарного меридионального массового потока, направленного к экватору, которая, как было показано в [1, 2], приводит к установлению благоприятных условий, усиливающих развитие теплового ЭНЮК. В то время как пониженное атмосферное давление, установившееся над этим регионом, «ускоряет» ветер над АЦТ и приводит к аномалии суммарного меридионального массового потока в тихоокеанском секторе ЮО, направленного к полюсу, что способствует развитию максимальной фазы холодного ЭНЮК [1, 2]. Величина лага между изменениями атмосферных условий над АЦТ и достижением максимальной фазы развития ЭНЮК (~4 мес) согласуется с временной оценкой, полученной в [1, 2, 5]. Сходные распределения РА аномалий также наблюдались за 3-5 месяцев до развития максимальной фазы ЭНЮК в 1992, 1994, 1995, 2000, 2002, 2004, 2006, 2007, 2008, 2009 и 2010 гг.

Анализ поля РА в юго-восточной части ТО методом ЭОФ обнаружил дополнительный механизм, объясняющий изменение ЭНЮК характеристик в 2000-х годах. Первая мода главных компонент ЭОФ1, похожая на осредненную по времени структуру поля РА над АЦТ, объясняет около 44% от общей изменчивости поля РА над данной областью за 1989-2013 г. период. Вторая мода ЭОФ2, объясняющая около 14% суммарной изменчивости РА, представляет собой зональную дипольную структуру, расположенную около ПД, которая согласуется с картиной изменчивости поля РА, описанной ранее. Наконец, мода ЭОФ5, объясняющая 5%

от суммарной изменчивости PA, описывает меридиональную дипольную структуру, находящуюся на западе от ПД, которая характеризует изменчивость меридионального градиента поля PA.

Кросс-корреляционный анализ между временными рядами коэффициентов разложения (PC1, PC2 и PC5) главных компонент ЭОФ1, ЭОФ2, ЭОФ5 и NINO3.4 при разных лагах за весь период 1989-2013 гг. дает максимальные коэффициенты корреляции 0,45; 0,55 и 0,38 для PC1, PC2 и PC5, опережающих изменение NINO3.4 на 1, 4 и 8 мес, соответственно. Однако, следует отметить, что корреляции между PC1, PC2 и NINO3.4 для всего периода 1989-2013 гг. и для двух периодов 1989-2001 гг. и 2002-2013 гг. сопоставимы (около 0,4 для PC1 и 0,5 для PC2), но корреляции между PC5 и NINO3.4 для этих периодов существенно различаются: за 2002 по 2013г.г. она равна ~0,8, тогда как с 1989 по 2001 гг. PC5 и NINO3.4 не коррелируют вообще. Поскольку ЭОФ5 характеризует зональную скорость ветра над рассматриваемой областью, градиент которой определяет неустойчивость струйных течений над этой областью, то высокая корреляция между PC5 и NINO3.4 означает, что неустойчивость воздушного струйного течения над данным регионом ведет к формированию аномалий поля PA, способствующих развитию ЭНЮК. Это становится существенным процессом в развитии максимальной фазы ЭНЮК после 2002 г., опережая максимальную фазу развития этого явления на 8 мес, то есть это событие совпадает по времени с началом развития ЭНЮК.

Изменчивость ЭОФ3 моды здесь не рассматривается, так как мода ЭОФ3 очень похожа на тихоокеанско-южно-американскую моду [7] и структура ЭОФ3 в значительной степени определяется событиями ЭНЮК [4, 10]. Мода ЭОФ4 здесь также не рассматривалась из-за ее сходства с ЭОФ2 (наличие области высокого/низкого давления, как около, так и вверх по течению от ПД) и наличия незначительной корреляции между коэффициентом разложения этой компоненты PC4 и NINO3.4.

Ослабление взаимосвязи между ЭНЮК и изменчивостью ветра совместно с объемом вод тропического теплого бассейна связано с тем, что процессы взаимодействия атмосферы и океана в тропиках Тихого океана стали оказывать меньшее влияние на развитие явлений ЭНЮК (по сравнению с процессами, происходящими в Южном океане). Это обусловлено более теплым состоянием океана, которое наблюдается с конца 1990-х годов, способствующим уменьшению зонального градиента температуры поверхностного слоя в тропиках, что приводит к меньшей атмосферной изменчивости в тропиках, в то время как над Южным океаном эта изменчивость остается прежней.

ЛИТЕРАТУРА

1. Степанов В.Н. Изменчивость процессов меридионального переноса в Южном Океане и возможная связь этих процессов с Эль-Ниньо // *Океанология*. 2009. Т. 49, № 1, С. 5–19.
2. Степанов В.Н. Воспроизведение явлений Эль-Ниньо с помощью простой модели// *Океанология*. 2009. Т. 49, № 3, С. 337–347.
3. Степанов В.Н. О вероятной причине изменения характеристик Эль-Ниньо в 2000-е годы // *Метеорология и гидрология*. 2016. № 11, С. 22–40.
4. Carleton A.M Atmospheric teleconnections involving the Southern Ocean // *J. of Geophysical Research*, 2003. V.108(C4), DOI: 10.1029/2000JC000379.
5. Ivchenko V.O., Zalesny V. B., Drinkwater M.R. Can the equatorial ocean quickly respond to Antarctica sea ice/salinity anomalies? // *Geophys. Res. Letters*. 2004. V. 31. L15310, doi:10.1029/2004GL 020472.
6. McPhaden, M. J. Tropical Pacific Ocean heat content variations and ENSO persistence barriers // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V.30(9), L1480, doi:10.1029/2003GL016872.
7. Mo K.C. and Ghil M. Statistics and dynamics of persistent anomalies// *J. Atmos. Sci.* 1987. V.44(5), DOI:10.1175/1520-0469(1987)044<0877:SADOPA>2.0.CO;2
8. Oliveira F.N. M., L.M. V. Carvalhoc, and Ambrizzi T. A new climatology for Southern Hemisphere blockings in the winter and the combined effect of ENSO and SAM phases// *Int. J. Climatol.* 2013. V.34(5). P. 1676-1692.
9. Renwick J.A. ENSO-related variability in the frequency of South Pacific Blocking. *Monthly Weather Review*. 1998. 126: 3117–3126.
10. Sinclair M.R, J.A. Renwick and Kidson J.W. Low-Frequency Variability of Southern Hemisphere Sea Level Pressure and Weather System Activity // *Mon Wea Rev.* 1997. V.125(10), DOI: 10.1175/1520-0493(1997)125<2531:LFVOSH>2.0.CO;2.
11. Stepanov V.N., Hughes C.W. Propagation of signals in basin-scale bottom pressure from a barotropic model // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. C12002, doi:10.1029/2005JC003450.

ПРОЦЕССЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ МЕЖГОДОВЫЕ АНОМАЛИИ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ АДВЕКЦИИ ТЕПЛА В ВЕРХНЕМ СЛОЕ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ В ЗИМНИЙ И ЛЕТНИЙ СЕЗОНЫ

Сухонос П.А.¹, Полонский А.Б.¹

¹Институт природно-технических систем РАН, 299011,
г. Севастополь ул. Ленина, 28, , 8(8692)54-44-10, pasukhonis@mail.ru

The role of physical mechanisms that form the interannual variability of horizontal heat advection in January and July in the upper mixed layer of the North Atlantic is analyzed based on the data of oceanic reanalyses ORA-S3, GFDL and GODAS for the period 1980–2011s.

На фоне значимого глобального потепления, которое отчетливо проявляется в Северной Атлантике [1], надежно выделяются межгодовые-десятилетние аномалии температуры верхнего слоя океана, обусловленные естественной изменчивостью системы океан-атмосфера [2]. Пространственно-временное распределение долгопериодных термических аномалий верхнего слоя океана позволяет выделить чередование положительных и отрицательных аномалий в окрестности всех основных течений Северной Атлантики. Исследование характера распространения и причин возникновения межгодовых-десятилетних аномалий температуры в верхнем слое Северной Атлантики является актуальной задачей. Поэтому количественные оценки вклада различных процессов в общую изменчивость горизонтальной адвекции тепла требуют дополнительного анализа. Цель данного исследования – оценить роль физических механизмов, формирующих межгодовые аномалии горизонтальной адвекции тепла в январе и июле в верхнем квазиоднородном слое (ВКС) Северной Атлантики, по однородным и длительным данным океанических ре-анализов.

В работе использованы среднемесячные данные о температуре океана, зональной и меридиональной компонентах вектора скорости течений и толщине ВКС из океанических ре-анализов ORA-S3 за период 1959–2011 гг. [3], GFDL за период 1961–2015 гг. [4] и GODAS за период 1980–2016 гг. [5].

По данным указанных массивов рассчитывались зональные и меридиональные составляющие вектора скорости течений, градиентов тем-

пературы и адвективного переноса тепла в пределах ВКС (переменной по пространству и времени толщины) для каждого месяца за период 1980–2011 гг. Затем выделялись среднемесячные и среднемноголетние величины для января и июля в указанный период. Далее в узлах регулярной пространственной сетки производилось разделение адвективных переносов тепла на средние многолетние величины и межгодовые отклонения от них.

Аномалии зональной и меридиональной адвекции тепла определяют суперпозицией следующих механизмов, ответственных за формирование аномалий температуры воды: переносом аномальных градиентов температуры средним течением; переносом климатических градиентов температуры аномальными течениями; переносом аномалий градиента температуры аномальными течениями.

После этого по полученным временным рядам компонентов межгодовых аномалий зональной и меридиональной адвекции тепла вычислялась дисперсия для всей сеточной области. Затем определялось отношение дисперсии отдельных компонентов к полной дисперсии аномалий зональной и меридиональной адвекции тепла в ВКС. По величине указанного отношения для каждого слагаемого можно определить, преимущественно за счет каких факторов происходит формирование межгодовых аномалий адвективных переносов тепла в верхнем слое Северной Атлантики в зимний и летний сезоны.

Проведенный анализ показал следующее. Межгодовые аномалии горизонтальной адвекции тепла в январе и июле в областях Гвианского течения и Гольфстрима до его отрыва от континентального склона в значительной степени формируются за счет вариаций градиентов температуры. В зимний (летний) сезон межгодовые аномалии зональной адвекции тепла во внутренней части субполярного круговорота (во внутренних частях субтропического и субполярного круговоротов) и аномалии меридиональной адвекции тепла во внутренней части субтропического круговорота (в окрестности внутритропической зоны конвергенции и Североатлантического течения) обусловлены в основном изменениями интенсивности течений. Величина аномалий горизонтального градиента температуры ВКС, переносимых аномальными течениями, в целом по акватории Северной Атлантики мала. В январе исключение составляют межгодовые аномалии зональной адвекции тепла в Саргасовом море и центральной части Экваториальной Атлантики, а в июле – межгодовые аномалии зональной адвекции тепла в зоне рециркуляции Гольфстрима и меридиональной адвекции тепла в области Межпассатного противотечения и внутренней части субтропического круговорота.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 15-05-02019.

ЛИТЕРАТУРА

1. Levitus S., Antonov J. I., Boyer T. P. et al. World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000 m), 1955–2010 // *Geophys. Res. Lett.* 2012. Vol. 39, L10603, doi: 10.1029/2012GL051106
2. Polonsky A. B. Oceans, global warming hiatus and regional climate variability. Lambert Academic Publishing, Saarbrücken, Germany, 2015, 192 p.
3. Balmaseda M. A., Vidard A., Anderson D. L. T. The ECMWF Ocean Analysis System: ORA-S3 // *Mon. Wea. Rev.* 2008. Vol. 136, No. 8. P. 3018–3034, doi: 10.1175/2008MWR2433.1
4. Chang Y.-S., Zhang S., Rosati A. et al. An assessment of oceanic variability for 1960–2010 from the GFDL ensemble coupled data assimilation // *Clim. Dyn.* 2013. Vol. 40, No. 3-4. P. 775–803, doi: 10.1007/s00382-012-1412-2
5. Behringer D. W., Xue Y. Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean // *Proc. Eighth Symp. on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface.* 2004. Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc., P. 11–15.

СТРУИ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЦИРКУМПОЛЯРНОГО ТЕЧЕНИЯ В ПРОЛИВЕ ДРЕЙКА ПО ДАННЫМ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ 2010 И 2011 ГГ.

Тараканов Р.Ю.¹, Гриценко А.М.¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36, 8(499)124-13-01, rtarakanov@gmail.com

Fine jet structure of the Antarctic Circumpolar Current is investigated on the basis of the CTD- and SADCP-data of two hydrophysical sections carried out of P.P. Shirsov Institute of Oceanology in January 2010, and October-November 2011.

Тонкая структура Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) исследована по CTD- и SADCP-данным двух гидрофизических разрезов в проливе Дрейка, выполненных в январе 2010 г. и октябрь-ноябре 2011 г. на судах Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН

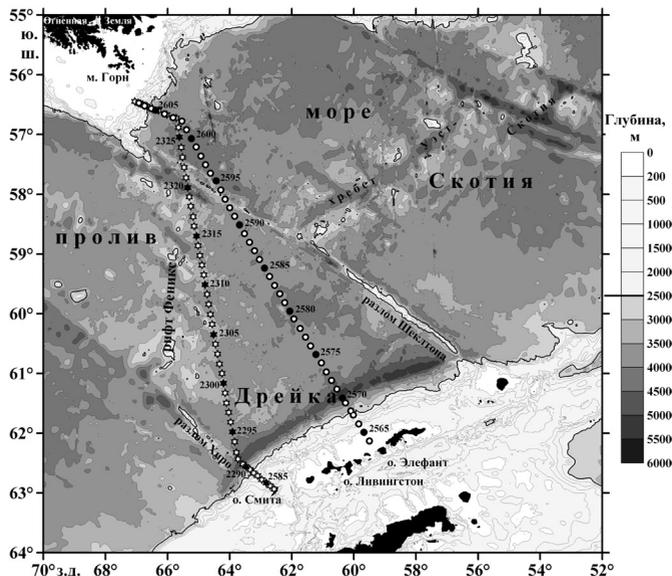


Рис. 1. Рельеф дна и расположение гидрофизических разрезов в проливе Дрейка. Станции 2283–2336 соответствуют 2010 г., а 2564–2608 – 2011 г.

«Академик Сергей Вавилов» и «Академик Иоффе» (рис. 1) На указанных разрезах выявлено 11 струй, характеризовавшихся локальными горизонтальными максимумами скорости течений в 2010 г. и 9 струй – в 2011 г. Эти индивидуальные струи представляли собой различные комбинации 12 струй АЦТ, выделенных авторами ранее к югу от Африки (табл.; рис. 2): 6 струй Субантарктического течения (САТ), 4 струи Южного полярного течения (ЮПТ) и 2 струи Южного антарктического течения (ЮАТ). В исследовании для интерпретации синоптической картины течений на разрезах также использовались данные спутниковой альтиметрии, публикуемые на сайте <http://aviso.oceanobs.com>.

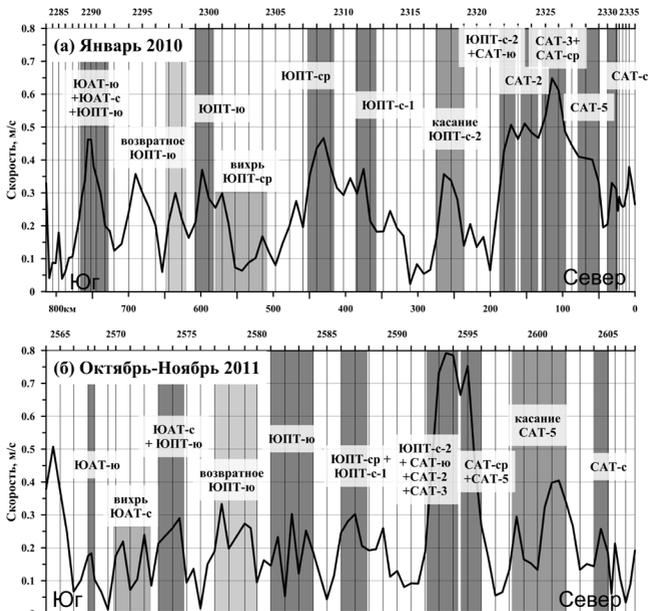


Рис. 2. Распределения модуля измеренной скорости течений на глубине 60 м: (а) для разреза января 2010 г. (б) для разреза октября—ноября 2011 г. Выделены также полосы индивидуальных струй на разрезах.

Таблица. Индивидуальные струи на разрезах как комбинации струй АЦТ

Струя АЦТ	Комбинация струй АЦТ в октябре 2010 г.	Комбинация струй АЦТ в октябре-ноябре 2011 г.
CAT-c	CAT-c	CAT-c
CAT-5	CAT-5	CAT-5
CAT-cp	CAT-cp+CAT-3	CAT-5+CAT-cp
CAT-3		CAT-3+CAT-3+CAT-ш +КНП-с-2
CAT-2	CAT-2	
CAT-ш	CAT-ш+КНП-с-2	
КНП-с-2	КНП-с-2	
КНП-с-1	КНП-с-1	КНП-с-1+КНП-cp
КНП-cp	КНП-cp	
КНП-ш	КНП-ш	КНП-ш
КДАТ-с	КНП-ш+КДАТ-с+КДАТ-ш	КНП-ш+КДАТ-с
КДАТ-ш		

О ВЛИЯНИИ НЕСТАЦИОНАРНОСТИ ПОЛЯ ТЕЧЕНИЙ НА ТОЧНОСТЬ ОЦЕНКИ РАСХОДА НА ГИДРОФИЗИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ ПО ДАННЫМ АДСР-ИЗМЕРЕНИЙ: БАРОТРОПНАЯ КОМПОНЕНТА

Тараканов Р.Ю.¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, 8(499)124-13-01, rtarakanov@gmail.com

Distortions in the barotropic transport are investigated on the basis of satellite altimetry data of sea level anomaly, absolute dynamic topography, and formal mapping error available in the Internet (<http://www.aviso.altimetry.fr>). The investigation is carried out over particular sections in different regions of the World Ocean.

Нестационарность поля течений приводит к искажениям в оценке полного расхода на гидрофизическом разрезе, получаемой по данным АДСР-измерений скоростей течений. Искажения баротропного компонента расхода исследуются на основе данных спутниковой альтиметрии по аномалии уровня, абсолютной динамической топографии, а также формальной ошибке картирования, доступных на сайте <http://aviso.oceanobs.com>. Исследование проведено для трасс конкретных разрезов в разных районах Мирового океана (рис. 1), выполненных в рамках

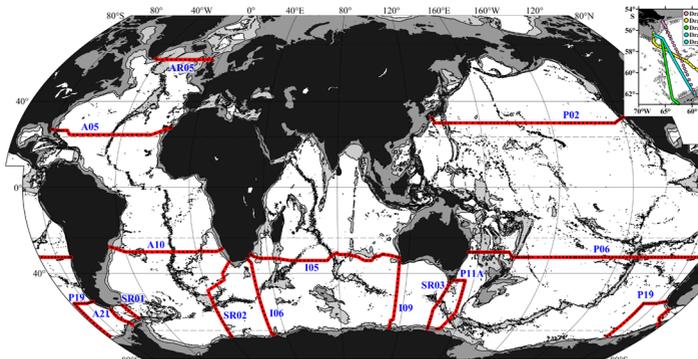


Рис. 1 Расположение трасс исследованных разрезов в Мировом океане (показано красным цветом). Светло- и темно-серыми тонами затушеваны участки дна с глубинами менее 3000 и 1000 м соответственно. На врезке в верхнем правом углу разными цветами показаны трассы российских разрезов 2003–2011 гг.

программ WOCE и CLIVAR, а также для трасс российских разрезов в проливе Дрейка. Показано, что главной составляющей ошибки в оценке баротропных расходов на реальных гидрофизических разрезах по данным спутниковой альтиметрии является формальная ошибка картоирования. Неустационарность поля течений может приводить к существенным (т.е. превышающим ошибку расчета баротропного расхода, основанную на формальной ошибке картоирования) искажением оценок расхода на разрезах, получаемым по данным ADCP-измерений скорости течений. В качестве примера такой ситуации на рис. 2 показано накапливающееся искажение баротропного расхода вместе с формальной ошибкой картоирования вдоль разреза P11A, выполненного в 1993 г. от о. Тасмания до Антарктиды. Здесь всего за 5 дней накопилось искажение в 47 Св, что составляет около четверти полного расхода через указанное сечение Южного океана; согласно современным оценкам этот расход состоит из 173 Св Антарктического циркумполярного течения [1], 14–18 Св, компенсирующих поток вод, который следует из Тихого океана в Индийский через Индонезийские проливы (напр. [2]), а также 1 Св, компенсирующий отток вод из Тихого океана через Берингов пролив [3].

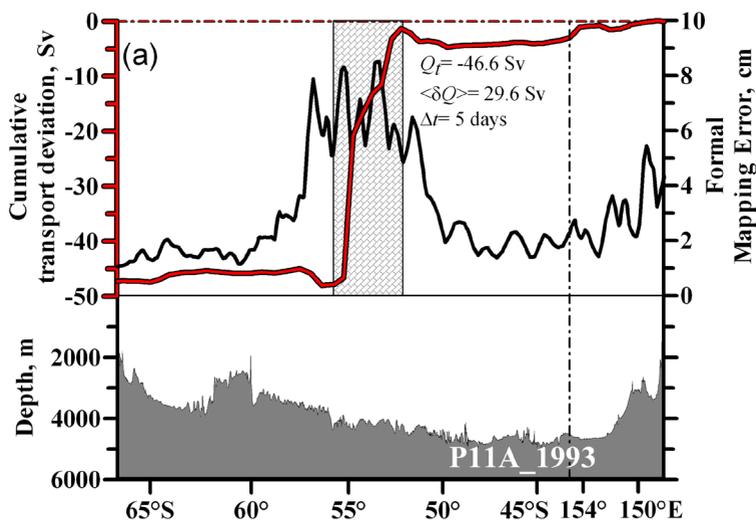


Рис. 2. Распределения глубины (нижняя часть рисунка), формальной ошибки картоирования (жирные черные кривые), а также нарастающего приращения баротропного расхода в точках средин отрезков между станциями Q_t (красная кривая) на разрезе P11A. Заштрихован участок разреза с величиной абсолютного значения Q_t большей ошибки баротропного расхода $\langle \delta Q \rangle$, рассчитанной для этого участка; указана также длительность измерений на этом участке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Donohue K.A., Tracey K.L., Watts D.R., Chidichimo M.P., Chereskin T.K., Mean Antarctic Circumpolar Current transport measured in Drake Passage // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43. P. 11760–11767. doi: 10.1002/2016GL070319
2. Talley L.D., Reid J.L., Robbins P.E., Data-Based Meridional Overturning streamfunctions for the Global Ocean // *J. Climate* 2003. V. 16. № 10 P. 3213–3226.
3. Qiu B., Joyce T.M., Interannual variability in the mid- and lowlatitude western North Pacific // *J. Phys. Oceanogr.* 1992. V. 22. P. 1062–1079.

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ВИХРЕВОГО ПОЛЯ В ПРОЛИВЕ ДРЕЙКА И МОРЕ СКОТИЯ СТАТИСТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Тароян В.К.^{1,2}, Тараканов Р.Ю.¹

¹ *Институт Океанологии им. П.П. Шишова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, 8(499)124-13-01, info@ocean.ru*

² *Московский Физико Технический Институт (Государственный Университет), 141701 г. Москва, Институтский переулок д.,9, info@phystech.edu*

Paper presents the study statistical methods on the circuital field in Drake Passage and Scotia Sea.

В работе исследуются параметры синоптических вихрей в проливе Дрейка и море Скотия статистическими методами. Вихри в этом районе формируются в поле самого мощного в Мировом океане Антарктического циркумполярного течения (АЦТ). Здесь АЦТ простирается от континентального склона Антарктиды до континентального склона Южной Америки. Район пролива Дрейка и моря Скотия характеризуется сильной расчлененностью рельефа дна, что обуславливает интенсивное взаимодействие АЦТ с дном. При этом происходит интенсивная генерация вихрей струями АЦТ. Струи течения порождают меандры, в отдельных случаях отрывающиеся от основной струи, и превращающиеся, таким образом, в вихри циклонические (вращение по часовой стрелке в Южном полушарии) и антициклонические (вращение против часовой стрелки).

Исследование проводится на основе данных по абсолютной динамической топографии (АДТ) французского агентства CLS (<http://www.avisio.altimetry.fr>). Эти данные имеют пространственное разрешение $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$. Изолинии АДТ представляют собой линии тока геострофического течения на поверхности океана. Большие значения АДТ в Южном полушарии остаются слева от направления течения, меньшие – справа. Сгущение изолиний АДТ (изогипс) соответствуют зонам повышенных скоростей течений (струям), замкнутые линии тока – вихрям.

На основе описанных выше данных были определены статистические характеристики поля вихрей для пролива Дрейка и море Скотия, в частности характерные радиусы/площади отдельно для циклонов и антициклонов. На рис. 2 показано распределение количества вихрей в зависимости от условного радиуса вихря, нормированное на весь пери-

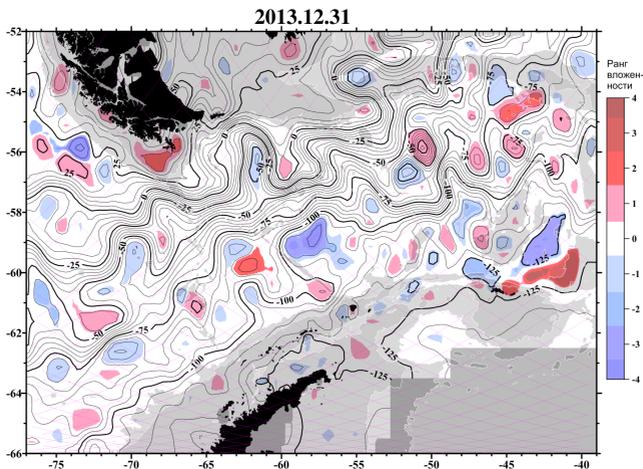


Рис.1. Распределение АДТ для пролива Дрейка и моря Скотия. В оттенках красного показаны антициклоны, синего – циклоны. Показаны также треки пролетов альтиметрических спутников Janson-1 и Janson-2.

од данных наблюдений. Распределение характеризуется значительной асимметрией, максимальное количество вихрей соответствует радиусу 8 км. Наличие резких минимумов и максимумов на малых радиусах связано с «табличным» эффектом (близостью этих масштабов к линейному размеру четверть-градусной сетки альтиметрических данных).

Отметим, что при интерполяции данных с треков спутников могут возникать фальшивые вихри, особенно на малых радиусах, близких к шагу интерполяционной сетки. В этой связи более показательными представляются распределения суммарных площадей вихрей данного радиуса в зависимости от самого условного радиуса вихрей, нормированные на весь период данных наблюдений (рис. 3). Распределения построены отдельно для циклонов и антициклонов, а также для суммарной их площади. На этом рисунке видно, что вихри малого радиуса, несмотря на их большое количество, имеют относительно малые суммарные площади.

Распределения для антициклонов и циклонов очень сходны (рис. 3), с небольшой левосторонней асимметрией. Максимальная суммарная площадь циклонов соответствует радиусу 43.2 км, антициклонов – 46.8 км, циклонов и антициклонов вместе – 46.5 км. Указанные величины радиуса находятся в хорошем соответствии с размером неразвитых (молодых) синоптических возмущений поля геострофических течений в

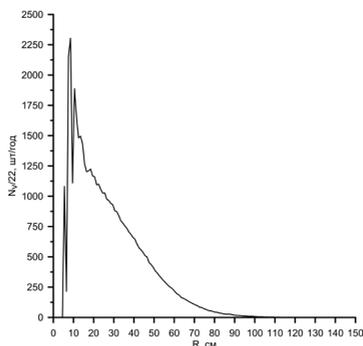


Рис.2 Распределение количества вихрей в зависимости от условного радиуса вихря, нормированное на весь период данных наблюдений.

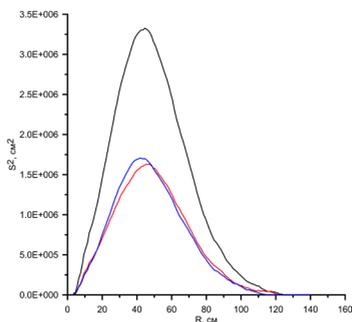


Рис.3 Распределения суммарных площадей всех вихрей (черным цветом), для площадей циклонических вихрей (синим) и для площадей антициклонических вихрей (красным) в зависимости от радиуса.

исследуемом районе. Условный радиус таких возмущений связан с масштабом Россби L_R соотношением $R = \pi L_R$. Согласно [1] масштаб Россби определяется как $L_R = h_R N f^{-1}$, где h_R – глубина главного термоклина, f – параметр Кориолиса и N – характерное для главного термоклина значение частоты Вайсяля N . Оценка масштаба Россби для района пролива Дрейка и моря Скотия, основанная на оценках глубины термоклина (800 м), параметра Кориолиса ($12.6 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$) и частоты Вайсяля-Брента ($2.3 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$) для этого района составляет $L_R \approx 15$ км. Отсюда получаем радиус молодых вихрей ≈ 46 км. Отметим также, что максимальный радиус наблюдаемых вихрей составил 114.5 км для циклонов и 123.5 км для антициклонов.

В качестве основного вывода отметим, что наибольшую суммарную площадь в проливе Дрейка и море Скотия занимают вихри, размер которых находится в неплохом соответствии с теоретическими оценками масштаба Россби для этого района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кошляков М.Н., Тараканов Р.Ю. Введение в физическую океанографию. Москва: МФТИ, 2014. 102 с.

О ДВИЖЕНИИ ВНУТРИТЕРМОКЛИННОЙ ЛИНЗЫ НАД ЛОФОТЕНСКОЙ ВПАДИНОЙ

Филюшкин Б.Н.¹, Соколовский М.А.^{1,2}, Лебедев К.В.¹

¹ *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Нахимовский пр., 36, 117997, г. Москва, 8(499)129-19-54, borisfil@yandex.ru;
8(499)124-86-10 sokolovskiy@iwp.ru; 8(499)129-23-63 klebedev@ocean.ru*
² *Институт водных проблем РАН, 119333, г. Москва, ул. Губкина, 3, 8(499)783-37-56,*

We simulate the evolution of local anticyclonic lens located in Lofoten Basin of the Norwegian Sea within the framework of a three-layer quasi-geostrophic model using the Contour Dynamics Method. Calculations showed that the model can adequately reproduce the nature of the lens drift under the influences of various types of ocean currents and bottom topography.

В первой части данной работы по материалам наблюдений Арго за 2005-2014 годы и с использованием Арго-модели выполнены расчеты среднегодовых значений температуры, солёности, плотности и течений на поверхности и глубинах до 1500 м для всей области Полярных морей. Эти наблюдения показали существование антициклонического вихря над всей акваторией Лофотенской впадины (ЛВ) с преобладающими скоростями поверхностных течений от 7-10 см/с на внешних границах и до 1-2 см/с в центре и существенным уменьшением их величин с глубиной. В то же время наблюдения подтверждают существование мезомасштабной линзы на средних глубинах 250-700 м над наиболее глубоководной частью ЛК.

При обработке наблюдений в работе была использована Арго-Модель Исследования Глобального Океана (АМИГО) [1]. Пространственное разрешение данных в базе составляет один градус по долготе и по широте, а по времени – один месяц. При обработке профилей Арго использовался метод вариационной интерполяции измерений на регулярную сетку с последующей модельной гидродинамической адаптацией полученных полей. Эта операция минимизирует ошибки при переносе нерегулярно расположенных измерений в узлы регулярной сетки. На заключительном этапе с использованием модели общей циркуляции океана в режиме диагноза и гидродинамической адаптации были рассчитаны сбалансированные ежемесячные и климатические поля температуры, солёности, плотности и скорости течения по данным поплавков Арго[1]. Наблюдения Арго дают наглядную картину течений в ЛВ, как

части единой общей циркуляции Полярных морей, но не могут служить основой для объяснения механизмов формирования и перемещения вихрей. В этой связи представляется крайне важным провести модельные исследования в рамках адекватной математической модели.

Во второй части исследован процесс эволюции внутритермоклинной линзы, изначально расположенной в центральной части ЛВ, при заданном внешнем кинематическом поле и с учетом топографического эффекта в рамках трехслойной модели с помощью метода контурной динамики [2].

Вертикальное распределение плотности представляется в модели кусочно-постоянной двухступенчатой функцией. Под внутритермоклинной линзой мы будем понимать вихревое пятно, сосредоточенное в среднем слое. По этой причине нас будет интересовать динамика среднего слоя.

ЛВ моделируется в виде двух круговых цилиндрических котловин, грубо аппроксимирующих изобаты 3000 м и 3200 м. На рис. 1 это больший (светлый) и меньший (темный) круги.

Впадина обтекается баротропным течением, направленным на северо-восток, кроме того, задается антициклонический круговорот умеренной интенсивности. Центры круговорота и большего из цилиндров совпадают.

При отсутствии линзы и при заданных значениях параметров внешнего поля в среднем слое возникает циклонический круговорот (столб Тейлора), граница которого совпадает с петлей сепаратрисы функции тока (на всех панелях рис. 1 это полужирная линия). Наличие линзы, очевидно, кардинально меняет фазовый портрет: возникают еще две сепаратрисы, одна из которых ассоциируется с линзой, а вторая контролируется топографией. Рисунок показывает временную развертку движения линзы, центр которой в начальный момент времени расположен внутри петли невозмущенной сепаратрисы. Оказывается, что линза полностью захватывается столбом Тейлора и совершает вращения в циклоническом направлении таким образом, что ее центр практически точно повторяет форму петли невозмущенной сепаратрисы. Заметим, что имеет место обусловленное влиянием впадины циклоническое вращение линзы, несмотря на существование внешнего антициклонического круговорота умеренной интенсивности. Этот численный эксперимент объясняет движение в циклоническом направлении линзы над ЛВ, наблюдавшееся в натуральных условиях [3,4].

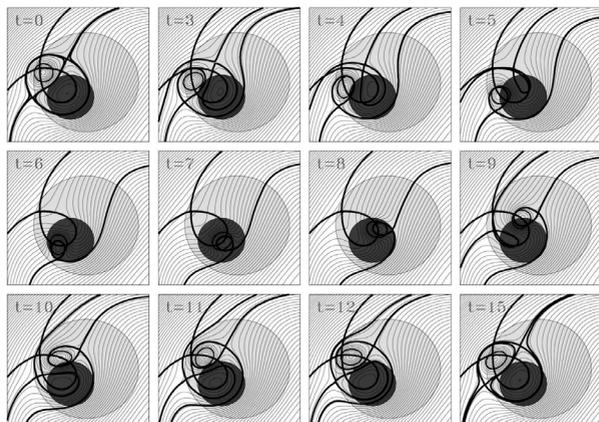


Рис. 1. Мгновенные положения линзы (вид сверху) над ЛВ при начальном расположении ее центра внутри петли невозмущенной сепаратрисы в окрестности ее гиперболической точки на фоне эволюционирующего фазового портрета среднего слоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лебедев К. В. АРГО-модель исследования глобального океана (АМИГО) // *Океанология*. 2016. Т. 56. №2. С. 186-196.
2. Соколовский М. А. Моделирование трехслойных вихревых движений в океане методом контурной динамики // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1991. Т.27. №5. С. 550-562.
3. Иванов В. В., Кораблев А. А. Формирование и регенерация внутритропикной линзы в Норвежском море // *Метеорология и гидрология*. 1995. №9. С. 102-110.
4. Иванов В. В., Кораблев А. А. Динамика внутритропикной линзы в Норвежском море // *Метеорология и гидрология*. 1995. №10. С. 55-62.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННИХ ВОЛН НА АБХАЗСКОМ ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

Химченко Е.Е.¹, Серебряный А.Н.^{1,2}

¹ *Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,
Нахимовский пр., 36, 8(499)1245996; ekhym@ocean.ru*

² *АО «Акустический институт им. акад. Н.Н. Андреева», 117036, г. Москва,
ул. Шверника, д. 4, 8(499) 7236300*

Paper presents new results of direct observations of internal waves in the nontidal Black Sea at steep shelf. Measurements were taken from the stationary platform during spring and autumn seasons. Different examples of hydrophysical variability of internal waves are discussed.

На абхазском шельфе Черного моря наблюдения внутреннего волнения длинно – [1] и короткопериодного диапазона [2] не велись продолжительное время. Начиная с 2013 г. в рамках российско-абхазского научного сотрудничества проводятся исследования гидрофизической изменчивости шельфовой зоны Абхазии, в том числе и целенаправленные наблюдения за внутренним волнением [3]. Измерения проводились на Черном море на абхазском шельфе у мыса Сухумский с эстакады Гидрофизического Института Академии Наук Абхазии (ГИАНА) (Сухум). С эстакады проводились ежечасные зондирования минизондом, велась долговременная регистрация температуры на разных горизонтах термисторной цепочкой и непрерывная запись акустическим профилометром течений (ADCP). Также были установлены заякоренные станции в глубоководной части моря с термисторными цепочками и выполнялись выходы на малотоннажном судне, оснащённом ADCP.

Шельфовая зона в районе наблюдений принадлежит Восточно-Кавказскому геоморфологическому типу районирования [4], который отличается резким переходом шельфа к материковому склону с характерными уступами с высотой 5–8 м, а местами – до 15 м. Эти особенности шельфа в районе исследований позволяют охарактеризовать его как узкий с резким уклоном дна (конкретно для места наблюдений уклон дна достигает 5 м на 10 м по горизонтали). Данные характеристики рельефа дна (узкий шельф и близость глубокой воды) приносят особенности в гидродинамику прибрежных процессов. Так, на абхазском шельфе наблюдаются внутренние квазинерционные волны с большими высота-

ми (до 20 м) по сравнению с другими типами шельфов Черного моря (в среднем 5–10 м).

На рис. 1 представлена временная запись термисторной цепочки, установленной на глубине 50 м, во время осенних наблюдений в 2013 г. За все время наблюдений температура водного столба изменяется в пределах от 9 до 18⁰С. На рисунке хорошо просматриваются интенсивные квазиинерционные внутренние волны с периодом, близким к локальному инерционному (около 17,3 ч). Высоты наблюдаемых внутренних волн составляют порядка 20–25 м.

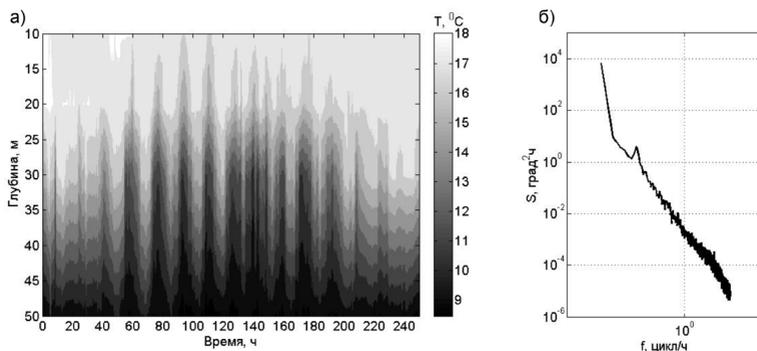


Рис. 1. Временной разрез температуры по данным термисторов 3–13 ноября 2013 г (а). Частотный спектр вертикальных смещений термоклина (б).

Данные термисторной цепочки были пересчитаны в вертикальные смещения термоклина, по которым был рассчитан частотный спектр (рис. 1б). На спектре выделяется ярко выраженный пик, соответствующий периоду 17 ч.

Для идентификации короткопериодных внутренних волн были детально проанализированы цепочки термисторов. Пример проявлений внутренних короткопериодных волн представлен на рис. 2. Отметим, что на рисунке изображены данные искусственного распределенного датчика, для этого на каждой цепочке выбирались датчики, охватывающие слой термоклина, а их значения осреднялись. На верхнем изображении представлены колебания температуры «РДТ» в точке на глубине 50 м, а на нижнем флуктуации температуры для глубины 80 м. На обеих записях прослеживаются короткопериодные колебания с периодом 10 мин. Заметим, что сначала эти флуктуации были зарегистрированы на глубоководной станции, а затем на мелководной, то есть наблюдаемые волны направлены к берегу. На частотном спектре для выбранного

участка записи в области высоких частот выделяются пики с периодами 10-15 мин.

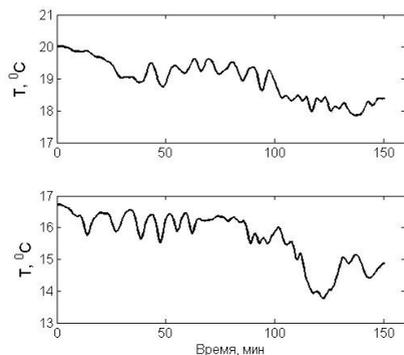


Рис. 2. Флуктуации температуры искусственного «РДТ» по данным термисторов на станциях на глубине 50 м (сверху) и 80 м (снизу).

Во время весенних наблюдений у эстакады была отмечена интересная особенность необычного характера внутренних боров. В мае 2014 г. был зарегистрирован цуг короткопериодных внутренних волн типа «солибора» (рис. 3). До подхода этого цуга термоклин был приповерхностным в прибрежной акватории. После подхода цуга волн-углублений термоклин еще больше поднялся к поверхности моря.

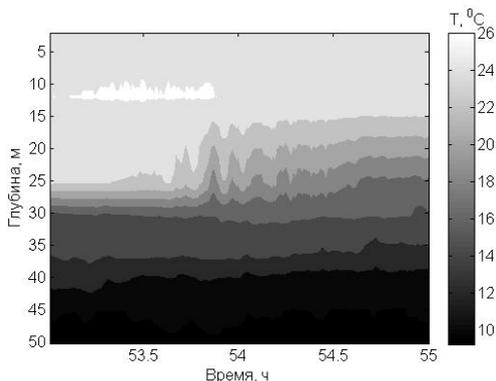


Рис. 3. Временной разрез температуры во время наблюдения внутреннего бора по данным термисторов, Сухум 28 мая 2014 г.

Поле внутренних волн на абхазском шельфе имеет свойства, характерные для внутренних волн всего Черного моря, однако отлича-

ется своими особенностями, связанными с наличием узкого и крутого шельфа. Эти особенности, в частности, проявляются в интенсификации инерционных колебаний термоклина, а также в необычном характере наблюдаемых внутренних боров.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 16-35-00454 мол_а и № 15-52-40012 Абх_а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ямпольский, А.Д. О внутренних волнах в Черном море по наблюдениям на многослойной якорной станции. Труды ИОАН СССР. 1960. Т. 39. С.111-126.
2. Коняев К.В., Сабинин К.Д. Новые данные о внутренних волнах в море, полученные с помощью распределенных датчиков температуры // Доклады АН СССР. 1973.
3. Серебряный, А. Н., Химченко, Е. Е. Исследования внутренних волн на кавказском и крымском шельфах Черного моря летом 2013 г // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Т.11. №3. С.88-104
4. Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф. Рельеф дна и глубинное строение черноморской впадины. М.: Наука, 1972. 160 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГИДРОФИЗИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ В ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЕ МОРЯ ЗОНДОМ СКОРОСТИ ЗВУКА СО СТАЦИОНАРНЫХ ПЛАТФОРМ

Химченко Е.Е.¹, Серебряный А.Н.^{1,2}

¹ *Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, 8(499)1245996; ekhym@ocean.ru*

² *АО «Акустический институт им. акад. Н.Н. Андреева», 117036, г. Москва ул. Шверника, д. 4, 8(499) 72363001*

Paper presents new results of direct observations of sound speed velocity and its variability by using profiler mini SVP (Sound Velocity Profiler). Measurements were taken from the stationary platforms in the Crimean and South-Eastern shelves of the Black Sea. Different examples of hydrophysical variability are discussed.

В последние годы при проведении исследований гидрофизической изменчивости в шельфовых зонах морей нами используется минизонд фирмы Valeport mini SVP. Данный прибор позволяет регистрировать температуру, давление и скорость звука водной среды до глубин 600 м. Главной особенностью зонда является возможность проводить прямые измерения скорости звука в море. Параметры датчика скорости звука следующие: диапазон измерений 1375-1900 м/с; точность 0.02 м/с; разрешение 0.001 м/с. Фирма анонсирует применяемый в минизонде датчик скорости звука как самый точный в мире. Применяя минизонд SVP в режиме многократных зондирований со стационарных платформ на шельфе Черного моря, мы также проводили одновременные наблюдения за изменчивостью среды с помощью акустического доплеровского профилометра течений (ADCP) и гирлянд температурных датчиков. В результате был собран большой массив данных об изменчивости вертикальной структуры скорости звука на шельфе вместе с информацией о различных факторах ее вызывающих. Наиболее часто используемый режим измерений минизондом заключался в проведении долговременных серий ежечасных профилирований водной толщи от поверхности до дна («уо-уо» зондирования). В докладе будут представлены результаты измерений, проведенных на Черном море в летнее время в период с 2011 по 2015 гг. Экспериментальные исследования проводились у Южного

берега Крыма с океанографической платформы Морского Гидрофизического Института (МГИ РАН) (п. Кацивели, Ялта), а также на абхазском шельфе у мыса Сухумский с эстакады Гидрофизического Института Академии Наук Абхазии (ГИАНА) (Сухум).

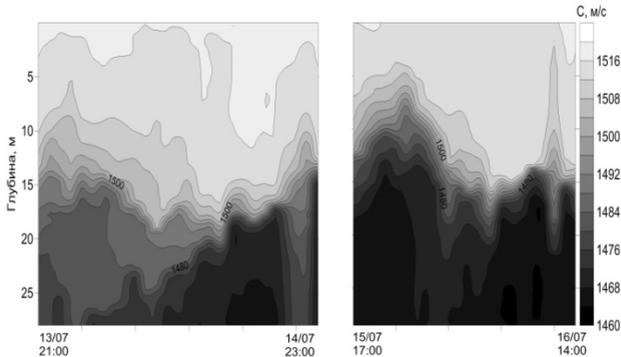


Рис. 1. Изоплеты скорости звука по данным ежечасных зондирований, 13-16 июля 2013 г., с океанографической платформы МГИ.

На рис.1. представлен разрез временной изменчивости скорости звука с глубиной, полученный в Кацивели 13-14 (слева) и 15-16 (справа) июля 2013 г. На представленном первом временном разрезе видно как на горизонте 20 м в течение 17 часов происходит поднятие изоплет скорости звука до глубины 15 м (при этом значение скорости звука изменяется с 1484 до 1500 м/с) в то время как одновременно с этим изоплеты придонной части водной толщи заглубляются с 20 м до 25 м (скорость звука уменьшается с 1484 до 1476 м/с). Такое характерное движение вод с периодом, близким к локальному инерционному периоду (17 ч), свидетельствует о присутствии в это время на шельфе квазиинерционной внутренней волны 2-ой моды. На записи 15-16 июля слои всей водной толщи подвержены синхронным колебаниям с тем же периодом, что свидетельствует о наличии инерционной внутренней волны 1-ой моды. Проходящие инерционные волны вызывают колебания скорости звука размахом до 20 м/с. На фоне длиннопериодных внутренних волн были зарегистрированы также короткопериодные волны как 1-ой, так и 2-ой моды. Более подробное описание результатов исследований в этом районе приводится в работе [1].

На рис. 2 приведены результаты измерений с эстакады ГИАНА. Несмотря на то, что глубина моря у эстакады составляет 13 м, в мае-начале июня здесь также наблюдаются заметные изменения скорости звука с

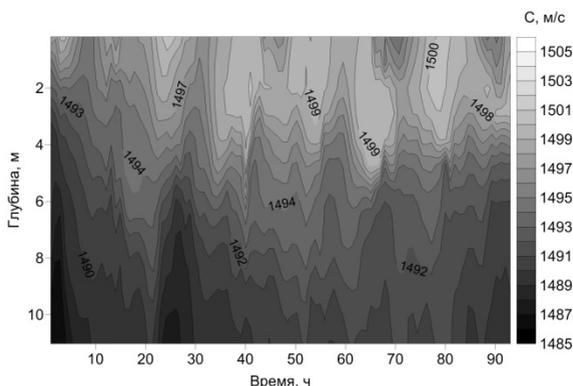


Рис. 2. Изоплеты скорости звука по данным ежечасных зондирований, 23-26 мая 2014 г., с эстакады ГИАНА.

глубиной, которые подвержены значительным временным колебаниям. Присутствуют длиннопериодные флуктуации с периодом близким к локальному инерционному (около 17,3 ч), что указывает на подход на шельф внутренних инерционных волн. Размах колебаний скорости звука при этом достигает 5-10 м/с.

Минизонд miniSVP зарекомендовал себя удобным и надежным средством слежения за изменчивостью гидрофизических характеристик в шельфовой зоне.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 16-35-00454 мол_а и № 17-52-40016 Абх_а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Серебряный, А. Н., Химченко, Е. Е. Исследования внутренних волн на кавказском и крымском шельфах Черного моря летом 2013 г // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Т.11. №3. С.88-104.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПОСТРОЕНИЯ ТРЕХМЕРНОЙ СТРУКТУРЫ КОККОЛИТОФОРИДНЫХ ЦВЕТЕНИЙ ПО СПУТНИКОВЫМ И СУДОВЫМ ДАННЫМ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Юшманова А.В.^{1,2}

¹ *Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, 8(499)124-13-01*

² *МФТИ, 141701, Московская область г. Долгопрудный, Институтский пер., 9, +7 (495) 408-45-54*

The relation between bio-optical parameters at the surface layer in the northeastern part of the Black Sea is investigated on the basis of satellite and shipboard data as well as between the vertical distribution of values of the beam attenuation coefficient measured by a submersible transmissometer and concentration of coccolithophoride cells from laboratory determination.

Возможность построения трехмерного распределения биооптических характеристик основана на совместном использовании спутниковых и судовых данных. В настоящей работе исследуется связь между биооптическими параметрами вод поверхностного слоя в северо-восточной части Черного моря, также связь между изменением по глубине показателя ослабления морской воды c и концентрации клеток кокколиитофорид N_{coc} .

Работа базируется на результатах экспедиции вблизи Феодосийского залива с 11 по 26 июня 2016 г., рейса НИС «Профессор Водяницкий» с 26 по 31 мая 2016 г. и оптических экспедиционных исследованиях на МНИС «Ашамба» в районе Геленджика с 14 по 16 июня 2011 г.

Район Феодосийского залива (11–21 июня 2016 г.). В работе [3] по данным измерений в районе Феодосийского залива в конце мая 2016 г. было показано, что различия между значениями показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} , рассчитанные по данным спутникового сканера MODIS-Aqua, согласуются с различиями между значениями показателя ослабления c в приповерхностном слое, и последние проецируются в нижележащие слои.

Рейс НИС «Профессор Водяницкий» (26–31 мая 2016 г.). Была исследована возможность «стыковки» значений кокколиитофорид по прямым определениям и показателя ослабления $c(z)$ по данным судовых из-

мерений в приповерхностном слое. Для расчета использовалось 48 пар данных, 13 станций. Результаты представлены на рис.1 а, б.

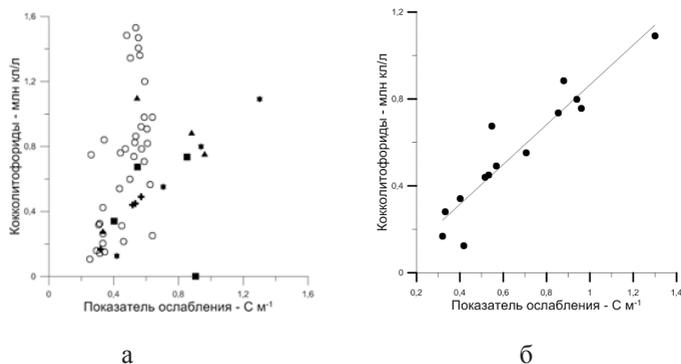


Рис.1 Связь между значениями показателя ослабления C и концентрации кокколитофорид: (а), на всех станциях; (б), на станциях 20-26 (к востоку от 37⁰в.д.). (крестики – ст.20, квадраты – 22, треугольники – 24, звездочки – 26, кружки – все остальные станции).

Экспедиция на МНИС «Ашамба» в районе Геленджика (14-16 июня 2011 г.). В период оптических экспедиционных исследований на всех выполненных станциях, и вблизи берега и в открытом море наблюдались ярко выраженные цветения (в основном до 2,5 млн кл./л).

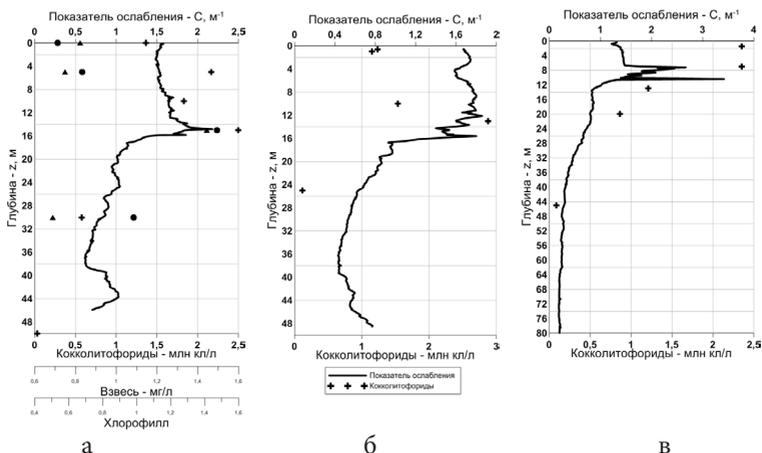


Рис.2 Вертикальные профили показателя ослабления и изменение с глубиной концентрации кокколитофорид (для станции ба также вертикальные распределения взвеси и хлорофилла) для трех станций, расположенных на глубинах 45 м (а), 48 м (б) и 150 м (в). Крестики – кокколитофориды, треугольники – взвесь, кружки – хлорофилл.

На графиках ниже (рис.2) для трех станций (45 м, 48 м и 150 м глубины, соответственно) представлены профиль показателя ослабления и изменение концентрации кокколитофорид, взвеси и хлорофилла с глубиной.

Заключение. Общий вывод, который можно сделать на основе полученных результатов, заключается в том, что устойчивая связь между значениями показателя ослабления и концентрацией кокколитофорид в поверхностном слое и нижележащих слоях в Черном море не наблюдается: на некоторых станциях она хорошо выражена, на других практически отсутствует. Это может быть объяснено тем, что показатель ослабления определяется, помимо концентрации кокколитофорид, другими факторами, в частности, частицами, выносимыми в море речным стоком, клетками фитопланктона других видов и детритом. В дальнейшем планируется анализ архивных данных других экспедиций, в которых наблюдались ярко выраженные кокколитофоридные цветения при наличии других обуславливающих факторов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Kopelevich O., Burenkov V., Sheberstov S., Vazyulya S., Kravchishina M., Pautova L., Silkin V. Satellite monitoring of coccolithophore blooms in the Black Sea from ocean color data // *Remote Sensing of Environment* 146 (2014). с. 113–123
2. Kuznetsova O.A., Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V., Kravchishina M.D. Development of the regional algorithm for assessment of suspended matter concentration in the Kara Sea from satellite ocean color data // *Proceedings of the VII International Conference “Current problems in Optics of Natural Waters (ONW 2013)”*, St.-Petersburg, September 10–14, 2013. P. 177-181.
3. Юшманова А.В., Глухов В.А, Родионов М.А. Исследование связи между вертикальной структурой биооптических характеристик и их пространственным распределением по спутниковым данным в водах северо-восточной части Черного моря // КИМО II Всероссийская научная конференция молодых ученых, г. Москва, 10-14 апреля 2017 г.

**КЛАСТЕРИЗАЦИЯ ПЛАВАЮЩЕГО ВЕЩЕСТВА НА
ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ ИЗ-ЗА СУБ-МЕЗОМАСШТАБНОЙ
АДВЕКЦИИ: ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ ДЛЯ
ФИНСКОГО ЗАЛИВА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ**

Журбас В.М.¹

*¹Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН, 117997, г. Москва
Нахимовский пр., 36, 8(499)124-63-96, zhurbas@ocean.ru*

Velocity field simulated by a circulation model with extremely high horizontal resolution (the grid bin is 232×232m) in the Gulf of Finland during a period of summer upwelling events is used to calculate advection of floating Lagrangian particles that are uniformly distributed on the sea surface initially. For a relatively short time of advection τ (of the order of one day), the particles are found to gather within a narrow, elongated stripes characterized by extremely high, positive values of vorticity, Finite-Time Lyapunov Exponent, and lateral thermohaline gradients module (fronts). The clustering rate, defined as the time derivative of standard deviation of normalized particle concentration, tends asymptotically at small τ to the standard deviation of flow divergence. The standard deviation of flow divergence, in its turn, displays a considerable growth with the refinement of the model grid, confirming the paramount role of submesoscale dynamics in clustering of floating stuff. At large τ , the probability density function of floating particle concentration is shown to tend to lognormality. Based on the backward-time integration of the Lagrangian velocity convergence, a criterion for finite-time clustering is introduced.

Нестационарное поле скорости течений в Финском заливе во время летних событий апвеллинга, смоделированное моделью циркуляции с чрезвычайно высоким (субмезомасштабным) горизонтальным разрешением (сетка с ячейкой 232×232 м), используется для расчета адвекции плавающих лагранжевых частиц, равномерно распределенных на поверхности моря вначале. Обнаружено, что в течение относительно короткого времени адвекции τ (порядка одного дня) частицы собираются в узких удлиненных областях – нитях, которые характеризуются чрезвычайно высокими положительными значениями завихренности, конечно-временного показателя Ляпунова и горизонтальных градиентов температуры, солености и плотности на поверхности моря (бароклинные фронты). Скорость кластеризации, определяемая как производная

по времени от стандартного отклонения нормализованной концентрации частиц, при малых τ асимптотически стремится к стандартному отклонению флуктуаций дивергенции скорости течения. В свою очередь, стандартное отклонение флуктуаций дивергенции скорости течения существенно возрастает с уменьшением шага сетки, подтверждая первостепенную роль субмезомасштабной динамики в процессе кластеризации плавающего материала. Показано, что при больших τ функция плотности вероятности концентрации плавающих частиц стремится к логнормальной. Сформулирован критерий кластеризации за конечный промежуток времени, основанный на интегрировании дивергенции скорости лагранжевой частицы назад по времени.

К ТЕОРИИ ВЕНТИЛИРУЕМОГО ТЕРМОКЛИНА

А.П. Мирабель¹

*¹Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва
Нахимовский пр., 36*

Предлагается модель адвективного термоклина в рамках непрерывно стратифицированной свердруповской циркуляции с вентилируемым слоем, обусловленным дивергенцией потоков в экмановском слое, несмешивающегося с ним слоя с гомогенизированной завихренностью и слоя абиссальной жидкости в применении к водам антициклонического круговорота. Решение модели интерпретируется как стандартное стационарное термохалинное состояние океана, которое может быть подвержено действию климатической изменчивости. Эта модель формулируется в терминах функции Бернулли в изопикнической системе координат. Границы на западе и юге считаются свободными, северная граница (ниже экмановского слоя) совпадает с выходящей на поверхность изопикной. У восточной границы ставится условие смыкания абиссальной изопикны с изопикной, соответствующей нулевой экмановской накачке и условие отсутствия зонального потока. На основе знания полученного точного решения в вентилируемом слое (в терминах функции Бесселя) и условия постоянства потенциальной завихренности в неventилируемом слое осуществляется «склейка» модели в трёх слоях.

Представлены результаты расчетов по данной модели для района Атлантики (15-52°с.ш., 0-63°в.д.). При абиссальной плотности $\sigma_a = 28,0$ значения поверхностной плотности и плотности неventилируемого слоя растут в северном направлении от 26,1 до 26,5 и от 27,4 до 27,6 соответственно при почти зональном распределении, т.е. зоны вентилиации есть широтные круги. Такое поведение вполне согласуется и с реальной картиной, и с модельным предположением о линейной связи между потенциальной плотностью и функцией Бернулли. Из расчетов глубин ветровой циркуляции следует, что вентилиационный слой заглублен до 900 м в северо-западной области и поднят до 250 м. в южной и восточной частях бассейна. Та же тенденция прослеживается для глубины круговорота, но здесь отмечается рост глубин от 500 м до полутора км. Отмечена активная динамика в вентилиационном слое и теневая область на вос-

точной границе. Структура термоклина демонстрируется на типичном зональном разрезе, характеризуя значительно больший изопикнический инкремент для вентилируемых слоев, чем в невентилируемых.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Амбросимов А.К 15
Арашкевич Е.Г. 60
Артамонов А.Ю. 18, 140
Бабаков А.Н. 34
Бадулин С.И. 22, 50
Баранов В.И. 60
Бородин О.О. 38
Булатов В.В. 26
Вазюля С.В. 30
Варенцов М.И. 140
Висич А.И. 34
Владимиров Ю.В. 26
Вульфсон А.Н. 38
Геогджаев В.В. 50
Гавриков А.В. 50
Глуховец Д.И. 42
Гольдин Ю.А. 42
Граве А.В. 34
Греков А.Н. 46
Греков Н.А. 46
Григорьева В.Г. 50
Гриценко А.М. 167
Гуреев Б.А. 42
Венцкут Ю.И. 42
Ермаков Д.И. 52
Вонсовский Н.Н. 52
Ермаков И.Д. 52
Жмур В.В. 56
Журбас Н.В. 58, 87, 99
Журбас В.М. 190
Лыжков Д.А. 87
Захаров В.Е. 22
Зацепин А.Г. 60, 62, 114
Зеленько А.А. 152
Зырянов В.Н. 64
Каралли П.Г. 68
Копелевич О.В. 30, 72
Кошляков М.Н. 76
Краснов В.Г. 52
Криницкий М.В. 50
Кузеванова Н.И. 110
Кузнецов В. П. 80
Кузьмина Н.П. 58, 87
Куклев С.Б. 60
Луппова Н.Е. 60
Курносова М.О. 83
Лебедев К.В. 91, 95, 177
Лифанчук А.В. 129
Лыжков Д.А. 58, 87, 99
Лысенко С.В. 62
Матюшин П.В. 102
Мельников В.А. 106, 110, 114, 118
Мирабель А.П. 192
Морозов Е.Г. 122, 123, 126, 127
Москаленко Л.В. 110
Муравья В.О. 129
Мухаметьянов Р.З. 34
Островский А.Г. 60, 132
Подымов О.И. 60
Пиотух В.Б. 114
Полонский А.Б. 164
Резник Г.М. 136
Репина И.А. 18, 140
Реснянский Ю.Д. 152
Руднев А.В. 62
Савченко Д.С. 76
Саллинг И.В. 129
Свиридов С.А. 144
Серебряный А.Н. 180, 184
Серых И.В. 148
Скороходов С.Л. 87
Соколовский М.А. 177
Соловьев Д.М. 60
Степанов В.Н. 152, 156, 160
Степанова Н.Б. 34
Струков Б.С. 152
Сухонос П.А. 164
Сычев Е.Н. 46
Тараканов Р.Ю. 76, 95, 167, 170, 173
Тароян В.К. 173
Филюшкин Б.Н. 177
Хавина Е.М. 140
Хайруллин Н.Р. 34
Химченко Е.Е. 180, 184
Ходаев Д.С. 34
Цыбанева Т.Б. 136
Чебанова М.К. 64
Чубаренко Б.В. 34
Шеберстов С.В. 30
Юшманова А.В. 187

Научное издание

ПЕРВАЯ МЕЖДУНАРОДНАЯ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
ПО ТЕРМОГИДРОМЕХАНИКЕ ОКЕАНА

**Современные проблемы термогидромеханики
океана «СПТО – 2017»**

Редактор-корректор
Марина М.М.

Компьютерная подготовка оригинал-макета
Шишкиной Н.А.

Online версия: А.А. Метальников, И.А. Уманская, Ю.В. Новиков

Подписано к печати 00.00.2017

Формат 1/16. Бумага офсетная.

Печать цифровая

Тираж 100 экз.