

## ЭНЕРГЕТИКА И СОКРАЩЕНИЕ ВЫБРОСОВ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА

Синюгин О.А.

*Географический ф-т МГУ им. М.В.Ломоносова*

В 2008-2012 гг. заканчивается период действия Киотского протокола 1997 г., основная цель которого - снижение на 5% выбросов парниковых газов к 2012 году, а также создание глобального углеродного рынка. Достижения весьма скромны и противоречивы, можно говорить даже о провале первой фазы Киотского протокола. В декабре 2009 г. на всемирной конференции в Копенгагене подводились итоги 12 лет реализации протокола и были выработаны принципы и цели пост-Киотского процесса сокращения выбросов парниковых газов, уже с участием США, Китая, Индии и других невовлеченных сторон. Для пост-Киотского процесса высказываются следующие уровни - порядка 20% к 2020 году и 50% к 2050 году.

В реализации Киотского протокола основная роль отводится энергоэффективности и возобновляемой энергетике. Энергетика (включая использование энергии на транспорте) дает около 80% выбросов парниковых газов. И именно в этом секторе сосредоточен основной потенциал по сокращению их выбросов. Задача стоит в кардинальном изменении структуры современной энергетики в низкоуглеродном направлении, в уходе от принципа «палео-топлива – палео-климат». Большая часть проектов в рамках Киотского протокола заключается во вводе новых мощностей возобновляемой энергетике, реализации мер по энергоэффективности, нейтрализации выбросов диоксида углерода и изменению структуры современного энергетического сектора в направлении снижения выбросов углерода. При этом Киотский протокол создает дополнительный канал инвестиций в низкоуглеродную энергетику, измеряемый десятками миллиардов долларов.

В настоящее время отмечается прямо противоположная тенденция – в структуре мировой энергетики в 2000 – 2010 гг. увеличивается доля угля, самого углеродоемкого вида топлива. Основной прирост дают Китай, США и Индия, не являющиеся участниками протокола Киото. Ясно, что без этих ключевых стран глобальные цели ограничения выбросов CO<sub>2</sub> недостижимы.

В то же время в 2008 году оборот мирового углеродного рынка увеличился по сравнению с предыдущим, 2007 годом в 2,3 раза и составил 92 млрд. евро. Наибольшая доля рынка (примерно 75%) приходится на страны ЕС, где реализована так называемая Европейская схема торговли выбросами парниковых газов. В рамках схемы крупным компаниям-эмитентам устанавливаются определенные квоты (разрешения) на их выбросы и предоставляется право торговать ими без ограничения. По итогам года разрешения на выбросы парниковых газов изымаются в зависимости от количества фактически произведенных выбросов за год и погашаются. За выбросы, не обеспеченные разрешениями, взимается штраф в размере 100 евро за тонну CO<sub>2</sub>.

Механизм чистого развития (МЧР) предназначен для проектов, реализуемых в развивающихся странах, которые не имеют количественных обязательств по ограничению и сокращению выбросов парниковых газов (это Индия, Китай, Брази-

лия и т.д.). Механизм получивший название «совместное осуществление» (СО) реализуются в странах, имеющих обязательства по выбросам парниковых газов - это развитые страны ЕС, Россия, Украина, Австралия, Япония, Швейцария и др.

Продажа национальных квот на выбросы парниковых газов: имея свободный запас квот порядка 5 млрд. тонн CO<sub>2</sub>, Россия так и не вышла на мировой рынок торговли квотами на выбросы углерода. Реализация механизма совместного осуществления: в России по данным на конец 2008 года, более 30 проектов на общую сумму 84,5 млн. тонн CO<sub>2</sub> было подано в установленном порядке на утверждение для целей совместного осуществления по ст. 6 Киотского протокола. До сих пор ни один проект не утвержден, основной причиной называется мировой экономический кризис. В то же время Правительство РФ объявило о стратегической задаче сократить к 2020 году энергоёмкость российского валового внутреннего продукта (ВВП) на 40%. Экологические мотивы и соответствующие механизмы могут играть существенную роль в модернизации энергетического сектора.

Сохраняется неопределенность в вопросе влияния выбросов CO<sub>2</sub> на потепление климата Земли и в соотношении природных и антропогенных факторов в парниковом эффекте. В 1860 году английский физик Дж.Тиндалл открыл, что подобно парам воды молекулы углекислого газа экранируют длинноволновое излучение в инфракрасном спектре и поэтому колебания содержания CO<sub>2</sub> в воздухе могут влиять на климат. В 1896 году шведский химик Сванте Аррениус развил эту идею, написав, что рост индустриальной эмиссии диоксида углерода в комбинации с водяным паром становится причиной потепления климата.

В целом пары воды обеспечивают около 2/3, а все парниковые газы – остальную часть природного парникового обогрева Земли. Природный парниковый эффект оценивается от 21 до 37 градусов Цельсия. Между тем по данным метеорологических наблюдений в последней четверти 20 века содержание водяного пара в атмосфере увеличилось на 3–5%. Данному фактору не уделяется должного внимания - влияние паров воды на дополнительный обогрев Земли упомянуто в последнем докладе Международной Комиссии по Изменению Климата (IPCC), (1), но оно не включено в расчеты. Гидрологический цикл оказывает гораздо более значительное влияние на тепловой режим атмосферы, чем углеродный цикл. Недостаточная изученность гидрологического цикла препятствует формулированию взвешенных выводов о динамике климата Земли.

В последние 1 миллион лет кайнозойской эры циклическая смена потеплений и похолоданий климата разного масштаба зависела от колебаний солнечного излучения. В последние десятилетия также была установлена тесная зависимость изменения поверхностной температуры в Северном полушарии от солнечной активности в рамках 11-летнего цикла солнечной активности. Уровень поглощаемой Землей солнечной энергии равен 239 Вт/м<sup>2</sup>. На протяжении 20 века по спутниковым измерениям в совокупности с реконструированными данными был выявлен восходящий тренд интенсивности солнечного излучения - прирост инсоляции у верхней границы атмосферы Земли оценивается в 1,7 Вт/м<sup>2</sup> - плюс 0,7% от исходного. Кумулятивное действие этого основополагающего фактора вполне может обеспечить разогрев атмосферы до наблюдаемых величин.

В заключение следует отметить, что в 2008 – 2010 гг. общее энергопотребление и выбросы CO<sub>2</sub> не росли в силу спада экономической активности. Неубедительный выход из мирового финансово-экономического кризиса предполагает

продолжение данного бокового тренда до 2014-15 гг. В такой ситуации должна быть произведена коррекция сценариев развития мировой энергетики и экологических последствий.

### Литература

1. International Panel for Climate Change (IPCC) Report. 2007
2. International Energy Agency - IEA (2009). World Energy Outlook 2009.
3. Stern, Nicholas (2006). The Stern Review on the Economics of Climate Change. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press.

## НАУЧНЫЕ МОЛОДЁЖНЫЕ ШКОЛЫ

### «ВОЗОБНОВЛЯЕМЫЕ ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ»

Соловьев А.А.

*Географический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова*

Возобновляемая энергетика как самостоятельная отрасль науки заявила о себе сравнительно недавно, несколько десятилетий назад. В настоящее время назрела необходимость решения ряда задач на пути освоения возобновляемых источников энергии связанных с развитием фундаментальных исследований, осуществлением практической реализации инновационных технологий, подготовкой специалистов. В статье обсуждаются вопросы организации и проведения научных школ молодых ученых, посвященных проблемам возобновляемой энергетики и экологии.

Всероссийские научные молодежные школы по проблемам возобновляемой энергетики проводятся в Московском университете начиная с 1999 года [1]. Целью школ является привлечение внимания молодых специалистов к проблемам использования возобновляемых источников энергии, информирование о последних достижениях в этой области, о новых технологиях, реальных перспективах использования альтернативных энергоисточников в решении нарастающих проблем энергетики и экологии.

Научные молодежные школы отличаются от обычных конференций. Участникам школы читаются лекции ведущих специалистов в области ветровой, солнечной, геотермальной энергетики, малой гидроэнергетики, использования биомассы для энергетических целей, экономической эффективности возобновляемых источников энергии и их воздействия на окружающую среду. В программу Школы входят также устные и стендовые доклады аспирантов, студентов, молодых ученых и специалистов с последующим обсуждением представленных работ; посещения лабораторий и кафедр Московского университета и ряда ведущих научных организаций занимающихся проблемами альтернативной энергетики. На Школе заслушиваются и обсуждаются доклады по наиболее перспективным направлениям возобновляемой энергетики:

- общие проблемы развития возобновляемой и традиционной энергетики;
- научно-технические проблемы развития всех видов возобновляемых источников энергии;

- эколого-географические аспекты развития возобновляемых источников энергии; воздействие объектов традиционной и возобновляемой энергетики на окружающую среду;
- современное состояние и перспективы возобновляемой энергетики в России;
- новые технологии в возобновляемой энергетике; водородная энергетика; гибридные системы;
- экономика возобновляемых источников энергии;
- образование в области возобновляемой энергетики;
- законодательные и нормативно-правовые аспекты возобновляемой энергетики.

В 2008 году состоялась шестая школа. Если в первой школе принимали участие около 60 участников, то в шестой – уже более 220. Заявки на участие в работе шестой школы от аспирантов, студентов и молодых ученых и преподавателей высших учебных заведений, государственных организаций, НИИ, производственных и общественных организаций России: МГУ им. М.В.Ломоносова (физический, географический, геологический, химический, экономический, ИСАА, факультет наук о материалах), МЭИ (ТУ), МАИ (ТУ), МАМИ (ГТУ), МГУИЭ, МГТУ им. Н.Э. Баумана, Государственный университет управления (г.Москва), Высшая Школа Экономики, МГАУ им. В.П. Горячкина, РГТУ им. Циолковского, РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, Балтийская Государственная академия Рыбного промыслового Флота (г.Калининград), Дальневосточный государственный технический Университет - институт Архитектуры, искусства и дизайна (г.Владивосток), Иркутский Государственный Технический Университет, Кубанский государственный аграрный университет (г.Краснодар), Марийский Государственный Университет, Нижегородский государственный технический университет, Орловский государственный аграрный университет, Санкт-Петербургский государственный политехнический университет, Южнороссийский государственный технический университет (г. Новочеркасск), Южно-Уральский Государственный Университет (г.Челябинск), ГНУ ВИЭСХ, ИВТ РАН, Институт географии РАН, Институт физики полупроводников проблем СО РАН (г.Новосибирск), Институт проблем геотермии ДНЦ РАН (г.Махачкала), Институт фундаментальных проблем биологии РАН, г.Пушино, Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН (г.Санкт-Петербург), Институт «Ростовтеплоэлектропроект», Научно-исследовательский институт энергетики и энергосбережения нефтегазового комплекса (г.Тюмень), ОАО "Научно-исследовательский институт энергетических сооружений, ООО «Национальная инновационная компания «Новые энергетические проекты» и др.

В сравнении с проведением предыдущих школ, существенно увеличилось количество участников Школы, расширилась география, возрос научный уровень полученных заявок. Шестая научная молодежная Школа проходила с международным участием, большую заинтересованность продемонстрировали представители стран ближнего зарубежья: Украины, Белоруссии, Казахстана, Кыргызстана. Среди участников школы были молодые ученые из Германии, Швеции, Бирмы – стажеры и аспиранты технических университетов МЭИ и МАИ, представители созданной в Москве под эгидой ЮНЕСКО организации «Международный центр устойчивого энергетического развития» – специалисты по возобновляемой энергетике из развивающихся стран – Ирана, Монголии, Колумбии, Шри-Ланки, Нигера, Буркина-Фасо, Бурунди.

Для чтения лекций были приглашены ведущие российские ученые из научно-исследовательских институтов РАН, РАСХН, МЭИ, МГУ им. М.В.Ломоносова, а также руководители крупных компаний в области использования ВИЭ. Прочитаны 15 лекций, а также заслушаны 40 научных сообщений аспирантов, студентов и молодых специалистов - участников школы. В постерной сессии приняли участие более 50 молодых специалистов. Опубликованы материалы Школы, содержащие 78 докладов участников. По итогам проведения конкурса научных работ участников Школы конкурсной комиссией были выделены и отмечены дипломами и редкими изданиями книг по возобновляемой энергетике 20 лучших работ.

По итогам обсуждения докладов и проведенных дискуссий было обращено внимание на повышение заинтересованности в развитии возобновляемой энергетики для решения региональных энергетических проблем России и на необходимость координации и кооперации научных, производственных и учебных организаций России.

Лекции и выступления на Школе дали полное представление о современном состоянии теоретических исследований и прикладных разработок в области возобновляемой энергетики в мире и России. Рассмотрены вопросы государственной политики России в области возобновляемой энергетики, в том числе проблемы законодательной поддержки; проблемы оценки региональных ресурсов ВИЭ, современное состояние использования возобновляемых источников энергии в России и мире; эффективные технологии использования ВИЭ, разрабатываемые в российских НИИ и проектных организациях. Следует отметить высокий научный уровень представленных работ, которые были рекомендованы к публикации в периодических научных журналах. Двадцать лучших докладов были отмечены дипломами. Проведенные в Московском университете школы предоставляют возможность широкого обмена информацией в области возобновляемой энергетики на базе современных коммуникационных систем и необходимость формирования Национальной информационной базы по возобновляемой энергетике вузов и научных учреждений в целях совершенствования образовательного процесса и научных исследований.

Учитывая важность проблемы использования возобновляемых источников энергии в современной энергетической системе России и необходимость обеспечения преемственности и непрерывности передачи знаний принято решение о проведении регулярных научных молодежных школ один раз в два года. В 2010 году планируется Седьмая Школа с Международным участием иностранных ВУЗов, центров образования и других организаций в области возобновляемой энергетики

Отмечая высокий научный и организационный уровень научных молодежных школ, следует выразить признательность Российскому Фонду Фундаментальных Исследований за финансовую поддержку.

#### Литература

1. *Алексеев В.В., Нефедова Л.В.* Первая Всероссийская научная молодежная школа «Возобновляемые источники энергии»// Вестник Московского университета. Серия 5. 2000, №4.

#### ЛАБОРАТОРНАЯ МОДЕЛЬ АНТИЦИКЛОНА

Соловьев А.А., Павловский К.П.

*Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова*

Описывается лабораторная модель воздушного вихря с барометрическим максимумом на оси вращения. Приводятся результаты экспериментальных исследований пространственной динамической структуры антициклонического вихря. Показано, что условия устойчивого циклогенеза связаны с существованием областей вихревого течения, в которых кинетическая энергия пульсаций передается осредненному движению. Рассматриваются вопросы, относящиеся к структуре и устойчивости антициклонических вихревых образований в атмосфере.

#### Введение

Острота экологических проблем окружающей среды особенно остро обозначает недостаточность существующих знаний о механизмах формирования и устойчивости атмосферных вихревых образований антициклонического типа. За довольно длительный срок наблюдений атмосферных вихрей наибольшее внимание уделялось исследованиям циклонам [1,2]. Антициклонические атмосферные вихри, в известной степени, рассматривались как антитеза циклонам [3]. Между тем, регистрируемые наблюдения за процессами в природных циклонах и антициклонах свидетельствуют о наличии принципиальных отличий, как в механизмах образования, так и дальнейшего их развития и разрушения.

К числу инструментальных средств изучения процессов вихреобразования, динамики развития и формирования неустойчивости атмосферных вихревых образований помимо натуральных наблюдений и математического моделирования относятся методы физического (лабораторного) моделирования. Лабораторные модели, воспроизводящие основные механизмы, свойственные вихрям циклонического типа достаточно хорошо известны. Моделей лабораторных антициклонов с максимумом статического давления в центре за небольшим исключением практически нет. Это обстоятельство связано с трудностями воспроизведения в лабораторных условиях ускорений, способствующих возникновению нагонных движений к оси вращающихся потоков. Атмосферный антициклон с повышенным давлением в центре формируется в тех случаях, когда ускорение Кориолиса по величине больше или сравнимо с конвективным и направлено противоположно ему. Поэтому антициклоны не образуются в тропических широтах и при малых масштабах области вращения. Маломасштабные вихри являются всегда образованиями циклонического типа независимо от направления вращения. При различных направлениях закрутки лабораторные модели вихрей также остаются циклоническими. В статье представлен вариант лабораторной модели антициклонического вихря и приведены результаты физического моделирования течений.

#### Физическая модель антициклонического вихря

В моделях вихрей имитирующих физические процессы в вихревых атмосферных образованиях путем создания тем или иным способом концентрированного вращения создаются условия для генерации циклонов. Попытки получить в лабораторных масштабах антициклон варьируя направление закрутки воздушных потоков, не увенчались успехом [4,5]. В экспериментах с дифференциальным вра-

щением мелкой воды удается получать нестационарные антициклонические вихри в виде солитонов в паре с вихрями циклонического типа [6]. В работе [7] сообщается о генераторе воздушного лабораторного антициклона формирующегося в системе множественных вихрей. Генератор представлял собой лопастной завихритель расположенный внутри камеры с тангенциальными направляющими на ее периферии через которые в камеру периодически импульсами направлялся поток воздуха. Недостаток этой модели как, показала визуализация течений, являлась сильная неустойчивость и нерегулярность формирования антициклонического вихря среди нескольких вихрей циклонического вращения.

Идея использование для реализации модельного антициклона генераторов, создающих систему вихрей с минимальным давлением на оси вращения, была положена в основу экспериментальной установки воспроизводящей вихревой столб с барометрическим максимумом. Для формирования системы циклонических вихрей использована модель генератора, предложенная Н.П. Кастериным [8]. Особенность этой модели в формировании кольцевой периферийной области с давлением, превышающим атмосферное. Возникновение периферийной зоны повышенного давления в модели одиночного циклонического вихря Кастерина связано с созданием градиентов скорости, сравнимых по величине с максимумом скорости вращения.

Для создания вихревого столба с повышенным давлением в центре вращения нами было предложено организовать систему нескольких циклонических вихрей с таким взаимным расположением, при котором области их внешних оболочек с барометрическим максимумом взаимно перекрываются (рис.1). Для этого необходимо системе механических завихрителей, размещенных в дефлекторах, задать вращение и путем перемещения их относительно друг друга параллельно подстилающей поверхности и добиться совпадения периферийных барометрических максимумов циклонических вихрей в одной точке на подстилающей поверхности.

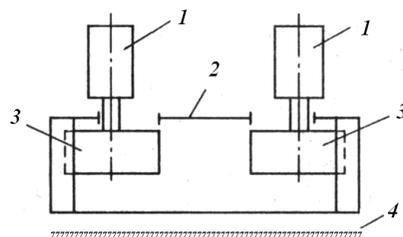


Рис.1. Схема генератора антициклонического лабораторного вихря в вертикальном разрезе. 1-электродвигатель, 2- дефлектор, 3- лопасти завихрителей, 4-подстилающая поверхность.

В практическом исполнении генератор модельного антициклона представлял собой кожух-дефлектор, разделенный на четыре отсека тонкими перегородками (рис.2). В верхней части кожуха были проделаны отверстия, через которые внутрь кожуха вводились валы четырех электродвигателей. На валах двигателей закреплялись лопаточные завихрители. Под кожухом на фиксированном расстоянии располагалась подстилающая поверхность.

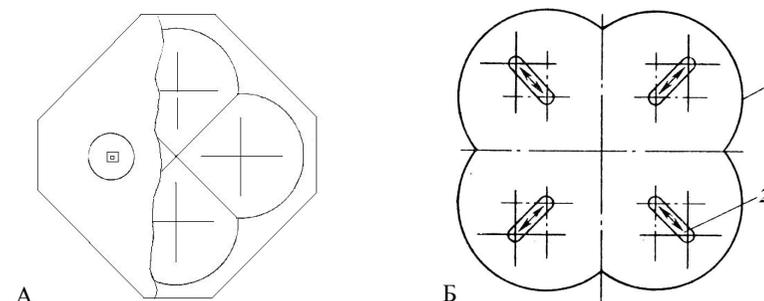


Рис.2. Схема генератора антициклонического лабораторного вихря в плане. А – вид сверху, Б - снизу. 1- оболочка дефлектора, 2- пазы для перемещения завихрителей.

В горизонтальной плоскости размер дефлектора равнялся 0,4 м, его высота- 0,1м. Диаметр секционных оболочек в которых располагались лопасти завихрителей, составлял 0,2 м. Расстояние между центрами завихрителей-0,21 м. Плоские пластины лопастей завихрителей имели размер в высоту- 0,04 м, а в ширину- 0,14 м.

Исследование лабораторной модели антициклона выполнялось на экспериментальной установке, в состав которой входил генератор модельного антициклона, электродвигатели с системой регулировки и контроля скоростей вращения завихрителей и измерительные средства для определения скоростей и давлений течений. Статическое давление измерялось шаровым пятиканальным зондом по общепринятой методике. Для измерения скоростей течений в вихревых воздушных потоках использовался двух компонентный термоанемометр.

#### Структура течений в модели антициклонического вихря

Эксперименты с генерацией вихревых воздушных потоков в лабораторной модели антициклона выполнялись при следующих условиях. Скорость вращения всех завихрителей изменялась в диапазоне 251-218 рад/с. Расстояние от нижней поверхности до лопаток завихрителей во всех опытах было неизменным и составляло 0,09 м. Завихрителям задавалось вращение по часовой стрелке.

Радиальные зависимости давления в модели (рис.3) свидетельствуют о том, что под центральной частью дефлектора с завихрителями формируется устойчивая область давления, превышающего атмосферное давление. Падение давления на единицу длины в масштабах модели достигает относительно высокого значения до 250 Па/м. Пересчет этой величины к масштабам природного антициклона приводит к значению падения давления порядка  $10^{-2}$  Па/м, что хорошо коррелирует с удельным падением давления в антициклонах равным  $6 \cdot 10^{-2}$ .

Для описания барограмма давления в модельном антициклоническом вихре воспользуемся эмпирической моделью Холланда [9], которая применяется для расчетов поля давления в циклонах:

$$P - P_0 = (P_\infty - P_0) \exp(-A / r^B), \quad (1)$$

где  $A = r_m^B$ ,  $r_m$ —радиус ядра вихря,  $P_0$ —давление в центре,  $P_\infty$ —на периферии вихря. Параметры А и В предвычисляются по реперным точкам барограммы.

Сравнение расчетов по формуле Холланда с данными измерений в модели лабораторного антициклонического вихря свидетельствует о достаточно хорошем совпадении.

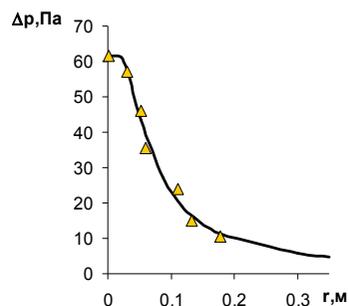


Рис.3. Изменение статического давления в зависимости от радиального направления в модели лабораторного антициклона. Угловая скорость вращения лопаток каждого из четырех завихрителей вихревого генератора  $\omega = 351$  рад/с. Параметр Холланда в формуле (1) –  $B=1,5$ ,  $r_m = 0,06$  м. Расчет по формуле (1) – сплошная линия, точки  $\Delta$ - эксперимент.

Из экспериментов с лабораторными моделями циклонов [10] данных наблюдений за природными тропическими циклонами [11], следует, что значения параметра Холланда  $B$  изменяются в пределах  $1,3 < B < 2,44$  и увеличиваются с ростом интенсивности вихревого образования циклонического типа.

В опытах с лабораторной моделью антициклона наблюдалась обратная зависимость параметра Холланда от интенсивности вихря. На рис. 4 приведены результаты экспериментов, в которых угловая скорость одного из четырех двигателей дискретно уменьшалась. Интенсивность перепада давления на барограмме антициклонического вихря при этом существенно снижалась до нуля. Полная потеря устойчивости и разрушение антициклона достигалось при уменьшении скорости вращения одного из завихрителей  $\omega_4 = \omega$  по отношению к одинаковой скорости вращения трех остальных завихрителей  $\omega_1 = \omega_2 = \omega_3 = \Omega$  до значений равных  $\Omega/\omega = 1, 2$ .

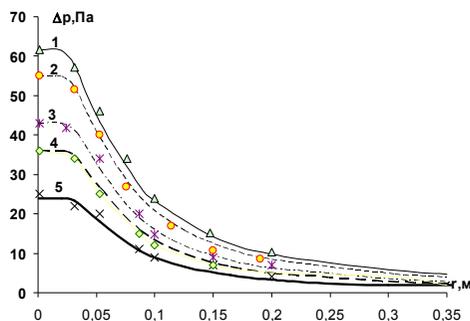


Рис.4. Барограммы модельного антициклона при уменьшении интенсивности периферийного циклона. Линии расчет по формуле Холланда, точки- эксперимент. 1- $\Omega/\omega=1,2$ ; 2- 1,033; 3-1,09; 4-1,1145-1,13.  $\Omega=2400$  об/мин.

С уменьшением интенсивности вращения параметр Холланда в соответствии с данными опытов в модельном антициклоне растет, а не снижается как в циклонах (рис.5).

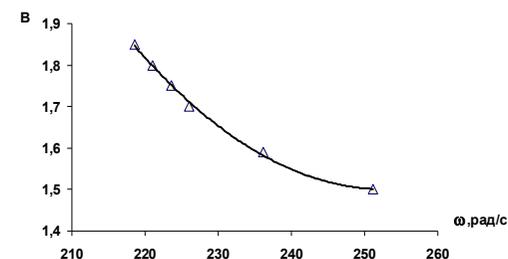


Рис. 5. Значения параметра Холланда в модели лабораторного антициклона для вихрей разной интенсивности.

Такой характер глубины антициклона связан с особенностями формирования поля давления и поля скоростей в его периферийном окружении. Это отчетливо проявляется на изолиниях давления и скорости (рис.6-9)

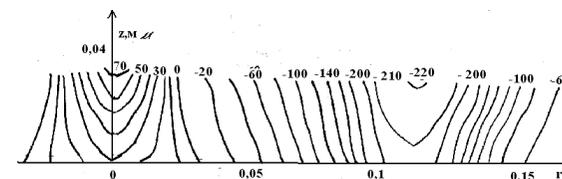


Рис.6. Изобары (Па) в вертикальной плоскости лабораторного антициклона.

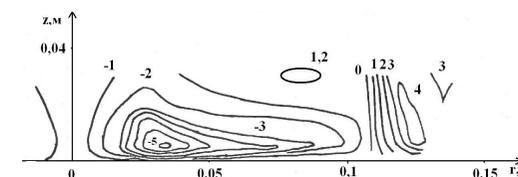


Рис.7. Изолинии тангенциальной скорости (м/с) в модели лабораторного антициклона.

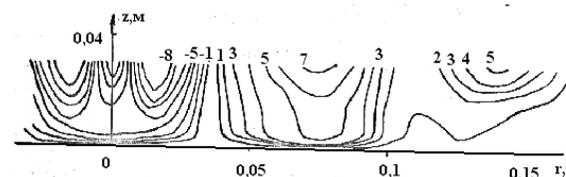


Рис.8. Изолинии вертикальной составляющей скорости (м/с) лабораторного антициклона.

Распределение статического давления в вертикальной плоскости отчетливо выявляет область антициклонического давления превышающего атмосферное и циклоническое – ниже атмосферного. Антициклон в лабораторной модели форми-

руется на периферии циклона. В тайфуне по данным Розенталя [13] в вертикальной плоскости изобары антициклонического типа существуют на периферии циклона на верхних уровнях. В лабораторной модели, характеризующейся более резкими градиентами давления и структура антициклонического поля давления занимает более широкие протяженности чем в расчетной модели Розенталя [13].

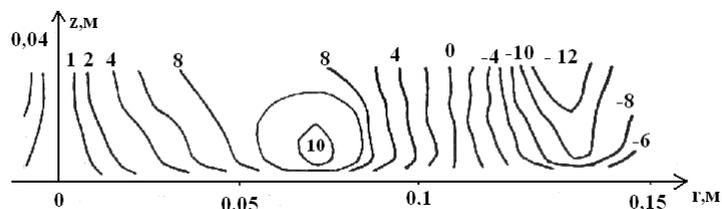


Рис.9. Структура радиальных движений в модели антициклонического вихря. Изолинии радиальной скорости в м/с.

Тангенциальная составляющая скорости в вертикальной плоскости в некоторой области изменяет знак. Там где вращение происходит по часовой стрелке давление – ниже атмосферного, это циклонический вихрь с максимумом скорости 4 м/с. Циклоническое вращение после снижения скорости в направлении центра камеры и прохождения через нулевое значение изменяет знак. Вращение против часовой стрелки с максимумом скорости в 5 м/с соответствует началу повышения статического давления.

Радиальное и осевое движение воздушных масс в модели лабораторного вихря подтверждает воспроизведение признаков антициклона с нисходящими вертикальными перемещениями в области ядра до радиуса максимальных ветров и отток по радиусу к периферии. Картина линий постоянных значений дивергенции

$$D = \frac{1}{r} \frac{d}{dr} (ur)$$

где  $u$  - радиальная составляющая скорости подтверждает этот результат (см. рис.10). Положительное значение дивергенции скорости в центральной области антициклона свидетельствует о существовании интенсивного оттока от оси вращения к периферии вихря.

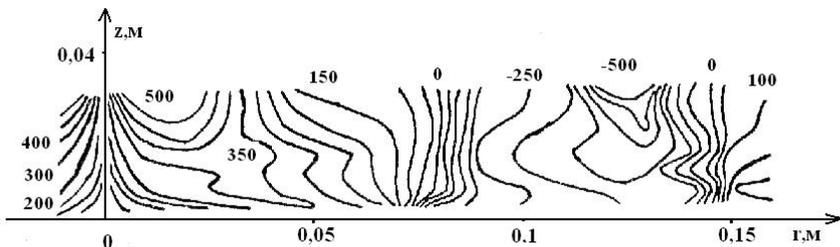


Рис.10. Изолинии дивергенции скорости в модели лабораторного антициклона ( $D$  в  $c^{-1}$ ).

Для оценки устойчивости и определения условий генерации модельных антициклонов различной интенсивности выполнялся расчет потоков турбулентного импульса и турбулентной кинетической энергии.

По данным работ [12,13] в интенсивных атмосферных образованиях перенос турбулентного импульса может играть существенную роль при формировании энергетического баланса тропических циклонов и их верхнеуровневых антициклонов. Из представленных в левой части рис. 11 радиальных профилей турбулентных напряжений следует, что перенос турбулентного импульса в модели антициклона направлен от центра вращения, а в циклоне к центру. Высотное распределение потока турбулентного импульса в модели антициклона совпадает по величине и направлению с изменением среднего переноса импульса (правая часть рис. 11). В природном вихре соотношение среднего и турбулентного потока импульса составляет до 50 %.

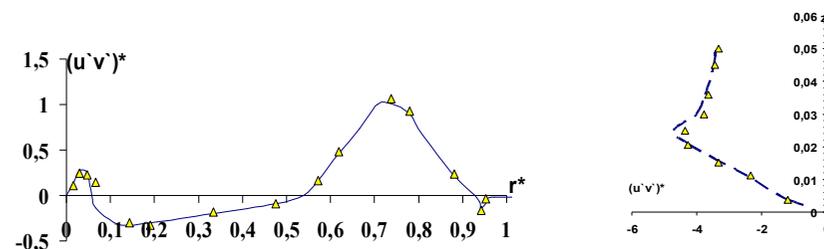


Рис.11. Радиальные (слева) и высотные профили турбулентных напряжений в модели антициклона. Нормировка напряжений на  $u'v' = 0,37 m^2/c^2$ , радиальных расстояний на  $r = 0,2 м$ .

Оценка соотношения энергетических потоков при переносе импульса была выполнена по данным измерений для величины потока энергии

$$E = -\rho \overline{u'v'} \frac{d\Omega}{dr}$$

Здесь использованы обозначения:  $\rho$  - плотность,  $\overline{u'v'}$  - корреляции пульсаций радиальной и тангенциальной скорости,  $\Omega$  - угловая скорость среднего вращения.

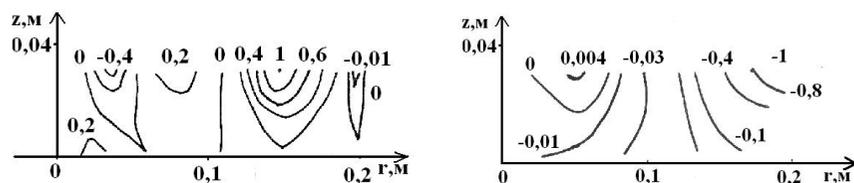


Рис.12. Поток энергии  $E$  (слева) и скорость изменения потока энергии  $E'$  в модели антициклона.

На верхних уровнях вблизи границы антициклон-циклон величина потока энергии отрицательна. В остальных областях эта величина положительна. Поэтому работа сил связанных с действием турбулентных напряжений в области ан-

тициклона положительна. Пульсации в этой области вращения обеспечивают генерацию, а не диссипацию энергии как это имеет место в области циклонического вихря. Этот факт нагляднее виден из картины линий равных значений скорости изменения потока турбулентной энергии. В зоне антициклона турбулентная генерация преобладает над диссипацией. Таким образом, происхождение барометрического максимума в лабораторной модели антициклона обусловлено особым характером турбулентного обмена. Благодаря генерации кинетической энергии за счет турбулентных пульсаций создается конвективное ускорение, направленное вдоль градиента угловой скорости к центру вихря, которое конкурентоспособно с центробежным ускорением для формирования отрицательного градиента давления.

### Литература

1. Шулейкин В.В. Расчет развития, движения и затухания тропических ураганов и главных волн, создаваемых ураганами. Л.: Гидрометеоздат. 1978. 95 с.
2. Ярошевич М.И., Ингель Л.Х. Тропический циклон как элемент системы океан-атмосфера. // ДАН, 2000. Т. 399. № 3. С. 397.
3. Tyrrell J. G. A tornado with anticyclonic rotation at Clooncan // Proceedings of the Royal Irish Academy 2009, V.109, N1, P.1-10.
4. Fujita T. Anticyclonic tornadoes // Weatherwise, 1977, V. 30(2), P. 1-14
5. Fujita T., Wakimoto R. Anticyclonic tornadoes in 1980 and 1981. Preprint Texas Tech University, P. 401-404.
6. Незлин М.В., Снежкин Е.Н. Вихри Россби и спиральные структуры. - М.: Наука, 1990. - 240 с.
7. Koji Sassa, Saki Takemura Experimental simulation for examining flow conditions of tornado genesis // Proc. 5th European Conference on Severe Storms, Germany, 2009, P.12-14.
8. Кастерин Н.П., Тимирязев А.К., Свиридов Т.М. Опытное получение воздушного вихревого столба // Вестник Моск. ун-та, сер физ. астр.- 1949. - № 10. - С 53-58.
9. Hol1 and G.J. An analytic model of wind and pressure profiles in hurricanes // Month. Weather Rev.- 1980.-V.108.-N 8.- P.1212-1218.
10. Соловьев А.А. Тропические циклоны, торнадо и лабораторный эксперимент // Энергоперенос в вихревых и циркуляционных течениях. - Минск.: ИТМО АН БССР, 1986.- С. 19-37.
11. Davies-Jones, R., Growth of circulation around super cell up drafts. *J. Atmos. Sci.*, 2004, V.61, P.2863-2876.
12. Иванов В.Н., Соловьев А.А. О лабораторном моделировании тропических циклонов // Труды ДВНИГМИ.-1989.-вып.143.- С.3-14.
13. Розенталь С.Л. Труды II Токийского симпозиума по численным методам прогноза погоды.- Л.: Гидрометеоздат, 1971. С. 178-189.

### ИССЛЕДОВАНИЕ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ ПРОЦЕССОВ ТУРБУЛЕНТНОГО ОБМЕНА В ОЗЕРЕ ВЕНДЮРСКОЕ

Д. А. Соловьев

Учреждение Российской академии наук Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН

В последнее время уровень техногенного воздействия человека на водную среду является одной из общемировых проблем, обостряющихся в условиях возможного изменения глобального климата и требующих незамедлительного решения. Качество воды во многих водоемах, в том числе, используемых для рекреационных целей и питьевого водоснабжения, постоянно снижается. Для успешного решения этой проблемы, возникает необходимость проводить изучение процессов, отвечающих за перераспределение водных масс и распространения различных примесей [1]. К числу таких процессов, определяющих своеобразие перемешивания вод, относятся процессы турбулентного перемешивания и обмена. Интерес к этим процессам вызван тем, что в местах их локализации, происходит интенсивная передача количества движения и тепла, распространение пассивных примесей, перенос взвешенных в толще воды частиц и другие подобные явления. Все это естественно оказывает существенное влияние на формирование и пространственную структуру физических, химических и биологических полей в водоеме [2]. Как правило, математическое описание указанных процессов, основано на решении системы уравнений термогидродинамики типа Рейнольдса. При решении таких систем уравнений особое значение приобретает способ задания компонент тензоров кинематического коэффициента турбулентного обмена, а так же скорости диссипации турбулентной энергии.

Основным механизмом генерации энергии турбулентности является деформация вихревых структур, формирующихся при движении в водной среде. Посредством нелинейных взаимодействий крупномасштабные структуры передают часть своей энергии менее крупным структурам и т.д., что приводит к формированию ступенчатого механизма передачи энергии. На конечном этапе этого процесса происходит диссипация кинетической энергии мелкомасштабных вихревых структур в тепло. Эти мелкомасштабные структуры являются локально изотропными, т.е. практически не зависят от изменения особенностей режима течений в водоеме, что в значительной мере определяет их роль в переносе тепла и различных примесей внутри водоема. Таким образом, можно говорить об универсальности статистического режима мелкомасштабной турбулентности, который определяется двумя основными размерными параметрами - средней скоростью диссипации турбулентной энергии  $\varepsilon$  и коэффициентом вязкости  $\nu$  [3]. Нижнюю границу линейного масштаба турбулентности  $\eta_k$ , можно определить из соотношения Колмогорова  $\eta_k = (\nu^3/\varepsilon)^{1/4}$ , характеризующего размеры вихревых структур на которые вязкость еще оказывает существенное влияние.

Исследования процессов турбулентного перемешивания в озерах проводились в работах [4, 5, 6, 7, 8, 9, 10], в том числе на оз. Байкал [9, 10]. Однако большая часть из этих работ относится к исследованию процессов горизонтальной крупномасштабной турбулентности. Кроме того, используемые в ряде указанных работ

численные модели имели существенные ограничения в своей реализации, используя не самые актуальные из доступных на тот момент методов описания процессов турбулентного переноса.

В настоящей работе для моделирования процессов турбулентного обмена в водоеме используется Универсальная Модель Океанской Турбулентности (General Ocean Turbulence Model, сокр. GOTM) [11]. Данная модель лишена указанных недостатков, так как она содержит в себе большое количество хорошо проверенных моделей турбулентности, которые были реализованы в численных алгоритмах GOTM. Эти модели охватывают широкий диапазон: от исследования простых процессов турбулентной диффузии до сложных моделей с несколькими дифференциальными уравнениями переноса. Кроме того, в GOTM реализованы полуэмпирические модели (на основе метода Рейнольдса), модели баланса турбулентной энергии, 2-х параметрические модели, различные модели  $k-\epsilon$  - параметризации и многие другие, что позволяет оптимальным образом выбрать метод решения для каждой конкретной задачи.

При расчетах для модели водоема использовалась одномерная 2-х параметрическая модель, т.е. модель, основанная на решении уравнений для вторых моментов, в частности уравнений для кинетической энергии турбулентности и уравнений для напряжений Рейнольдса. Для замыкания такой системы уравнений, нужно выразить все неизвестные члены через соответствующий набор определяющих параметров. Это можно сделать различными способами, полный современный набор которых реализован в GOTM. Классическим примером уравнения замыкания можно назвать соотношение Прандтля-Вигхарта  $\nu_t = c_\mu k^{1/2} l$  ( $c_\mu$  – эмпирическая константа,  $l$  – интегральный масштаб турбулентности), связывающим коэффициент турбулентной вязкости  $\nu_t$  и кинетическую энергию турбулентности  $k$  [12]. При расчетах в GOTM, был выбран метод вычисления  $k$  и  $l$ , основанный на решении алгебраических уравнений [11, 13]. Эти уравнения базируются на упрощенной форме уравнения переноса турбулентной энергии, и представляют собой оптимальный выбор с точки зрения скорости проведения численного счета.

В работе проводится исследование турбулентных характеристик для небольшого озера Вендюрское, принадлежащего к бассейну водной системы р. Суны – притока Онежского озера. Оно расположено в южной Карелии, в 75 – 80 км к Северо – Западу от Петрозаводска ( $62^\circ 10' - 62^\circ 20' N$ ,  $33^\circ 10' - 33^\circ 20' E$ ). Средняя глубина озера составляет 6 м. Исходным материалом для исследования послужили наблюдения, выполненные с 18 по 22 июля 2003 в рамках проекта INTAS-01-2132 Института водных проблем Севера Карельского научного центра РАН, глубина станции – 8,4 м, координаты станции ( $62^\circ 13' 26'' N$   $33^\circ 16' 60'' E$ ) (Рис.1.) [14]. В качестве начальных и граничных условий при расчетах использовались: экспериментально измеренные значения потока коротковолновой солнечной радиации; напряжения трения ветра  $\tau = C_D \rho_a (V)^2$ , где  $C_D$  - коэффициент трения,  $\rho_a$  - плотность воздуха (Рис.2.); температуры на поверхности и вблизи дна (рис.3) и толщины квазиоднородного перемешанного слоя (рис.4).

Данные метеонаблюдений температуры и относительной влажности воздуха вблизи поверхности воды используются для расчета явного и скрытого потоков тепла на границе водоем-атмосфера.

Потоки явного и скрытого тепла вычисляются с использованием балк-формул [16]. Расчет проводится на вертикальной сетке в декартовой системе координат  $O(x,y,z)$ , состоящей из 100 расчетных узлов по глубине водоема  $z$ , с шагом по времени 10 с. Плотность рассчитывается с помощью известного уравнения состояния, рекомендованного UNESCO [17]. В уравнении состояния считается, что плотность является функцией только температуры.



Рис. 1. Спутниковый снимок поверхности озера Вендюрское [15].

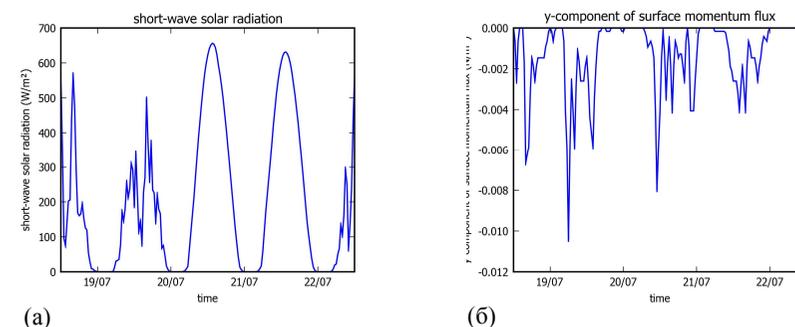


Рис. 2. Экспериментально измеренные значения потока коротковолновой солнечной радиации (а) и напряжения трения ветра  $\tau$  (б) в период с 18 по 22 июля 2003 г.

На Рис.4. хорошо видно, что глубина и температура перемешанного слоя изменяется во времени в зависимости от величины потока тепла через поверхность озера, который нагревает и остужает поверхностную воду и напряжения трения ветра, которое обеспечивает механическую работу необходимую для возникновения турбулентных процессов внутри этого слоя. Турбулентность перемешивает воду в верхних слоях озера и обеспечивает условия способствующие транспортировке тепла вниз (Рис. 3, (2)), что в свою очередь перемешивает воду в слое всего термоклина.

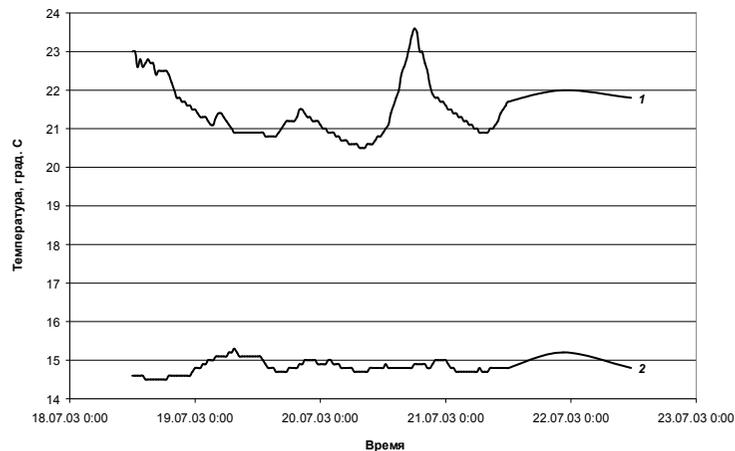


Рис. 3. Экспериментально измеренные значения температуры в период с 18 по 22 июля 2003 г. 1 - на поверхности озера, 2 - вблизи дна.

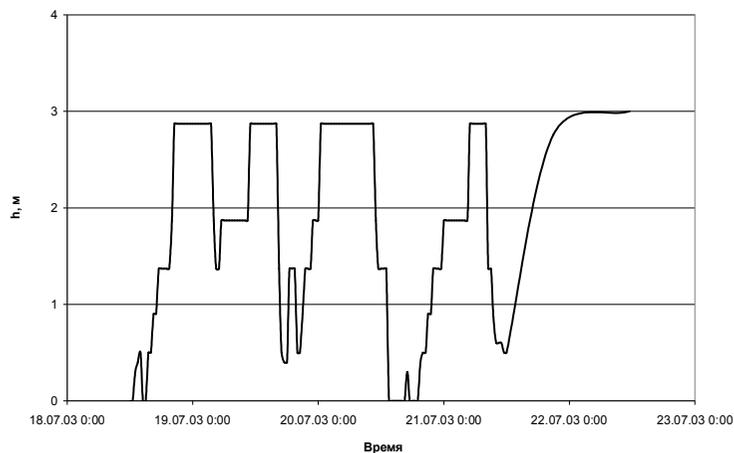
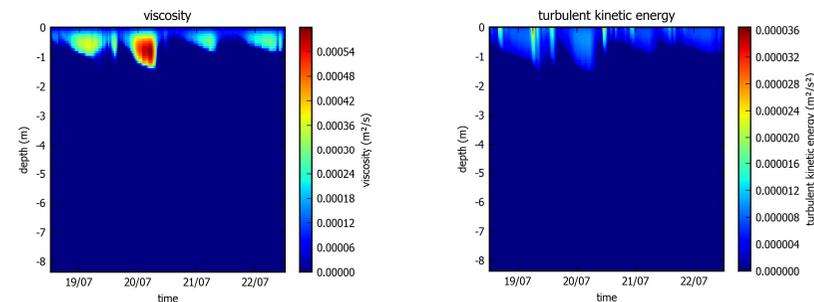
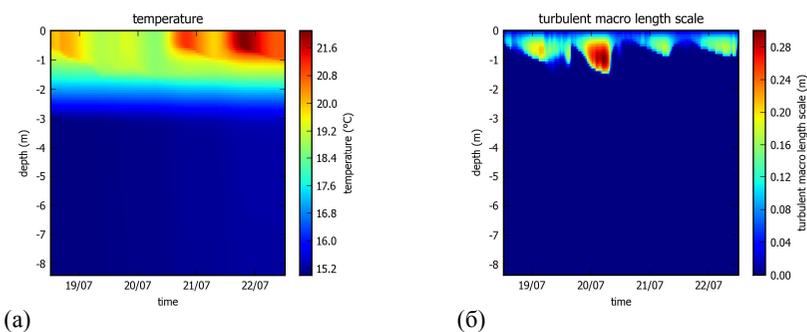


Рис. 4. Экспериментально измеренные значения толщины перемешанного слоя  $h$  в период с 18 по 22 июля 2003 г.

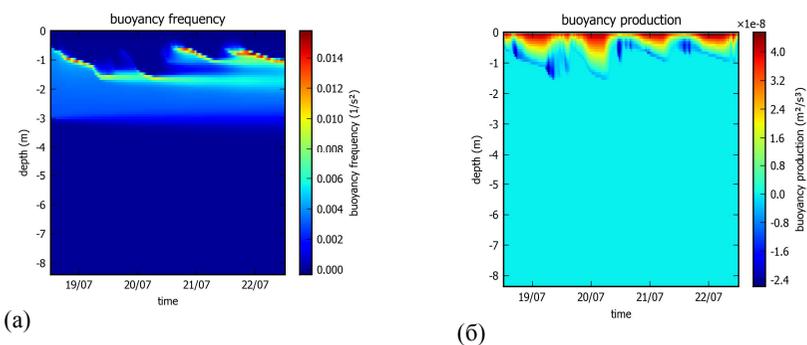
На Рис. 5 представлены результаты расчета изменения коэффициента турбулентной вязкости  $\nu_t$  и кинетической энергии турбулентности  $k$ . Результаты численного моделирования показали, что средние суточные значения коэффициента турбулентного обмена в области однородно перемешанного слоя изменяются в рассматриваемый период времени в пределах  $0,0001$  до  $0,00001$   $\text{m}^2/\text{s}$  (для сравнения, по данным [9] измерений на Байкале эти изменения достигают величины от  $0,1$  до  $50$   $\text{m}^2/\text{s}$ ) (Таблица 1).



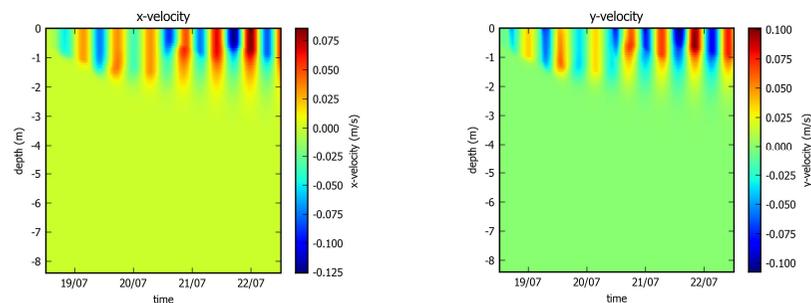
(а) (б)  
Рис. 5. Результаты численного моделирования. а - коэффициент турбулентной вязкости  $\nu_t$ , б - кинетическая энергия турбулентности  $k$ .



(а) (б)  
Рис. 6. Результаты численного моделирования. а - температура  $T$ , б - масштаб турбулентности  $\eta_k$ .



(а) (б)  
Рис. 7. Результаты численного моделирования. а - частота плавучести  $N$  (частота Брента-Вяйсяля), б - работа против сил плавучести  $G$ .



(а) (б)  
Рис. 8. Результаты численного моделирования. Компоненты горизонтальной скорости течения. а - скорость  $U_x$ , б - скорость  $U_y$ .

Для наглядного представления о процессах развития мелкомасштабного турбулентного обмена можно воспользоваться возможностью графического представления данных численного счета в среде GOTM, следующих характеристик: температуры  $T$ , масштаба турбулентности  $\eta_k$ , частоты плавучести  $N$  (частота Брента-Вяйсяля), работа против сил плавучести  $G$  и 2-х компонент горизонтальной скорости течения  $U$  (Рис. 6, 7, 8).

Эти параметры позволяют оценить временную и пространственную динамику интенсивности турбулентного обмена. В частности  $G$  - работа против сил плавучести (Рис. 7., б) подразумевает, что частица, в стратифицированной жидкости перемещаясь, переносит массу из слоя с одной плотностью в другой, изменяя потенциальную энергию столба жидкости, при этом совершая работу. Эта работа возникает при определенных условиях, когда атмосферные характеристики являются благоприятными для конвективного перемешивания (температура воздуха ниже температура воды и при высокой скорости испарения) и вносит свой дополнительный вклад в производство кинетической энергии турбулентности  $k$ . Частота плавучести (Брента-Вяйсяля)  $N = \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}$ , характеризующая устойчивость стратификации

представлена на Рис. 7., а.

Таблица 1. Среднесуточные значения  $\nu_t$ , скорости течений  $U$  и скорости ветра  $V$ .

Дата	Значение	Горизонт, м	$\nu_t, \text{m}^2/\text{c}$	$U, \text{m/c}$	$V, \text{m/c}$
19 июля	макс.	0,55	0,00025	0,0080	1,16
	мин.	1,72	$2,0 \cdot 10^{-10}$		
20 июля	макс.	0,46	0,00018	0,0095	1,15
	мин.	1,72	$1,6 \cdot 10^{-10}$		
21 июля	макс.	0,29	0,00014	0,0139	1,06
	мин.	1,72	$1,7 \cdot 10^{-10}$		

Видно, что наибольшая анизотропность турбулентного обмена наблюдается при интенсификации ветрового воздействия на поверхность водоема (20.07.2003 11:00, (Рис.5.)), что подтверждается данными измерений в работах [4, 5, 9].

При суточном осреднении отношение максимального значения  $\nu_t$  к минимальному обычно не превышает  $1,27 \cdot 10^6$  (см. Таблица 1.). Граница, где  $\nu_t$  достигает предельных минимальных значений и пространственно совпадает со средней толщиной перемешанного слоя  $h$  (Рис.4).

Анализ суточного изменения значений  $\nu_t$  в верхнем однородно перемешанном слое показал, что они обусловлены в первую очередь, флуктуациями средней скорости течения  $U$ , которые в свою очередь напрямую связаны с изменением метеорологических условий и главным образом скорости ветра  $V$ . При увеличении ветровой активности  $\nu_t$  также увеличивается. При этом коэффициент корреляции между этими 2-я рядами данных находится в пределах от 0,25 до 0,3.

На Рис. 9. приведен пример временной динамики изменения  $\nu_t$  в зоне однородно перемешанного слоя (горизонт  $z = 0,55 \text{ м.}$ ). Следует отметить, что распределение коэффициента турбулентного обмена неплохо соответствует распределению скорости, течений на рассматриваемом горизонте (Рис.8.), при этом величина  $\nu_t$  в этой области имеет наибольшее значение, порядка  $0,00051 \text{ м}^2/\text{с}$ . Типичное распределение  $\nu_t$ , средней скорости течения  $U$  и скорости диссипации турбулентной энергии  $\epsilon$  по вертикали представлено на Рис. 10.

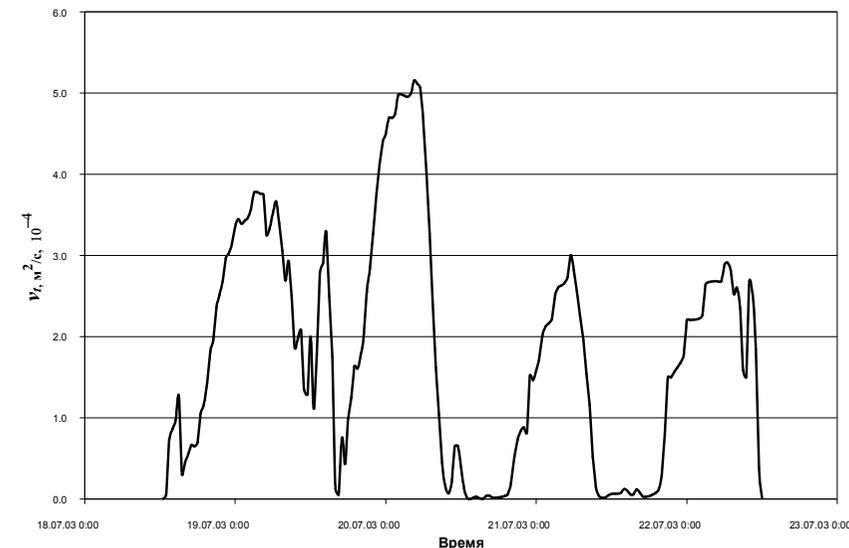


Рис. 9. Динамика изменения  $\nu_t$  в зоне однородно перемешанного слоя (горизонт  $z = 0,55 \text{ м.}$ ).

В вертикальном распределении  $\epsilon$  имеется максимум вблизи поверхности водоема, а минимум приходится на нижнюю границу квазиоднородного перемешанного слоя  $z = 2,9 \text{ м}$ . Скорость диссипации  $\epsilon$  в верхнем однородном слое значительно выше (Рис. 10, в), что связано с интенсивными процессами динамическими и конвективными процессами локализованными в этой зоне. В придонном слое значения  $\epsilon$  минимальны.

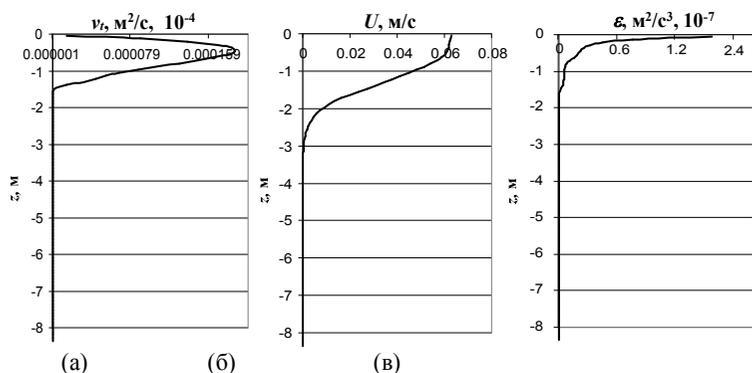


Рис. 10. Распределение  $v_t$ , средней скорости течения  $U$  и  $\varepsilon$ .

Анализ натуральных данных измерений с использованием методов моделирования процессов турбулентного обмена в водоеме среды GOTM позволил значительно расширить представления о процессах турбулентного переноса и циркуляции в небольших водоемах, подобным рассматриваемому в данной работе озеру Вендюрское. Полученные в процессе численного моделирования характеристики течений, коэффициента турбулентного обмена и скорости диссипации турбулентной энергии могут в дальнейшем быть использованы при разработке 2-х и 3-х мерных математических моделей динамики водных масс, а так же моделирования процессов отвечающих за изменение состава и качества вод озер и других водоемов.

Прослеживаемая в ходе сравнения данных численного счета связь между среднесуточными значениями скорости течений и величиной коэффициента турбулентного обмена в зоне перемешанного слоя, отражает анизотропный характер формирования турбулентных явлений в этой зоне. Ниже однородно перемешанного слоя получены результаты, более характерные для изотропных процессов турбулентного обмена. Эти результаты хорошо согласуются с данными натуральных наблюдений [4]. Указанные особенности турбулентного обмена, а так же адвективный перенос тепла, связанный с формированием термобарических течений [5], говорят о том, что распространение примесей и антропогенных загрязнений в области однородно перемешанного слоя будет более интенсивными. Это напрямую может оказывать воздействие на формирование и распределение различных биологических сообществ не только во всей пелагиальной, но и в литоральной области водоема.

Таким образом, расчеты с использованием среды GOTM в целом позволяют успешно воспроизводить суточную и межсуточную изменчивость термогидродинамических полей водоема (при этом коэффициент корреляции между модельными и экспериментальными рядами данных обычно не превышает значение 0,7-0,8) и не требуют значительных вычислительных ресурсов. Поэтому, можно надеяться, что среда GOTM станет подходящим инструментом для проведения дальнейших работ по прогнозному моделированию термического и динамического состояния водоемов с учетом процессов турбулентного обмена в различных гидрометеорологических ситуациях, необходимого для проведения экологического мониторинга водных объектов и управления качеством вод.

### Литература

1. Поздныин В.Д. Мелкомасштабная турбулентность в океане / М.: Наука, 2002. 202 с.
2. Показеев К.В. Филатов Н.Н. Гидрофизика и экология озер М.: МГУ, 2002. 276 с.
3. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Механика турбулентности. М.: Наука, Часть 1. 1965. 639 с.
4. Филатов Н.Н. Некоторые особенности турбулентного обмена в озерах // Изменчивость гидрофизических полей в озерах. — Л., 1978. — С. 88–116.
5. Блохина Н.С., Соловьев Д.А. Влияние ветра на динамику развития термобара в период весеннего прогрева водоема // Вестник Московского Университета. Сер. 3. Физика. Астрономия. №3. 2006. С.59-63.
6. Алексеев Л.П. Изучение и методы расчета крупномасштабной турбулентности глубоководного водоема — Л.: Гидрометеиздат, 1989. — 128 с.
7. Озмидов Р.В. Горизонтальная турбулентность и турбулентный обмен в океане. — М.: Наука, 1968. — 200 с.
8. Галкин Л.М., Корнейчук А. И. Прямой метод вычисления компонент тензора коэффициентов турбулентной диффузии // Динамика эколого-экономических систем. — Новосибирск, 1981. — С. 18–31.
9. Жданов А.А., Гранин Н.Г., Гнатовский Р.Ю., Блинов В.В. Горизонтальный макротурбулентный обмен и скорость диссипации турбулентной энергии в пелагиали озера Байкал, География и природные ресурсы, №1, С. 55-60 2009.
10. Знаменский В.А. К вопросу о процессах внутреннего теплообмена и турбулентности на озере Байкал // Труды Гос. гидрол. ин-та. Вып. 203. С. 71–79. 1973.
11. Burchard H., Bolding K., Villarreal M.R. GOTM – a general ocean turbulence model. Theory, applications and test cases, Tech. Rep. EUR 18745 EN, European Commission, 1999.
12. Ю.В. Лапин Статистическая теория турбулентности (прошлое и настоящее – краткий очерк идей) // Научно технические ведомости (сборник статей Проблемы турбулентности) и вычислительная гидродинамика (к 70-летию кафедры «Гидроаэродинамика»), №2. 2004. с. 35.
13. Cheng Y., Canuto V.M., Howard A.M. An improved model for the turbulent PBL, J. Atmos. Sci., 59, P. 1550–1565, 2002.
14. Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://nwpi.krc.karelia.ru> (дата обращения 3.08.2010).
15. Викимания [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://wikimania.org/4473565/ru/> Вендюрское-озеро (дата обращения 3.08.2010).
16. Kondo, J., Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, Bound. Layer Meteor., 9, P.91–112, 1975.
17. Fofonoff N. P., Millard R. C. Algorithms for the computation of fundamental properties of seawater, UNESCO technical papers in marine sciences, 44, 1–53, 1983.

ПОТЕНЦИАЛ И СПОСОБЫ ТРАНСФОРМАЦИИ ЭНЕРГИИ ГИДРОСФЕРЫ  
ЗЕМЛИ

<sup>1</sup>Соловьев Д.А., <sup>2</sup>Нигматулин Р.С.И.

<sup>1</sup>Учреждение Российской академии наук Институт океанологии им.

П.П.Шириова РАН

<sup>2</sup>Научный Центр нелинейной волновой механики и технологии РАН

Несмотря на значительные достижения в последние десятилетия во многих областях науки, проблемы обеспечения населения Земли достаточным количеством природных и энергетических ресурсов до сих пор в полной мере не решены. Эта проблема приобретает особую актуальность по мере роста дефицита и истощения многих видов традиционных источников природного сырья. Во многих регионах мира стали появляться энергетические, сырьевые и продовольственные кризисные ситуации. За последние 200 лет глобальное потребление энергии возросло более чем в 30 раз и составило 13 ГТонн условного топлива. По крайней мере, к 2050 г. ожидается практически удвоение потребления всех видов энергоресурсов [1].

Сегодня мировое сообщество все больше уделяет внимание развитию и изучению новых возможностей решения этих проблем на основе использования возобновляемых энергоресурсов [2] к которым относятся ресурсы водной оболочки нашей планеты – гидросферы. Гидросфера Земли является потенциальным источником большинства ресурсов, необходимых для жизнедеятельности и жизнеобеспечения всего человечества и его дальнейшего устойчивого развития. Именно по этой причине так резко повысилось внимание во всех странах к развитию всего комплекса наук о Земле и, едва ли не в первую очередь, изучению энергетических возможностей Мирового океана. Во всех передовых странах ассигнования на развитие этой тематики за последние годы существенно возросли. Так же становится очевидно, что сохранение жизнеобеспечивающей экологической обстановки на нашей планете стало проблемой первостепенного значения, и в решении этой проблемы океаны, моря, реки и озера и др. водные ресурсы играют одну из ведущих ролей. Гидросфера нашей планеты содержит и аккумулирует в себе огромные запасы энергии различных видов. Совокупность водных масс океанов, морей, рек и озер представляет собой до сих пор не раскрытый потенциал физической, химической, тепловой и других, возможно до сих пор не открытых, видов энергии. Раскрыть этот потенциал и найти применение этой практически неисчерпаемой природной энергии воды – главная задача ученых и цель мировой энергетической стратегии [3].

Оценка энергетического потенциала гидросферы Земли. По оценкам разных авторов [4], доступная часть энергии Мирового океана (энергетический потенциал гидросферы), т.е. та часть, которая может быть практически использована при современном уровне техники преобразования, почти в два раза превышает уровень современного потребления энергии в мире [5], который определяется цифрой около 0,3 Зетта Джоуль ( $0,3 \cdot 10^{21}$  Дж) в год (рис.1.) и (рис.2.). Больше всего в океане тепловой энергии, поскольку океан — гигантский тепловой аккумулятор энергии Солнца. Так, например, тепловая (внутренняя) энергия, соответствующая перегре-

ву поверхностных вод океана по сравнению с донными, скажем, на 20 градусов, имеет величину порядка  $10^{26}$  Дж. Кинетическая энергия океанских течений оценивается величиной порядка  $10^{18}$  Дж. Таким образом, суммарная энергия мирового океана превышает величину  $10^{34}$  Дж.



Рис.1. Соотношение потребления энергетических ресурсов в мире в 2010 г. [5].

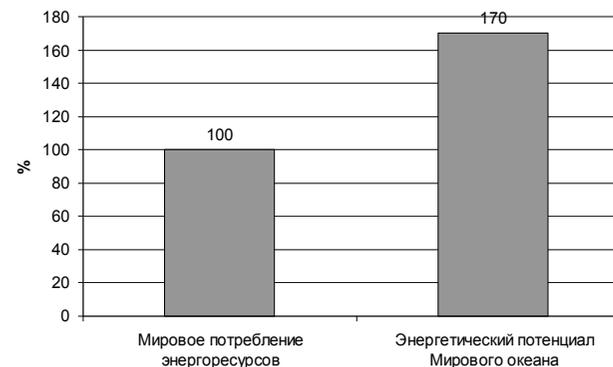


Рис. 2. Энергетический потенциал источников энергии Мирового океана.

Однако в настоящее время используются лишь доли этой энергии, поэтому, что такая энергетика до сих пор считалась малоперспективной. В то же время происходящее быстрое истощение запасов ископаемых топлив, использование которых связано с существенным загрязнением окружающей среды (включая тепловое "загрязнение", грозящее глобальными климатическими последствиями) и ограниченность запасов ядерного топлива заставляет уделять все большее внимание поискам возможностей экономически обоснованного использования энергии не

только перепадов уровня воды в реках, но и других альтернативных видов энергии гидросферы Земли. В ближайшей перспективе массовое замещение углеводородных энергоносителей на современном уровне технологии возможно за счет строительства новых гидро- и атомных электростанций, а также за счет развития биоэнергетики и ВИЭ. Широкое развитие неуглеводородных видов энергетики рассматривается в дополнительном сценарии МЭА (Международное Энергетическое Агентство), предполагающем активное вмешательство государства в мировую энергетику в случае сохранения стабильно высоких цен на ископаемые энергоносители [6]. Вероятность наступления этого сценария подтверждается и форсайтом потребления энергии до 2050 года по методу Дельфи, проведенным МЭА [6], а также альтернативным сценарием МЭА [7] и ГУ «ИЭС» [8] мировой энергобаланс выглядит следующим образом (Рис.3):

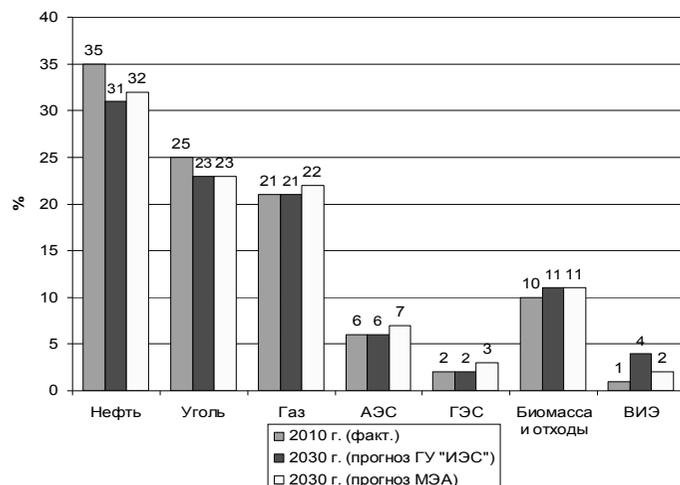


Рис.3. Современное состояние и прогноз структуры мирового потребления ТЭР [6,7,8].

Океан содержит в себе множество различных видов энергии: энергию приливов и отливов, океанских течений, термальную энергию, и многие др., которые необходимо эффективно трансформировать для последующего использования.

Для количественной оценки энергетического потенциала гидросферы [4, 9], как правило, используют обобщенную внесистемную единицу измерения — метр водяного столба (1 метр водяного столба равен гидростатическому давлению столба воды высотой в 1 м при наибольшей плотности воды (то есть при температуре около 4 °С) и ускорении свободного падения  $g = 9,80665 \text{ м/сек}^2$ ). Эта величина называется плотностью потока и характеризует степень концентрации данного вида энергии. С помощью этого понятия удобно сравнивать между собой различные виды энергии в океане. Например, для теплового градиента (т.е. разности температур между теплым и холодным слоями) 20 °С плотность потока составляет 570 м водяного столба, ее напор — как в грандиозном водохранилище, подпертом плотиной высотой более полукилометра. А для градиента 12 °С плотность потока

равна 210 м. Обе цифры (210 и 570 м) рассчитаны с учетом КПД тепловой машины, работающей по циклу Карно.

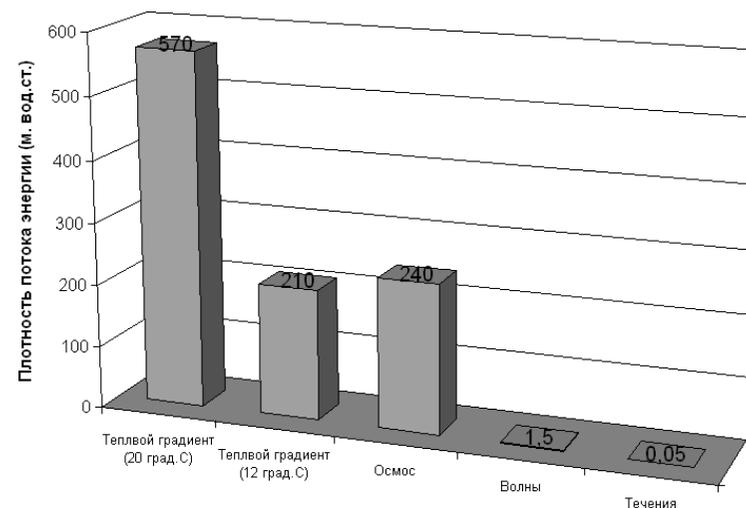


Рис.4. Плотность потоков некоторых видов энергии в океане [4].

Такую плотность потока в океане имеет еще только энергия градиента солености (осмоса) — 240 м. Другие виды энергии океана имеют значительно меньшие значения плотности потока. Так, для ветровых волн она составляет 1,5 м, а для океанских течений — лишь 0,05 м (Рис.4.).

Таблица 1. Основные способы трансформации энергии гидросферы Земли.

I. Искусственные	II. Естественные
Вид источника трансформируемой энергии:	
1.1. Приливы, течения, волны	2.1. Биота (планктон, нектон, бентос)
1.2. Градиент температуры	2.2. Синтез биомассы (фотосинтез, хемосинтез)
1.3. Градиент солености	2.3. Сырьевые ресурсы (нефть, газ, химические элементы, газовые гидраты)
1.4. Химические связи (получение водорода, изменение химической структуры воды)	2.4. Гидротермы («Черные курильщики»)

Основные способы трансформации энергии гидросферы Земли можно условно разделить на два вида: искусственные и естественные (таблица 1.). К искусст-

венным способам трансформации энергии гидросферы относятся способы, связанные с применением различных технических (механических, электрических, и т.п.) устройств преобразования тепловой, кинетической и химической энергии. Данные способы характеризуются определенной степенью сложности их применения и технической реализации. Естественные способы трансформации энергии гидросферы характеризуются, прежде всего, преимущественным использованием природных процессов и материалов, потенциально доступных в качестве первичного ресурса получения энергии.

Ниже, следуя [1,4,8,10,11,12] приведем краткую характеристику основных способов преобразования энергии гидросферы.

*1.1. Трансформация кинетической энергии океана.* Энергия течений Мирового океана по величине близка к энергии, получаемой от сжигания всех видов топлива на Земле в течение года (примерно  $10^{20}$  Дж). Начаты работы по использованию энергии Гольфстрима, самого мощного течения в Мировом океане. Предполагается использовать около 1 % его энергии. Авторы проекта считают, что эта цифра не должна заметно отразиться на общем балансе энергии течения.

Весьма перспективный вид кинетической энергии Мирового океана — это энергия волн. В океане много видов волн. Однако с точки зрения выработки электрической энергии заслуживают внимания лишь три их типа: приливные волны, ветровые волны и зыби. Ветровые волны обладают большой разрушительной силой, т. е. несут значительную энергию. Несколько миллионов штормов ежегодно случается в Мировом океане. Было подсчитано, что  $1 \text{ км}^2$  водной поверхности с волнами высотой около 5 м обладает мощностью около 3 млн. кВт. А штормовая погода может охватить площадь в несколько тысяч квадратных километров. Соответственно волновая мощность Мирового океана оценивается цифрой около 3 млрд. кВт. Запасы энергии ветровых волн и зыби огромны, по степени разработанности проблемы ее использования пока недостаточна, лишь в последнее десятилетие были сделаны некоторые шаги в деле практического использования энергии ветровых волн и зыби — для выработки электрической энергии.

Значительно раньше началось использование энергии приливных волн, отличающихся четкой регулярностью: два раза в сутки в определенное время появляются приливные волны заранее известной высоты. Эти свойства — строгая периодичность и определенная высота — позволили людям очень рано научиться использовать их энергию: уже в XI в. в Европе строили мельницы, работающие за счет энергии прилива. В наши дни приливные электростанции — самые мощные среди других волновых электростанций, но, к сожалению, их можно построить не на любом участке побережья (и, как правило, не там, где особенно нужна энергия). У нас в стране, например, природа распорядилась так, что самые мощные приливы имеются вдали от промышленных центров или районов с большим потреблением энергии. В России самые мощные приливы — у берегов Камчатки, где общая энергия приливных волн равна примерно  $10^{19}$  Дж в год.

Речная гидроэнергетика является наиболее развитой областью возобновляемой энергетики. Она берёт своё начало от водяных колёс и мельниц, используемых человечеством на заре своего развития.

Отличительной особенностью энергоносителя — воды, является то, что его можно использовать многократно, что имеет место в каскадах гидростанций, но притом его физическая природа остаётся неизменной, в отличие от органических

видов энергоносителей и биомассы, которые в результате отдачи энергии изменяют своё физическое состояние, образуя в результате сгорания другие вещества.

Отсутствие процессов нагревания — охлаждения в гидростанциях дает возможность получать высокий КПД преобразования энергии воды в электрическую, зависящий главным образом от КПД турбины и генератора, значение которых в лучших образцах превышает 90%.

Следующей особенностью гидростанций является то, что сооружения (плотина, здание ГЭС, водоводы и т.д.) и их оборудование используются в течение 50 и более лет. Имеются ГЭС проработавшие 100 лет. Это означает, что ГЭС, построенные в начальных экономических условиях, многократно окупившись, продолжают производить наиболее дешёвую энергию. Наиболее уязвимыми недостатками мощных ГЭС являются затопление земель, заиливание водохранилищ, цветение воды в них, изменение микроклимата, а также сравнительно высокие удельные капитальные вложения. Стоит отметить тот факт, что «отработавшая» на ГЭС вода, может в дальнейшем быть использована для любых других целей, в то время как топливо, сгоревшее на тепловых станциях, оставляет нам вредные выбросы в воздух, воду и почву.

*1.2. Трансформация тепловой энергии океана.* Последнее десятилетия характеризуется определенными успехами в использовании тепловой энергии океана. Так, на Гавайях созданы установки мини-ОТЕС (ОТЕС — начальные буквы английских слов Ocean Thermal Energy Conversion, т. е. преобразование тепловой энергии океана — речь идет о преобразовании в электрическую энергию). Установка мини-ОТЕС смогла отдать в электрическую сеть 12—15 кВт, а на собственные нужды потребила около 35 кВт. Опыт, полученный при разработке и опытной эксплуатации установок мини-ОТЕС, позволил приступить к проектированию тепловых океанских станций на сотни мегаватт. Сейчас разработки новой ОТЕС при финансовой поддержке правительства США (\$600 тыс.) ведет компания Lockheed Martin. Завод по преобразованию тепловой энергии океана в электрическую, производительность которого составит 10 МВт, должен появиться на Гавайях в 2012-2013 гг.

*1.3. Трансформация энергии солёности.* Запасы энергии градиента солёности, или осмоса (греч. «толчок», «давление»), по некоторым оценкам, не уступают тепловой энергии океана. Осмотические электростанции наиболее актуальны в устьях больших рек, а около них, как правило, располагаются крупные города. Считается, что подобные станции наиболее перспективными для северных стран, таких как Россия, Канада и государства Скандинавии, при этом не стоит исключать самые южные части Африки и Америки. Глобальный потенциал «осмотической энергии» эксперты оценивают примерно в  $1600-1700 \text{ ТВт} \cdot \text{ч}$  в год, что эквивалентно половине производимой в Европейском союзе электроэнергии.

*1.4. Трансформация химической энергии воды.* Один из наиболее перспективных способов использования химической энергии молекул воды — электролиз. (Через воду пропускается электрический ток, в результате чего происходит химический распад. Освобождаются водород и кислород, а жидкость исчезает.)

Имеются в Мировом океане и другие химические источники энергии. Например, обсуждался вопрос об использовании сероводорода — горючего газа с неплохой калорийностью. Сероводородом очень богато Черное море, и к тому же его количество там непрерывно возрастает. Есть сероводород и в других районах Ми-

рового океана — общие запасы его очень велики (недостаток этого вида топлива — неприятный запах, но, возможно, будет найден способ его устранения).

2.1. *Трансформация энергии биоты океана.* Важнейшим энергетическим ресурсом океана является биота (совокупность видов растений, животных и микроорганизмов, обитающих в мировом океане), так как дает 10 % мирового потребления первичной энергии (по оценке Комиссии по экономии энергии и энергоресурсов Мировой энергетической конференции (МИРЭК)). Ожидается, что она будет играть такую же важную роль в будущем обеспечении энергией при выработке технологического тепла и производства синтетических топлив. Синтетическое топливо из биомассы биоты можно сжигать на электростанциях, использовать на транспорте или в промышленности. Рассматривается возможность создания водорослевых энергетических плантаций, для создания которых в океане имеются очень широкие возможности, как на поверхности воды, та и на дне.

По некоторым оптимистическим оценкам [8], углеводородное топливо из водорослей может производиться по цене, меньшей мировой рыночной цены на него, при создании в океане обширных плантаций для их культивирования.

Более трети поверхности Мирового океана (130 млн. км<sup>2</sup>) имеет дно, грунт которого пригоден для выращивания быстрорастущих водорослей, из которых можно легко получить горючие газы метан и этан, широко используемые для самых разных целей. В настоящее время обращено внимание на выращивание бурой водоросли — весьма урожайной культуры (от 600 до 1000 т с гектара в сыром весе). Бурая водоросль не имеет корней, поэтому для нее не очень важен состав грунта. Растет она в толще морской воды, но вода должна быть достаточно богата питательными солями и должно быть много солнца.

2.2. *Трансформация энергии синтеза биомассы океана.* Водоросли (прежде всего, сине-зеленые) стали первыми организмами, у которых появилась в процессе эволюции способность осуществлять фотосинтез с использованием воды в качестве источника водорода и выделением свободного кислорода. Этот механизм преобразования солнечной энергии в биомассу унаследован и многоклеточными растениями. Таким образом, фотосинтез является основным источником первичной биологической энергии. Таким образом, можно сказать, что энергия преобразуемая в тепло при сжигании ископаемого топлива (уголь, нефть, природный газ, торф) также является запасенной в процессе фотосинтеза.

Некоторые бактерии используют способ питания, при котором источником энергии для синтеза органических веществ из CO<sub>2</sub> служат реакции окисления неорганических соединений. Подобный вариант получения энергии используется, известен, как хемосинтез. В ходе осуществляемых этими морскими бактериями химических реакций выделяется много энергии, заменяющей в глубинах энергию лучей Солнца, а так же образуется органическое вещество, из которого состоят их тела.

2.3. *Трансформация энергии сырьевых ресурсов океана.* Мировой океан богат минерально-сырьевыми ресурсами, которые добываются с его дна. Наибольшее значение имеет нефть и газ, которые добывают с континентального шельфа. Они составляют по стоимости 90% всех ресурсов, получаемых сегодня с морского дна. Морская добыча нефти в общем объеме составляет приблизительно 1/3. Еще одним богатством глубоководного ложа океана являются железомарганцевые конкреции, содержащие до 30 разных металлов. Они были обнаружены на дне Миро-

вого океана еще в 70-х годах XIX века. Наибольший объем железомарганцевые конкреции занимают в Тихом океане (16 млн. км<sup>2</sup>). Первый опыт добычи конкреции предприняли США в районе Гавайских островов.

Перспективным источником газа в ближайшие 20 лет может стать разработка океанских месторождений газовых гидратов. По некоторым оценкам, мировые запасы метана в газогидратах могут на несколько порядков превышать ресурсы всех разведанных на сегодня других горючих ископаемых.

2.4. *Трансформация энергии гидротерм.* Гидротермальные источники срединно-океанических хребтов (сокр. гидротермы) выбрасывают в океаны, под высоким давлением в 250 атм., высокоминерализованную горячую воду. На дне вокруг гидротерм обнаружены в больших количествах отложения окислов марганца и железа. Кроме того потребляются различные неорганические вещества, в изобилии имеющиеся в гидротермах, живущие там бактерии производят многочисленные органические соединения в процессе хемосинтеза. Ими питаются все животные экологических оазисов (которые возникают в теплых водах вокруг гидротерм).

Выше мы рассмотрели отдельные примеры реализации используемых в мире наиболее распространенных искусственных и естественных способов преобразования энергии гидросферы. Большинство из них было открыто достаточно давно, но до последнего времени практически не применялись на практике для получения энергии из-за сложности реализации и низкой экономической эффективности. Но эти ограничения постепенно снимаются, т.к. уже сейчас современный уровень развития техники позволяет успешно преодолеть большинство из этих трудностей.

#### Литература

1. Энергия-Вода-Эволюция // Под общ. Ред. В.В. Бушуева, М.: ИАЦ «Энергия», 2008. 140 с.
2. В.Путин. Энергетическая безопасность: Дорога в будущее [Электронный ресурс].- Режим доступа: <http://civilg8.ru/884.php> (дата обращения 3.08.2010).
3. Энергетическая стратегия России на период до 2030 года // Прил. к обществ.-дел. журн. "Энергетическая политика". – М.: ГУ ИЭС, 2010. – 184 с.
4. Вертинский Н.В. Энергия океана М: Наука с. 152 1986.
5. Википедия [Электронный ресурс].- Режим доступа: [http://en.wikipedia.org/wiki/World\\_energy\\_resources\\_and\\_consumption](http://en.wikipedia.org/wiki/World_energy_resources_and_consumption) (дата обращения 3.08.2010).
6. Deciding The Future: Energy Policy Scenarios to 2050. World Energy Council, 2007.
7. Alternative Policy Scenario, IEA World Energy Outlook, 2006.
8. Институт Энергетической Стратегии [Электронный ресурс].- Режим доступа: <http://www.energystrategy.ru/editions/EP.htm> (дата обращения 3.08.2010).
9. Википедия [Электронный ресурс].- Режим доступа: [http://ru.wikipedia.org/wiki/Метр\\_водяного\\_столба](http://ru.wikipedia.org/wiki/Метр_водяного_столба) (дата обращения 3.08.2010).
10. Амерханов Р.А. Оптимизация сельскохозяйственных энергетических установок с использованием возобновляемых видов энергии. — М.: КолосС, 2003. — 532 с
11. Данилов-Данильян В.И. Водные ресурсы мира и перспективы водохозяйственного комплекса России. — М.: ООО «Типография ЛЕВКО», Институт устойчивого развития/Центр экологической политики России, 2009. — 88 с.

12. Шапарев Н. Я. Астафьев Н.Н. Водные ресурсы Красноярского края в показателях устойчивого развития Электронный научный журнал «ИССЛЕДОВАНО В РОССИИ» 780 <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2006/080.pdf>

### МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКИХ РАЗЛИВОВ НЕФТИ В ЛАБОРАТОРНЫХ УСЛОВИЯХ

Е.В. Степанова<sup>1</sup>, Т.О. Чаплина<sup>2</sup>, Ю.Д. Чашечкин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт проблем механики РАН

<sup>2</sup>Физический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

**Введение.** Загрязнение акваторий нефтепродуктами, как показали недавние события в Мексиканском заливе, является серьезной проблемой и особую важность приобретают оперативные методы контроля состояния морской среды и ликвидация последствий таких аварий (рис. 1 а, после взрыва на нефтедобывающей платформе Бригитш Петролеум (BP), который произошел 20 апреля, ежедневно в воды Мексиканского залива продолжает выливаться около 800 тысяч литров нефти).

Наблюдения показали, что нефть, вытекающая из компактных источников естественной (месторождений под дном океана) [1] и техногенной природы (танкеры, нефтяные платформы) [2, 3], собирается на поверхности океана в протяженные тонкие полосы, имеющие как нерегулярную, так и правильную дуговую форму (рис. 1 б).

Вихревые структуры участвуют в процессах переноса, поэтому исследование общей динамики вихрей имеет большой потенциал для применения к изучению природных систем. Вихревые течения в толще жидкости приводят к формированию характерных структур на свободной поверхности, содержащих информацию об их геометрических и динамических характеристиках. Изучение вихревых течений представляет большой практический интерес. Гигантские атмосферные вихри (тайфуны, ураганы) и более компактные вихри (торнадо) обладают огромным разрушительным действием, наносимый ими ущерб трудно оценить [5]. Наблюдаются и более мелкие вихри, по форме напоминающие колонны – смерчи в атмосфере и водовороты в водной толще (наиболее известны водовороты Мальстрёма и Наруто).

Дистанционные методы, позволяют не только наблюдать течения, но и надежно регистрировать разливы углеводородов, которые представляют все большую опасность для экологии всей гидросферы и особенно Мирового океана, в связи с растущими объемами их морской добычи и транспортировки. Масштабы катастроф возрастают с увеличением водоизмещений танкеров, дебита добывающих скважин и размеров трубопроводных систем.

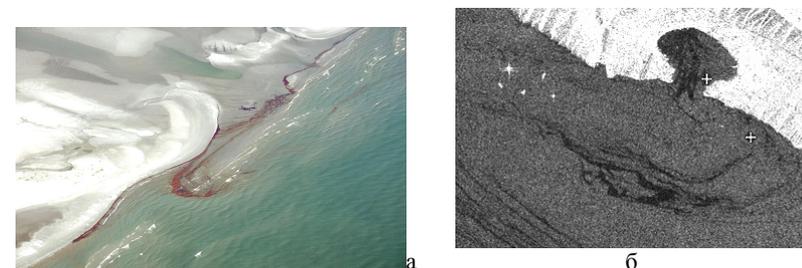


Рис. 1. Спутниковый мониторинг загрязнения океана: а – разлив нефти в Мексиканском заливе [4]; б – плёночные загрязнения в районе Геленджикской бухты на фрагменте радиолокационного изображения спутника Envisat (2.09.2004.); крестиками показаны возможные места сброса хозяйственно-бытовых вод и канализации [2].

Необходимые для проведения измерений условия стационарности и воспроизводимости достаточно сложно реализовать и в естественных условиях и в эксперименте: многие типы вихрей обладают самодвижением, и затухают под действием ряда факторов. Стационарное вихревое течение реализуется в установках, обеспечивающих глобальное вращение жидкости, которые размещаются на вращающейся платформе [6] или в контейнерах с равномерно вращающимися индукторами [7]. Обычно примесь используется в качестве индикатора поля скоростей, а условия ее введения контролируются недостаточно полно.

В лабораторных условиях трансформация пятна краски в спиральные структуры в глобально вращающейся жидкости была замечена в опытах с растворимым красителем в начале 20 века [8], которые были повторены в [9].

Формирование спиральных рукавов из компактного пятна растворимого красителя, смешивающегося с основной массой жидкости, наблюдалось на поверхности составного вихря, который создавался в цилиндрическом контейнере равномерно вращающимся диском, установленным на его дне [10]. Кроме того, компактное пятно несмешивающейся жидкости (касторовое и подсолнечное масло) с гладким контуром также деформировалось в многоугольник, с углов которого сходили спиральные рукава [11].

Для реализации условия стационарности вихревого течения в качестве объекта исследования выбран составной вихрь, образующийся при равномерном вращении диска, установленного на дне цилиндрического контейнера. Подобный источник движения используется в различных исследованиях [7, 12, 13] и применяется в технологических установках, однако, в большинстве опытов контейнер закрывался сверху твердой крышкой. В данных исследованиях свободная поверхность жидкости оставлена открытой, что позволяет реализовать различные способы дозированного введения маркирующей примеси и контролировать ее перенос и вдоль свободной поверхности, и в толще жидкости.

Несмотря на простоту геометрии эксперимента, течение является достаточно сложным и включает как вихревую, так и волновые компоненты и в толще, и на свободной поверхности жидкости. Схематическое изображение картины возникающего течения показано на рис. 2.

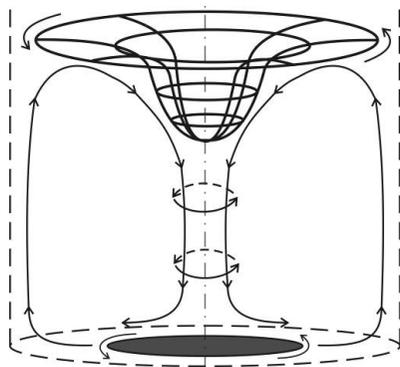


Рис. 2. Схема вихревого течения, индуцируемого вращающимся диском в цилиндрическом контейнере.

Равномерно вращающийся диск закручивает жидкость вокруг вертикальной оси и отбрасывает к стенке контейнера. В целом жидкость поднимается вдоль стенок контейнера, смещается вдоль свободной поверхности и погружается в окрестности оси вращения, формируется подтекающее течение, компенсирующее постоянный перенос вещества вдоль поверхности диска. Совместное действие центробежных и кориолисовых сил создает в контейнере составное вихревое течение с неравномерным распределением угловой скорости. Силы тяжести и градиента давления неравномерно деформируют свободную поверхность, создавая поверхностную каверну.

Наблюдаемую картину течения можно схематично свести к комбинации двух вихрей, один из которых вертикальный цилиндрический, а другой – тороидальный, с круговой осью, охватывающей центральную ось. В результате их совместного действия формируется сложное пространственно неоднородное течение, в котором частицы жидкости движутся по спиральным и винтовым траекториям.

В качестве важного достоинства такого течения стоит выделить его стационарность. При поддержании постоянной угловой скорости вращения диска устанавливается картина течения, которая не меняется на всем протяжении эксперимента (в которой могут присутствовать и периодические компоненты, например инерциальные, гравитационные и капиллярные волны).

**Параметризация течения.** Вихревое движение в контейнере существенно деформирует свободную поверхность, форма которой отражает распределение давления по поверхности жидкости. На деформированной свободной поверхности могут появляться нестационарные возмущения, обусловленные совместным действием сил различной природы: капиллярных, гравитационных, центробежных. Степень их выраженности зависит от типа жидкости и всех влияющих параметров задачи: глубины слоя жидкости  $H$ , радиуса контейнера  $R_0$ , радиуса  $R$  и частоты  $\Omega$  вращения диска, ускорения свободного падения  $g$ , плотности  $\rho$ , кинематической вязкости  $\nu$  и коэффициента поверхностного натяжения  $\sigma$  жидкости.

В картине течения с мгновенной угловой скоростью вращения жидкости  $\omega$ , существуют структурные элементы с относительно большим масштабом  $L_\Omega$ , определяемым отношением ускорения свободного падения к угловой скорости вращения диска –  $L_\Omega = g/\Omega^2$  или частиц жидкости –  $L_\omega = g/\omega^2$ . Тонкую структуру такого течения (толщину его сингулярно возмущенных компонент) характеризуют микромасштабы  $\delta_\Omega = \sqrt{\nu/\Omega}$  и  $\delta_\omega = \sqrt{\nu/\omega}$ .

Безразмерные параметры задачи определяются отношениями характерных масштабов: для геометрии контейнера – относительная глубина  $\xi_H = R/H$ , для индуктора – относительный радиус  $\xi_0 = R_0/R$ . Значение параметра  $\xi_H$  определяет относительную глубину бассейна: при  $\xi_H \gg 1$  контейнер считается мелким, а при  $\xi_H \ll 1$  – глубоким.

Другую группу образуют отношения гравитационного и центробежных ускорений, обусловленных вращением диска  $a_R = L_\Omega/R = g/R\Omega^2$  и самой жидкости  $a_H = L_\omega/H = g/H\omega^2$ , которые можно трактовать также как отношения следующих геометрических  $R$ ,  $H$  и динамических масштабов  $L_\Omega = g/\Omega^2$  и  $L_\omega = g/\omega^2$ .

Традиционное число Рейнольдса или его аналог для данной задачи – число Экмана, определяется отношениями  $Re_\Omega = R^2/\delta_\Omega^2 = R^2\Omega/\nu = Ek_\Omega^{-1}$ . Поверхностные возмущения характеризуются числом Фруда

$$Fr = \Omega^2 R^2/gH = R^2/L_\Omega H = R/\xi_H L_\Omega = 1/\xi_H a_R.$$

**Экспериментальная установка и методика эксперимента.** В данном исследовании рассматривается установившееся вихревое течение, индуцируемое вращающимся диском в цилиндрическом контейнере. Установка “ВТК” (Вихревые течения с кручением), на которой проводились опыты, входит в состав комплекса установок Лаборатории механики жидкостей ИПМех РАН.

Экспериментальный стенд представляет собой бассейн из прозрачного полиметилметакрилата (параллелепипед размерами  $636 \times 446 \times 700$  мм<sup>3</sup> без верхней грани). Внутри бассейна вставлена цилиндрическая обечайка (внутренним диаметром 29,4 см). В центр обечайки входит ось, на которой устанавливается гладкий рабочий диск диаметром 15 см, диск и фальш-дно составляют единую плоскость.

Бассейн заполняется водой. Уровень жидкости задается отдельно для каждой серии экспериментов. Маркирующая примесь заданного объема (30, 60, 90, 120 мл) предварительно помещалась на чистую поверхность покоящейся жидкости. В качестве несмешивающейся примеси использовались жидкие ненасыщенные жирные кислоты – распространенные виды масел (касторовое, рафинированное подсолнечное масло). Физические параметры масел указаны в Таблице 1.

Все эксперименты с маслом выполнены в слое жидкости глубиной  $H = 40$  см, с диском-активатором радиуса  $R = 7.5$  см. В покоящейся среде плавающее на поверхности масло собиралось в линзоподобное пятно неправильной формы.

Регистрация формы свободной поверхности жидкости ведется с помощью цифровой видеокамеры, ось зрения которой проходит перпендикулярно поверхности передней стенки бассейна на уровне половины глубины исследуемого слоя

жидкости. При съемке на каждом кадре виден контур образующегося возмущения поверхности жидкости в проекции на вертикальную плоскость, проходящую через ось вращения жидкости (она же – ось вращения индуктора).

Таблица 1. Физические параметры масел.

Физический параметр, при $T = 18^\circ\text{C}$	Вода	Подсолнечное масло	Касторовое масло
Плотность, $\text{кг/м}^3$	998.9	925	965
Кинематическая вязкость, $\text{м}^2/\text{с} \cdot 10^6$	1.05	60.6	1090.8
Коэффициент поверхностного натяжения (среда-воздух), $\text{мН/м}$	73	33.06	36.4

Опыты проводятся после установления режима течения и окончания всех переходных процессов. Вначале производится регистрация картины течения и формы поверхности жидкости. При съемке виден контур образующегося возмущения поверхности жидкости в проекции на вертикальную плоскость, проходящую через ось вращения активатора. Вихревое течение, направленное вблизи поверхности от стенок к оси контейнера, переносит масло в центр каверны и затягивает его внутрь рабочей жидкости, где оно принимает форму вытянутого тела вращения в широком диапазоне параметров, при этом форма свободной поверхности (границы воздух-вода или масло) зависит от объема примеси.

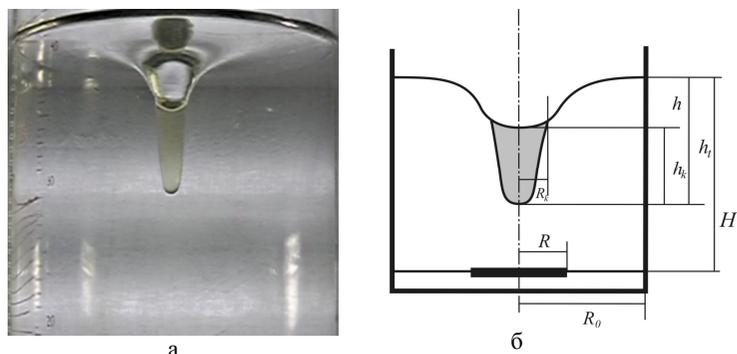


Рис. 3. Составной вихрь с порцией касторового масла ( $V_k = 30$  мл,  $H = 40$  см,  $R = 7.5$  см,  $\Omega = 640$  об/мин): а, б) – фотография (вид сбоку) и схема течения.

**Распределение масла в толще жидкости.** Картина распределения масла в толще составного вихря и обозначения его основных геометрических параметров представлены на рис. 3. На поверхности вращающейся рабочей жидкости – воды – образуется каверна, глубина которой достигает максимального значения в центре. Основная часть масла собирается в окрестности центральной вертикальной оси в

компактный объем, имеющий форму тела вращения, который примыкает ко дну каверны. Здесь  $H$  – максимальная толщина слоя вращающейся жидкости (отсчитывается около стенки),  $h_t$  – разность высот свободной поверхности и нижней кромки вращающегося объема масла,  $h_k$  – высота тела вращения,  $h = h_t - h_k$  – стрелка прогиба свободной поверхности,  $R_k$  – радиус линии контакта объема масла с кромкой каверны. Визуально и на фотографиях сбоку хорошо различаются все контактные поверхности – вода-масло, масло-воздух, вода-воздух.

При умеренных угловых скоростях вращения диска ( $\Omega < 750$  об/мин) картина течения, представленная на рис. 2, в целом стабилизировалась в течение 10-12 мин. При данных условиях опыта основная часть касторового масла из линзообразного пятна на поверхности покоящейся жидкости с характерным поперечным размером 3.5 см и толщиной около 4 мм, собирается в компактный объем высотой  $h_k = 4.94$  см в центре поверхностной воронки, который вращается вместе с окружающей жидкостью. Касательные к боковой поверхности масляного тела и поверхности воды изменяются при переходе через линию контакта воды и масла на поверхности каверны. При этом объем тела вращения, содержащего касторовое масло, составляет  $V_k \approx 29.5$  мл,  $h_t = 10.91$  см,  $R_k = 2.76$  см,  $h = 5.97$  см. Оставшаяся часть масла ( $V_k \approx 0.5$  мл) остается в тонком слое на поверхности каверны и образует спиральные рукава на свободной поверхности, которые будут представлены ниже.

Проведенные опыты также показали, что добавление даже небольшого объема масла (30 грамм на рабочий объем 54 литра) существенно меняет картину вихревого течения и форму свободной поверхности в целом.

При умеренных частотах вращения диска ( $R = 7.5$  см,  $\Omega = 377$  об/мин) на поверхности чистой жидкости ( $H = 40$  см) образуется каверна глубиной в центре 3.2 см, стенки которой остаются гладкими (рис. 4, а). Небольшое количество касторового масла ( $V_k = 30$  мл) практически полностью заполняет такую каверну, высота масляного тела в центре составляет 2.6 см. При этом поверхность границы жидкость-воздух (наружная часть: вода-воздух, внутренняя: масло-воздух) остается практически плоской (рис. 4, б).

При добавлении большего объема касторового масла ( $V_k = 60$  мл, рис. 4, в) изменяются размеры и форма тела вращения, однако, боковая поверхность и нижняя кромка масляного объема остаются гладкими. Картина распределения масла по свободной поверхности будет рассмотрена ниже.

При увеличении частоты вращения небольшие неоднородности на стенках каверны наблюдаются даже в чистой жидкости (рис. 5, а). Они проявляются и в искажениях свободной поверхности при больших увеличениях, и границ светлого пятна в центре каверны, и его зеркального отражения (темная тень над каверной). Максимальные возмущения с пологими впадинами и заостренными гребнями наблюдаются на полуглубине каверны (2.37 см).

Большая часть добавленного масла оказывается сосредоточенной внутри центральной области, ограниченной поверхностью вращения глубиной 4.4 см, то есть, меньшей, чем глубина каверны в чистой жидкости (рис. 5, б).

При увеличении количества масла (60 мл) вновь практически восстанавливается прогиб свободной поверхности ( $h=4.5$  см, что всего лишь на 0.25 см меньше, чем для воронки на рис. 5, а). Нижняя кромка объема масла находится на глубине  $H=10$  см (рис. 5, в).



Рис. 4. Поверхность составного вихря с малой добавкой легкой жидкости на малой частоте вращения активатора ( $H=40$  см,  $R=7.5$  см): а) –  $\Omega=377$  об/мин,  $V_k=0$  мл; б) –  $\Omega=250$  об/мин,  $V_k=30$  мл; в) –  $\Omega=240$  об/мин,  $V_k=60$  мл.



Рис. 5. Различия динамики роста поверхностной каверны с малой добавкой легкой жидкости на свободной поверхности ( $H=40$  см,  $R=7.5$  см,  $\Omega=500$  об/мин): а) –  $V_k=0$  мл; б) –  $V_k=30$  мл; в) –  $V_k=60$  мл.

При высоких частотах вращения активатора (рис. 6, а) на поверхности каверны в однородной жидкости проявляются два типа возмущений – крупномасштабные (инерциальные) и тонкоструктурные (спиральные). Ее максимальная глубина составляет 12.3 см. Жидкость, энергично движущаяся вдоль свободной поверхности, затягивает в центр каверны газовые пузырьки, отчетливо видимые на рис. 6, а в окрестности оси вращения. Спиральные волны присутствуют на всей поверхности каверны, а инерциальные – в ее нижней части.

Чем больше частота вращения диска, тем заметнее проявляется влияние масла. При добавлении 30 мл касторового масла стрелка прогиба свободной поверхности составляет всего 5.8 см (рис. 6, б), на поверхности жидкости видны отдельные капли масла. Отстояние нижней кромки масляного объема от свободной поверхности равно 12.3 см.

При добавлении 60 мл касторового масла стрелка прогиба уменьшается до 3.6 см. Часть масла затягивается в толщу жидкости и собирается в тело вращения в окрестности вертикальной оси течения вида  $h=Ar^B$  (рис. 6, в:  $A=1.09 \pm 0.49$ ,  $B=2.55 \pm 0.07$ ,  $[h]=\text{см}$ ,  $[r]=\text{см}$ ). Полная глубина деформированной поверхности на рис. 6 в (разность уровней жидкости у стенки бассейна и нижней кромки

наполненного маслом параболоида) составляет  $h_l=12.3$  см. Поверхность каверны в жидкости с масляным пятном в центре остается гладкой (рис. 6, б, в).

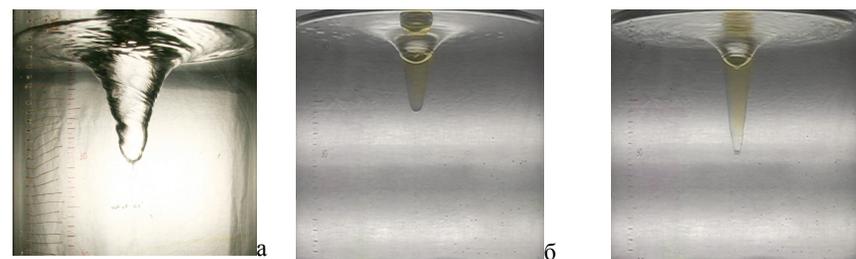


Рис. 6. Характерные формы поверхности жидкости в контейнере с вращающимся диском ( $H=40$  см,  $R=7.5$  см): а) – чистая вода, 750 об/мин; б, в) – вода и касторовое масло: 30 мл, 60 мл,  $\Omega=730, 750$  об/мин.

Контактирующая с воздухом верхняя граница масляного объема в центре бассейна также имеет форму тела вращения с параметрами:  $A=0.26 \pm 0.06$  и  $B=1.91 \pm 0.12$  (рис. 6, б). Глубина стрелки прогиба свободной поверхности (разность уровней на краю и в центре, где с воздухом контактирует масло) составляет всего  $h=5.8$  см. На круговой линии контакта воды и масла радиусом  $R_k=1.56$  см наблюдается излом формы свободной поверхности (угол между касательными составляет  $\alpha=27^\circ$ ). Внешняя часть воронки аппроксимируется кривой вида  $h=B \ln(r-A)$ , где  $r$  – радиальная координата, отсчитываемая от оси вращения,  $A=1.21 \pm 0.43$ ,  $B=1.53 \pm 0.07$ ,  $[h]=\text{см}$ ,  $[r]=\text{см}$ .

Центральные сечения поверхности каверны в составном вихре с масляным пятном приведены на рис. 7-9.

При малых частотах вращения диска в чистой глубокой жидкости ( $H=40$  см,  $R=7.5$  см,  $\Omega=240$  об/мин) образуется мелкая каверна с гладкими стенками (кривая 1, рис. 7). При данных условиях масляное тело вращения заполняет каверну (кривая 2, рис. 7), и контактная линия границы масло-вода для 30 мл касторового масла в пределах точности опытов совпадает с кривой 1. При увеличении количества масла (60 мл) увеличивается высота масляного тела, при этом его нижняя кромка отстоит на расстоянии 10,9 см от свободной поверхности жидкости (кривая 3, рис. 7).

При увеличении частоты вращения диска ( $H=40$  см,  $R=7.5$  см,  $\Omega=500$  об/мин) положения поверхностей раздела сред (вода-воздух, масло-воздух или вода-масло) становится более чувствительным к объему масла. Положения границ каверны в чистой жидкости, которое иллюстрируют экспериментальные точки 1, и в жидкости, к которой добавлено 30 мл касторового масла (точки 2), практически совпадают (рис. 8). Форма контактной поверхности жидкость-воздух иллюстрирует кривая 3 ( $V_k=60$  мл, заполненные знаки – граница вода-воздух, прозрачные – масло-вода). Положения границ масляного тела в воде определяют точки 4 (рис. 8).

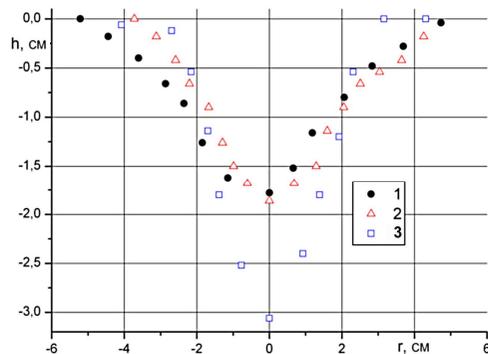


Рис. 7. Центральные сечения каверны составного вихря ( $H=40$  см,  $R=7.5$  см,  $\Omega=240$  об/мин): 1– положение границы жидкость-воздух  $V_k=0$  мл, 2–граница жидкость-воздух  $V_k=30$  мл, 3– граница жидкость-вода  $V_k=60$  мл)

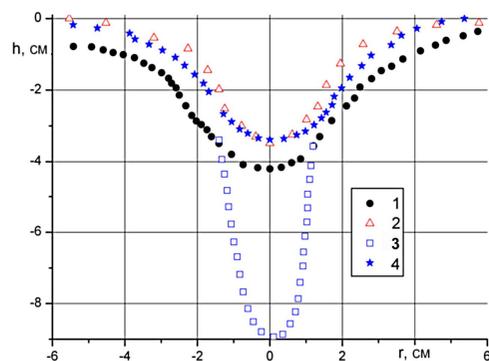


Рис. 8. Центральные сечения каверны составного вихря ( $H=40$  см,  $R=7.5$  см,  $\Omega=500$  об/мин): 1– положение границы жидкость-воздух  $V_k=0$  мл, 2–граница жидкость-воздух  $V_k=30$  мл, 3– граница жидкость-вода  $V_k=60$  мл, 4–граница масло-вода  $V_k=60$  мл

Различия в положении границ поверхностей раздела становятся еще большими при дальнейшем увеличении частоты вращения диска ( $H=40$  см,  $R=7.5$  см,  $\Omega=750$  об/мин) (рис. 9). Здесь наибольшую глубину имеет каверна в чистой жидкости (кривая 1,  $h_t=12$  см). Касторовое масло ( $V_k=30$  мл) частично собирается в центральной части каверны (кривая 2), а частично – на периферии свободной поверхности, образуя спиральные структуры. При этом заметно уменьшается общий прогиб свободной поверхности (3 см, кривая 3). Высота масляного тела вращения существенно меньше глубины каверны в чистой жидкости (4.44 см). Здесь прозрачными точками обозначены положения границ масляного тела, а окрасенными кружочками – граница вода-воздух.

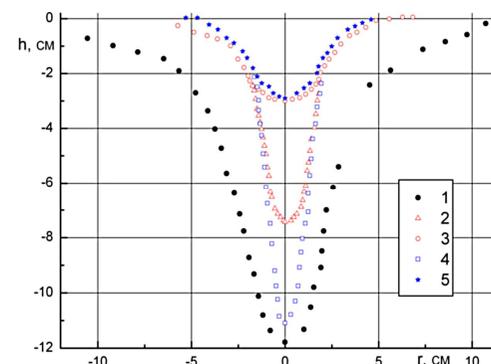


Рис. 9. Центральные сечения каверны составного вихря ( $H=40$  см,  $R=7.5$  см,  $\Omega=750$  об/мин): 1– положение границы жидкость-воздух  $V_k=0$  мл, 2–граница жидкость-воздух  $V_k=30$  мл, 3– граница жидкость-вода  $V_k=60$  мл, 4– граница масло-вода  $V_k=60$  мл

При большем количестве ( $V_k=60$  мл) касторовое масло собирается в вытянутое тело вращения, высота которого приближается к глубине каверны в чистой жидкости (кривая 4, рис. 9,  $h_t=11.1$  см). Форма контактной поверхности жидкость-воздух (кривая 5) практически совпадает с наблюдаемой в предыдущем опыте ( $V_k=30$  мл). Здесь, как и ранее, прозрачными звездочками обозначена граница жидкость-воздух, закрасненными – вода-масло.

При больших скоростях вращения диска масляный объем вытягивается в вертикальном направлении, его нижний конец нерегулярно осциллирует. Как только нижняя кромка масляного тела касается диска, образуется мутная водомасляная суспензия, затрудняющая дальнейшее наблюдение. После образования суспензии опыт прекращался, установка готовилась к следующему независимому эксперименту.

**Распределение масла по поверхности составного вихря.** Масляное пятно в центре каверны составного вихря деформируется в несимметричную структуру, из которой вытягиваются спиральные рукава. Размеры рукавов, скорость их образования также зависят от всех параметров эксперимента.

Последовательные фотограммы эволюции формы пятна касторового масла поверхности каверны, образованной составным вихрем, представлены на рис. 10.

Дифференциальное вращение деформирует пятно в фигуру неправильной формы, из которой вытягивается толстый “спиральный рукав” толщиной около 3 мм, отделенный от пятна контактной линией на участке – “15-17 часов” (рис. 10, а). Спустя короткое время, под действием сил гравитации и поверхностного натяжения вытянувшийся “рукав” практически полностью втягивается в компактное центральное пятно, на контуре которого появляются угловые точки (рис. 10, б). От угловых точек отходят тонкие спиральные рукава.

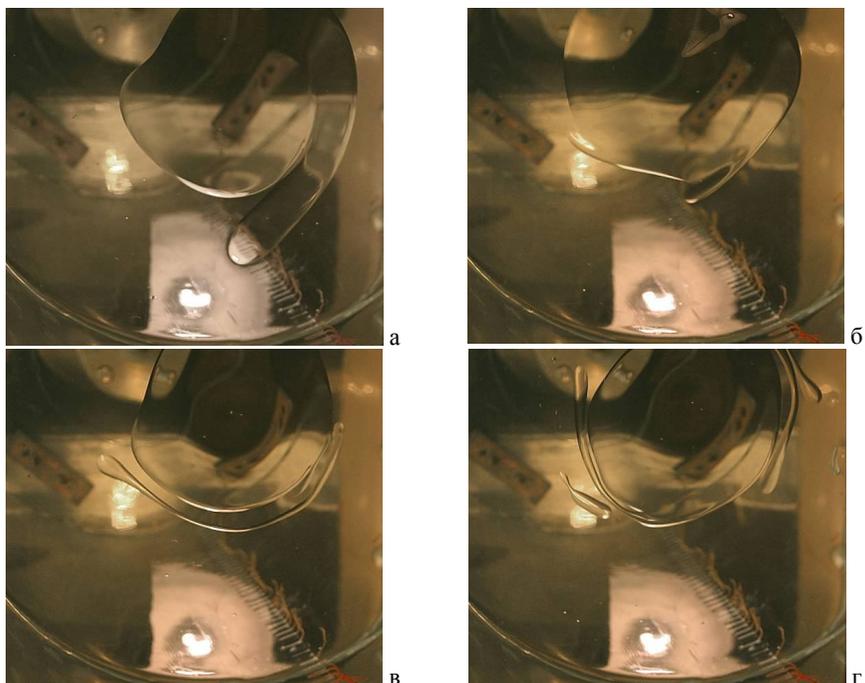


Рис. 10. Эволюция пятна касторового масла на поверхности каверны составного вихря ( $H = 40$  см,  $\Omega = 250$  об/мин,  $R = 7.5$  см,  $V_k = 30$  мл): а-г) –  $t = 1, 99, 143, 147$  с.

Процесс образования угловых точек и формирования тонких спиральных рукавов идет практически непрерывно. Жидкость на передней кромке огибающего тонкого рукава неправильной формы стягивается в вытянутую каплю (рис. 10, в), положение на “8 часов”, длина капли около 16 см. Одновременно из других угловых точек центрального пятна растут новые рукава, на рис. 10, г можно видеть формирование четырехзаходной спирали. Важно подчеркнуть, что между центральным пятном и рукавами остаются тонкие полосы чистой воды. От передней кромки рукавов отделяются капли, число которых со временем увеличивается. Остатки рукавов образуют «спиральный узор» на поверхности каверны составного вихря.

Пятно подсолнечного масла на поверхности каверны составного вихря также приобретает угловатые очертания рис. 11, а. Угловые точки контура пятна масла на рис. 11, б практически совпадают с вершинами правильного треугольника, длины сторон которого  $a = 7,7$  см,  $b = 7,7$  см,  $c = 8,8$  см и углы  $\alpha = 55,3^\circ$ ,  $\beta = 61,2^\circ$ ,  $\gamma = 63,5^\circ$ . Наибольшая сторона  $c$  располагается внизу фигуры. Центр треугольника находится в окрестности оси вращения, положение которой легко определяется по совокупности нормалей – тонких светлых штрихов на рис. 11, б – траекторий мелких газовых пузырьков, зафиксированных на границе вода-масло. Такая форма нестационарна и легко трансформируется в структуру с двумя симметрично распо-

ложенными спиральными рукавами, которые в свою очередь трансформируются в многоугольник. В дальнейшем с внешних кромок угловых точек также вытягиваются тонкие спиральные рукава, окружающие несколькими витками центральное пятно.

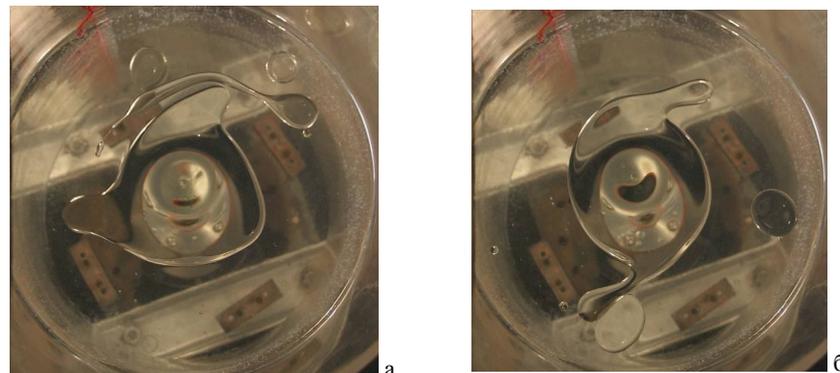


Рис. 11. Форма пятна подсолнечного масла на поверхности составного вихря в цилиндрическом контейнере ( $H = 40$  см,  $\Omega = 120$  об/мин,  $R = 7.5$  см,  $V_k = 90$  мл): а, б) –  $t = 1, 10$  с.

### Заключение

Проведенные опыты показали, что компактное пятно несмешивающегося (подсолнечное и касторовое масло) маркера на поверхности каверны составного вихря, трансформируется в спиральные рукава.

Все наблюдаемые картины течения устойчиво воспроизводятся в пределах точности опытов.

В толще жидкости масло собирается в тело вращения. Положение и форма тела определяется балансом между силами плавучести, выталкивающими легкое масло, и сопротивления, обусловленными положением масляного тела в основном циркуляционном течении составного вихря.

Поверхность масляного пятна может быть гладкой или возмущаться спиральными волнами, которые переходят в спиральные рукава на периферии течения. Направление развития спиральных рукавов противоположно направлению вращения основного течения на поверхности вихря.

Во всех проведенных экспериментах масло не ведет себя как пассивная примесь, увлекаемая основным течением. Геометрия спиральных рукавов и смещения отдельных капель масла, не соответствуют направлениям средней скорости течения основной жидкости. Аналогичные картины наблюдаются в природных водных системах, которые подверглись загрязнению легкими несмешивающимися примесями, такими как мазут, нефть и другие.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Федерального агентства по науке и инновациям (Государственный контракт 02.518.11.7157) и РФФИ (грант 08-05-00473).

## Литература

1. Hu C., Li X., Pichel W.G. and Muller-Karger F.E. Detection of natural oil slicks in the NW Gulf of Mexico using MODIS imagery. *Geophysical Research Letters*, 2009. Vol. 36. L01604.
2. <http://oceanfromspace.org/>
3. [http://envisat.esa.int/asar\\_oil\\_spill/](http://envisat.esa.int/asar_oil_spill/)
4. <http://forum.sea-kayak.ru/viewtopic.php?p=1378&sid=7d4a94d9d5963090ab33bca4d2b2f02>
5. Наливкин Д.В. Ураганы, бури и смерчи. Л.: Наука, 1969. 487 с.
6. Flor J.B, Bush, J.W.M. & M. Ungarish An experimental study on the spin up of a stratified fluid // *Geoph. Astr. Fluid Dyn.* 2004. V/ 98(4). 277-296 pp.
7. Алексеенко С.В., Куйбин П.А, Окулов В.Л., Введение в теорию концентрированных вихрей, Новосибирск: ИТФ СО РАН, 2003, 504 с.
8. Taylor G.I. Experiments with rotating fluids // *Proceedings of the Royal Society of London.* 1921. V. A 100. P. 114–121.
9. Long R. R. Note on Taylor's "ink walls" in a rotating fluid // *Journal of the Atmospheric Sciences.* 1954. V. 11. No. 3. P. 247–249
10. Степанова Е.В., Чашечкин Ю.Д. Анизотропный перенос примеси в составном вихре // *Доклады АН.* 2008. Т.423. № 4. С. 474–478.
11. Чаплина Т.О., Чашечкин Ю.Д., Степанова Е.В. Деформация компактного масляного пятна в каверне составного вихря // *Доклады АН.* 2010. Т. 432. № 2. С. 1-4.
12. Escudier M.P. Observations of the flow produced in a cylindrical container by a rotating endwall. *Experiments in fluids* 2.1984. pp. 189-196.
13. Lugt H.J. Introduction to vortex theory, Potomac Maryland: Vortex Flow Press. 1996. 627 p.

ПУТИ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО  
ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕТОДАМИ ГЕОИНФОРМАЦИОННОГО  
МОДЕЛИРОВАНИЯ\*

А.П. Тищенко, Н.Б. Култашев, Н.Н. Тищенко.

Исходный мотив для постановки цели предлагаемой статьи - императив обеспечения экологической безопасности обширных территорий ко меньшей мере в пределах Европейской части России в связи с деятельностью Калининской атомной электростанции (КАЭС), находящейся в зонах разломов земной коры. Исследование геозкоосистем Удомельского района и сопредельных с ним показало, что он находится в зоне, пересекаемой рядом тектонических швов различного иерархического ранга и линейными. Несмотря на то, что изучаемая территория находится в обширной платформенной области, исследование привело к гипотезе о том, что принципиально активизация этих разломов земной коры возможна.

\* Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант №04-05-96706.

Прогноз геофизических катастроф основан на том, что процесс подготовки сопровождается пространственно-временными аномалиями характеристик геологической среды в некоторой окрестности будущего события. Эти аномалии связаны с накоплением потенциальной энергии и постепенным переходом среды от фазы упругих к фазе пластических деформаций. Аномалии проявляются в результате изменения физических свойств геологической среды и, прежде всего, в изменении ее структуры и отклика на динамические воздействия. Наблюдения дополняются метеорологическими данными, результатами атмосферных и космических наблюдений и информацией о планетарных ритмах. Стационарные свойства среды представлены картами разломной тектоники, картами основных параметров сейсмического режима, а также набором карт, представляющих геологические, геофизические, геодезические и геохимические свойства земной коры.

Прогноз подвижек земной коры основывается на предположении о существовании причинно-следственной связи регистрируемых аномалий с процессом их подготовки. Проблема надежного прогноза землетрясений остается нерешенной. Во многом это связано со сложностью обнаружения предвестников катастроф на фоне шумов.

Методы и подходы, использованные при реализации проекта, вытекают из исходной гипотезы: за несколько дней до подвижек земной коры в зонах разлома происходит повышенная ионизация верхних слоев атмосферы. Трудность решения этой задачи объясняется недостатком информации. Он обусловлен:

- отсутствием многолетних наблюдений, полученных с помощью плотной и равномерной по пространству сети комплексного наземного геофизического и спутникового мониторинга;
- невоспроизводимостью экспериментальных данных по подготовке подвижек земной коры с одними и теми же координатами гипоцентра, магнитудой и механизмом очага.

Сложность модели измерительных сигналов геомониторинга, обусловлена:

- изменчивостью во времени и пространстве тензочувствительности геологической среды в местах расположения станций геомониторинга;
- наличием в измеряемых сигналах нелинейного тренда и разнопериодных сезонных ритмов, поступающих от космических, метеорологических и антропогенных источников;
- существованием триггерных эффектов, способствующих возникновению подвижек земной коры;
- неоднозначностью модели возникновения предвестников, предполагающей два принципиально различных типа предвестников: эпицентральных, порожденных в очаге землетрясения, и региональных, отражающих изменение поля напряжений в обширном районе.
- сложностью формы выделяемого аномального сигнала, предшествующего подвижке земной коры, в виде:
  - а) положительных или отрицательных ступеней;
  - б) положительных или отрицательных однополярных импульсов;
  - в) двухполярных импульсов, начинающихся с любого знака.

К этому следует добавить, что предвестники могут неоднократно возникать и исчезать при подготовке одного и того же землетрясения.

Условно они подразделяются на долговременные (годы до события), средневременные (месяцы до события), краткосрочные (недели, дни до события) и оперативные (дни, часы до события).

Съемки со спутников помогут получить данные о динамике характеристик состояния ионизации над разломами и палеорифтами земной коры.

Для работы с этой информацией создается специализированная ГИС «ЧС». Модель прогноза подвижек земной коры является итерационной. Пользователь ГИС должен многократно выполнять обработку и анализ данных, проверять ряд альтернативных гипотез. При принятии решения могут вводиться новые спутниковые наблюдения. В результате итераций версии решения модифицируются и уточняются. Процесс решения задачи содержит следующие основные этапы:

- формулировка причинно-следственной связи модели;
- генерирование системы признаков;
- представление причинно-следственной связи: изменения состояний ионизации - подвижки земной коры;
- решение обратной задачи;
- построение карты прогноза и карты оценки точности решения;
- анализ и обоснование решения по аналогии с прецедентами;
- изменение гипотез формирования признаков.

Первая версия аналитической ГИС ЧС связана с построением параметров сейсмического режима. Версия ГИС ЧС строится на базе подсистем подготовки данных, генерирования сеточных признаков, индуктивного вывода закономерностей и построения, прогнозных полей, анализа, объяснения и обоснования, управления и контекстной помощи пользователю.

Подсистема подготовки данных поддерживает векторизацию и редактирование вводимых векторных данных (границ зон, изолиний, надписей, точек, пиктограмм и закрашенных областей), ввод и редактирование сеточных цифровых моделей, вычисление сеточных моделей по изолиниям и снятым в нерегулярной сетке значениям, вычисление зональных сеточных полей с номинальными значениями по полигонам, составление подкаталогов событий, ввод знаний о графических объектах и полях, построение и анализ карт полей, преобразование форматов данных из формата ГИС ЧС в текстовый формат и наоборот.

Подсистема генерирования сеточных признаков позволяет преобразовать исходные данные в признаки, адекватные модели прогнозируемого явления. Подсистема позволяет создавать сеточные модели, выявляющие пространственные свойства точечных и линейных объектов, такие как, например, поле сейсмической активности, поле наклона графика повторяемости землетрясений, поля плотности и взвешенной по атрибутивным значениям плотности точек, поля расстояний до точечных или линейных объектов, поля суммарной длины линий в скользящем окне произвольного радиуса, производить нелинейную фильтрацию растровых полей, вычислять произвольные функции нескольких исходных сеточных полей, конструировать из элементарных функций с использованием алгебраических и логических операций.

В подсистеме индуктивного вывода закономерностей и построения прогнозных карт реализованы методы аппроксимации функций многих переменных, применяемые в условиях существенной априорной неопределенности: нахождение нелинейной зависимости между прогнозируемым свойством и описанием объектов

либо зависимости между логарифмом отношения правдоподобия двух гипотез и описанием объектов. Подсистема также отбирает группы наиболее информативных признаков и поддерживает детальный анализ найденного решения. Для построения прогнозных полей подсистема вычисляет значение прогнозирующей функции для всех точек регулярной координатной сетки региона и строит прогнозные поля двух типов: поля скалярного свойства физического явления ионизации и поля апостериорной вероятности некоторого события, связанного с физическим явлением (или поле логарифма отношения правдоподобия гипотез) ионизации.

Подсистема анализа, объяснения и обоснования включает в себя; процессор картографии, модуль оценивания одномерных статистических характеристик сеточных моделей и их корреляционных матриц и блок кластерного анализа на сеточных данных. Наиболее существенную роль в анализе результата играет картографическое исследование. Процессор картографии работает в многооконном режиме. Наряду с набором стандартной графики он поддерживает отображение в различных картографических проекциях любых сочетаний каталогов точечных объектов, условных обозначений, схем линейных структур, полей в форме изолиний и цветовых изображений, представление схем разрезов по одному набору свойств, визуализацию пространственно-временных процессов. Блок кластерного анализа позволяет разбить любую зону регионов на однородные области и построить формальное описание каждой области по комплексу геолого-геофизических свойств.

Подсистемы управления и контекстной помощи поддерживают диалог пользователя с системой при помощи позиционных меню, дают возможность получить справочную информацию об управлении системой и рекомендации по методике решения задач проблемной области.

При решении задач прогноза природных катастроф требуется оценить пространственно-временные и энергетические характеристики возможного события, такие как, например, время и координаты события, зону воздействия, распределение энергии и спектральные характеристики воздействия.

Информационная технология для обнаружения предвестников землетрясений, как и технология пространственного прогноза, ориентирована на комплексную обработку всех типов доступных данных и знаний об анализируемом явлении и в значительной степени использует традиционную методологию рассуждений экспертов при выполнении аналогичных исследований. В данном случае у пользователя имеются динамические и статистические данные по изучаемому региону, знания о процессе подготовки землетрясения и гипотезы о моделях измеряемых данных и предвестниках землетрясений. Цель исследований состоит обычно в обнаружении, оценивании статистической значимости и анализе предвестников на основе всей доступной информации. Характер выполнения работы состоит в многократном выдвижении гипотез о наличии или отсутствии предвестников подвижек земной коры и их проверке на фактическом материале. В этом смысле практический прогноз ничем не отличается от глубокого научного исследования. Пользователь прогнозирует возможные события, экспериментально ищет новые предвестники землетрясений, анализирует результаты прогноза и выдвигает новые гипотезы.

ВЕРИФИЦИРУЕМЫ ЛИ КАРТЫ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО  
СОДЕРЖАНИЯ?

Н.Н. Тищенко

Т&amp;ГУ

Вопрос о распознавании образов на аэрокосмических снимках, неизбежно применяемых для составления карт геоэкологического содержания, должен учитывать не только прикладные аспекты реализации, но и его принципиальную постановку. В последнем случае необходимо говорить не только о распознавании, но и о формировании образов. На мысль об этом наводит точка зрения психологов: «Процесс формирования образа начинается с различения и далее идет через опознание к полному и адекватному восприятию данного объекта» [3, с. 19]. Иначе говоря, распознавание образа - это лишь звено более сложной системы формирования образа. Оно - лишь факт констатации многообразия мира, различение его явлений, получение информации о мире в шенноновском смысле. Вслед за тем осуществляется переход к опознанию образа, то есть к приданию информации смысла [8]. Полное и адекватное восприятие, т.е. отражение объекта в его целостности завершает в сознании собственно процесс формирования образа. Иначе говоря, последний есть системный процесс. Сходство и различия психических процессов и процессов в картографировании указывают на необходимость анализировать не только процесс распознавания образов, но и его связь с процессом формирования.

Под аэрокосмическими методами обычно понимается совокупность методов неконтактного исследования Земли (дистанционного зондирования) путем регистрации и анализа собственного и отобранного излучения земных объектов с воздушных и космических летательных аппаратов. По сути, это система, развертывающаяся во времени: процесс начинается с разработки методов съемки и завершается распознаванием и дешифрированием объектов и процессов, фиксируемых на снимках. Таким образом, «дешифрирование» эквивалентно стадии «опознания» у психологов.

Собственно - в системе картографических представлений – суть дешифрирования как метода усматривается в расшифровке содержания, распознавании изображенных объектов, определении качественных и количественных характеристик, извлечении информации на основе зависимостей, существующих между свойствами дешифрируемых объектов и их отображением на снимках. Иначе говоря, дешифрирование в широком смысле предусматривает получение по снимку информации в шенноновском смысле и придание ей смысла. Сложность вопроса заключается в том, что в «Картографический словарь» включено 5 статей, трактующих соответствующую тему. Из них для нас представляет интерес понимание терминов «распознавание», «распознавание образов» и «распознавание графических образов» [2, с. 276-277].

Формально, к картографии имеет отношение, вроде бы, только третий термин. Распознавание графических образов трактуется как процесс и результат анализа графических изображений и отнесения их к определенному классу по отличительному признаку или по совокупности признаков. В этом контексте в работе [6] приведен пример практического применения байесовского решающего правила.

Этот подход в отечественной картографии теоретически обоснован профессором А.П. Тищенко и широко применяется на практике для распознавания в автоматизированном режиме. Однако, даже в рамках количественного подхода байесовская оптимальная стратегия не является единственно возможной - существуют и другие подходы. Кроме того, дешифрирование аэрофотоснимков как направление исследований сложилось до того, как стали широко применяться автоматизированные методы чтения аэрофотоснимков - большую роль в нём сыграли и продолжают играть визуальные методы. Их смысл понятен и очевиден в случае с чтением карт - распознаванием картографических образов. А это означает, что в распознавании графических образов большую роль играет субъективная компонента, что закономерно, поскольку познание – субъект-объектный процесс. Однако, и автоматизация процессов дешифрирования не устраняет полностью роли субъективного фактора, а в некоторых случаях даже усиливает её.

В силу отмеченной природы познавательного процесса решение задачи распознавания графических образов зависит от понимания проблемы в целом и оттого, что мы понимаем под «образом» и «распознаванием». В картографии образ трактуется как «результат отражательной (познавательной) деятельности человека. При чувственном восприятии образ даётся в ощущениях, представлениях, в процессе мышления - в форме понятий и умозаключений» [2, с.208]. Это соответствует представлениям, принятым в психологии [3, и др.]. Полезно заметить, что отражаемые объекты и явления рассматриваются как прообразы. Для нас важным оказывается различение идеальных и материальных образов. Под первыми имеются ввиду мысленные, умозрительные представления об объекте, под вторыми - конкретные знаки, рисунки, снимки и т.п., которые могут быть восприняты и распознаны человеком и распознающим устройством. А.М. Берлянт специально обращает внимание на то, что карта, аэрофотоснимок есть пример знаковых и копийных моделей, материальная форма воплощения образа [2, с.208]. И вот здесь уже возникает очень важная для оценки возможностей аэрокосмических методов дешифрирования аэро- и спутниковой информации, оценки возможностей картографирования в целом проблема: карта – материализованный образ местности. Она создается по определённым правилам (прежде всего её общегеографическая основа) - с применением точных приборов, на определённой математической основе и по строгим правилам генерализации. Но уже в этом случае мы сталкиваемся с противоречием: генерализация - процесс необходимый. Он помогает выявить закономерности строения природы земной поверхности и территориальной организации жизни населения. Однако в этом случае происходят нарушения требований к точности математической основы карты. Кроме того, общеизвестно, что выбор картографической проекции, означает заведомо наличие на карте искажений либо длин, либо площадей, либо углов, либо всего вместе. Но более того: из определения понятия «образ» очевидно, что материализованной форме его воплощения, карте, неизбежно предшествует идеальная. И если в случае с общегеографическим картографированием процесс «материализации» в сильной степени регламентирован нормами (стандартами), то в случае с тематическим всё зависит от концепции, на которую опирается автор. А это достаточно субъективный процесс: в основу может быть положена некоторая общепринятая концепция, но и личная позиция автора: карта – образ прообраза, геосистемы, результат видения объекта именно этим автором. А здесь уже возможны, по крайней мере, четыре варианта понима-

ния геосистемы [4]. В итоге, содержание картографической информации (КИ) дважды опосредуется субъективным фактором: восприятием действительности автором карты и восприятием карты её пользователем. Проблема распознавания графических образов органически переходит в *проблему их формирования* - как материальных, так и идеальных, складывающихся при чтении карты.

Казалось бы, проблема решается с применением аэро- и космоснимков: их хотелось бы рассматривать как документ, бесстрастно фиксирующий объекты земной поверхности. Но дело оказывается не таким простым: возможности снимков опосредованы *выбранной человеком* аппаратурой; созданные на их основе (даже в автоматическом режиме) карты зависят от созданного человеком алгоритма распознавания образов, от эталонов дешифрирования. Но взгляды экспертов на меру типичности объектов или характерности участков местности могут сильно расходиться между собой и - даже у одного эксперта во времени.

Все существенные для картографии нюансы вытекают из более общих особенностей распознавания образов: его задача понимается как разделение пространства признаков на области, обладающие признаками, характерными для одного из классов, что «достигается путем сопоставления некоторого образа с набором эталонов и отнесения его к тому или иному эталону на основе заранее выработанных критериев сходства» [2, с.277]. Таким образом, посредником между идеальным и материальным образом оказывается эталон, но его составление само по себе определенным образом связано с представлениями человека об объекте. Объяснение этому в том, что распознавание вообще - это и «узнавание чего-либо, выделение из сложной совокупности по определённым признакам», и «процесс установления принадлежности данного объекта или его элемента к определенному классу по заданному алгоритму», но, в конечном счёте, это «формирование мысленного образа какого-либо объекта при восприятии соответствующего объекта (звука, текста, рисунка и т.п.)» [2, с.276-277].

В итоге, содержание проблемы распознавания графических образов в картографии можно было бы сформулировать следующим образом: речь идёт о мере верифицируемости карт вообще, карт экологического содержания в частности. В результате мы возвращаемся к рассмотренным выше вопросам. Их актуальность и актуальность поиска ответов на них усиливается современным этапом развития картографии - становлением геоинформационного картографирования. Электронные карты позволяют автору «работать в диалоге с машиной и открывают широкие перспективы для оперативного построения моделей... Организация доступа к отдельным, выбираемым по необходимости оператором элементам карты, позволяет анализировать соотношения между компонентами для более точного анализа событий... Наличие редакторского режима представляет прогнозируемую обстановку... На экране дисплея возникает картографическое изображение, оперативно оформляемое в мгновенно выбираемой системе условных знаков...» [5, с. 15-16]. Примечательно в этой связи замечание о «мгновенно выбираемой системе условных знаков». Эта система - язык карты. По меткому выражению А.Н. Уайтхеда, «язык представляет собой выражение чьего-либо прошлого в чьем-либо настоящем...» [7, с. 363-364]. Критерием надежности электронной карты становится уровень теоретической подготовки и опыт отдельного оператора: именно они - после того, как образ автоматически распознан - обуславливают содержание сформированных на этой основе и предлагаемых читателю образов территории.

С точки зрения синергетики, распознавание образов представляет собой процесс обработки сигналов приемником - мозгом или компьютером - и это «процесс в высшей степени кооперативный, равно как и речь, и мышление у людей» [8, с. 45].

На языке проблем геоинформатики нужно предположить, что картографическая информация (КИ) - это не только поставщик сигналов для мозга читателя карты. Она - его среда. И ее существование поддерживается ее отдельными частями: собственно КИ поддерживает свое существование отдельными частями собственной системы. Ее собственная структура (а структура есть память системы, ее архитекtonика) диктует, каким образом должна функционировать система КИ для собственного саморазвития, сохранения своей целостности. И прежде всего это вопрос о взаимодействии носителя информации (карты) и ее получателя (читателя) - именно эти две стороны взаимодействия обуславливают само существование системы КИ. В отличие от целенаправленного использования результата взаимодействия человеком, сама система КИ развивается как самоорганизующаяся система.

Обратимся к проблеме «информации» как таковой подробнее. Понятие «информация» к настоящему времени ясным образом не определено. До сих пор доминирует так называемое шенноновское определение. Его особенность в том, что информация никак не связывается со смыслом передаваемого сигнала и относится к замкнутым системам, для которых характерен ограниченный резервуар сигналов [8, с. 34-35]. Однако класс таких систем ограничен: в окружающем человека мире доминируют открытые системы. Кроме того, названная выше необходимость получения системой конкретной информации для обеспечения кооперативного поведения поставила вопрос о необходимости концепции информации, включающей *семантику*: сигнал должен содержать *смысл*, а его можно приписать только в том случае, если мы примем во внимание отклик того, кто принял сигнал. В связи с этим возникает вопрос об относительной значимости сигнала. Для процесса распознавания образов исключительную значимость приобретает активная роль приемника сигналов - мозга, соответственно, интеллекта человека, компьютера или другого устройства.

Позиция об активной роли мозга (и др.) в процессе распознавания образов вытекает из психологических концепций [3]. На ней построена концепция целеустремленных систем Р. Акоффа и Ф. Эмери, к которым относится сам человек и формируемые им системы [2, с. 119]. С точки зрения этих авторов, *информация* есть сообщение, продуцирующее изменение какой-либо вероятности выбора получателя, информирующее его и, следовательно, несущее информацию. Она извлекается из окружения и предшествующего опыта и получается благодаря *восприятию* и *осознанию* окружения и самого себя и наличию *памяти* о прошлых ситуациях. Носителем последней (в числе прочего) - как отмечено выше - является язык, в нашем случае - язык карты. При этом: а) *сигнал* рассматривается как действие либо целеустремленного индивида (индивидов), либо объекта, чье поведение продуцируется таким индивидом (индивидами), которое служит знаком стремления этого индивида к тому, чтобы другие целеустремленные индивиды или он сам откликнулись определенным поведением в момент этого действия. Иначе говоря, констатируется связь: сигнал есть действие как знак для изменения чьего-либо поведения; б) соответственно, *сообщение* (через это понятие определено выше понятие «информация») есть множество из одного или нескольких знаков, предназна-

ченных своим продуцентством для того, чтобы продуцировать некоторый отклик в ком-то другом или в нем самом; в) образ в этой системе представлений рассматривается как индивидуализированное множество структурных свойств и связей между ними, на которые откликается субъект [1, с. 72, 147, 169-170, 175] и в этом смысле карта и есть образ.

*Картографический образ* - это пространственная знаковая структура, воспринимаемая читателем или читающим устройством. В общем виде распознавание образов рассматривается в картографии как процесс опознавания, различения графических рисунков, узоров (образов), в т.ч. на геоизображениях и это не только технологическая процедура, теоретическое обоснование которой связано с разработкой и усовершенствованием математического аппарата. Данное направление исследований в сильной степени связано с ролью «наблюдателя» - дешифровщика аэрокосмических снимков, оператора компьютера, получателя КИ, разработчика соответствующих алгоритмов и т.д. Оно в сильной степени опосредовано ролью субъективного фактора, обуславливающего формирование предлагаемых читателю карты образов. Особенно отчетливо это проявляется в тематическом картографировании, в т.ч. в экологическом. Методология повышения надежности соответствующих произведений отсутствует, да и не разрабатывается. Проблема должна решаться в процессе разработки теории геоизображений (геоиконики) на основе междисциплинарных исследований, охватывающих широкий спектр наук, сфера компетенции которых - изучение закономерностей формирования идеальных образов и трансформации их в материальные. В этом аспекте может многое предложить геоиконика - даже в своем актуальном состоянии.

### Литература

- [1] Акофф Р., Эмери Ф. О целеустремленных системах. М.: Советское радио, 1974, 272 с.
- [2] Берлянт А.М. Картографический словарь. М.: Научный мир, 2005, 424 с.
- [3] Веккер Л.М. Психика и реальность: единая теория психологических процессов. М.: Смысл; Per Se, 2000, 685 с.
- [4] Географический энциклопедический словарь. М.: «Советская энциклопедия», 1988, 432 с.
- [5] Жуков В.Т., Новаковский Б.А., Чумаченко А.Н. Комплексное геоэкологическое картографирование. М.: Научный мир, 1999, 128 с.
- [6] Тищенко Н.Н. Методика распознавания многозональной спутниковой информации в целях мониторинга природных объектов // Вестник Тверского гос. Университета. Серия «География и геоэкология». Вып. 1, 2004, с. 75-79.
- [7] Уайтхед А.Н. Избранные работы по философии. М.: Прогресс, 1990, 720 с.
- [8] Хакен Г. Информация и самоорганизация: Макроскопический подход к сложным системам. М.: «Мир», 1991, 240 с.

### О ВОЗМОЖНОСТЯХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ФЛУОРЕСЦЕНЦИИ ГУМИНОВЫХ ВЕЩЕСТВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ПРИБРЕЖНЫХ МОРСКИХ АКВАТОРИЯХ

И.В. Фадеева<sup>1</sup>, С.А. Буриков<sup>1</sup>, Т.А. Доленко<sup>1</sup>, Р. Рейтер<sup>2</sup>, В.В. Фадеев<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,

физический факультет

<sup>2</sup>Университет им. Карла фон Оссиецки, физический факультет,

Ольденбург, Германия

### ВВЕДЕНИЕ

Информация о гидрологических структурах является ключевой в экологическом мониторинге прибрежных морских акваторий, где происходит смешение разных водных масс – вод открытого моря, поступающих с приливом, вод рек, впадающих в море, вод лагун, отделённых от моря островами, и т. д.

Проблема идентификации водных масс и определения их структур в естественных водоемах является достаточно сложной и по-разному решается в литературе. Водные массы в море обычно определяются по солёности (S), температуре (T) и T-S- диаграммам [1]; реже для этого используется интенсивность флуоресценции гуминовых веществ (ГВ) [2, 3] (часто употребляемый в литературе термин «растворенное органическое вещество (РОВ)» не точен, когда речь идёт о флуоресценции этого неотъемлемого компонента природных вод). Особенно привлекательным является использование интенсивности флуоресценции РОВ для изучения структуры водных масс в прибрежных районах, в частности, в районах смешения речных и морских вод. Заметим, что в таких зонах температура не является консервативной характеристикой и, следовательно, параметр T и T-S-диаграммы не могут быть использованы. В то же время солёность и интенсивность флуоресценции ГВ во многих случаях сохраняют свойства консервативности и с успехом использовались многими авторами для изучения процессов смешения вод разного происхождения. Обзор некоторых таких работ дан в книге [3] (см. также [4, 5]). В представляемой статье мы рассматриваем возможность использования не только интенсивности, но и еще одной характеристики флуоресценции ГВ – формы ее полосы (обозначим эту характеристику аббревиатурой BS: «Band Shape») – в качестве индикатора водной массы. Идея основана на известном факте, что ГВ разного происхождения имеют разные свойства, (включая характеристики формы полосы флуоресценции [6]) из-за различий в химическом составе и химической структуре (хотя, по-видимому, небольших [7]).

И солёность, и флуоресцентный параметр являются показателями концентрации компонентов – суммы солей и содержания гуминовых веществ, соответственно. Гидрологическая структура, индицируемая этими параметрами, не всегда отражает генетические признаки водных масс: в разных по генезису водных массах могут наблюдаться близкие значения интенсивности флуоресценции РОВ и солёности и

наоборот - воды одного генезиса могут иметь заметно различающиеся значения этих («концентрационных») показателей. Более полную информацию о генезисе вод, очевидно, несут такие характеристики компонентов водной среды, которые сами определяются генезисом этих компонентов. В случае минеральных составляющих это - соотношения концентраций различных ионов. В случае гуминовых веществ это – в частности, соотношение гуминовых и фульвокислот [7], которое проявляется в характеристиках полосы флуоресценции (положении максимума, форме полосы) [6]. Изменения этих параметров невелики [7, 8] и могут быть зафиксированы и количественно отражены лишь с применением прецизионных методов анализа, к числу которых относятся классификационные алгоритмы, использующие технику ИНС [9, 10].

Целесообразность использования показателя BS определяется конкретной задачей. Одной из интересных и практически важных задач океанологии, для решения которой применение BS может оказаться полезным, является разработка методологии изучения структуры водных масс как устойчивых объемных (трехмерных) формирований, а также изучения процессов в глубине по их проявлениям в поверхностном слое акватории [11, 12]. Под поверхностным слоем мы в данном случае будем понимать слой, доступный дистанционному оптическому зондированию (с помощью лидаров) или пассивному зондированию с помощью оптических радиометров. По порядку величин толщина этого слоя колеблется от долей метра в эвтрофных водах до первых десятков метров в олиготрофных [1].

Из сказанного выше следует, что показатель BS может быть использован в качестве индикатора водной массы даже при локальном измерении характеристик воды (без съемки на больших площадях с последующей обработкой массивов данных различными градиентными методами, как это, например, делается при идентификации водных масс по концентрационным параметрам).

Прямой ответ о возможности использования BS в решении указанной задачи может дать только широкомасштабный эксперимент, в котором измеряется BS с достаточным пространственным разрешением одновременно и в поверхностном слое, и в объемах воды, охватывающих по крайней мере две водные массы.

В данной работе мы поставили более скромную задачу, тем не менее уместную для начала исследования применимости новой характеристики - задачу зарегистрировать изменения формы полосы флуоресценции ГВ (BS) и сравнить их с изменениями традиционно используемых параметров S и F в поверхностном слое воды в прибрежной морской акватории с явно выраженной пространственно-временной изменчивостью гидрологической структуры. В качестве объектов исследования были выбраны район Северного моря вблизи Восточно-Фризских островов, где происходит взаимодействие вод открытого моря с водами прибрежной зоны, и участок р.Везер, включая устье – область взаимодействия речных вод и вод устьевого взморья.

До последнего времени использовать форму полосы флуоресценции ГВ было затруднительно: различия параметров, характеризующих ее для различных типов вод невелики [6] и выявление этих различий требует прецизионного анализа как на этапе получения первичного материала, так и на этапе его обработки. В данной работе оказалось возможным решить задачу (хотя пока и в грубом приближении) при сравнительно невысоком спектральном разрешении использованного спектрофлуориметра - только за счет применения мощного алгоритма распознавания

спектральных образов. Увеличение спектрального разрешения при съемке спектров остается резервом для дальнейшего прогресса.

### 1. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

На рис. 1 представлена карта района исследований, проведенных в рейсе НИС «Хайнке» 5-9 мая 2003 г (в рамках Соглашения о сотрудничестве университетов, представленных авторами статьи).

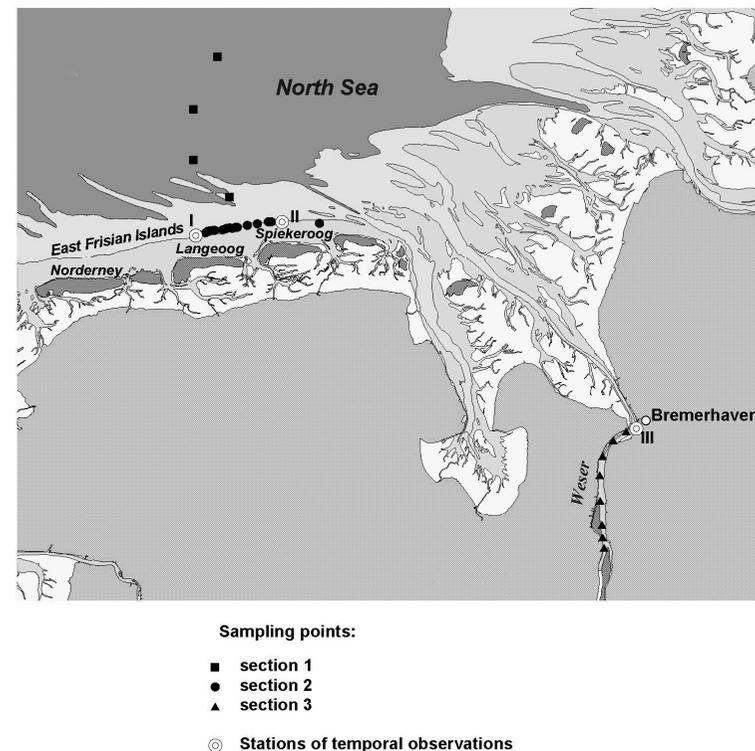


Рис. 1. Расположение точек измерений на разрезах и станциях временных наблюдений в рейсе НИС «Heinke».

5 – 9 мая 2003 г. Станции временных наблюдений обозначены римскими цифрами.

Как видно из рисунка, пространственные точки наблюдений расположены на трех линейных разрезах. На разрезе 1 измерения проводились по ходу судна от открытого моря (40 км от берега) по направлению к берегу, длина судового хода – около 30 км. Разрез 2 проходит вдоль гряды Восточно-Фризских островов, но на 4 км дальше нее в море, где глубина доходит до 15 м. Восточно-Фризские острова являются границей мелководной части Северного моря – Ваддензе (в котором глубины, в основном, не превышают 4 м) и тянутся вдоль береговой линии на расстоянии около 8 км от нее. Разрез 3 расположен по ходу судна в русле р.Везер от устья до 20-го км вверх по течению. Кроме этого на трех станциях (рис. 1) про-

водились наблюдения за временным ходом исследуемых параметров. Станции I и II расположены напротив островов Лангеог и Спикерог соответственно; станция III – в устье р.Везер.

Пробы анализировались с помощью флуориметра “Shimadzu” RF-1501; спектральное разрешение составляло 10 нм; улучшение разрешения за счет сужения входной щели монохроматора было невозможно из-за ограничений по чувствительности прибора при измерении спектров оптического сигнала от проб воды из района работ. Типичные спектры представлены на рис. 2.

Спектры обрабатывались следующим образом.

а) Подготавливался материал для классификации полос с помощью ИНС Кохонена [8] по признакам их формы, включая и положение максимума на шкале длин волн; для этого определялись нормированные на площадь значения интенсивности на значениях длин волн внутри полосы флуоресценции от  $\lambda_{\text{п}}=335$  нм до  $\lambda_{\text{п}}=550$  нм. Полоса Рамановского рассеяния была удалена, а находящаяся в этом диапазоне (335-380 нм) полоса флуоресценции ГВ восстановлена путем интерполяции. На рис. 2 б представлены типичные полосы флуоресценции ГВ после проделанной обработки.

б) Измерялись значения флуоресцентного параметра  $F=I_{\text{п}}/I_{\text{R}}$ , где  $I_{\text{п}}$  – интенсивность флуоресценции ГВ на длине волны 420 нм, а  $I_{\text{R}}$  – интенсивность в максимуме полосы Рамановского рассеяния воды при возбуждении на длине волны 308 нм.

в) Самообучающийся (без учителя) алгоритм Кохонена разбивал массив полос на число классов (классы BS), соответствующее заданному числу нейронов в выходном слое ИНС [9]. Отметим, что номер класса BS, отражающий признаки формы полосы флуоресценции РОВ, является показателем данного генетического типа ГВ только в конкретном массиве генетических типов; это – особенность классификации с помощью алгоритма без учителя. Классификационные алгоритмы с учителем будут присваивать каждому типу BS свой универсальный индекс (номер). Но для этого необходимо располагать соответствующей информацией для обучения ИНС.

## 2. РЕЗУЛЬТАТЫ

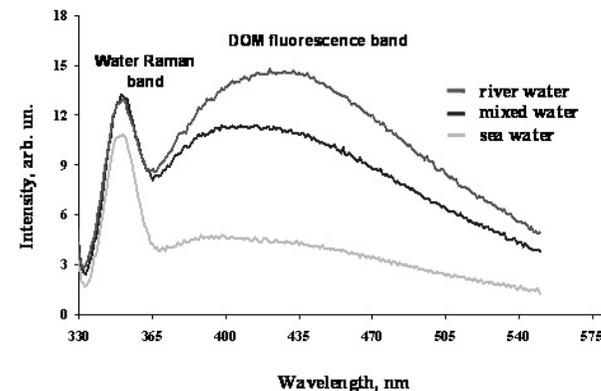
Был выполнен сравнительный анализ гидрологических структур, выявленных как по пространственной и временной изменчивости традиционных показателей – солёности и интенсивности флуоресценции ГВ, так и новому показателю – форме полосы флуоресценции (BS).

### 2.1. Пространственная изменчивость флуоресцентных характеристик ГВ

*Флуоресцентный параметр (F) и солёность(S)*

На разрезе 1 наблюдается увеличение значения F по направлению от открытого моря к берегу от 0.56 до 1,55, что сопровождается уменьшением солёности от 32,97 до 30,98. При этом расположение максимальных горизонтальных градиентов S и F (около 30 км от берега) совпадают. По-видимому, в этой области проходит граница зоны активного взаимодействия прибрежных вод и вод открытого моря, происходящего в основном за счет приливов и отливов. Обратная корреляция солёности и флуоресценции в зонах смешения и устьевых областях является очевидным фактом, и описана в ряде работ, например, [3]. Оба эти показателя адекватно отражают гидрологическую структуру, однако обратим внимание, что на исследуемом разрезе F меняется более контрастно, чем солёность ( $F_{\text{max}}/F_{\text{min}}=2.77$ ;  $S_{\text{max}}/S_{\text{min}}=1.06$ ) при приблизительно равных относительных ошибках измерений.

а)



б)

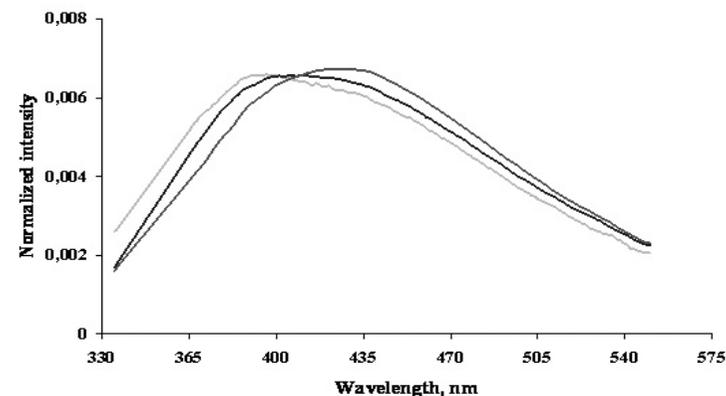


Рис.2. Типичные спектры оптического отклика проб воды из открытого моря, р. Везер и зоны смешения открытого моря и Ваддензе,  $\lambda_{\text{ex}}=308$  нм. а) исходные спектры, б) полосы флуоресценции ГВ после обработки, описанной в тексте. (Аббревиатура DOM соответствует принятому в тексте данной статьи более точному термину ГВ)

На разрезе 2 среднее значение F составляет 1.4, превышая F в открытом море в 2.5 раза. Диапазон изменения флуоресцентного параметра (1.08 – 1.59) относительно невелик. Статистически достоверно исследовать пространственную изменчивость параметров на данном разрезе невозможно из-за неизохронности съемки в масштабе временной изменчивости характеристик, связанной с приливо-отливными процессами (см. раздел 2.2). По грубым оценкам амплитуда пространственной изменчивости F, связанная с широтной протяженностью разреза, составляет около 0.15, т.е. более чем в 3 раза меньше временной изменчивости. Различие в контрастности изменений флуоресценции и солёности несколько меньше, чем на разрезе 1 ( $F_{\text{max}}/F_{\text{min}}=1.47$ ;  $S_{\text{max}}/S_{\text{min}}=1.03$ ).

По измерениям, сделанным на разрезе 3, обнаружено увеличение интенсивности флуоресценции от устья р. Везер вверх по течению от 9.47 до 12.55. Соленость при этом меняется более контрастно: от 0.68 в верхней точке разреза до 5.91 в устье ( $F_{\max}/F_{\min}=1.33$ ;  $S_{\max}/S_{\min}=8.69$ ). В районе 15-го км вверх по течению оба параметра почти перестают меняться. По-видимому, здесь проходит граница зоны взаимодействия речных и прибрежных вод за счет подъема приливной волны.

#### Форма полосы флуоресценции (BS)

Характер описанного выше пространственного распределения флуоресцентного параметра и солености вполне предсказуем. Что касается BS, то в данной работе этот показатель впервые применяется в качестве индикатора вод разного происхождения. Поэтому для выявления общих закономерностей его пространственного распределения было решено для начала проклассифицировать весь массив полученных в рейсе спектров без его разделения на отдельные районы (в нашем случае – разрезы). Результат этой классификации представлен на рис.3, который демонстрирует наличие трех классов BS, имеющих четко выраженную пространственную дифференциацию. В класс 1 попали все точки морской акватории, расположенные на расстоянии от 17 до 40 км от берега (разрез 1). Точки разреза 2 (12-13 км от берега) относятся в основном ко 2-му классу, и лишь некоторые из них попадают в 1-ый. Как будет показано ниже, при рассмотрении временной изменчивости показателей, 1-ый («морской») класс появляется в данной области только на фазе пика приливной волны. К третьему классу относятся все точки р. Везер, включая устьевую область.

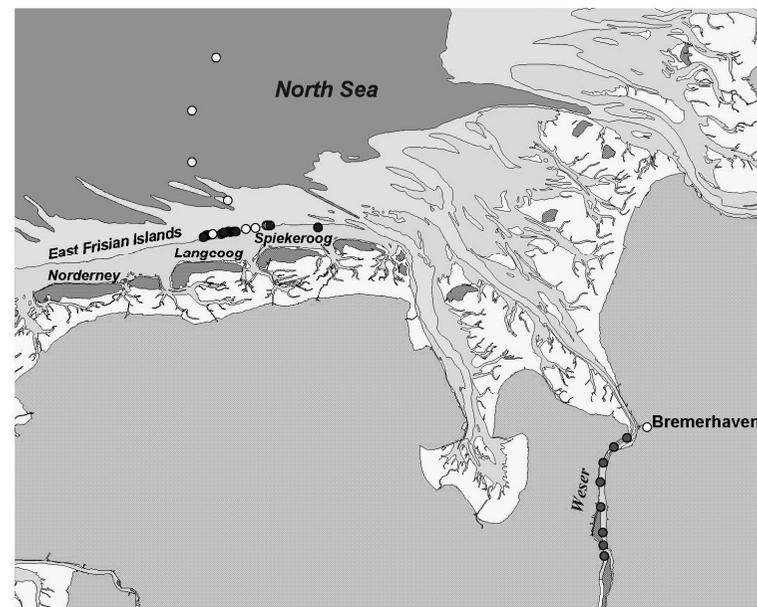
Количество классов равно 3, на которое нейросетевой алгоритм Кохонена разделяет весь массив спектров, оказалось максимально возможным для этого массива. Задание большего числа классов (числа нейронов в выходном слое ИНС) не дает более детальной дифференциации. Таким образом, пространственная структура классов BS, выявленных использованным нейросетевым алгоритмом, имеет жесткую дискретность и, следовательно, более репрезентативно отражает генетические признаки водных масс, чем плавные пространственные изменения значений параметров F и S.

#### 2.2. Временная изменчивость флуоресцентных характеристик ГВ

На рис 4 и 5 представлены графики временной изменчивости флуоресцентных характеристик (F и BS) и солености в районе Восточно-Фризских островов (расположение станций наблюдений показано на рис.1).

На шкале времени отмечены моменты наступления максимальных и минимальных уровней воды, связанных с приливами и отливами по данным регулярных гидрологических наблюдений, проводимых в районе о. Нордерней. Очевидно, что синусоидальный характер изменения флуоресцентного параметра и солености является следствием колебательного перемещения водных масс под действием приливов и отливов. Как было отмечено выше, в данном районе устойчиво обнаруживаются только два класса BS.

Класс 1 соответствует водам открытого моря. Класс 2 можно интерпретировать как характеристику прибрежных вод, по-видимому, близких по составу ГВ к водам мелководного моря Ваддензе, являющегося частью Северного моря и расположенного между береговой линией и грядой Восточно-Фризских островов.



Classes of DOM fluorescence band shape:  
○ 1  
● 2  
● 3

Рис. 3. Классы полос флуоресценции ГВ (BS). Рейс НИС «Heincke», 5-9 мая 2003 г.

На обоих пунктах временных наблюдений обнаружено, что класс 1 проявляется только во время максимального подъема уровня за счет приливной волны, принимающей воды открытого моря, в остальных фазах прилива и отлива устойчиво доминирует класс 2. Такая двумодальная временная структура классов BS отличается от синусоидального изменения параметров F и S. Отметим еще раз, что увеличение числа нейронов в выходном слое ИНС не приводит к увеличению числа классов BS.

На рис. 6 представлен график временного хода исследуемых характеристик в районе устья р. Везер (станция III на рис.1)

Данные по времени наступления максимальных и минимальных уровней воды взяты из материалов гидрологических наблюдений на станции в районе г. Бремерхаузен. Как и в предыдущем случае (рис. 4 и 5) экстремумы параметра F и солености соответствуют экстремумам уровней воды. Однако по-иному выглядит характер временной изменчивости классов BS. Как было отмечено выше, при классификации всего массива спектров устьевая область и русло р. Везер попали в один класс – класс 3, то есть проявилось их несходство по составу ГВ с водами открытого моря (класс 1) и прибрежной зоны вблизи Восточно-Фризских островов (класс 2).

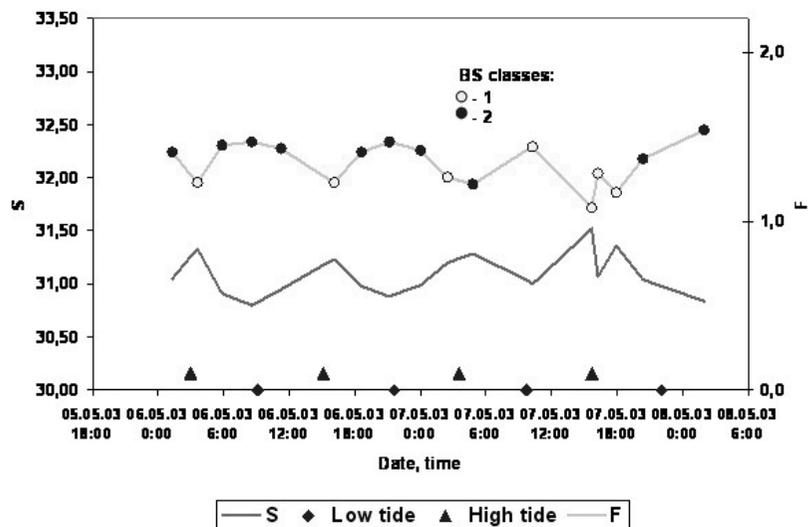


Рис. 4. Временная изменчивость флуоресцентного параметра ГВ (F), солёности (S), и классов полосы флуоресценции ГВ (BS) вблизи Восточно-Фризских островов (станция I). Рейс НИС «Heincke», 5-9 мая 2003 г.

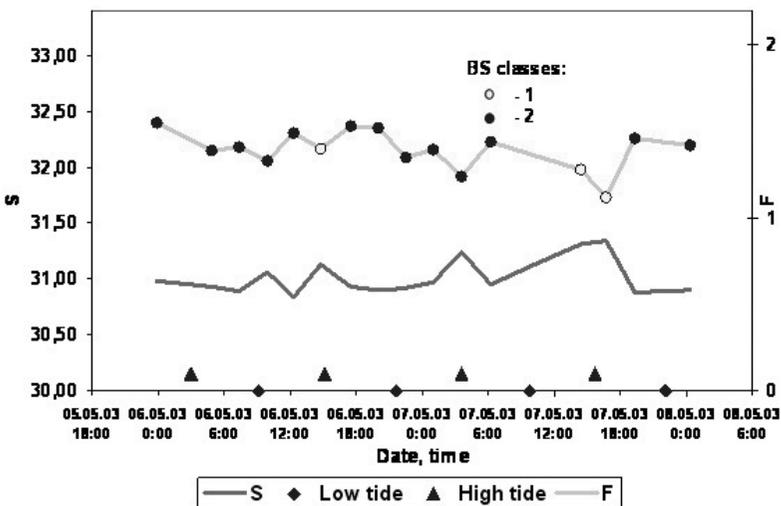


Рис. 5. Временная изменчивость флуоресцентного параметра ГВ (F), солёности (S), и классов полосы флуоресценции ГВ (BS) вблизи Восточно-Фризских островов (станция II). Рейс НИС «Heincke», 5-9 мая 2003 г.

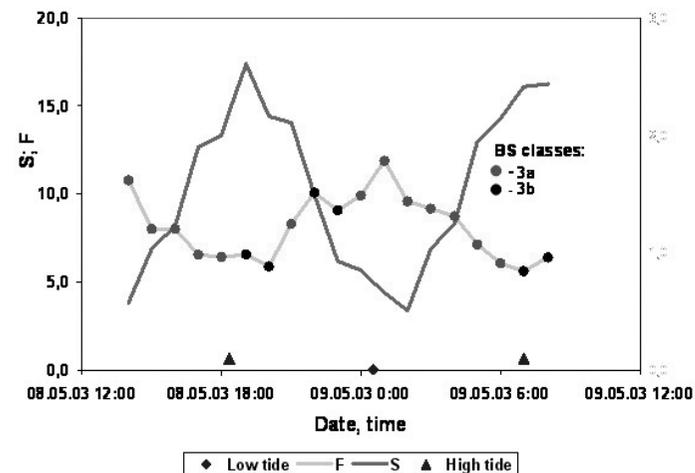


Рис. 6. Временная изменчивость флуоресцентного параметра ГВ (F), солёности (S), и классов полосы флуоресценции ГВ (BS) в устье р. Везер (станция III). Рейс НИС «Heincke», 5-9 мая 2003 г.

Классификация отдельно массива временных наблюдений в устье р. Везер дала их более подробную дифференциацию на подклассы 3-а и 3-б. Причем структура этих подклассов устойчива: попытки разбить массив на большее число уровней сходства путем изменения числа нейронов в выходном слое ИНС Кохонена не привела к увеличению числа классов. Подкласс 3-а соответствует фазе спада приливной волны, а подкласс 3-б – фазе ее подъема. Напомним, что на обеих станциях временных наблюдений в районе Восточно-Фризских островов (станции I и II – рис.1) смена одного класса на другой происходила лишь в моменты максимума приливной волны.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованы возможности использования характеристик флуоресценции гуминовых веществ (ГВ) – интенсивности и формы полосы флуоресценции (характеристики BS) в качестве индикаторов гидрологических структур поверхностного слоя воды в прибрежных морских акваториях - на примере района Северного моря вблизи Восточно-Фризских островов и устьевой зоны р. Везер. С помощью нейросетевого классификационного алгоритма Кохонена (и, несмотря на невысокое спектральное разрешение флуориметра) удалось обнаружить связь структуры классов BS с гидрологической структурой и в устье р. Везер, и в прибрежной области Северного моря, причем имеются различия в характере этой связи для указанных районов. Эти различия могут быть связаны, во-первых, с разными механизмами смешения вод, во-вторых, с разным соотношением тех или иных типов ГВ в смешивающихся водах, определяющих попадание водной массы в конкретный класс. В перспективе для развития метода диагностики гидрологической структуры с помощью такого показателя, как BS, целесообразно исследовать, ка-

кие генетические типы гуминовых веществ обуславливают принадлежность спектра к тому или иному классу BS.

Можно ожидать, что с увеличением спектрального разрешения прибора (с применением лазерного флуориметра) возможности предлагаемого индикатора (BS) возрастут.

Работа выполнена в рамках Соглашения о сотрудничестве в области науки и образования между Физическим факультетом МГУ им. Ломоносова (Россия) и Физическим факультетом университета им. Карла фон Оссиецки (г. Ольденбург, Германия) от 20 января 2003 г., при поддержке РФФИ (грант № 08-05-00892).

### Литература

1. А. Иванов. Введение в океанографию. М.: Мир, 1978.- 574 с.
2. E. K. Duursma. 1976. The fluorescence of dissolved organic matter in the sea. // Optical Aspects in Oceanography, Eds. N.G. Jerlov and E. Steemann Nielsen. Academic Press. P. 237-256.
3. Карабашев Г.С. Флуоресценция в океане. Ленинград: Гидрометеиздат, 1987. 200 с.
4. Лапшенкова Т.В., Фадеев В.В., Чубаров В.В., Гордеев В.В. Лазерная флуориметрия вод Балтийского моря с использованием метода внутреннего репера (по результатам 26А рейса НИС «Академик Курчатов» и 50-го рейса НИС «Профессор Добрынин»). В сб.: Геологическая история и геохимия Балтийского моря. М.: Наука, 1984. С. 73-80.
5. Литвинов А.С., Фадеева И.В., Чубаров В.В. Использование флуоресценции гумусового вещества для характеристики гидрологической структуры водоемов (на примере Рыбинского водохранилища). // Водные ресурсы, 2008, т.35, вып.3, с. 319-330
6. Filippova E M, V V Fadeev, V V Chubarov, S M Glushkov, T A Dolenko. Laser fluorescence spectroscopy as a method for studying humic substance. Applied Spectroscopy Reviews. 2001. V. 36. №1. P. 87-117.
7. Перминова И.В. Анализ, классификация и прогноз свойств гумусовых кислот. Докт. дис. М., Химический ф-т МГУ, 2004, 359 с.
8. E.M. Perdne and J.D. Rithie. Dissolved organic matter in fresh waters. Treatise on Geochemistry. 2003. V. 5. P. 273-318.
9. Доленко Т.А., Фадеев В.В. Лазерная спектроскопия природных вод: задачи классификации, обратные задачи. В сб.: Физические проблемы экологии (экологическая физика). М.: Макс Пресс, 2005. С. 156-166.
10. Hasson M.H. Fundamentals of artificial neural networks. MIT Press. Cambridge Massachusetts, 1995. 537 p.
11. Монин А.С., Красницкий В.П. Явления на поверхности моря. Ленинград: Гидрометеиздат, 1985. 376 с.
12. Баханов В.В., Горячкин Ю.Н., Корчагин Н.Н., Репина И.А. Локальные проявления глубинных процессов на поверхности моря и в приповерхностном слое атмосферы. В сб.: Проявление глубинных процессов на морской поверхности. Нижний Новгород: Изд. ИПФ РАН, 2004. С. 40-53.

### ВОЗДЕЙСТВИЕ ИОНОВ ЕВРОПИЯ НА ФЕРМЕНТЫ – ЛИЗОЦИМ И КРЕАТИНКИНАЗУ - В ВОДНЫХ РАСТВОРАХ

Федорова К.В.\* , Тихонова Т.Н.\* , Петрова Г.П.\* , Петрусевич Ю.М.\* , Папиш Е.А.\*\*.

\*Московский Государственный Университет имени М.В.Ломоносова,  
Физический факультет.

\*\*Российская медицинская академия последилового образования (РМАПО).

Белки и ферменты – основа существования жизни. Они присутствуют во всех живых организмах в виде водных растворов (кровь, лимфа), могут быть встроены в мембраны, находятся в тканях. Исследование молекулярных процессов, происходящих в биологических системах, к которым относятся растворы белков и ферментов, при воздействии различных внешних факторов, таких, например, как ионы тяжелых металлов, важны как для медицинской физики, так и экологии.

#### Введение.

Европий - наиболее активный из всех редкоземельных элементов.

Токсичность европия до сих пор полностью не исследована, поэтому нет данных, что европий ядовит так же, как другие тяжелые металлы. Европий не играет значимой биологической роли, однако катионы европия давно и успешно используются в медицине в качестве флуоресцентных зондов, а радиоактивные изотопы европия применяются при лечении некоторых форм рака.

Лизоцим обнаружен практически во всех организмах. У позвоночных содержится главным образом в слезах, слюне, селезенке, почках и лейкоцитах; в тканях локализуется в лизосомах. У позвоночных лизоцим выполняет функции неспецифического антибактериального барьера. Механизм действия обусловлен способностью фермента нарушать клеточную стенку бактерий и вызывать их лизис (разрушение). Лизоцим применяют в медицине как противомикробное средство (в т.ч. как добавку в продукты питания для детей).

Креатинкиназа — это фермент, содержащийся в клетках сердечной мышцы, в скелетной мускулатуре, в клетках головного мозга, щитовидной железы, легких. Определение уровня креатинкиназы в крови широко используется для ранней диагностики инфаркта миокарда. Высокая активность общей креатинкиназы нередко встречается при травматических повреждениях и заболеваниях скелетных мышц, а также при некоторых заболеваниях головного мозга, после хирургических операций, приема больших доз психотропных препаратов и алкоголя, при любых видах шока, гипотиреозе.

В работе изучалось воздействие ионов  $Eu^{3+}$  (ионный радиус 0,95 Å) на молекулы лизоцима и креатинкиназы методами рэлеевского светорассеяния – статическим и динамическим. Актуальность этой работы связана с проблемами токсического воздействия ионов тяжелых металлов на ферментативную активность белковых молекул.

### Методы статического и динамического рассеяния света.

Наиболее прямым и эффективным методом исследования межмолекулярного взаимодействия макромолекул в растворах, включая водные растворы протеинов, являются метод рэлеевского рассеяния света.[1,2]

Метод статического рассеяния был предложен Дебаем. Согласно его теории с помощью экспериментально измеренного коэффициента рэлеевского рассеяния  $R_{90}$  и с учётом вириального разложения осмотического давления по степеням концентрации  $c$  можно определить массу рассеивающих частиц  $M$  и коэффициент межмолекулярного взаимодействия  $B$ .

В этом случае мы получаем формулу Рэля-Дебая:

$$\frac{cHK}{R_{90}} = \frac{1}{RT} \frac{d\Pi}{dc} = \frac{1}{M} + 2Bc + \dots \quad H = \frac{2\pi^2 n_0^2 \left(\frac{dn}{dc}\right)^2}{\lambda^4 N_A} \quad (1)$$

Зависимость параметра раствора  $\frac{cHK}{R_{90}}$  от концентрации белка при экстрапо-

ляции к нулевой концентрации позволяет рассчитать массу макромолекул, а по наклону этой прямой – коэффициент межмолекулярного взаимодействия.

Для измерения размеров частиц в растворах (наночастиц) используется метод динамического рассеяния света. Он позволяет определить коэффициент диффузии частиц в жидкости путем анализа характерного времени флуктуаций интенсивности рассеянного света.

В растворах заряженных молекул зависимость коэффициента трансляционной диффузии от вязкости среды, коэффициента межмолекулярного взаимодействия молекул среды и массы рассеивателей определяется следующим соотношением:

$$D_i = D_0 \left\{ 1 + (2BM - [\eta])c \right\} \quad (2)$$

### Экспериментальные результаты.

Основные результаты представлены на графиках.

В литературе известна работа, где изоэлектрическая точка ( $pI$ ) лизоцима, измеренная электрофоретическим методом  $\approx 10,5 - 11$  [3]. Это значение изоэлектрической точки возможно связано с использованием авторами статьи слишком агрессивного буфера (смеси  $NaOH$  и  $NaCl$  в больших концентрациях), что могло сместить значение  $pI$  в далекую щелочную область.

На рис 1. приведены результаты, полученные для pH зависимости коэффициента межмолекулярного взаимодействия для водных растворов лизоцима.

pH-зависимость вириального коэффициента раствора лизоцима имеет параболический вид, с минимумом в области pH 3,5÷4. Согласно теории Скэтчарда, минимум значения  $B$  соответствует изоэлектрической точке.

Наличие ионов  $Na^+$  в растворе лизоцима не приводит к изменению массы рассеивающих частиц.

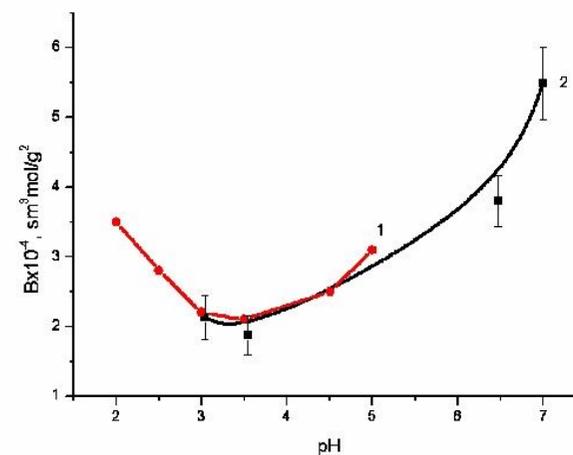


Рис.1: График зависимости второго вириального коэффициента  $B$  от параметра pH в растворах лизоцима, полученные в различных работах 1-данные работы [7]. 2 – наши данные.

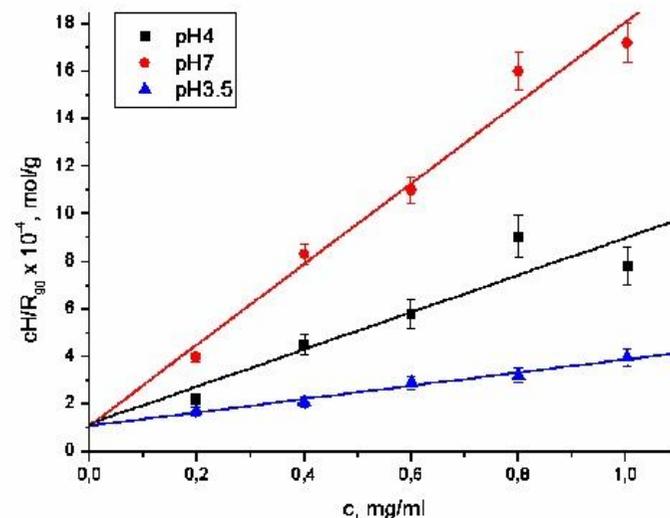


Рис.2: Концентрационные зависимости параметра рассеяния в растворах лизоцима, содержащих NaCl.

На рис.2. представлены концентрационные зависимости параметра рассеяния в растворах лизоцима, содержащего соль  $NaCl$  (ионная сила  $\mu=0,01$ ) при разных pH.

Все зависимости при экстраполяции (с учетом ее погрешности) сходятся в одну точку, следовательно, при добавлении в раствор ионов  $Na^+$  изменение массы рассеивающих частиц не наблюдается. Наклон прямых (рис. 2) становится меньше за счет уменьшения коэффициента межмолекулярного взаимодействия молекул лизоцима при экранировании сил кулоновского отталкивания ионами  $Na^+$ .

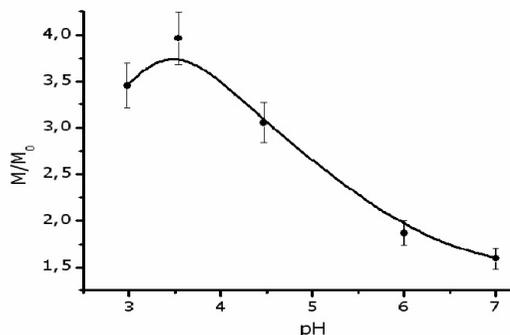


Рис.3: Зависимость приведенной массы  $M/M_0$  рассеивающих частиц в растворе лизоцима с добавлением соли  $Eu(NO_3)_3$  от  $pH$ .

На рис.3 представлена зависимости приведенной массы  $M/M_0$  ( $M$  – масса рассеивающих частиц,  $M_0$  – табличное значение молекулярной массы лизоцима) в растворах лизоцима, содержащих соль  $Eu(NO_3)_3$ . При приближении  $pH$  к значению 3,5 – 4 наблюдается увеличение массы рассеивающих частиц почти в 40 раз, что может быть объяснено образованием диполь-дипольных структур – кластеров. Этот факт также позволяет сделать вывод о том, что изоэлектрическая точка лизоцима  $pI \sim 3,5 - 4$ .

На основе проведенных экспериментов были оценены объемы и радиусы рассеивающих частиц, образующихся в растворах при добавлении  $Eu^+$ . (табл. 1).

Табл. 1. Расчет объема и радиуса рассеивающих частиц в растворах, содержащих  $Eu(NO_3)_3$ .

$pH$	масса	Объем РЧ, (см <sup>3</sup> )	Радиус РЧ, (см)
3.11	98300	$3.35 \times 10^{-20}$	$3.19 \times 10^{-7}$
3.38	612250	$2.02 \times 10^{-19}$	$5.87 \times 10^{-7}$
4.03	577600	$1.91 \times 10^{-19}$	$5.76 \times 10^{-7}$
5	383650	$1.27 \times 10^{-19}$	$5.02 \times 10^{-7}$
5.91	139800	$4.62 \times 10^{-20}$	$3.59 \times 10^{-7}$
7	87800	$2.90 \times 10^{-20}$	$3.07 \times 10^{-7}$

Зависимость коэффициента межмолекулярного взаимодействия от  $pH$  для растворов, содержащих европий представлена на рис.4. Она имеет нелинейный характер с максимумом в изоэлектрической точке, что согласуется с результатами, полученными ранее на других белках (альбумин и  $\gamma$ -глобулин) [4,5].

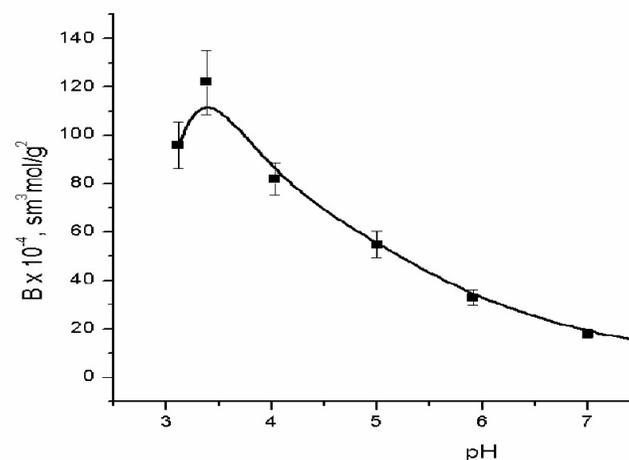


Рис.4: График зависимости второго вириального коэффициента  $B$  от параметра  $pH$  в растворе лизоцима, содержащего  $Eu(NO_3)_3$ .

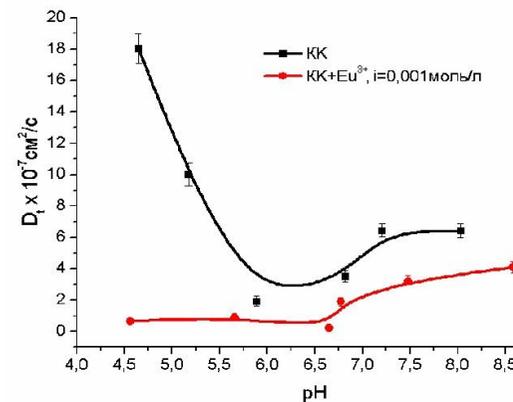


Рис.5: Зависимость коэффициента трансляционной диффузии от  $pH$  в растворах, содержащих ионы европия.

С помощью фотонно - корреляционного спектрометра, была получена нелинейная зависимость коэффициента трансляционной диффузии  $D$ , креатинкиназы от показателя  $pH$ .

При добавлении в раствор креатинкиназы соли  $Eu(NO_3)_3$ . (рис.5.) зависимость коэффициента трансляционной диффузии фермента имеет минимум вблизи его изоэлектрической точки. При этом при увеличении ионной силы зависимость  $D$ , от  $pH$  становится более пологой, значение коэффициента трансляционной диффузии фермента уменьшается.

Природа взаимодействия макромолекул лизоцима и креатинкиназы в водных растворах, содержащих металлические ионы с большими ионными радиусами, та-

кими, как  $-Eu^{+}$ , определяется, главным образом, силами диполь-дипольного притяжения. Когда диполи сближаются на расстояние  $\sim 30-50 \text{ \AA}$ , энергия диполь-дипольного взаимодействия может превышать тепловую энергию  $kT$  почти в 100 раз [6]. При этом молекулы белка могут образовывать макромолекулярные комплексы – дипольные нано-кластеры.

Возникновение агрегатов - дипольных наноструктур при взаимодействии ферментов лизоцима и креатинкиназы с ионами европия показывает, что европий может подавлять ферментативную активность белков. Как было установлено в наших предыдущих исследованиях начало образования кластеров в растворах белков, например альбумина, содержащих токсический свинец соответствуют ПДК для свинца [9].

Таким образом, можно сделать вывод:

- что европий проявляет отравляющее воздействие на ферменты,
- токсичность европия даже при малых концентрациях связана с образованием белковых нанокластеров.

#### Заключение

В данной работе методом интегрального и динамического светорассеяния были исследованы статические свойства макромолекул ферментов лизоцима и креатинкиназы при изменении ряда параметров растворов, а именно концентрации компонентов,  $pH$  и ионной силы.

- Обнаружено, что зависимость коэффициента взаимодействия молекул лизоцима от  $pH$  в водном растворе имеет нелинейный характер с минимумом в точке  $pH \sim 3,5$ .

- Наличие в растворе лизоцима  $Eu^{3+}$  приводит к увеличению массы рассеивающих частиц примерно на два порядка, по сравнению с молекулярной массой лизоцима. Максимальная величина дипольных наночастиц соответствует значению  $pH 3,5$ , которая является изоэлектрической точкой лизоцима.

- Зависимости коэффициента межмолекулярного взаимодействия в растворах лизоцима, содержащих соли  $Eu^{3+}$ , имеют резкий максимум в области изоэлектрической точки белка.

- Характер зависимости коэффициента трансляционной диффузии от  $pH$  в растворах креатинкиназы, содержащих ионы европия также свидетельствует об образовании нано-структур при малых концентрациях европия, а, следовательно, о возможной токсичности этого металла.

#### Литература

1. J. Edsall, H. Edelhoch, R. Lontie, and P. Morrison, J. Am. Chem. **72**, 4641, (1950).
2. W.L. Hubbell, H.M. McConnell, J. Am. Chem. Soc. **93**, 314, 1971.
3. G. Alderton, W. H. Ward and H. L. Fevold, J. Biol. Chem. **157**, 43, 1945.
4. G.P. Petrova, Yu.M. Petrusevich, and A.N. Evseevicheva, Gen. Physiol. Biophys. **17**, 97, (1998).
5. G.P. Petrova, Yu.M. Petrusevich, and A.N. Evseevicheva, Vestn. Mosk. Univ. Fiz. Astmn. **4**, 71, (1998).
6. P.J. Debye // Appl. Phys. **15**, 338, (1946).
7. Y.M. Petrusevich and Proc. SPIE **1884**, 70 (1993)
8. E.V. Petrova, V.A. Smirnov, L.N. Rashkovich, Crystallography Reports. **52**, 275-279, (2007).

9. G.P. Petrova, Yu.M. Petrusevich and all. Int. conf. ALT-10 **Book of abstracts**, 53, (2010).

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 09-02-00438-А.*

### О ВЛИЯНИИ НАЛИЧИЯ БЕРЕГОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ СЕЗОННОЙ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВОД БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Чубаренко И.П., Козлова О.И., Степанова Н.Б.

*АО ИО РАН им. П.П.Шириова, Калининград*

#### Введение

Под механизмами сезонной перестройки термохалинной структуры обычно понимаются процессы, характерно изменяющие *вертикальную стратификацию* вод в природном водоёме в результате естественного изменения в годовом цикле внешних условий: интенсивности солнечного прогрева, ветро-волнового перемешивания, условий теплообмена с атмосферой, стока рек и т.д. В глубоком море и вдали от берегов – это процессы, *непосредственно* влияющие на локальную вертикальную стратификацию вод: (i) механическое ветро-волновое перемешивание верхнего слоя в период осенне-зимнего усиления ветров, (ii) вертикальная конвекция или усиление стратификации из-за сезонного изменения условий солнечного прогрева, теплообмена с атмосферой, испарения, льдообразования и т.п.

Балтийское море с геофизической точки зрения – водоём небольшой и мелко-водный: его средняя ширина менее 200 км (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1992; далее – ГГ92), средняя глубина всего около 55 м, так что вертикальная конвекция в осенне-зимний период достигает дна более чем на 50% площади моря (Chubarenko, Demchenko, 2010). Поэтому возникающие в сезонном ритме мезомасштабные горизонтальные градиенты температуры воды над подводными склонами и ветровые течения, отклоняемые берегами, вносят дополнительные и весьма существенные изменения в вертикальную структуру термохалинных полей на всей акватории. Таким образом, с одной стороны, термохалинная структура вод определяет поле плотности в бассейне, а значит и основные черты динамического отклика его вод на внешние воздействия, но и течения, в свою очередь, видоизменяют поля температуры и солёности. Поэтому анализ их сезонных вариаций следует проводить совместно, учитывая влияние горизонтального транспорта на вертикальную термохалинную структуру вод.

#### Сезонные изменения вертикальной термохалинной структуры Балтийского моря

Постоянно существующий пикно(хало)клин на глубинах от 30-40 м в западной до 80 м в северной части собственно Балтийского моря (ГГ92; State and Evolution..., 2008, в дальнейшем сокращённо (SEBS,2008)) делит его водную толщу на два существенно различных слоя – верхний, распреснённый реками, и нижний, осолонённый в результате обмена с океаном. Соответственно, и отклик течений и общего водообмена внутри бассейна на внешние воздействия предопределён

именно его двухслойностью и наличием близких берегов, что заметно усложняет общую структуру циркуляции вод, обуславливая активную динамику вод в промежуточных слоях и в области пикноклина. Рассмотрим подробнее механизмы отклика общей термохалинной структуры вод в юго-восточной Балтике на сезонные вариации внешних условий.

В первую очередь сезонные изменения количества приходящей солнечной радиации и интенсивности теплообмена с атмосферой сказываются на изменениях температуры воды и характере вертикальной термической стратификации. На рис. 1 приведены характерные вертикальные профили температуры и солёности воды в марте, июле и октябре в Российской зоне ЮВБ (в точке 19°53'E - 55°23'N, глубина 90 м; положение станции см. на рис. 5 – St. 13). Они показывают, что постоянный основной пикно(хало)клин залегает на глубинах 60-80 м; ниже него и температура, и солёность увеличиваются с глубиной, а выше – профиль температуры изменяется при смене сезонов очень значительно, а солёность сохраняется практически неизменной в течение всего года (7.3-7.4 psu), причём вертикальные градиенты солёности также невелики (в пределах 0.2 psu на приведённых графиках). Сток рек в Балтику невелик, и прибрежные воды очень незначительно преснее открытых: на рис. 1, наряду с профилем в марте в глубокой части, приведены для сравнения (и выделены крестообразными маркерами) профили солёности и температуры на прибрежном мелководье вблизи Куршской косы (глубина 6 м, ст. 6, см. рис. 5). Разница солёности между открытыми и прибрежными водами составляет всего около 0.1 psu.

Минимальные в течение года среднемесячные температуры воды в верхнем слое Балтийского моря отмечаются в марте. Как в целом типично для ЮВБ (ГГ92; SEBS, 2008) и видно по профилям рис. 1 (полученным в 2005 году, после относительно мягкой зимы 2004/2005 года (Козлова, 2010)), в начале марта – к концу периода зимнего охлаждения и началу весеннего прогрева – в верхнем слое формируется слабая инверсная термическая стратификация. На рис. 1 приведены также профиль температуры максимальной плотности (Tmd), рассчитанный по профилю солёности с учётом влияния давления (Chen, Millero, 1977) и профили температуры и солёности в тот же период времени возле берега (St. 6, глубина 6 м). Их совместный анализ показывает, что даже после мягкой зимы температура воды у берегов опускается заметно ниже Tmd (которая при солёности 7.4 psu составляет около Tmd=2.3 °C). По среднепогодным же данным (рис. 2, климатический ряд данных (SEBS, 2008), температура воды в марте опускается чуть ниже Tmd также и в глубокой части – в верхнем 40-метровом слое. Инверсная термическая стратификация может формироваться в ЮВБ и при температурах выше Tmd (как на рис. 1), если её неустойчивость компенсирована уменьшением солёности воды в поверхностных слоях.

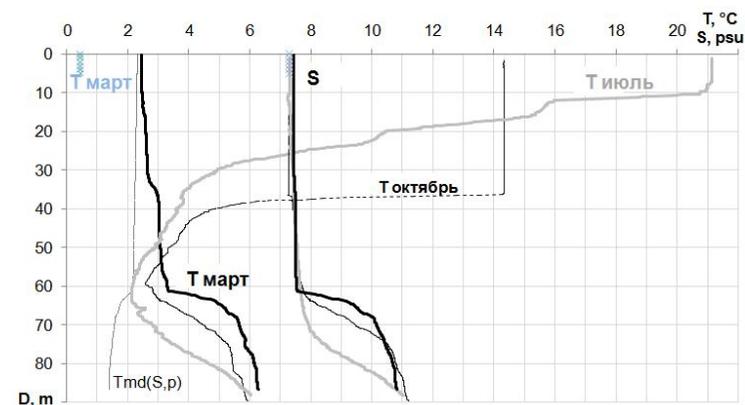


Рис. 1. Сезонные изменения вертикальных профилей температуры и солёности в юго-восточной Балтике по данным CTD-зондирований в точке 19°53'E - 55°23'N (St.13, глубина 90 м); рейсы нис «Профессор Штокман» 4 марта, 16 июля и 18 октября 2005 года по программе Лукойл мониторинга нефтяного месторождения Кравцовское. Приведены также профили температуры и солёности в прибрежной зоне в марте (на глубине 6 м, St. 6; отмечены маркерами) и профиль температуры максимальной плотности в глубокой части (St.13), рассчитанный для профиля солёности в марте с учётом влияния давления на данной глубине. Положение станций показано на рис. 5.

Собственно переход температуры воды через Tmd, соответствующий началу формирования летней прямой термической стратификации и сопровождающийся, например, в озёрах, образованием характерного сезонного термического структурного фронта (весеннего термобара, см., например, (Науменко, 1998; Филатов, 1983; Шимараев, Гранин, 1991; Чубаренко, Демченко, 2008)) в Балтийском море слабо исследован. Хотя наличие повышенного градиента температуры воды по горизонтали при переходе через Tmd и соответствующего скачка хлорофилла-а в Балтике уже продемонстрировано (Demchenko, 2009), а формирование вдольбереговых фронтов, в том числе при температуре воды, близкой к Tmd, отмечается регулярно (Kahru et al., 1995; Бычкова и др., 1987; Демченко, 2008; Golenko et al., 2010), этот вопрос по-прежнему требует дальнейшего изучения. По-видимому, более активная общая динамика течений в море, наличие фронтов другой природы и влияние солёности выводят «морской термобар» из разряда исключительно важных событий в жизни водоёма, каким он является в пресноводных озёрах (см., например, Науменко, 1998; Филатов, 1983; Шимараев, Гранин, 1991). Тем не менее, сезонный переход температуры воды через температуру максимальной плотности (и при осенне-зимнем охлаждении, и при весеннем прогреве) принципиально важен физически, поскольку из-за изменения знака коэффициента термической сжимаемости  $\alpha = -1/\rho \cdot d\rho/dT$  при T=Tmd реакция водной колонки на внешние условия прогрева/охлаждения изменяется на противоположную: как при осеннем, так и при весеннем переходе через Tmd, вертикальная конвекция сменяется установлением и усилением плотностной стратификации (Чубаренко, Демченко, 2008).

По мере прогрева вод в весенне-летний период, прямая термическая стратификация усиливается, и максимум температуры воды достигается в августе месяце (рис. 2). В результате стока рек при отсутствии вертикального перемешивания – солёность в верхнем слое несколько уменьшается (рис. 1 – см. профили для июля). В этот период сезонного цикла вертикальная термическая стратификация в ЮВБ (и в море в целом) довольно сложна, а некоторые её элементы даже уникальны.

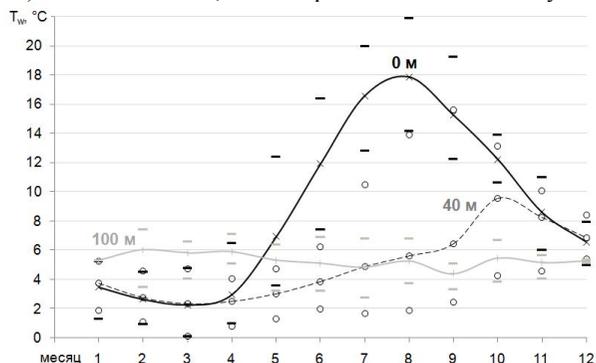


Рис. 2. Сезонный ход температуры воды на горизонтах 0, 40 и 100 м в юго-восточной Балтике (квадрант 19E55N). Среднемесечные значения и диапазон их изменений: для поверхностного горизонта - сплошная чёрная кривая, чёрные продолговатые маркеры; для горизонта 40 м – пунктирная кривая, круглые маркеры; для горизонта 100 м – сплошная серая кривая, продолговатые серые маркеры. На основе Климатической базы данных (1952-2005) (SEBS, 2008).

Прежде всего, обращает на себя внимание наличие нескольких термоклинов, отражающих присутствие процессов различного пространственно-временного масштаба. Так, на июльском профиле рисунка 1, выполненном во второй половине очень жаркого дня, можно отметить три термоклина (на глубинах около 11-12, 17 и 24-27 м) и один анти-термоклин (на глубинах 75-80 м, где температура максимально быстро растёт с глубиной). Можно полагать, что верхний термоклин – результат текущего дневного прогрева, второй – был сформирован под влиянием предшествующей синоптической ситуации (например, с участием ветрового перемешивания или мезомасштабных горизонтальных течений), третий – сезонный, отражающий летний прогрев после прошедшей зимы.

#### Холодный промежуточный слой

Наиболее характерная черта профилей весенне-летнего сезона в Балтике – это наличие холодного промежуточного слоя (ХПС), располагающегося ниже сезонного термоклина (но ещё в пределах верхнего слоя, затрагиваемого сезонными изменениями). Несмотря на то, что он ежегодно и отчётливо выделяется по своей низкой температуре на всей акватории Балтики, где глубины превышают 60 м (ГГ92), формального критерия его выделения до сих пор не выработано. Авторами было предложено использовать в качестве такого формального критерия практически удобный параметр – максимум градиента температуры воды по вертикали (Чубаренко и др., 2009; Kozlova et al., 2010); тогда «холодным промежуточным»

слоем формально является слой между уровнями максимального отрицательного и максимального положительного значения градиента температуры по вертикали (т.е. между сезонным термоклином и анти-термоклином). По данным рейсов нис «Профессор Штокман» (2004-2007 гг.), в июле толщина этого слоя в ЮВБ в различные годы составляет 25-50 м; он характеризуется температурой воды порядка 5-2.5 °C (минимум до 1.6 °C), солёностью 7.4-7.8 (максимум до 8.9) psu, условной плотностью 5.1-6.3 (до 7.1) кг/м<sup>3</sup> (Чубаренко и др., 2009). Осеннее выхолаживание и ветро-волновое перемешивание постепенно разрушают ХПС сверху (рис. 1, октябрь), однако его нижние слои существуют практически всю зиму.

Наличие холодных промежуточных слоёв – довольно типичная черта внутренних морей, имеющих, как и Балтика, значительную вертикальную стратификацию по солёности (см., например, по ХПС Чёрного моря (Прокопов, 2000)). Уникальность ХПС Балтики, позволяющая пролить некоторый свет на механизм его формирования, это наличие внутри него прослоек с  $T < T_{md}$  (рис. 3; см. также Kozlova et al., 2010; Козлова, 2010, Chubarenko et al., 2009; ГГ92). Физически, основная интрига заключается в том, что при переходе через  $T_{md}$ , обусловленном локальным прогревом (или охлаждением) с поверхности, сначала должно происходить перемешивание по вертикали при  $T = T_{md}$  (что в озёрах соответствует этапу «весенней» и «осенней» гомотермии (Филатов, 1983), а только потом формируется прямая (при  $T > T_{md}$ ) термическая стратификация в верхнем слое. В Балтике же воды с  $T < T_{md}$  обнаруживаются в *промежуточных слоях*, тем самым подчёркивая своё «неместное» происхождение и делая очевидным результат мезомасштабного *горизонтального* транспорта. Рассмотрим, например, рисунок 3: он представляет вертикальные профили температуры, солёности, условной плотности (сплошные чёрные кривые) и  $T_{md}(S,p)$  (пунктиром) в центральном Готландском бассейне 7 апреля 2005 г. (200 км севернее и месяц спустя по отношению профилям рисунка 1 для марта). Их структура позволяет говорить о том, что вертикальное перемешивание к концу периода охлаждения (т.е. – к середине марта в 2005 г.) достигало в этом районе глубин около 65 м, температура воды (после довольно мягкой зимы) была близка к  $T_{md}$ , солёность составляла около 7.4 psu, а условная плотность – около 5.9 кг/м<sup>3</sup>. Особенность же, очевидная на профиле температуры в слое 34-46 м, возникла позже и обусловлена действием работающих в промежуточных слоях горизонтальных изопикнических интрузий. С целью сравнения плотностей вод в центральной и прибрежной частях моря, на рис. 2 дан также профиль (серая сплошная кривая) условной плотности, соответствующий измерениям рисунка 1 (март, 90 м глубины, вблизи прибрежной зоны Куршской косы). Очевидно, что в верхних 60 метрах плотности близки, основной пикноклин в целом имеет уклон в сторону центральной части моря, а в слое 35-60 м воды Готландского бассейна даже чуть легче вод более мелких областей на траверсе Куршской косы, что делает подобный горизонтальный обмен вполне логичным, даже если не учитывать свидетельств «природного трассера» - вод с  $T < T_{md}$ .

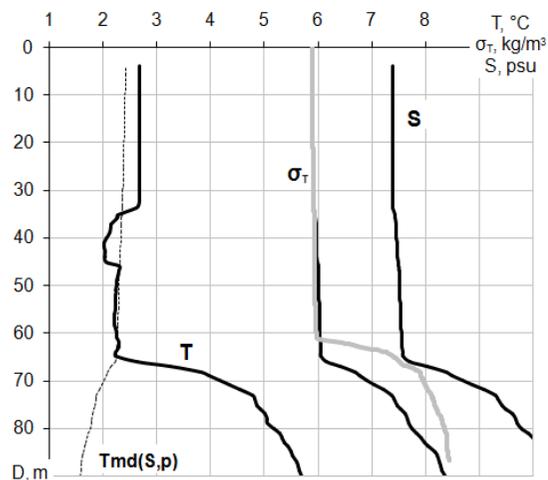


Рис. 3. Структура верхней части (90 метров) вертикальных профилей температуры и солёности 7 апреля 2005 в Готландском бассейне по данным CTD-зондирования в точке 20°3'E - 57°19'N (полная глубина – 235 м; St.TF0271b, см. рис. 5), проведённого в рейсе № 11/05/03 нис «Гаусс» (Институт исследований Балтийского моря в Варнемюнде) в рамках программы HELCOM мониторинга Балтийского моря. Приведены также рассчитанные по этим данным профили условной плотности и температуры максимальной плотности. Серым цветом, для удобства сравнения, дан и вертикальный профиль условной плотности, соответствующий температуре и солёности в марте на St.13 (рис. 1).

Важно заметить и тот факт, что солёность в верхних слоях Балтийского моря увеличивается с северо-востока на юго-запад – по мере приближения к выходу в Северное море; низкие же температуры воды обнаруживаются в зимний период у берегов по всему периметру моря. Таким образом, транспорт внутри ХПС весной в целом должен быть направлен «от мелководий – в глубокую часть» и «с юго-запада на северо-восток». В частности это значит, что воды прибрежных и шельфовых зон юго-восточной проникают в промежуточные слои центральной части Готландского бассейна.

#### Межгодовые вариации и среднемноголетние характеристики

Межгодовые вариации свойств ХПС и общей структуры вертикальной термической и солёностной стратификации в центральной части Балтийского моря (Готландская впадина) могут быть проиллюстрированы профилями на рис. 4, представляющими данные для мая месяца после зим различной суровости (Козлова, 2010): мягкой и теплой зимы 2005 года (серые кривые) и относительно холодной и ветреной зимы 2006 года (чёрные кривые).

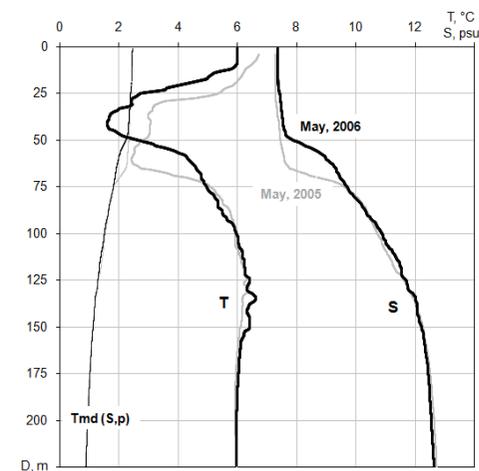


Рис. 4. Структура вертикальных профилей температуры и солёности в Готландском бассейне после зим различной суровости. По данным CTD-зондирования в точке 20°3'E - 57°19'N (St.TF0271b, см. рис. 5) 15 мая 2005 и 7 мая 2006; рейсы нис «Гаусс» (Институт исследований Балтийского моря) в рамках программы HELCOM мониторинга Балтийского моря. Приведены также соответствующие профили температуры максимальной плотности.

В целом, структура профилей схожа: верхний распреснённый и нижний более солёный слой разделены промежуточными слоями, среди которых выделяется и ХПС, содержащий в 2006 году воды с температурой значительно ниже  $T_{md}$  (до 1.6 °C). Интересно, что после холодной и ветреной зимы толщина ХПС (определённого по приведённому выше критерию) в открытой части оказалась значительно меньше (26 м), чем после относительно мягкой (45 м). Это впрямую и однозначно говорит о том, что в его формировании *вертикальное ветровое и конвективное перемешивание не играют ведущей роли*. Более того, ядро ХПС (слой с минимальной температурой воды) после мягкой зимы расположено значительно глубже (60 м против 41 м), так же как и основной пикноклин (на глубине 70 м после мягкой зимы - против 51 м после суровой). Главный пикноклин, к тому же, после мягкой зимы оказался жёстче: максимальный градиент плотности по вертикали  $(dp/dz)_{max}$  составил около 0.20 кг/м<sup>3</sup>/м против 0.13 кг/м<sup>3</sup>/м после суровой зимы. Таким образом это подчёркивает, что более эффективное перемешивание в пределах распреснённого верхнего слоя Балтики происходит именно в мягкие зимы, когда вертикальное ветро-волновое и конвективное перемешивание слабее. Следовательно, вклад горизонтального обмена внутри бассейна в сезонные вариации вертикальных профилей играть в Балтике очень существенную роль.

Результаты конкретных зондирований (рис. 1, 3, 4) не являются исключением и вполне представительны и как характеристики типичного сезонного хода, и как индикаторы важности влияния на него горизонтального транспорта. В подтверждение этому, приведём результаты анализа структуры поля температуры воды по всей Балтике по среднемесячным данным, представленным в климатической базе данных (SEBS, 2008) и полученным путём осреднения по квадрантам 1°×1° ин-

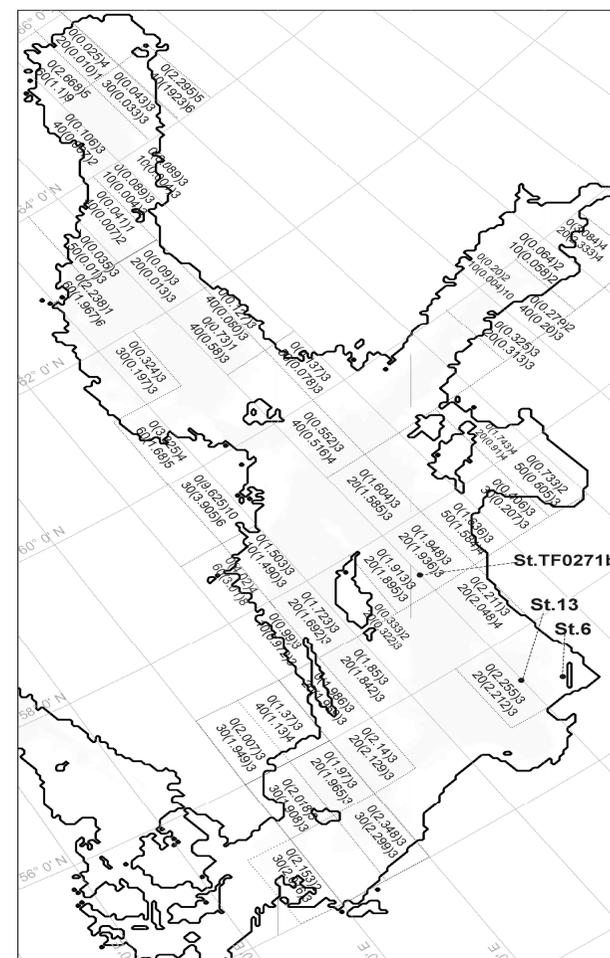
формации для данного месяца за 1952-2005 гг. На рисунке 5 приведены разбросанные по всей акватории моря квадранты, в которых, согласно климатическим среднемесячным данным, минимальная в течение года температура воды в промежуточном слое *ниже* минимальной температуры воды на поверхности в данном квадранте. Оказалось, что из общего числа 80 квадрантов ( $1^\circ \times 1^\circ$ ) всей акватории Балтийского моря такая ситуация характерна для 43 квадрантов (54%). На рисунке 5 внутри каждого квадранта приведены сами данные в формате «глубина / минимальная температура / месяц», для поверхностного и промежуточного горизонтов. Минимальные значения температуры воды на поверхности практически во всех квадрантах ниже  $T_{md}$ ; они приходятся, как правило, на февраль-март; в промежуточных слоях в открытой центральной части моря минимум может наблюдаться на горизонтах 20, 30, 40 м, и приходится, как правило, на февраль (19.5%), март (42.5%) или апрель (21%) (Козлова, 2010). Самые холодные воды промежуточных слоёв холоднее локальных поверхностных вод всего на  $0.01-0.1^\circ\text{C}$  (что всё же значительно, поскольку выражает климатическую закономерность), причём вертикальная плотностная стратификация остаётся всегда устойчивой благодаря влиянию солёности. Таким образом, температура воды в данном случае снова является трассером процесса, однозначно подтверждающим неместное происхождение вод промежуточного слоя. Важным является и то, что такая ситуация типична для всех районов Балтийского моря (см. рис. 4), и характерна для многих лет, поскольку проявляется даже при многолетнем осреднении.

Рис. 5 (ниже). Квадранты  $1^\circ \times 1^\circ$ , для которых минимальная в течение года среднемесячная температура воды на поверхности выше, чем минимальная среднемесячная температура воды в промежуточном слое (в глубокой части) или у дна (в прибрежных и мелководных областях). Данные приведены в квадрантах  $1^\circ \times 1^\circ$  в следующем формате:  $D(T)M$ , где  $D$  – глубина в метрах,  $T$  – минимальная в течение года среднемесячная температура воды на данной глубине,  $M$  – месяц, на который она приходится. Построено по среднемесячным данным климатического ряда (SEBS, 2008). Указано также положение станций, данные которых приводятся на рисунках 1-4.

#### Обсуждение результатов: влияние присутствия берегов

Вернёмся к анализу сезонного хода температуры воды в ЮВБ (рис. 1, 2) и рассмотрим его черты на основе упомянутой климатической базы данных по Балтийскому морю за 1992-2005 гг. (SEBS, 2008).

На рис. 2 приведены графики изменения среднемесячной температуры воды на горизонтах 0, 40 и 100 м в квадранте  $1^\circ \times 1^\circ$  (левый нижний угол квадранта имеет координаты 19E55N, положение см. на рис. 5). Видно, что верхний слой в холодное время года (с ноября по март) практически гомотермичен, а с апреля по октябрь значительно стратифицирован; в нижнем же слое температура воды колеблется незначительно, оставаясь близкой к  $5-6^\circ\text{C}$  в течение всего года. Амплитуда изменений температуры воды в течение года максимальна на поверхности – от  $2.3^\circ\text{C}$  в марте до  $17.8^\circ\text{C}$  в августе (SEBS, 2008).



Обсуждая вклад горизонтального обмена в сезонные изменения вертикальных профилей, особо отметим диапазон вариаций температуры в различных слоях, присутствующий в данных (SEBS, 2008) и указанный на рис. 2 соответствующими маркерами: если в нижнем слое в течение всего года изменения происходят в одном и том же коридоре ( $2-4^\circ\text{C}$ ), в верхнем слое диапазон плавно изменяется от  $3^\circ\text{C}$  в условиях гомотермии до  $9^\circ\text{C}$  при летней стратификации, то в промежуточном слое вариации ширины диапазона носят явный сезонный характер, с небольшим максимумом в марте ( $5^\circ\text{C}$ ) и очень значительным – сентябре ( $13^\circ\text{C}$ !).

Таким образом, в квадранте, находящемся на расстоянии порядка нескольких десятков (до сотни) километров от берега, температура воды в сезонном цикле оказывается максимально изменчивой не на поверхности, где максимальна годовая амплитуда её изменений, а в промежуточных слоях, что однозначно связано с

влиянием берега. Действительно, в двухслойном бассейне течения любой природы (ветровые, градиентные, конвективные), ограниченные или отклоняемые берегом, вызывают компенсационные течения именно в промежуточных слоях (рис. 6). При этом прибрежные воды, как правило, имеют температуру, отличную от температуры вод поверхностного слоя в открытой части, и, как показывают измерения в океане (например, см. (Ivanov et al., 2005)), способны распространяться вдоль своих изопикн на многие сотни километров. Наличие максимумов изменчивости именно весной (на рассмотренной глубине 40 м – в марте) и осенью (в сентябре) можно объяснить, например, влиянием каскадинга более плотных вод вдоль подводных склонов в результате весеннего прогрева (при  $T_w < T_{md}$ ) и осеннего выхолаживания (при  $T_w > T_{md}$ ), а также осенним усилением штормовых нагонов, закачивающих нагоняемые на берег воды в промежуточные слои. Эти механизмы горизонтальной адвекции приводят и к усилению вертикального турбулентного обмена, традиционно считающегося ответственным за ускорение роста температуры воды в промежуточных слоях Балтики (ГГ92).

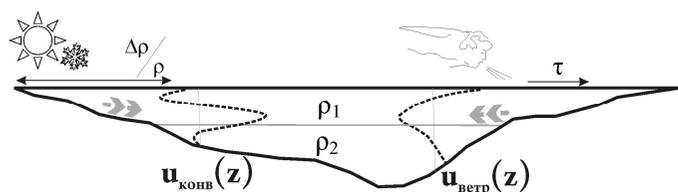


Рис. 6. Дифференциальный прибрежный прогрев/выхолаживание и ветровой нагон вызывают в мелководном двухслойном бассейне горизонтальный обмен в промежуточном слое. Приведены вертикальные профили горизонтальной скорости течения при горизонтальной конвекции (слева) и ветровом воздействии (справа), воспроизводящие аналитические решения для случая двухслойного бассейна с постоянными плотностями слоёв.

#### Заключение и выводы

Хотя непосредственное действие сезонных факторов – солнечной радиации, ветра, теплообмена с атмосферой – в глубокой части моря затрагивают главным образом верхний слой, но результирующая реакция на эти изменения в относительно мелком и ограниченном берегами бассейне оказывается довольно сложной. В собственно Балтийском море отношение характерных вертикального и горизонтального масштабов имеет порядок  $10^{-4}$ , а ширина шельфа (20-70 км) составляет заметную часть полной ширины моря (~200-300 км). Поэтому влияние течений, отклоняемых берегом или рождаемых его присутствием, прослеживается на особенностях вертикальной термохалинной структуры на всей акватории, включая самые глубоководные части моря.

Главным образом, влияние горизонтального транспорта внутри чаши моря на вертикальную стратификацию вод в его глубокой части сказывается в промежуточных слоях, что обусловлено фоновой двухслойной стратификацией эстуарийного типа. Холодный промежуточный слой в глубоководных частях Балтики, минимальная температура вод в котором ниже, чем минимальная в течение года температура на поверхности в данном месте, есть проявление этого горизонтального транспорта. Анализ поля плотности говорит о том, что мезомасштабный транспорт, в целом следующий расположению изопикн, направлен в промежуточных слоях «от мелководий – в глубокую часть» и «с юго-запада на северо-восток».

Наличие вод с температурой ниже температур максимальной плотности, не только подтверждает существенное влияние горизонтального обмена, но и позволяет оценить его скорость и эффективность. Так, наиболее холодные воды (имеющие температуру ниже температуры максимальной плотности) отмечаются у побережий собственно Балтийского моря в марте; уже в апреле их присутствие в виде прослойки толщиной порядка 10 м (рис. 3), а в мае – 20 м (рис. 4) очевидно в центре Готландского бассейна. Таким образом, скорость продвижения этих вод от берегов – вдоль изопикн – в глубокую часть имеет порядок  $(100 \div 200 \text{ км}) / 1 \text{ месяц} \sim 4-7 \text{ см/с}$ , что хорошо согласуется с характерными значениями скоростей, измеряемых в промежуточных слоях (ГГ92). Минимальная эффективность вклада горизонтального транспорта составляет 10 м толщины слоя в глубокой части центрального бассейна за месяц, что эквивалентно 2.2 м / неделю. Эта оценка даёт минимальное значение горизонтального транспорта, так как учитывает только фактическую (результующую) толщину слоя с  $T < T_{md}$ , хотя она была очевидно уменьшена по мере продвижения вод процессами вертикальной диффузии тепла, внутрислойной конвекции на границах (при  $T = T_{md}$ , см. (Chubarenko, Demchenko, 2010)) и повышенной турбулентностью в поверхностном слое. Она неплохо согласуется с оценкой эффективности горизонтальной конвекции в условиях осеннего каскадинга с шельфа и склонов центральной части Балтийского моря – слой толщиной около 1 м формируется за 1 неделю (Chubarenko, Demchenko, 2010). Взятые вместе, эти оценки позволяют предположить примерно равный вклад ветрового воздействия и горизонтального обмена конвективной природы (рис. 6) в транспорт в промежуточных слоях Балтики.

#### Благодарности

Для анализа использованы (1) среднемесячные данные по температуре и солёности (с шагом 10 м по вертикали) за 1952-2005, собранные Институтом исследований Балтийского моря (Варнемюнде, Германия) и усреднённые по одноградусным квадратам акватории Балтийского моря, опубликованные на CD-диске в виде приложения к книге (SEBS, 2008); (2) данные Института исследований Балтийского моря, полученные в Готландской впадине в 2005 и 2006 гг. в рамках программы мониторинга HELCOM (любезно предоставлены доктором Р.Файстелем); (3) данные ООО Лукойл-Калининградморнефть, полученные в 2005 г. в ходе программы производственного экологического мониторинга Кравцовско-го нефтяного месторождения (предоставлены Д.В.Дороховым). Авторы считают своим долгом выразить искреннюю признательность и упомянутым организациям, и тем коллегам, кто получал эти данные в рейсах, систематизировал их и сохранил в базах данных.

Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 10-05-00540\_a, 10-05-00446\_a, 10-05-00472-а и 10-05-90726\_моб\_ст.

#### Литература

1. Бычкова И.А., Викторов С.В., Лосинский В.Н. 1987. Структура прибрежных фронтов Балтийского моря по данным спутниковых снимков в инфра-красном диапазоне. Тез. III Конгр. сов. океанограф. С. 64-65.
2. Гидрометеорология и гидрохимия шельфовых морей СССР. Том III. Балтийское море. Л., Гидрометеиздат, 1992. 450 стр.

3. Демченко Н.Ю. 2008. Исследование структуры и динамики термобара в пресных и солоноватых водоёмах. Автореф. дис. на соиск. ст. к.ф.-м.н. Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва. 24 стр.
4. Козлова О.И. 2010. Характеристики холодного промежуточного слоя в центральной части Балтийского моря после зим различной суровости. *Исслед. в России*. Стр. 149-158. <http://zhurnal.gpi.ru/articles/2010/010.pdf>.
5. Науменко М.А. 1998. Закономерности пространственно-временной изменчивости термических процессов в крупных димиктических озерах. Автореф. дис. на соиск. степ. д-ра геогр. наук. СПб. 38 с.
6. Прокопов О.И. 2000. Формирование структуры холодного промежуточного слоя в Чёрном море. *Метеор. и гидрология*. №5. С.76-85.
7. Филатов Н.Н. 1983. *Динамика озёр*. Ленинград: Гидрометеоздат. 165 с.
8. Чубаренко И.П., Демченко Н.Ю. Лабораторное моделирование структуры термобара и связанной с ним циркуляции в бассейне с наклонным дном. *Океанология*, **48**(3), 2008, 349-361.
9. Чубаренко Н.Б., Щука С.А., Чубаренко И.П. 2009. Характеристика термохалинной структуры вод и холодного промежуточного слоя Балтийского моря. 52-ая Научная конференция МФТИ. 27-30 ноября 2009, Долгопрудный, Россия. Стр. 76-79.
10. Шимараев М.Н., Гранин Н.Г. 1991. Температурная стратификация и механизм конвекции в озере Байкал. *ДАН*. Т. 321. № 2. С.381-385.
11. Chen, C.T.A., Millero, F.J. 1977. The use and misuse of pure water PVT properties for lake waters. *Nature*, **266**: 707-708.
12. Chubarenko I.P., Kozlova O.I., Sachenko L.S. 2009. Probable response of the Baltic sea Cold Intermediate Layer to climate warming: field data analysis and numerical modeling. Abst. Int. Conf. Environmental and socio-economic response in the southern Baltic region». Szczecin, Poland, 25-28 May 2009: 31-32.
13. Chubarenko I.P., Demchenko N.Y. 2010. On contribution of horizontal and intra-layer convection to the formation of the Baltic Sea cold intermediate layer. *Ocean Sci.*, **6**(1), 285-299, <http://www.ocean-sci.net/6/285/2010/os-6-285-2010.html>.
14. Golenko M.N., Golenko N.N., Shchuka S.A. Observations and Modelling of Frontal Zones in the South-East Baltic. Proc. Int. Conf. "Fluxes and Structures in Fluids: Physics of Geospheres", 23-27 June, 2009. 142-148.
15. Ivanov V.V., Shapiro G.I., Huthnance J.M., D.L.Aleynik, P.N.Golovin. 2004. Cascades of dense water around the world ocean. *Progress in Oceanography*, **60**(1):47-98.
16. Kahru, M., Häkansson, B. and O. Rud. 1995. Distributions of the sea-surface temperature fronts in the Baltic Sea as derived from satellite imagery. *Cont. Shelf Research*. V.15. issue 6. 663-679.
17. Kozlova O.I., Chubarenko N.B., Chubarenko I.P. 2010. Characteristics of the Baltic Sea Cold Intermediate Layer on the base of field data. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 12, EGU2010-12772, 2010.
18. *State and Evolution of the Baltic Sea, 1952–2005. A Detailed 50-year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment*. 2008. Edited by: Feistel, R., Naush, G., and Wastmund, N., J. Wiley & Sons. 704 p.

## ТРАНСПОРТ ПРИМЕСЕЙ В СИСТЕМЕ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ТЕЧЕНИЙ В ВОЛХОВСКОЙ ГУБЕ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

Шейнкман Е.Л., Самолюбов Б.И., Иванова И.Н., Будников А.А., Авилкин И.А.

*Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова*

Представлены результаты исследований распределений скорости течений и параметров состава воды в Волховской губе Ладожского озера. Выявлена структура системы течений, которая включает речную струю, потоки, вызванные внутренними сейшми и притоком вод открытого озера. Обнаружена блокировка струи речных вод притоком вод открытого озера. Установлено, что профили скорости по математической модели для системы течений согласуются с экспериментальными. Выявлены противоположно направленные ячейки циркуляции на промежуточных глубинах и у дна. Показано, что блокировка и циркуляция струи речных вод в заливе приводят к сохранению примесей, поступающих из реки в губу.

### ВВЕДЕНИЕ

Диффузия взвеси, растворенных солей и газов в стратифицированных течениях нередко связана с комплексным воздействием внутренних волн и турбулентного обмена на энерго- и массоперенос. Внутренние волны в крупных озерах характеризуются периодами, изменяющимися от значений порядка нескольких минут до месяца (для внутренних сейш). Возникающие при этом структуры течений с придонными, приповерхностными потоками и промежуточными струями, которые могут участвовать в циркуляционных движениях, достаточно полно интерпретируются теоретически лишь с учетом динамики внутренних волн. Подобная система течений была обнаружена авторами при расшифровке результатов комплексных исследований распределений параметров течений и состава воды в Волховской губе Ладожского озера (август 2009 г.). Цели данной работы: анализ структуры обнаруженной системы течений, выявление закономерностей ее развития и влияния на перенос примесей.

### Объект и методика исследований

Характеристики крупнейшего в Европе Ладожского озера и конкретно Волховской губы приведены в [1, 2]. Исследования проводились экспедицией физического факультета МГУ с борта НИС «Эколог» ИВПС КарНЦ РАН в августе 2009 г. Регистрировались профили вектора скорости течения  $U$ , температуры  $T$  и электропроводности воды  $S_k$ , концентраций кислорода  $O_2$  и взвеси  $S$ . Применялся зонд RCM 9 (Aanderaa) с доплеровским регистратором скорости, датчиками  $T$ ,  $S_k$ ,  $O_2$  и  $S$ . Точности измерений  $U$ ,  $T$ ,  $S_k$ ,  $O_2$  и  $S$ : 0,5 см/с, 0,02°C, 0,02 мСм/см, 0,25 мг/л и 0,4 NTU.

### Структуры полей скорости течения и параметров состава воды

В ходе этих исследований обнаружена трехслойная структура течений, вызванных внутренними сейшми Волховской губы. При анализе результатов проведено их сопоставление с расчетными полями течений в озерах Ладожском и Констанс (Германия) [6, 7], а также с данными исследований в озерах Бабин Лэйк (Канада) и Лох-Несс (Шотландия) по структурам полей температуры течения [7, 8].

В поле скорости выделяется струя Волховских вод, а над и под ней течения вод из открытого озера в губу (рис. 1).

На распределении электропроводности воды  $C$  по глубине и во времени на центральной вертикали разреза в зоне действия струи имеет место область с повышенными значениями (рис. 2). На расстоянии более 25 км от начала разреза направление течения по всей глубине соответствует вторжению вод открытого озера.

Подобные стгонно-нагонные процессы, нередко имеющие сезонный характер и сопровождающиеся затоплением берегов, типичны для Ладожского озера в данный период (середина августа 2009 г.) [1]. Именно этот макромасштабный (порядка масштабов бассейна) колебательный процесс приводит к образованию динамического барьера, блокирующего продвижение струи Волховских вод в открытое озеро. Тем не менее, струя не затухает, а как показано ниже в данной работе участвует в циркуляционном движении, охватывающем юго-восточную часть залива.

Измеренные профили скорости на разрезе в Волховской губе (рис.3) удовлетворительно согласуются с теоретическими распределениями рассчитанными по модели, аналогичной применявшейся в работе [5].

В модели используются аналитические решения уравнений Рейнольдса для течения, вызванного внутренними сейшми, по [3], и для стратифицированной струи по [4], имеющие вид

$$U(z)_w = A \exp\left(\frac{\gamma}{2} z\right) \cdot \cos k_x (x + x_0) \cdot \left(\frac{\gamma}{2k_x} \cos k_z z - \frac{k_z}{k_x} \sin k_z z\right) \cdot (-\omega \sin(\omega t + \phi_0)), \quad z = z_u \div H \quad (1)$$

$$U_j(z) = U_F + \Delta U_m f_u(\xi), \quad (2)$$

$$c_w = (g(H-h)h) \frac{\Delta \rho_3}{H \rho}^{1/2} \quad (3)$$

$$k_{zi} \cong C_{kw} \cdot n_m N \cos \theta / c_w \quad (4)$$

Здесь,  $U(z)_w$  - волновая составляющая профиля скорости,  $k_z$  - вертикальное волновое число,  $U_j(z)$  - скорость струи,  $U_F$  - скорость течения вод, окружающую струю,  $\Delta U_m$  - разность максимальной скорости струи и фоновой  $U_F$ ,  $f_u(\xi)$  - безразмерное распределение скорости в струе,  $\xi$  - универсальная ордината для струйного течения [4];  $c_w$  - фазовая скорость внутренних волн для двухслойной стратифицированной жидкости,  $H$ -глубина,  $h'$  - глубина термоклина,  $\Delta \rho$  - разность плотностей между слоями,  $n_m$ - номер моды,  $N$ - частота Вайсяля-Брента,  $\cos \theta$  - угол наклона вектора волнового числа по отношению к горизонтальной плоскости.

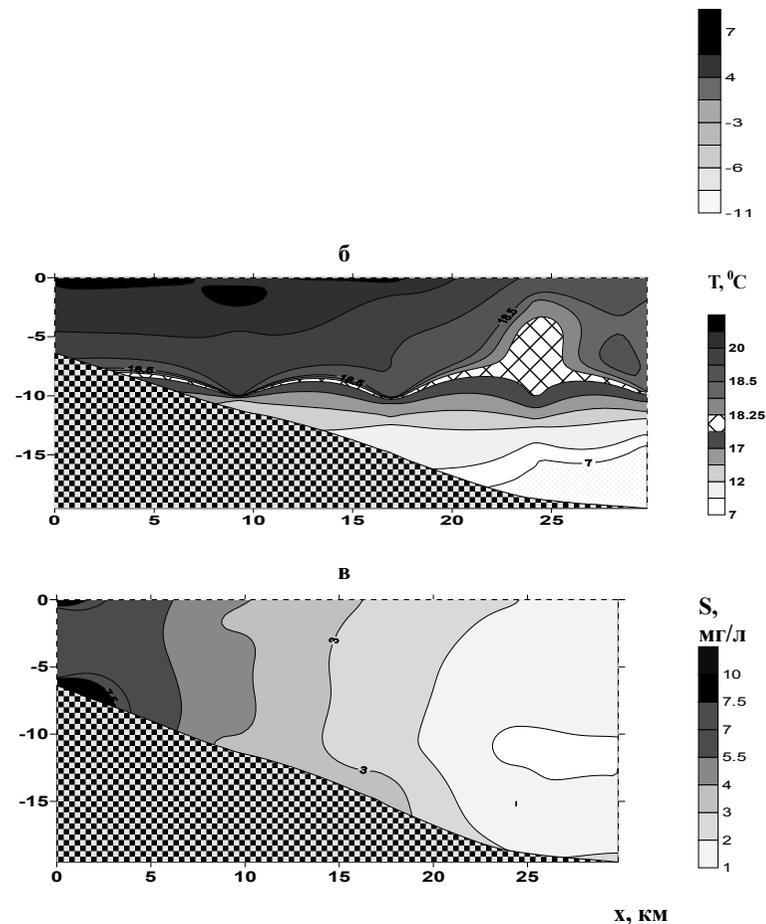
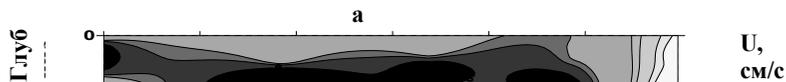


Рис. 1. Распределения по глубине и вдоль по заливу а – скорости течения  $U$ , б – температуры воды  $T$  и в – концентрации взвеси  $S$ .

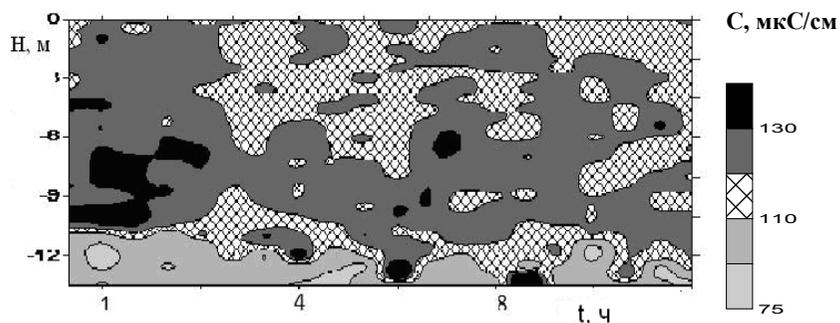


Рис. 2. Распределение электропроводности воды  $C$  по глубине и во времени на центральной вертикали разреза.

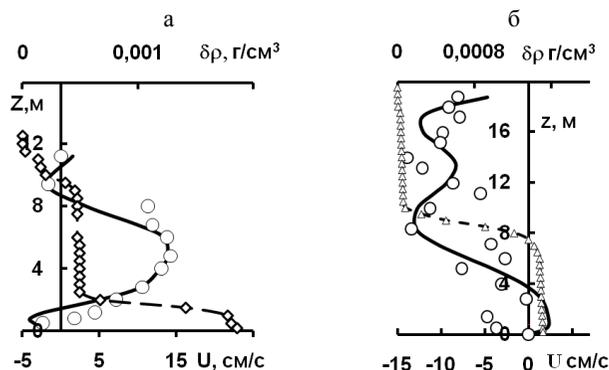


Рис. 3. Профили скорости течения  $U_N$  и изменения плотности воды  $\delta\rho$  с глубиной а - в зоне распространения струи и б - в области волнового барьера (блокировки струи нагонным потоком из открытого озера).

Получены данные о трехмерной структуре этих течений, включающей направленные в противоположные стороны ячейки циркуляции в придонном слое и в промежуточной внутритермоклинной струе.

#### Структура течений на акватории залива

На основании проведенной плановой съемки на акватории восточной части залива от устья реки Волхов до выхода из губы по 14-ти вертикалям удалось выделить ячейки циркуляции на промежуточных глубинах (4-6 м) и у дна (0,5-1 м над уровнем дна). Выделенные ячейки, представленные на рис.4, характеризуются противоположными направлениями циркуляций. Струя, обходящаяся выше, развивается в левой (западной) ветви ячейки, расположенной на промежуточных глубинах. Правая ветвь этой циркуляции проходит на мелководье в прибрежной зоне. Придонная циркуляция, по-видимому, представляет собой компенсационное течение по отношению к верхней ячейке. При таком характере движения вод примеси, поступающие из реки Волхов остаются в заливе и не распространяются в от-

крытое озеро. Это приводит к эвтрофированию и, соответственно, к интенсивному цветению вод, которое наблюдалось нами в период измерений.

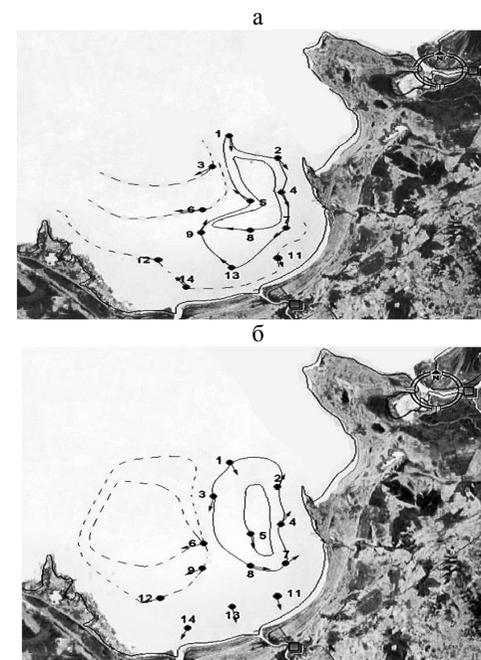


Рис. 4. Ячейки циркуляции на акватории залива а – в зоне действия струи и б – в придонном слое. Номера соответствуют вертикалям зондирования плановой съемки, стрелки – векторам скорости течения.

#### Основные результаты

1. Выявлена структура системы течений в заливе, которая включает речную струю, течения, вызванные внутренними сейшми, и сгонно-нагонный приток вод открытого озера (по результатам измерений в Волховской губе). Обнаружена блокировка затопленной струи речных вод встречным притоком вод открытого озера.
2. Установлено, что профили скорости по предложенной авторами модели для системы течений согласуются с экспериментальными.
3. Выявлены противоположно направленные ячейки циркуляции на промежуточных глубинах и у дна.
4. Обнаруженная блокировка и циркуляция струи речных вод в заливе приводят к сохранению примесей, поступающих из реки, в губу. В итоге имеет место эвтрофирование с интенсивным цветением вод.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 08-05-00574).

## Литература

1. Астраханцев Г.П., Меншуткин В.В., Петрова Н.А. Руховец Л.А. Моделирование экосистем больших стратифицированных озер. Наука. СПб. 2003. 362 с.
2. Науменко М.А., Авинский В.А., Барбашова М.А. и др. Современное экологическое состояние Волховской губы Ладожского озера // Экол. химия. 2000. Т. 9. Вып. 2. С. 90–105.
3. Прандтль Л. Гидроаэромеханика // Москва – Ижевск, 2000. 572 с.
4. Самолубов Б. И. Плотностные течения и диффузия примесей. М.: Изд. ЛКИ (УРСС). 2007. 352 с.
5. Самолубов Б.И., Литвинов Е.А. Массообмен в озерном заливе при наличии придонного течения и внутренних сейш. Физические проблемы экологии. М.: МАКС ПРЕСС. 2008. № 15. С. 344 – 351.
6. Jochen Appt, Jörg Imberger, Helmut Kobus. Basin-scale motion in stratified Upper Lake Constance. Limnol. Oceanogr., 2004, 49(4), 919–933.
7. Farmer, D. F.. Observation of long nonlinear waves in a lake. J. Phys. Oceanogr. 1978. 8: 63–73.
8. Thorpe S. A., Hall A. The internal surge in Loch Ness. Nature. 1972. 237: 96–98.

## СЕЙСМИЧНОСТЬ ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА

Шрейдер Ал. А.

ООО «НИИгазэкономика»

## ВВЕДЕНИЕ

Глубоководная котловина Черного моря характеризуется пологим дном с максимальными глубинами около 2.2 км. Эта единая абиссальная равнинная область имеет размеры до 150 км по широте на 350 км по долготу. Крутые склоны с углами наклона до 15° и более отделяют глубоководную котловину от шельфовых районов, лежащих на глубинах 0.1-0.2 км.

На побережье Черного моря располагаются населенные пункты, играющие большую роль в хозяйственном балансе стран черноморского бассейна и объекты массового отдыха. К важным народнохозяйственным сооружениям можно отнести платформы шельфовой нефте- и газодобычи, порты и гавани, а так же расположенные в прибрежной зоне промышленные предприятия. Так, недавно возведенный по проекту «Голубой поток» газопровод Россия (Джубга)-Турция (Самсун) частично проходит по дну, а его терминалы находятся на побережье Черного моря. Новый проект «Южный поток» предполагает, что морской участок газопровода пройдет в широтном направлении по дну Черного моря – от российской компрессорной станции «Береговая» до побережья Болгарии. Общая протяженность черноморского участка составит около 900 километров, а максимальная глубина – более двух километров.

Известен план газопровода Крым – Турция, где часть газопровода должна пересекать центральную часть моря, а его терминалы должны расположиться на южном берегу Крыма и к западу от турецкого города Самсун. В настоящее время планируется строительство новых портов на российском побережье Черного моря.

Тем самым, изучение сейсмичности, представляющей собою главное звено современного геодинамического статуса Черноморского региона, представляется весьма актуальной задачей, имеющей научное и практическое значение. Этому посвящено содержание настоящей статьи.

Отсутствие в ряде публикаций, посвященных сейсмичности черноморского региона, сведений о том, по какой шкале определялась сила землетрясения, а также каким образом были рассчитаны магнитуды, анализируемые в конкретной работе, затрудняет сравнительный анализ и компиляцию этих величин из различных работ разных лет.

Материалы базы данных [seismology.harvard.edu/cmtsearch.html] позволяют преодолеть указанные затруднения. Каталог землетрясений Национального центра информации о землетрясениях Геологической службы США [neic.cr.usgs.gov/neis/epic/epic.html] дополняет и развивает указанную базу. В связи с этим именно последний каталог используется в настоящей работе. С целью исследования пространственной картины распределения очаговых зон нами по данным вышеуказанного каталога были проанализированы землетрясения в интервале 40° - 47° с.ш. 25° - 45° в.д. Исследовались послойные распределения землетрясений в интервале 0-400 км.

Для Черного моря в каталоге [neic.cr.usgs.gov/neis/epic/epic.html] приведены сведения о землетрясениях с магнитудой  $m_b$  большей 3.5 (исключая западный турецкий шельф, для которого приведены сведения об очагах с магнитудами  $m_b$  менее 3.5). В Черном море фиксируются и более слабые землетрясения [например, Чекунов и др., 1994; Паталаха и др., 2003; Ковачев и др., 2003; Лобковский и др., 2005 и др.]. Материалы по ним в рамках используемого каталога отсутствуют и в настоящем анализе не участвуют. При анализе сейсмичности акватории, прилегающей к российскому сектору Черного моря, наряду с вышеуказанным каталогом [neic.cr.usgs.gov/neis/epic/epic.html] нами использовался региональный турецкий сейсмологический каталог, опубликованный департаментом сейсмологии института землетрясений Турции [www.koeri.boun.edu.tr/seismo] и региональный греческий сейсмологический каталог, опубликованный Институтом геодинамики Национальной обсерватории Афин [www.egelados.gein.noa.gr/services/cat.html]. Сведения из этих каталогов были дополнены данными оригинального регионального каталога сейсмичности крымско-кавказского региона, составленного на Физическом факультете МГУ В. Б. Смирновым по многочисленным данным сейсмологических обсерваторий СССР и СНГ и любезно предоставленными им автору для использования. Сводный каталог для интервала 43°-46° с.ш. 32°-41° в.д. содержит более 1000 записей за период до 2006 г., из которых многие слабомагнитудные (хотя часто отсутствуют сведения о том, в рамках какой шкалы проведены расчеты магнитуд). Всего в исследовании приняло участие 11896 событий, произошедших с 1973 г., из которых 42 землетрясения относятся к глубоководной котловине Черного моря.

Для достижения единообразия при изложении материала в рамках настоящей работы данные о магнитуде землетрясений приводятся (в том случае, если они рассчитаны) в баллах по шкале Гуттенберга ( $m_b$ ), сила землетрясений приведена в баллах по шкале MSK-1964.

В черноморском регионе очаги землетрясений распределены неравномерно не только в плане, но и по глубине. Во внутренней части Черноморской впадины

сейсмическая активность черноморской плиты гораздо ниже, чем в ее пограничных районах, а магнитуды землетрясений не превышают величины 4.5 и, в основном, сосредоточены в интервале 3.5 - 4.5. Данный диапазон магнитуд соответствует магнитудному классу E с выделением энергии [Лобковский и др., 2004] порядка  $10^{17}$  эрг и возможными скоростями смещений менее 0.1 см/с.

Распределение очагов землетрясений на рисунках 1-5 в настоящей работе приведено по данным регионального каталога В.Б. Смирнова (светлые кружки), дополненного сведениями (темные кружки) из каталогов [[www.seismology.harvard.edu/cmtsearch.html](http://www.seismology.harvard.edu/cmtsearch.html); [www.egelados.gein.noa.gr/services/cat.html](http://www.egelados.gein.noa.gr/services/cat.html); [www.neic.cr.usgs.gov/neis/epic/epic.html](http://www.neic.cr.usgs.gov/neis/epic/epic.html); [www.koeri.boun.edu.tr/seismo/](http://www.koeri.boun.edu.tr/seismo/)]. Кружки малого размера соответствуют землетрясениям с магнитудой 3-4, а кружки большого размера соответствуют сейсмическим событиям с магнитудой более 4.

Анализ гипоцентров свидетельствует о наличии двух основных интервалов существования очагов землетрясений. Эти интервалы имеют вертикальную мощность 3-4 км. Они отделены от земной поверхности, разделены между собой и подстилаются многокилометровой сейсмически не активной толщей пород, относящихся к коре и верхней мантии.

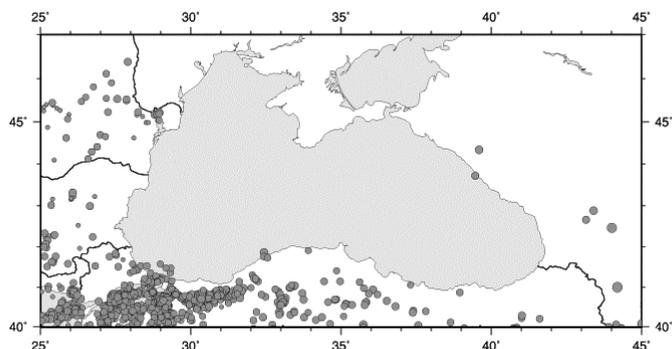


Рис.1. Распределение очагов землетрясений в интервале глубин 0-9км. Условные обозначения и литературные ссылки, единые для рисунков 1-5, приводятся в тексте настоящей работы.

Выше глубин 9 км землетрясения внутри котловины Черного моря практически отсутствуют (рис.1).

Первый интервал - этаж соответствует глубинам, близким к 10 км ниже уровня моря (рис.2). Формально, согласно указанным в тексте настоящей работы каталогам, очаги сосредоточены в интервале 9-11 км.

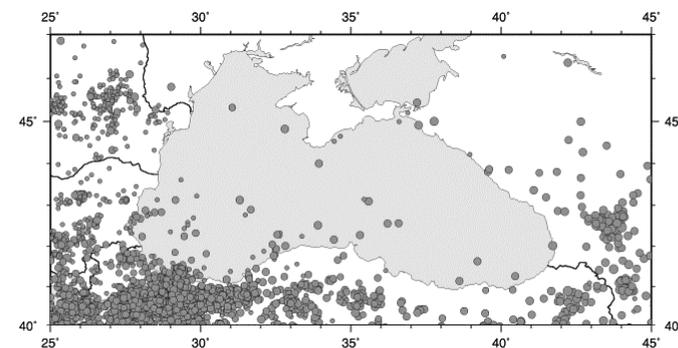


Рис.2. Распределение очагов землетрясений в интервале глубин 9-11 км.

Большинство гипоцентров сосредоточено на западе и юго-западе региона, в то время как на востоке их число в 2-5 раз меньше.

На интервал 11-32 км в области Черного моря приходится менее десятка землетрясений. Практически все они сосредоточены в его периферических районах (рис. 3).

Второй интервал - этаж соответствует глубинам, близким к 33 км (рис.4) Формально, согласно указанным в тексте настоящей работы каталогам, очаги сосредоточены в интервале 32-34 км ниже уровня моря.

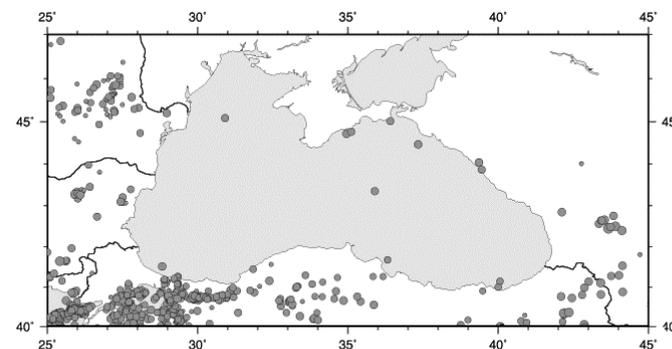


Рис.3. Распределение очагов землетрясений в интервале глубин 12-32 км.

При этом в области черноморской котловины находится около 30 гипоцентров (рис.4).

В области дельты Дуная гипоцентры часто относятся как первому, так и ко второму этапам сейсмической активности. На востоке региона в области Рионской впадины гипоцентры также относятся к первому и второму этапам.

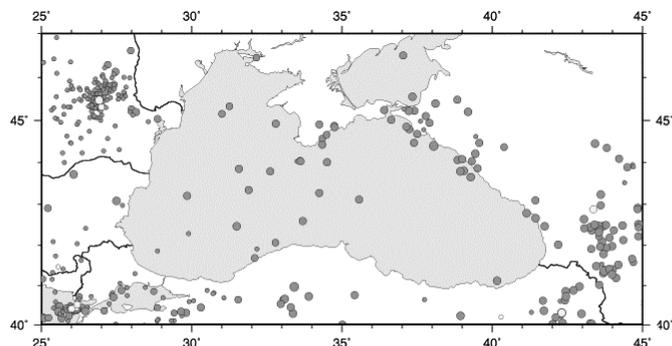


Рис.4. Распределение очагов землетрясений в интервале 32-34 км.

В прибрежной части района Сочи – Очамчиры гипоцентры принадлежат первому этапу, а далее от берега очаги принадлежат второму этапу и испытывают дальнейшее заглубление.

Глубже второго этажа (формально глубже 34 км) в пределах мантии Черного моря отмечены 4 очага, а в окружающих акваторию континентальных районах очагов землетрясений больше и они распределены до 100 и более километров (рис.5). При этом распределение гипоцентров обнаруживает тенденцию к расширению асейсмичной области на этих глубинах в стороны (в основном, на юг, запад и восток) от Черного моря с увеличением глубины очагов.

Совместное рассмотрение данных о сейсмичности черноморского региона, представленных на рисунках 1-5 позволяет прийти к заключению, что пространственно очаги формируют региональную асимметричную структуру колокольного типа. Внутренне пространство колокола асейсмично. Вершина асейсмичного пространства соотносится с котловиной Черного моря и достигает вверх глубин второго этажа (формально 32-34 км).

Восточный и западный края асейсмичного пространства заглублены в стороны от погребенной котловины Черного моря до 200 и более километров и отстоят от центральной части погребенной котловины до 500 км. Южный и северный края заглублены до 70 км и отстоят от центральной части погребенной котловины на 300 и 100 км, соответственно. Полученный результат является дальнейшим развитием имевшихся ранее представлений о пространственной структуре сейсмичности черноморского региона, изложенных в [Чекунов и др., 1994; Паталаха и др., 2003 и др.].

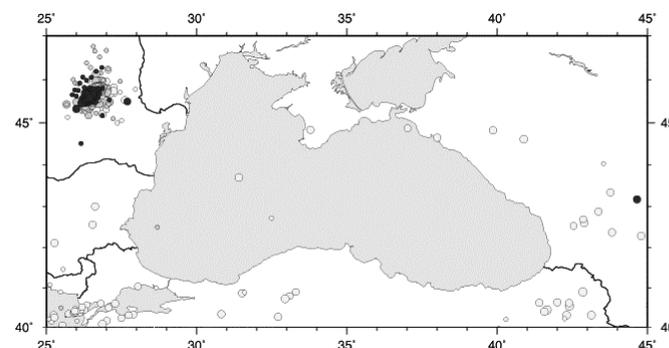


Рис.5. Распределение очагов землетрясений в интервале глубин 34-300 км.

Наряду с обозначенной региональной особенностью поведения сейсмичности в регионе Черного моря выявляются и более локальные неоднородности в распределении асейсмичных областей в регионе. Асейсмичное пространство между первым и вторым этажами имеет вертикальную мощность около 20 км. Формально, согласно используемым в тексте настоящей работы каталогам землетрясений, ему соответствует интервал между 11 и 32 км ниже уровня моря. Асейсмичное пространство вытянуто на 800 км по долготе и на 400 км по широте, при этом его центральная область соответствует по положению черноморской котловине, в которой в указанном интервале глубин лежит консолидированная кора и верхняя часть мантии.

Асейсмичное пространство выделяется и выше первого этажа (мельче 9 км глубины). Оно вытянуто на 600 км по долготе и на 300 км по широте, при этом его центральная область соответствует по положению погребенной котловины, в которой в указанном диапазоне глубин залегают значительные мощности осадков.

Важнейшей особенностью распределения асейсмичных пространств является существование сквозных (достигающих дна моря) окон связывающих по вертикали все три асейсмичных пространства между собой. Плановая конфигурация главного сквозного окна и совпадает с границами современной наиболее глубоководной области Черного моря.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ мировых баз сейсмических данных позволяет выделить в Черном море два этапа концентрации очагов землетрясений. Верхний этаж приурочен к базальному слою осадков и верхам консолидированной коры. Нижний этаж приурочен к низам коры и верхам мантии.

Асейсмичное пространство в черноморском регионе имеет сложную конфигурацию в пространстве. На глубине оно формирует асимметричную структуру колокольного типа с вершиной на уровне нижнего этажа сейсмичности в погребенной котловине Черного моря. Между нижним и верхним этапами сейсмично-

сти оно имеет под Черным морем конфигурацию квазиплоского слоя. Над верхним этажом оно имеет вогнутую вниз линзообразную форму. Плановая конфигурация сквозных окон связывающих все три асейсмичных пространства между собой в Черном море является основой для выделения современной наиболее консервативной области глубоководной котловины Черного моря.

### Литература

1. Гарвардский сейсмологический каталог. [www.seismology.harvard.edu/cmtsearch.html](http://www.seismology.harvard.edu/cmtsearch.html)
2. Греческий сейсмологический каталог. [www.egelas.gein.noa.gr/services/cat.html](http://www.egelas.gein.noa.gr/services/cat.html)
3. Землетрясения в Турции. [www.koeri.boun.edu.tr/seismo/](http://www.koeri.boun.edu.tr/seismo/)
4. Каталог землетрясений. [www.neic.cr.usgs.gov/neis/epic/epic.html](http://www.neic.cr.usgs.gov/neis/epic/epic.html)
5. Ковачев С.А., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Детальные сейсмологические наблюдения на центральном участке шельфа и континентального склона северо-восточной части Черного моря с помощью донных станций // Изв. РАН. Физ. Земли. 2003. №1. С. 21-27.
6. Лобковский Л.И., Левченко Д.Г., Леонов А.В., Амбросимов А.К. Геоэкологический мониторинг морских нефтегазовых акваторий. М.: Наука. 2005, 326с.
7. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный Мир. 2004. 612с.
8. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Прогноз УВ и сейсмоопасности. Киев. ЕМКО. 2003. 226с.
9. Чекунов А.В., Пустовитенко Б.Г., Кульчинский В.Е. Сейсмичность и глубинная тектоника Черноморской впадины и ее обрамления // Геотектоника. 1994. № 3. С. 44-48.

### О СВЯЗИ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ С СЕЙСМИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ

Максимочкин В.И., Версан Т.А.

*Московский Государственный Университет имени М.В.Ломоносова*

#### Введение

Землетрясение представляет собой одно из грозных природных явлений, оказывающих значительное влияние на экологию в целом и среду обитания человека, в частности.

Несмотря на значительный прогресс сейсмологии, поиску несейсмических предвестников землетрясений в научной литературе уделяется достаточно большое внимание. В основном, исследования направлены на анализ вариаций геофизических полей, генерируемых при накоплении напряжений в горной породе и на различных этапах ее разрушения.

Было установлено [Гохберг и др., 1982; Неновски и др., 2004; Сурков, 2000], что во время землетрясения и даже до его начала могут возбуждаться слабые пе-

ременные электромагнитные поля в частотном диапазоне от единиц Гц до десятков килогерц. В качестве предвестников землетрясения авторами [Гохберг и др., 1995] предлагается использовать аномальное поведение электромагнитного излучения Земли, связанное с усилением интенсивности механоэлектрических преобразователей различной природы.

Сверхнизкочастотное электромагнитное излучение (СНЧ ЭМИ), как показано в работах [Крылов и др., 1990, 1995], также может быть использовано для контроля тектонической активности геологической среды и для прогноза землетрясений.

Процесс подземного разрушения может сопровождаться геомагнитными возмущениями. Согласно [Сурков, 2000], это может быть обусловлено тем, что раскрывающиеся трещины излучают акустические волны. Движение проводящих слоев Земли в геомагнитном поле приводит к генерации токов и геомагнитным возмущениям, каждая трещина представляет собой эффективный магнитный диполь, направленный противоположно вектору индукции геомагнитного поля, все диполи оказываются сонаправленными, происходит «когерентное усиление» сигнала.

Ещё одним направлением в части изучения механизма возникновения краткосрочных предвестников землетрясений является исследование связи между процессами в литосфере Земли и возмущениями ионосферы, и в частности, влияние вариаций электрического и гравитационного полей в районе очага землетрясения на состояние ионосферы и связанные с этими процессами вариации геомагнитного поля. Как было отмечено в работах [Сорокин и др., 2002; Лантухов, 2002.; Pulinetz et al. 1998], перед началом землетрясения и во время сейсмического процесса происходит усиление квазистатического электрического поля, обусловленное изменением структуры земной коры. Это электрическое поле проникает на высоты ионосферы и может оказывать влияние на вариации электронной концентрации в E и F-областях ионосферы. В работе [В.П. Иванов и др., 2004] также сообщалось, что непосредственно в день землетрясения 21.09.2004 в Калининградской области практически все ионосферные параметры foF2, foE, foEs испытывали квазипериодические временные вариации. Авторы связывают этот эффект с распространением акустико-гравитационных волн от очага землетрясения на высоты ионосферы. До землетрясения наблюдались пониженные значения параметра foE 19 сентября в утреннем секторе и небольшое возрастание, на ~ 0.2 МГц, в дневные часы 20 сентября, что может быть связано с ростом геомагнитной активности. Непосредственно во время землетрясения во временном ходе foE были видны квазипериодические вариации с амплитудой ~ 0.1 МГц и сильное уменьшение foE через час после толчков. Согласно работам [Фаткуллин и др., 1988; Пулинец и др., 2004] за несколько дней до землетрясений могут наблюдаться заметные отклонения foF2 от средних значений, а непосредственно после толчка - наблюдается отрицательное возмущение. За несколько дней до землетрясения возрастает вероятность наблюдения слоя Es и foEs. [Tadanori, 2000; Liperovski et al., 1992]

Как следует из литературы, геомагнитные бури также можно использовать в качестве одного из предвестников землетрясения. Так, например, в работе [Сергеева и др, 2009] отмечается тенденция увеличения числа землетрясений после геомагнитных бурь. Амплитуда вариаций геомагнитного поля перед землетрясением может составлять 1-10 нТл, в отдельных случаях наблюдаются более сильные возмущения геомагнитного поля длительностью несколько часов и даже су-

ток [Мороз и др., 2002]. Связь между сильными землетрясениями и геомагнитными бурями отмечается также в работах [Барсуков, 1991; Сытинский, 1987]. Однако четкой корреляции между геомагнитными бурями и землетрясениями нет, так как землетрясения происходят и в магнитоспокойные дни [Кузнецова и др., 1997].

Теоретическое обоснование использования геомагнитных полей в качестве предвестников землетрясений, с одной стороны, предполагает наличие тектономагнитного эффекта [Бахмутов и др., 2003]. С другой стороны, изменение потока солнечной плазмы и межпланетного магнитного поля может оказывать влияние на состояние магнитосферы, сейсмическую активность Земли и на геомагнитное поле, регистрируемое на поверхности Земли. Таким образом, изменение геомагнитного поля, наблюдаемое на поверхности Земли и связанное с сейсмическими событиями, может быть обусловлено как внутренними источниками, расположенными в земной коре (тектономагнитный эффект и эффекты, связанные с излучением электромагнитных волн из зоны очага), так и возмущениями в магнитосфере и ионосфере Земли, способствующими реализации землетрясений. Основываясь на втором предположении, в работах [Бахмутов и др., 2003; Седова и др., 2001] авторы установили, что землетрясения происходят в основном при пониженных значениях горизонтальной составляющей геомагнитного поля, а перепады в величине геомагнитного поля являются основным спусковым механизмом при реализации землетрясений. Причем более глубокофокусные землетрясения происходят на более продолжительном понижении горизонтальной составляющей геомагнитного поля и имеют больший временной интервал от главного градиента до толчка.

Если изменение геомагнитного поля перед землетрясением обусловлено тектономагнитным эффектом, то в этом случае можно надеяться на определение локализации источника, так как величина этих изменений должна убывать с увеличением расстояния точки наблюдения от эпицентра землетрясения. Если же основным фактором является изменение геомагнитного поля за счет изменения состояния ионосферы или магнитосферы, то в этом случае можно надеяться лишь на оценку времени наступления сейсмического события, судить о месте землетрясения по вариациям геомагнитного поля (ГМП) в этом случае вероятно значительно сложнее.

В данной работе делается попытка установления связи между изменениями геомагнитного поля и сейсмическими событиями, эпицентры которых отстояли от точки наблюдения на расстоянии не более 2300 км.

#### Вариации геомагнитного поля на горе Шиджатма

Наблюдения и запись модуля вектора индукции геомагнитного поля с периодичностью 3 сек проводились на Высокогорной научной станции ИФА РАН (гора Шиджатмаз) в точке с координатами  $43^{\circ}44'28.2''$ С.Ш (LAT);  $42^{\circ}39'39.0''$ В.Д. (LONG) с 24 июня 2009 г по 3 ноября 2009г с помощью протонного магнитометра-градиентометра GSM-19 v 7.0 фирмы GEM. Чувствительность магнитометра составляет 0.01 нТл, погрешность определения величины поля – 0.2 нТл. Всего в ходе экспедиционных работ были получены данные индукции геомагнитного поля в точке наблюдения за время 2700 часов 30 мин (112,5 дней), из них для 89 дней удалось рассчитать среднесуточные значения геомагнитного поля. Основными причинами пропуска данных являлись сбои при считывании информации с GSM-19 на компьютер и перебои в питании сети 220 В.

По данным USGS National Earthquake Information Center с 24 июня 2009 г по 3 ноября 2009 г произошло 7 землетрясений с магнитудой  $M > 5$  баллов (см. табл.1), эпицентры которых находились на расстоянии  $R < 2300$  км от точки наблюдения.

Таблица 1.

Данные о землетрясениях с магнитудой  $> 5.0$ , удалённых от точки наблюдения не более 2300 км, за период с 25.06.09 по 02.11.09.

№ п/п	год	месяц	день	час:мин:сек	LAT, °	LONG, °	H, км	M	R, км
1.	2009	07	01	09:30:10.41	34.16	25.47	19	6.4	1730
2.	2009	07	18	20:32:29.99	35.89	43.35	25	5.1	835
3.	2009	07	22	03:53:03	26.77	55.79	9	5.3	2172
4.	2009	07	30	07:37:51.72	39.59	39.73	10	5.0	425
5.	2009	09	07	22:41:37.36	42.66	43.44	15	6.0	130
6.	2009	10	13	00:54:28	34.88	46.85	13	5.1	1010
7.	2009	11	03	05:25:08.13	37.50	20.49	10	5.8	1950

Практически во всех отмеченных на рис. 2 случаях перед землетрясением в течение 5-7 дней наблюдался рост среднесуточного значения величины геомагнитного поля. Землетрясение происходило либо в день максимума среднесуточного значения геомагнитного поля, либо на спаде в течение 1-2 дней после максимума.

В характере суточных вариаций геомагнитного поля за несколько дней до и после землетрясений с  $M > 5$  были обнаружены некоторые особенности, которые, очевидно, можно связать с подготовкой и фактом сейсмического события. Проведем анализ суточных вариаций геомагнитного поля около сейсмического события, произошедшего 7 сентября 2009 года. На рис. 3а показано изменение величины геомагнитного поля со 2 по 14 сентября 2009 года. Отметим, что 2, 3 и 4 сентября наблюдались примерно одинаковые суточные изменения геомагнитного поля, заключающиеся в том, что примерно с 3-4 часов до 8 часов по всемирному времени (UT) величина ГМП уменьшалась, далее наблюдался ее рост. Причем величина ГМП в утренние часы была примерно равна величине ГМП в вечерние и ночные часы. Таким образом, в эти дни наблюдалась характерная отрицательная дневная вариация геомагнитного поля относительно его значения в ночные часы, что обусловлено влиянием поля, создаваемого токами дневной ионосферы. Накануне землетрясения 5 и 6 сентября наблюдался рост положительной вариации с максимумом в 13 часов 10 мин 6 сентября, а 7 сентября величина положительной вариации в районе 13 часов по UT времени оказалась примерно равна отрицательной вариации. В 22 часа 41 мин 37 сек на расстоянии 130 км от точки наблюдения произошло землетрясение с магнитудой  $M=6$  с координатами эпицентра  $LAT=42,66^{\circ}$   $LONG=43,44^{\circ}$ . Вариация геомагнитного поля, характерная для 7 сентября, повторилась 8.09.2010 года, но с меньшей амплитудой (см. рис. 3а). В последующие дни 9 и 11 сентября суточные изменения величины геомагнитного поля стали похожи на вариации ГМП за два дня до сейсмического события. Из данных, представленных на рис. 3а, также можно заметить следующую закономерность: до

землетрясения величина минимального значения геомагнитного поля растёт, а после землетрясения наблюдается её спад.

Положение эпицентров землетрясений показано на рис.1. Все землетрясения имели коровое происхождение с глубиной гипоцентра от 9 до 25 км.

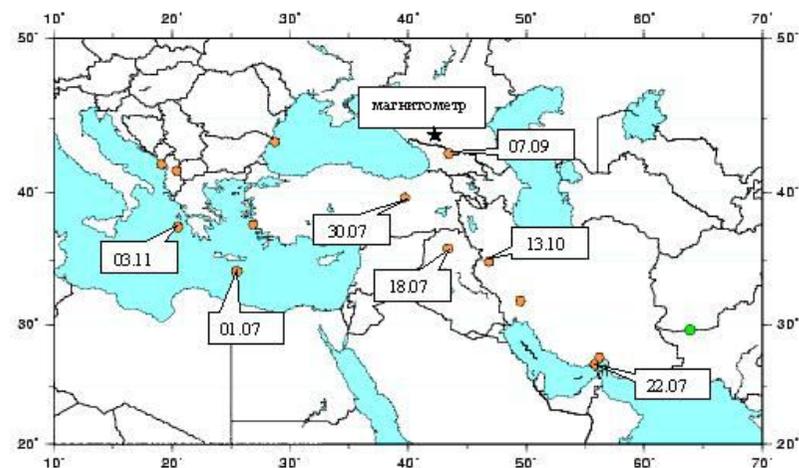


Рис.1. Карта землетрясений. (цифры около точек – даты землетрясений)

Среднесуточные значения геомагнитного поля ( $T_{\text{ср.сут}}$ ) за все время наблюдения показаны на рис. 2. Как видно,  $T_{\text{ср.сут}}$  испытывает некоторые колебания, однако, в целом, наблюдалась тенденция роста среднесуточного значения: величина  $H_{\text{ср.сут}}$  за 4 месяца выросла примерно на 30 нТл.

Как видно, значительные изменения в поведении геомагнитного поля начали происходить за сутки до сейсмического события, а за 10 часов - наблюдалась аномально высокая положительная вариация. Так как, согласно данным обсерватории ИЗМИРАН (см. рис. 4), геомагнитный фон со 2 по 14 сентября 2009 года был относительно спокойным ( $K_i = 2-3$ ), то можно с высокой степенью вероятности утверждать, что описанные выше особенности суточной вариации геомагнитного поля в точке наблюдения обусловлены локальным возмущением ГМП и связаны с сейсмическим событием, произошедшим на расстоянии 130 км, представленных на рис. 4, также видно, что небольшое возмущение ГМП было зафиксировано за 7 дней до сейсмического события, а именно 30 августа с 15 до 18 часов  $K_i=5$ , с 18-00 до 21-00  $K_i=4$ . Возможно, согласно [Сергеева и др., 2009; Барсуков, 1991; Сыгинский, 1987] землетрясение, произошедшее 7.09.2010 года, является откликом на это возмущение геомагнитного поля Земли.

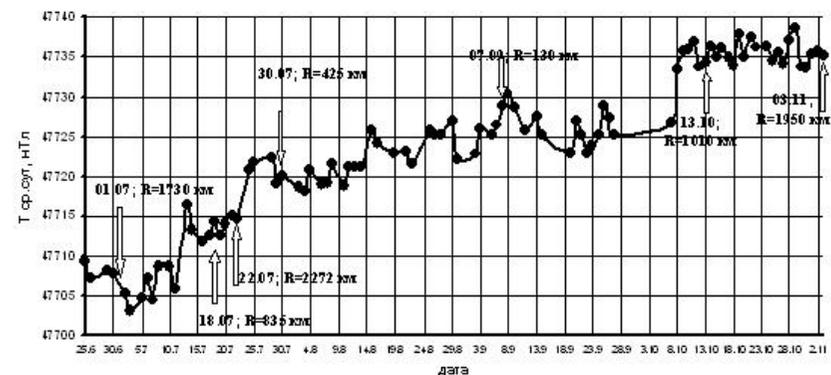


Рис. 2. Изменение среднесуточного значения геомагнитного поля за время наблюдения -89 дн. (стрелками отмечены дата землетрясения и расстояние гипоцентра от точки наблюдения)

Похожие на описанные выше закономерности суточной вариации геомагнитного поля наблюдались также около сейсмического события 13 октября 2009 года, произошедшего в 00 часа 54 мин 28 сек с координатами эпицентра LAT 34.88° LONG 46.85° и магнитудой  $M=5.1$ , отстоящего от точки наблюдения на расстоянии 1010 км (рис. 3б). За 5 дней до землетрясения наблюдался рост среднесуточного значения величины геомагнитного поля в течение 4 дней: разница между минимумом и максимумом  $T_{\text{ср.сут}}$  составила  $\Delta T=17$  нТл (см. рис. 2). За сутки до землетрясения величина среднесуточного значения поля упала. Землетрясение произошло при относительно низком среднесуточном уровне ГМП после максимума. В период подготовки землетрясения за 5 суток до сейсмического события (см. рис.3б) начала появляться положительная относительно ночного уровня вариация геомагнитного поля, величина которой нарастала с 8 по 11 октября. 9, 10 и 11 октября величина положительной вариации оказалась примерно равна величине отрицательной вариации.

Однако, в отличие от случая, связанного с сейсмическим событием 7 сентября 2009 года, в дни, предшествующие землетрясению 13 октября 2009 года, в суточной вариации наблюдался не спад величины ГМП в утренние часы, а её рост с максимумом в 6 час. – 6 час. 30 мин., после этого поле уменьшалось, достигая минимума в 9 час. – 9 час. 30 мин. После землетрясения 13, 14 и 15 октября характер суточных вариаций геомагнитного поля был качественно таким же, как и за 6 дней до землетрясения.

Аналогичные, но менее выраженные закономерности изменения геомагнитного поля наблюдались около сейсмических событий 18.07.2009 г. и 22.07.2009 г. (см. Рис. 3в), которые произошли на расстоянии 835 км и 2172 км от места наблюдения: рост среднесуточного значения ГМП, рост минимального за сутки значения ГМП, значительный рост отношения положительной вариации к отрицательной. Причем это отношение достигает максимума в день землетрясения и падает сразу после землетрясения.

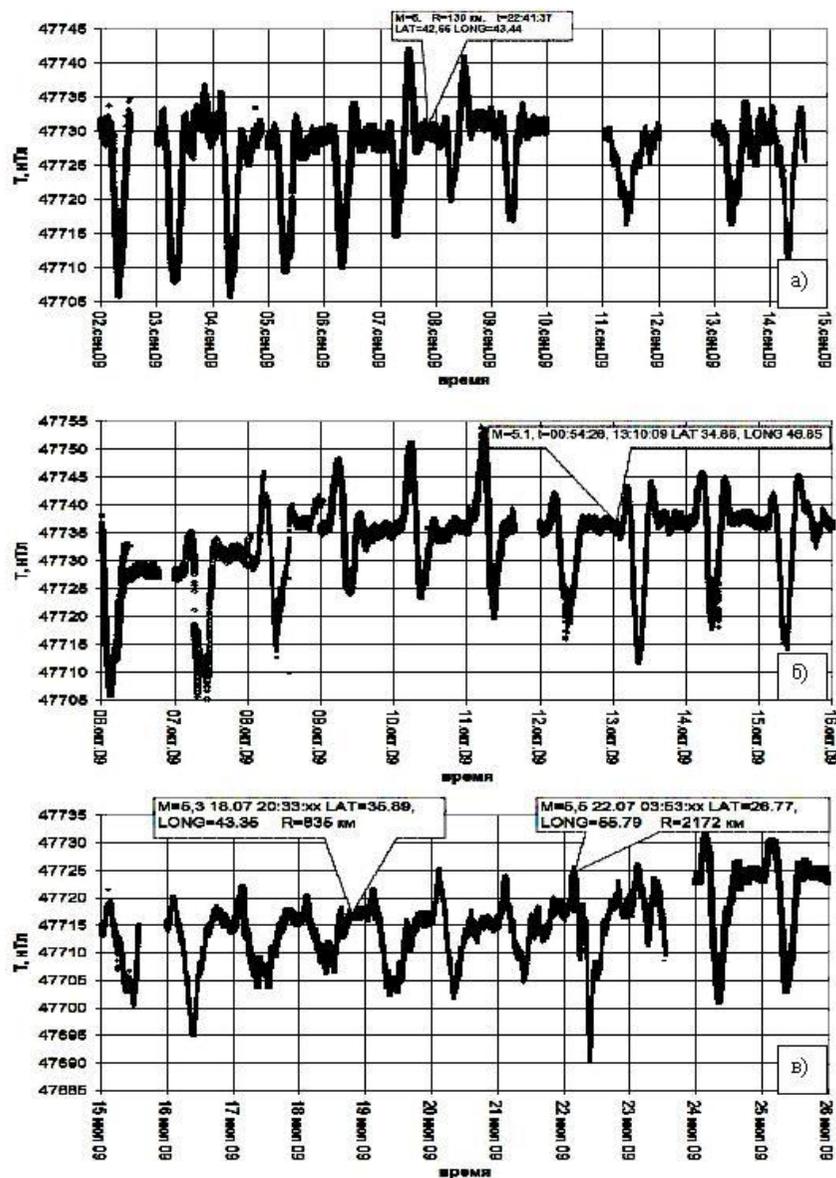


Рис.3. Суточные вариации геомагнитного поля: а) с 2 по 15 июля 2009 г, б) с 6 по 16 октября 2009 г., в) с 15 по 26 июля 2009 г. ( в выносках указаны данные о землетрясениях)

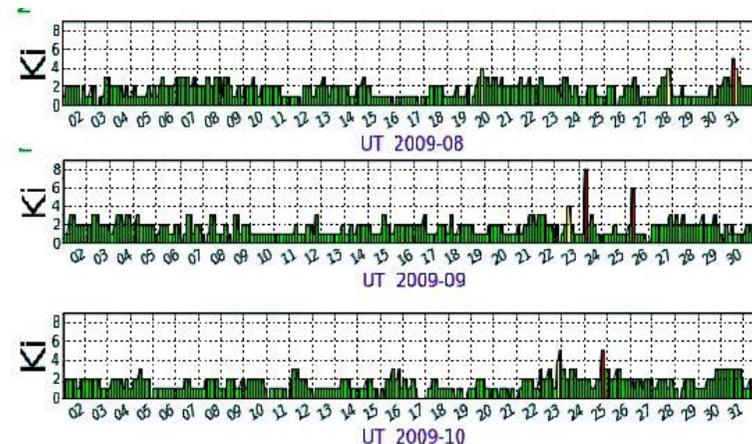


Рис. 4. Геомагнитный фон в августе, сентябре, октябре 2009 г. (по данным ИЗМИРАН)

Каких-нибудь особенностей суточной вариации ГМП около сейсмического события, произошедшего 01.07.2009 года с магнитудой  $M=6.4$  с эпицентром, находящимся под дном Средиземного моря на расстоянии 1730 км от точки наблюдения, выявить не удалось. Возможно, это связано с пропуском данных 28 июня и 1 июля 2009 г, либо с тем, что процессы, происходящие в очаге землетрясения, находящемся под дном морей или океанов, не отражаются в вариациях геомагнитного поля.

#### Анализ результатов

Обнаруженную нами закономерность роста среднесуточного значения геомагнитного поля до сейсмического события и последующего его спада после землетрясения на фоне общего сезонного роста геомагнитного поля можно связать с тектономагнитным эффектом, т.е. изменением намагниченности горных пород в процессе накопления и сброса напряжений в зоне очага. Вследствие такой связи проявление тектономагнитного эффекта в вариациях магнитного поля должно зависеть от расстояния между точкой расположения магнитометра и очагом землетрясения. Анализ данных, представленных на рис. 2 показывает, что чем дальше находился эпицентр землетрясения от точки наблюдения, тем меньше оказывалась величина спада среднесуточного значения геомагнитного поля около сейсмического события.

Выявленные нами особенности изменения суточной вариации геомагнитного поля за несколько дней до землетрясения объяснить тектономагнитным эффектом не представляется возможным. Вероятно, характерные изменения суточной вариации ГМП связаны с вариациями токов в ионосфере. Можно предположить, что на этапе подготовки землетрясения происходит усиление квазистатического электрического поля, обусловленное изменением структуры земной коры. Это поле проникает на высоты ионосферы и оказывает влияние на электронную концентрацию и ток в E и F-областях ионосферы, что приводит к относительно локальному изменению тока в ионосфе-

ре и создаваемого им магнитного поля, что в конечном итоге отражается на изменении характера регистрируемой суточной вариации ГМП. Для того, чтобы сделать более определенные выводы о возможности нахождения прогностического признака землетрясения необходимо провести анализ вариаций геомагнитного поля около большего числа сейсмических событий. Возможно, результаты наблюдений геомагнитного поля в 2010 году в той же точке позволят приблизиться к решению этой довольно сложной задачи.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 09-05-10074-к.*

Авторы выражают благодарность сотрудникам Института физики атмосферы РАН им. академика А.М.Обухова – начальнику Кисловодской высокогорной научной станции Арабову А.Я. и ведущему инженеру Скорнякову В.Ю. за помощь в проведении полевых работ по записи параметров геомагнитного поля в условиях высокогорья.

### Литература

1. Айрумян О.Р. Краткосрочный электромагнитный предвестник землетрясений. Физика Земли, 1995, №3, с.46-52.
2. Барсуков О.М. Солнечные вспышки, внезапные начала и землетрясения. // Физика Земли. 1991, №12, с. 93-96.
3. Бахмутов В.Г., Седова Ф.И., Мозговая Т.А. Морфологические признаки в структуре геомагнитных вариаций в период подготовки сильнейшего землетрясения 25 марта 1998 г. в Антарктиде УКРАЇНСЬКИЙ АНТАРКТИЧНИЙ ЖУРНАЛ УАЖ, №1, 2003, 54-60.
4. Гохберг М.Б., Ешино Т, Моргунов В.А., Огава Т. Результаты регистрации оперативного электромагнитного предвестника землетрясений в Японии. Известия АН СССР, Физика Земли, 1982, №2, с.85-87.
5. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Герасимович Е.А. Оперативные предвестники землетрясений. М.: Ордена Ленина Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта, 1985, 116 с.
6. Иванов В.П., Карвецкий В.Л., Коренькова Н.А., Лещенко В.С. Ионосферные и геомагнитные эффекты во время землетрясения 21.09.2004 в Калининградской области. Вестник МГТУ, том 9, №3, 2006 г. стр.440-444
7. Крылов С.М., Никифорова Н.Н. О сверхнизкочастотном электромагнитном излучении активной среды. Физика земли, 1995, №6, с.42-57.
8. Крылов С.М., Левшенко В.Т., О сверхнизкочастотном электромагнитном излучении литосферного происхождения. Доклады АН СССР. 1990, т.311, №3, с.579-581].
9. Кузнецова В.Г., Максимчук В.Ю., Городиский Ю.М. и др. Комплекс наземных спостережень для вивчення аномальних електромагнітних явищ, пов'язаних із землетрусами. // Космічна наука і технологія, 1997, п.3, №12, с. 34-42.
10. Лантухов А.И. Расчёт электромагнитного отклика в атмосфере на изменение земных токов перед землетрясением. Геомагнетизм и аэрономия, 2002, т.40, № 6, с.133-137.

11. Мороз Ю.Д., Вершин Е.Ф., Назарец Е.П., Мороз Т.А. Аномальные эффекты в вариациях геомагнитного поля на Камчатке. Вулканология и сейсмология, №5, 2002, с.32-37.
12. Неноски И., Бойчев Б. Механизмы возникновения сейсмoeлектрических сигналов в земной коре. Геомагнетизм и аэрономия, 2004, т.44, №4, с.545-553.
13. Пулинец С.А., Лю И.Я., Сафронова К.А. Интерпретация результатов статистического анализа вариаций критической частоты foF2 перед землетрясением по данным ионосферной станции Чунг-Ли (о. Тайвань). Геомагнетизм и аэрономия, 2004, т.44, № 1, с.113-118.
14. Седова Ф.И., Мозговая Т.А., Бахмутов В.Г. О морфологических признаках в структуре геомагнитных вариаций накануне и в момент землетрясения в Крымско-Черноморском и Карпатском регионах. // Геофиз. Журнал, 200, т.23, №46 с. 61-68ю
15. Сергеева Н.Г, Оглоблина О.Ф., Чернянев С.М. Сильные землетрясения и их влияние на нижнюю ионосферу. Вестник МГТУ, 2009, том 12, №2.
16. Сорокин В.М., Чмырёв В.М. Электродинамическая модель ионосферных предвестников землетрясений и некоторых видов катастроф. Геомагнетизм и аэрономия, 2002, т.42, № 4, с.821-830.
17. Сурков В.В. Электромагнитные эффекты при землетрясениях и взрывах. М.:МИФИ, 2000.
18. Сытинский А.Д. Связь сейсмичности Земли с солнечной активностью. Л.: Гидрометиздат, 1987, с.99.
19. Фаткуллин М.Н., Гайворонская Т.В., Зеленова Т.И., Хусамединов С.С. Реакция области F ионосферы на повторные толчки в апреле 1984 г. после Газлийского землетрясения. Изв. вузов. Радиофизика, 1988, т.31, № 7, с.874-878.
20. Liperovski V.A., Pokhotelov O.A., Shalimov S.L. Ionospheric precursors of the earthquakes. М., Nauka, 1992, 304 p.
21. Pulnits S.A., Khagai V.V., Boyarchuk K.A. Atmospheric electric field as a source of ionospheric variability. Physics-Uspkhi, 1998, v.41, N 5, p.515-522 (in Russian).
22. Tadanori O. Seismo-ionospheric phenomena. Advanced Space Research, 2000, v.26, N 8, p.1267-1272.

### ВЛИЯНИЕ ПОДВОДНЫХ КАНЬОНОВ НА ПРИБРЕЖНЫЕ ФРОНТАЛЬНЫЕ ТЕЧЕНИЯ ВО ВРАЩАЮЩЕЙСЯ ЖИДКОСТИ

Денисов Е.С.<sup>1</sup>, Кременецкий В.В.<sup>2</sup>, Зацепин А.Г.<sup>2</sup>, Показеев К.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> - МГУ имени М.В. Ломоносова, физический факультет;

<sup>2</sup> - Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН

#### Введение

Подводные каньоны – характерная черта многих континентальных склонов мирового океана. Так же как и другие топографические неоднородности, они ответственны за образование специфического режима океанских процессов в этих районах. Большое количество натурных исследований показывает, что каньоны способствуют активному обмену вод между прибрежной зоной и глубоким морем. Прибрежные воды обычно удерживаются на континентальном шельфе из-за присутствия фронтов на бровке шельфа, связанных с сильными течениями вдоль изобат, которые представляют барьер для распространения шельфовых вод в глубокую часть моря. Каньоны, разрушая сложившийся режим течений, могут значительно отклонять вдольбереговые течения перпендикулярно континентальному склону. Это усиливает кросс-континентальный обмен вод через каньон, что весьма важно для вентиляции загрязненных прибрежных вод.

Важность каньонов заключается не только в формировании обменных процессов в системе «шельф-склон», но и в вертикальных движениях, часто возникающих из-за наличия у каньона обрывистых стенок, и связанным с этими движениями возникновением мезомасштабных вихрей, зарождающихся в окрестности каньонов.

Таким образом, вертикальные движения также могут выступать в роли регулятора динамики циркуляции в каньоне. Это становится важнейшим параметром при изучении междисциплинарных эффектов циркуляции, поскольку является определяющим для вертикального обмена между насыщенным питательными веществами глубинным и фотическим поверхностным слоями воды.

Задача работы заключалась в лабораторном моделировании прибрежных фронтальных течений над наклонным дном во вращающейся жидкости с учетом влияния придонного трения и топографических неоднородностей дна (каньонов, в первую очередь), а также в использовании результатов моделирования для интерпретации данных натурных наблюдений в Средиземном море.

Актуальность темы, ее фундаментальная и прикладная значимость обусловлены тем, что динамика вод шельфово-склоновой зоны моря определяет скорость обновления прибрежных вод и их самоочистки от естественных и антропогенных загрязнений, уровень которых возрастает год от года в связи с интенсификацией строительной и хозяйственной деятельности. Важную роль в поперечном берегу водообмене играют хребты и каньоны, вдоль которых происходит водообмен между мелководной и глубоководной частями бассейна. Однако физические закономерности динамики прибрежных морских течений в условиях сложной топографии дна, включающей континентальный склон и каньоны, является еще малоизученной. Исследованию этих закономерностей методами натурных наблюдений и лабораторного моделирования посвящена данная работа.

Ранее проведенные исследования влияния подводных каньонов, как правило, заключались либо в изучении плотностных течений в каньонах в невращающейся жидкости, либо в численном моделировании. Численные исследования показали, что в каньонах происходит развитие циркуляции водных масс вдоль оси каньона. Для выявления механизмов и построения теорий подобных процессов необходимо знание того, что происходит в действительности, которое может быть основано на анализе результатов натурных наблюдений и лабораторного моделирования. Выполнению таких комплексных исследований посвящено данное исследование.

В качестве прообраза лабораторной модели было выбрано северо-западное побережье Средиземного моря (Испания, Барселона), изобилующее крупными подводными каньонами. Данный район хорошо изучен и описан в литературе. Три каньона Паламос, Бланес и Фуокс расположены один за другим и прорезают континентальный склон, начиная от шельфа до ложа Средиземного моря, все они характеризуются крутыми стенками и шириной, сравнимой с радиусом деформации Россби в этом районе. Район также характеризуется вдольбереговым распресненным течением и сильными северными и восточными ветрами в осенний период.

В результате ранее проведенных научно-исследовательских рейсов и теоретических моделей и сравнением полученных данных со спутниковыми данными установлено, что вдольбереговое течение проходящее над узким и длинным каньоном отклоняется в море и устанавливает трехмерную стационарную циркуляцию в районе каньона: циркуляция в верхней части каньона характеризуется антициклоническим вихрем, который возникает вследствие диффузии момента движения от вдольберегового течения в устье каньона. Этот вихрь развивается за стенкой каньона, которая отделяет каньонные воды от основного мощного потока в области низкого градиента давления. При благоприятных апвеллингу ветрах циркуляция в каньоне усиливается в несколько раз по сравнению с гладким склоном.

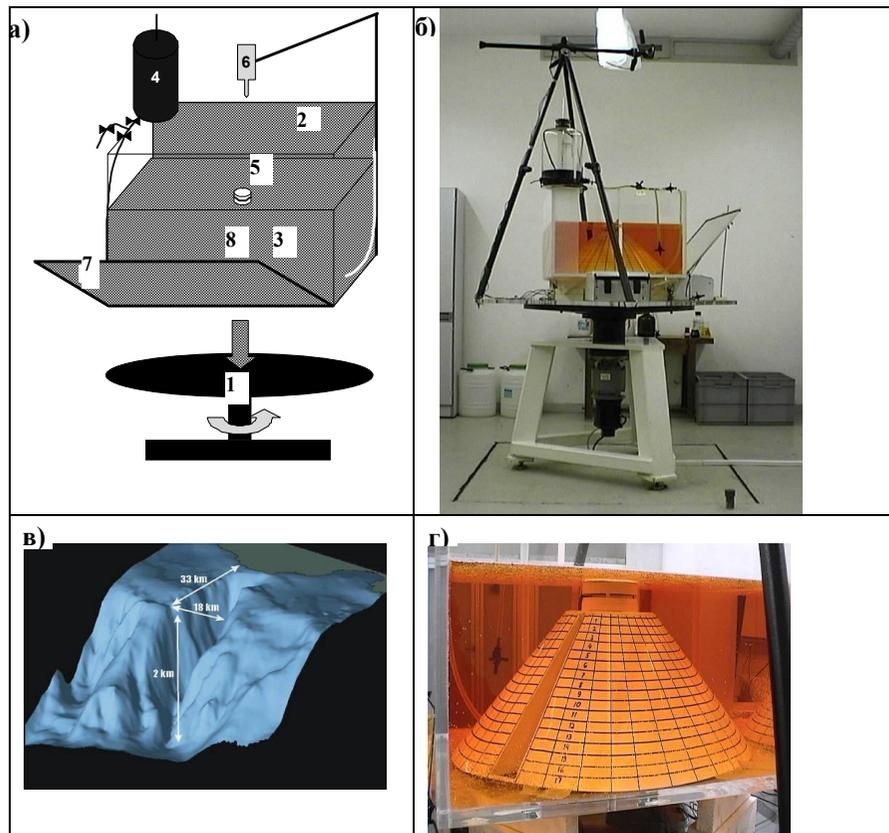
Можно заключить, что наличие вихря в каньоне – стационарный результат, не зависящий от параметров моделей различных авторов, что также подтверждается натурными и спутниковыми данными.

Общая схема распространения осадочного материала вдоль берега, в районе съемки выглядит таким образом, что в каньоне изолинии плотности расположены ниже, чем на открытом склоне перед каньоном, общая же диаграмма распространения осадочного материала демонстрирует его аккумуляцию и последующий транспорт в каньонах.

#### Лабораторная установка и методика проведения опытов

В данной работе мы опишем условия и результаты опытов по исследованию влияния одного из типов препятствий – каньона - на мезомасштабные при-склоновые течения. Следует отметить, что корректная постановка задачи для такого исследования весьма не проста. Дело в том, что реальное разнообразие форм и размеров препятствий чрезвычайно велико и невозможно исследовать воздействие каждого из них на мезомасштабные течения в зоне континентального склона. Поэтому прежде всего нужно сформулировать топографические и физические критерии, определяющие типы препятствий. Для проведения опытов мы избрали препятствия, высота которых значительно превосходит экмановский масштаб толщи-

ны, но в то же время невелика по сравнению с общей толщиной слоя жидкости в бассейне.



**Рис. 1.** Схема лабораторного эксперимента а) принципиальная схема эксперимента: 1 – вращающаяся платформа, 2 – бассейн, 3 – усеченный конус, 4 – сосуд Мариотта, 5 – щелевой источник массы и плавучести, 6 – видеокамера, 7 – зеркало, 8 – каньон; б) лабораторная установка; в) компьютерная реконструкция каньона Паламос в северо-западном Средиземноморье (Испания) г) лабораторная модель каньона.

Эксперименты проводились на лабораторной установке ИОРАН, схема которой изображена на рис. 1. В центре вращающейся платформы (1) с многоспичатым набором скоростей вращения расположен бассейн из оргстекла (2) размером 50x50x46 см, заполненный водным раствором NaCl до определенного уровня. В центре бассейна установлен конус (3), сделанный из тонкого стеклотекстолита (0,3 мм) и выкрашенный в белый цвет. Основание конуса вписано в бассейн и закреплено на его дне. Угол наклона конической поверхности к горизонтالي составляет  $\alpha = 39^\circ$ . Высота конуса равна 20 см. На поверхность конуса нанесены кольцевые метки с расстоянием 2 см между ними. В вершине конуса сделано вер-

тикальное отверстие диаметром 10 мм, соединенное шлангом с сосудом Мариотта (4). Над этим отверстием осесимметрично расположен пустотелый цилиндр с крышкой диаметром 8 см и высотой 5 см, герметично закрепленный на поверхности конуса. В верхней части цилиндра, под крышкой, имеется щель шириной 0,5 см – кольцевой источник (5). Через этот источник в бассейн во время опыта из сосуда Мариотта подается с постоянным расходом подкрашенная красителем (тимоловый синий) вода определенной плотности (такой же, или меньшей, чем плотность жидкости в бассейне). Поступающая в бассейн подкрашенная вода образует «прибрежное» (т.е., прижатое к боковой поверхности цилиндра) фронтальное течение, вид которого сверху и сбоку (с помощью зеркала 7) регистрируется с помощью закрепленной над бассейном видеокамеры или фотоаппарата (6). Сигнал с видеокамеры через токосъемники на оси платформы подается на монитор, расположенный рядом с платформой. Для определения значений скорости течения на поверхность жидкости в бассейне помещались круглые бумажные пелетки диаметром 1 мм.

В опытах использовался каньон треугольной формы (8) с осью направленной вдоль образующей конуса. Верхушка каньона располагалась на расстоянии 2 см от основания цилиндра – кольцевого источника (6 см от вершины конуса). Длина каньона составляла 22 см, и при этом он не продолжался до основания конуса – дна бассейна, а ограничивался снизу стенкой. Его ширина и глубина в верхней части равнялись 2 см, а в нижней достигала 8 см, а глубина – 5 см. Часть опытов проводилась на гладком конусе в отсутствии каньона. При этом каньон закрывался специальной крышкой, вписывающейся в поверхность конуса.

Величина расхода кольцевого источника изменялась от опыта к опыту в диапазоне значений  $Q = 1-10 \text{ см}^3$ . Она задавалась перед каждым опытом и поддерживалась постоянной с точностью до 5% с помощью сосуда Мариотта.

Начальная соленость воды в бассейне и соленость водного раствора NaCl в сосуде Мариотта задавались с помощью весового метода. Плотность воды рассчитывалась на основе значений солености и температуры. В качестве еще одного из основных размерных параметров использовалось редуцированное ускорение силы тяжести  $g' = g\Delta\rho/\rho$ , где  $g$  – ускорение силы тяжести,  $\Delta\rho = \rho_1 - \rho_0$  – разница плотности между водой в источнике (сосуде Мариотта) и водой в бассейне. При этом точность определения  $g'$  составляла  $\pm 0.1 \text{ см}/\text{с}^2$ . Другим важным размерным параметром эксперимента является параметр Кориолиса  $f = 2\Omega$ , где  $\Omega = 2\pi/T$  – угловая скорость вращения платформы, а  $T$  – период оборота. Точность его определения была не ниже 0,5%. Кинематическая вязкость жидкости  $\nu$ , также входящая в число важных размерных параметров была приблизительно постоянной и равной  $10^{-2} \text{ см}^2/\text{с}$ .

## Описание результатов опытов

### 1. Баротропный случай ( $\rho_1 \approx \rho_0$ )

Как уже указывалось выше, проводились две серии опытов при одних и тех же значениях определяющих параметров: одна – на гладком конусе, другая – на конусе с каньоном. Перед началом каждого опыта бассейн заполнялся водой определенной солености до уровня верхнего края кольцевого источника. Сосуд Мариотта заполнялся водой той же, или другой плотности, но подкрашенной тимоловым красителем. Затем включалось вращение платформы с фиксированной угловой скоростью  $\Omega = 2.7 \text{ рад}/\text{с}$  и выжидалось время, в течение которого вода в

бассейне раскручивалась до состояния близкого к твердотельному вращению. После этого включались видекамера и кольцевой источник постоянного расхода жидкости, момент включения которого принимался за начало опыта. Ниже приводится описание эволюции квази-баротропного фронтального течения, поскольку в большой серии опытов различие в плотности между жидкостью источника и жидкостью в бассейне было незначительным.

Как в опытах с каньоном, так и без него, подкрашенная жидкость, поступающая из источника на поверхность конуса, изначально образовывала антициклоническое, осесимметричное баротропное прибрежное течение, расширявшееся радиально (рис. 2а). Однако, через некоторое время ширина слоя подкрашенной жидкости и связанного с ним прибрежного течения практически переставала расти, несмотря на продолжавшийся приток жидкости из источника. Стабилизация положения фронта подкрашенной жидкости была обусловлена с формированием вязком (экмановском) придонном слое потока с расходом  $Q_e - Q$ , распространяющегося вниз по склону и, в случае гладкого дна (без каньона), выходящего со временем далеко за пределы фронтальной зоны баротропного слоя подкрашенной жидкости (рис. 2б).

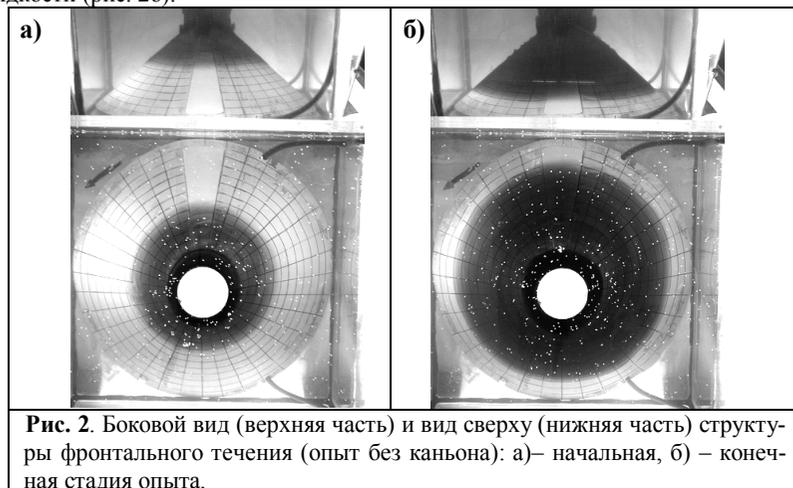


Рис. 2. Боковой вид (верхняя часть) и вид сверху (нижняя часть) структуры фронтального течения (опыт без каньона): а) – начальная, б) – конечная стадия опыта.

При этом, прибрежное течение также достигает стационарного состояния, и его стрежень (максимум азимутальной скорости) располагается на внешней границе баротропного слоя подкрашенной жидкости.

Во время опытов без каньона была измерена скорость  $V$  распространения фронта придонного течения вниз по конусу. Она не превышала  $0.1U$ , где  $U$  азимутальная скорость в стрежне прибрежного баротропного течения в стационарном состоянии. Следует отметить, что жидкость в придонном слое имела также и азимутальный, антициклонически направленный компонент скорости, что вполне соответствует экмановскому пограничному слою. При этом толщина вязкого придонного течения на внешней границе баротропного слоя подкрашенной жидкости  $h_v = Q/2\pi RV = 2-4h_e$ , где  $h_e = (v/f)^{0.5}$  - масштаб Экмана.

В экспериментах с каньоном наблюдалось сильное влияние каньона на структуру и динамику течений в бассейне. Фактически каньон отклонял от азимутального направления распространения значительную часть как баротропного, так и придонного течений (рис. 3). При этом течение отклонялось вверх на передней (по отношению к набегающему на каньон потоку) стенке каньона и вниз – на его задней стенке. Движения вверх и вниз вдоль стенок каньона не были симметричными: движение вверх на передней стенке было довольно слабым и широким, тогда как течение вниз на задней стенке было значительно интенсивнее и имело характер узкой струи. При этом подкрашенная жидкость опускалась вдоль задней стенки каньона значительно ниже, ниже уровня осесимметричного фронта прибрежного течения, и после достижения определенной глубины выходила из каньона и трансформировалась антициклоническое течение. Таким образом, под влиянием каньона изначально единое и осесимметричное фронтальное течение разделялось на два потока распространяющихся вдоль различных изобат (рис. 3б). Что же касается подкрашенной жидкости в придонном пограничном слое – она в основном улавливалась каньоном, опускалась вниз и выходила из каньона на различных глубинах.

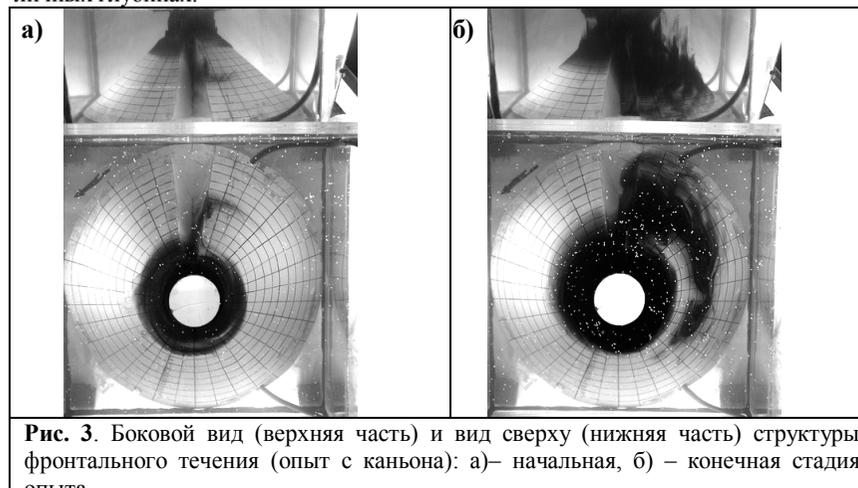
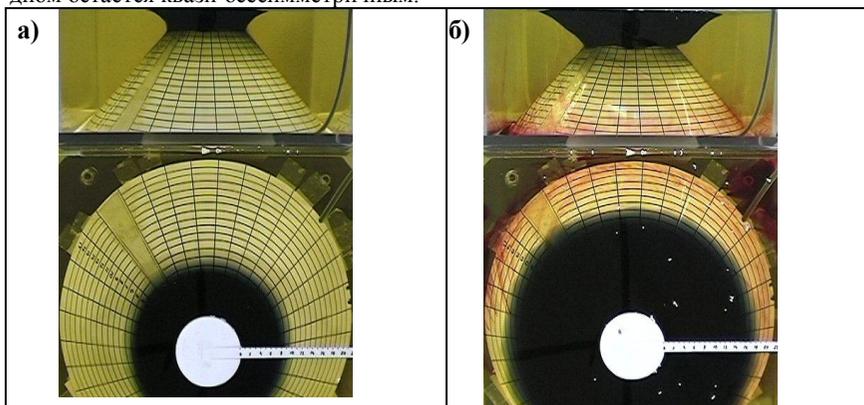


Рис. 3. Боковой вид (верхняя часть) и вид сверху (нижняя часть) структуры фронтального течения (опыт с каньоном): а) – начальная, б) – конечная стадия опыта.

### 2.1 Бароклинный случай ( $\rho_1 < \rho_0$ ).

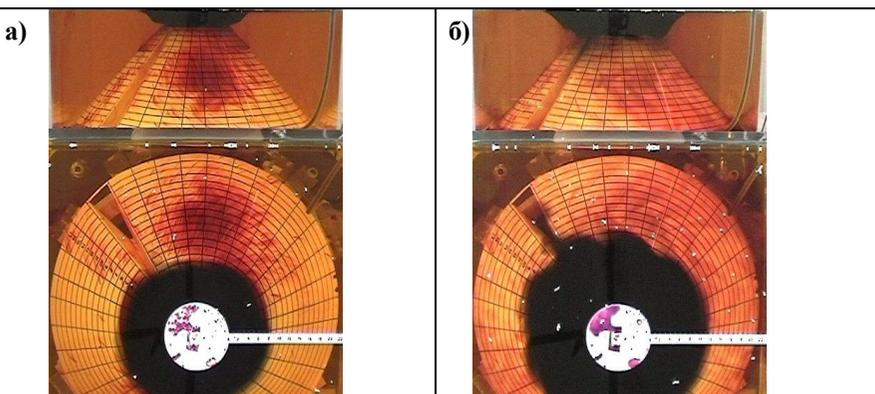
В случае, когда плотность вод фронтального течения существенно меньше, чем плотность жидкости в бассейне, фронт течения выклинивается к поверхности, а опускание более легкой и подкрашенной жидкости в придонном экмановском слое становится невозможным (рис. 4а). Из-за этого при работающем источнике масса жидкости, заключенная внутри области прибрежного течения, растет непрерывно и положение его фронта не стабилизируется, а происходит его радиальное распространение (рис. 4б). Над горизонтальным плоским дном в этом случае бароклинное течение, как правило, теряет устойчивость, меандрирует и распадается на вихревые структуры. Однако над наклонным дном устойчивость течения существенно увеличивается благодаря стабилизирующей роли топографического

бета-эффекта. Вследствие этого фронтальное течение над гладким наклонным дном остается квази-осесимметричным.



**Рис. 4.** Вид сбоку (верх) и сверху (низ) структуры течений над гладким дном.  $\Delta\rho < 0$  а) ранняя б) более поздняя стадии эксперимента

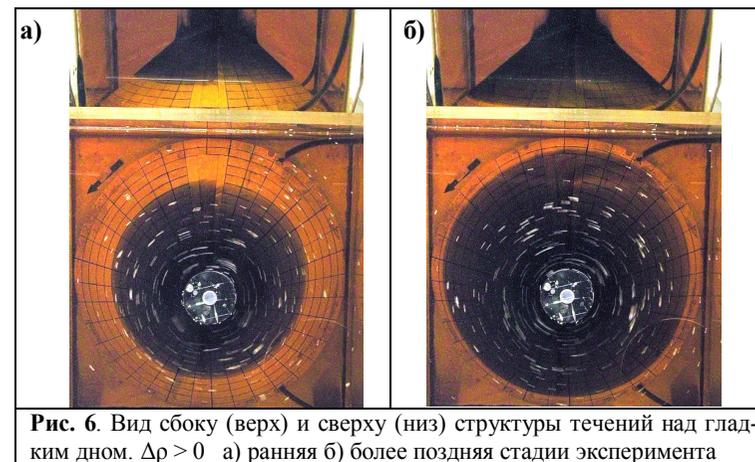
При наличии каньона течение теряет свою осесимметричность (рис. 5а). Как и в баротропном случае наблюдается «затягивание» фронтального течения вдоль задней стенки каньона, однако это явление менее выражено и ослабевает по мере радиального продвижения фронта вниз по склону в глубоководную часть бассейна. Влияние каньона выражается также в появлении меандров фронтального течения за каньоном и связанной с их образованием некоторой интенсификацией водообмена между прибрежной и глубокой частями бассейна (рис. 5б). Однако в целом, влияние каньона на фронтальное течение уменьшается с возрастанием разницы плотностей между окружающей жидкостью и плотным течением (т.е. с усилением стратификации).



**Рис. 5.** Вид сбоку (верх) и сверху (низ) структуры течений над дном с каньоном.  $\Delta\rho < 0$  а) ранняя б) более поздняя стадии эксперимента

## 2.2 Бароклинный случай ( $\rho_1 > \rho_0$ ).

В этом случае происходит образование придонного фронтального течения (рис. 6а). При этом фронт течения выклинивается ко дну, а процесс опускания жидкости в придонном экмановском слое усиливается по сравнению с баротропным случаем. Благодаря этому область невязкого ядра течения ограничивается узкой областью, прилегающей к источнику, а на остальной части наклонного дна наблюдается придонное вязко-гравитационное течение (рис. 6б). И в этом случае стабилизирующее влияние наклона дна подавляет развитие бароклинной неустойчивости и течение на всех стадиях опыта сохраняет осесимметричный вид.



**Рис. 6.** Вид сбоку (верх) и сверху (низ) структуры течений над гладким дном.  $\Delta\rho > 0$  а) ранняя б) более поздняя стадии эксперимента

Наличие глубокого каньона с крутыми стенками кардинально изменяет картину бароклинного (плотностного) течения. Попадая в каньон, более плотная жидкость бароклинного течения быстро опускается вниз по склону вдоль его задней стенки (рис. 7а). И хотя часть этой жидкости «переползает» через каньон и продолжает распространяться в азимутальном направлении, все же каньон становится «ловушкой» для другой части этой жидкости, которая в нем аккумулируется, заполняет его и достигает самой глубокой части бассейна. При этом в ловушку каньона попадает практически вся жидкость, распространяющаяся в придонном экмановском слое в результате чего процесс квази-осесимметричного опускания более плотной жидкости в этом слое приостанавливается, так как, из-за наличия азимутального компонента течения, в каньон сваливается вся более плотная жидкость, продуцируемая источником. Таким образом, можно заключить, что придонное фронтальное течение сильнее всего подвержено влиянию подводных каньонов и что именно в области глубоких и крутых каньонов локализуется основной процесс опускания этих вод из мелководной части бассейна в его глубоководную часть. Следует, однако, отметить, что, заполняя каньон, более плотная жидкость образует «жидкое дно», вследствие чего влияние неоднородностей рельефа дна на верхний слой ослабевает.

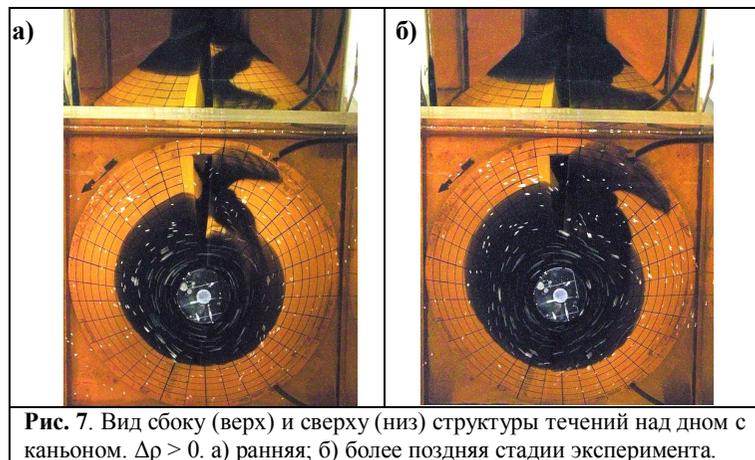


Рис. 7. Вид сбоку (верх) и сверху (низ) структуры течений над дном с каньоном.  $\Delta\rho > 0$ . а) ранняя; б) более поздняя стадии эксперимента.

### 3. Циклоническое течение

Наряду с вышеописанными опытами, в которых прибрежное антициклоническое течение продуцировалось источником, расположенным на вершине конуса в центре бассейна, проводились также опыты с генерацией прибрежного циклонического течения во вращающейся жидкости над наклонным дном с каньоном и без каньона. В этих опытах наклонное дно создавалось размещением в бассейне круглого сечения вставки, также имеющей вид усеченного конуса. Вставка своим широким открытым основанием размещалась вплотную к стенке бассейна сверху и упиралась в дно бассейна своим узким основанием (Рис. 8).

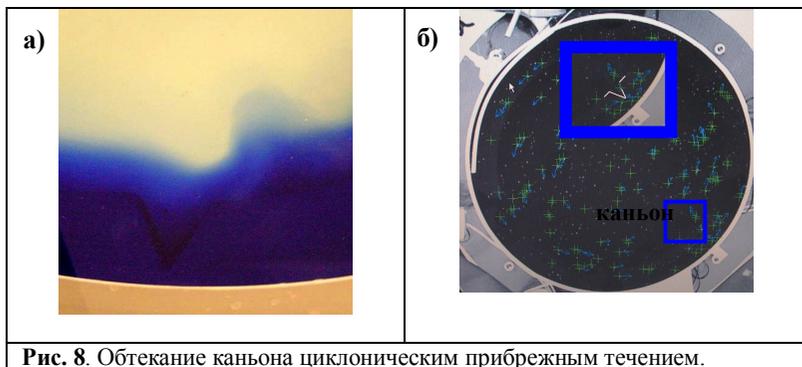


Рис. 8. Обтекание каньона циклоническим прибрежным течением.

Источник подкрашенной жидкости располагался на стенке бассейна непосредственно над верхним основанием конической вставки. На некотором расстоянии по периметру бассейна от источника в поверхность вставки был вделан транссклоновый каньон. После включения источника в бассейне возникало прибрежное циклонически направленное течение. Во время опыта это течение поддерживалось либо работой источником массы и плавучести, либо ветровым воздействием с циклонической завихренностью. Для исследования структуры и ди-

намики течения над гладким наклонным дном, каньон закрывался крышкой, вписанной в поверхность конической вставки.

Опыты, как с работающим источником, так и с ветром, показали, что циклоническое прибрежное течение обтекает каньон, образуя над ним циклонический меандр. При этом опускание жидкости вдоль задней стенки каньона также имеет более интенсивный характер, чем подъем жидкости вдоль передней. Однако все эффекты обтекания выражены слабее, чем в ранее описанных опытах с антициклоническим прибрежным течением.

### Анализ и интерпретация экспериментальных результатов

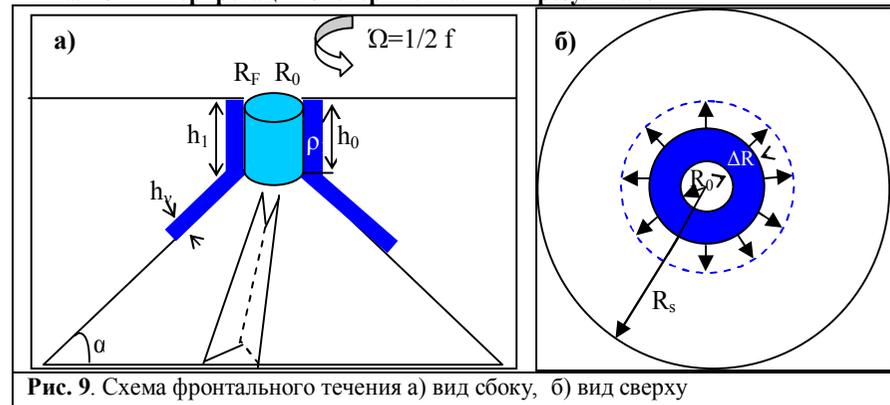


Рис. 9. Схема фронтального течения а) вид сбоку, б) вид сверху

#### Гладкое наклонное дно

В случае гладкого дна (каньон отсутствует), определяющими параметрами задачи являются:

- 1)  $\nu$ ,  $[cm^2/c]$  – вязкость жидкости (одинаковая для жидкости в бассейне и в источнике);
- 2)  $Q$ ,  $[cm^3/c]$  – расход источника;
- 3)  $f$ ,  $[c^{-1}]$  – параметр Кориолиса;
- 4)  $g'$ ,  $[cm/c^2]$  – редуцированное ускорение силы тяжести;
- 5)  $R_s$ ,  $[cm]$  – радиус основания конуса;
- 6)  $R_0$ ,  $[cm]$  – радиус источника;
- 7)  $h_0$ ,  $[cm]$  – толщина слоя жидкости вблизи источника;
- 8)  $\alpha$  – угол наклона дна (образующей конуса) к горизонтالي.

Рассмотрим некоторые закономерности формирования структуры течений, формирующихся с помощью центрального источника.

#### Гладкое наклонное дно. Баротропный случай ( $\rho_1 \approx \rho_0$ , $g' = 0$ ).

Как уже говорилось ранее, структура поля течения, продуцируемая источником постоянного расхода, быстро достигает квазистационарного состояния (Рис. 2). При этом в некоторой зоне вблизи источника существует невязкое ядро баротропного течения, ограниченное фронтом жидкости из источника, а вне его, в окружающей жидкости находится обширная область затухания азимутальной скорости течения. Баротропное прибрежное течение достигает стационарного состояния благодаря придонному трению. В этом состоянии расход подкрашенной жид-

кости, поступающей из источника, компенсируется ее оттоком и опусканием вниз по склону в вязком (экмановском) придонном слое. При этом интегральный расход жидкости в этом слое будет равен  $Q_E = Q = 2\pi(R_0 + \Delta R_1^*)U_1 h_E$ , где  $\Delta R_1^*$  – ширина невязкого ядра течения (Рис. 9). Используя это условие, можно вывести формулу, выражающую  $\Delta R_1^*$  через определяющие параметры задачи:  $\Delta R_1^* = \frac{Q}{2\pi f R_0 h_E}$  (1), где

$h_E = \sqrt{\frac{\nu}{f \cos \alpha}}$  – масштаб Экмана, характеризующий толщину вязкого придонного слоя данной задаче.

Используя (1), была проведена оценка значения ширины невязкого ядра  $\Delta R_1^*$  и масштаба скорости  $U_1^* = -f \Delta R_1^*$  течения в описанных выше лабораторных опытах. Однако наблюдения показывают, что реальная ширина зоны фронтального течения несколько превышает масштаб  $\Delta R_1^*$ , а реальная скорость течения в невязком ядре имеет меньшее значение, чем масштаб  $U_1^*$ . Одной из задач дальнейшего исследования, а также обработки данных ранее проводившихся опытов может быть проверка зависимостей  $\Delta R_1 = a \Delta R_1^*$  и  $U_1 = b U_1^*$ , где  $a$  и  $b$  – числовые коэффициенты, которые можно найти из эксперимента.

#### Гладкое наклонное дно. Бароклинный случай ( $\rho_1 > \rho_0$ , или $\rho_1 < \rho_0$ , $g^* \neq 0$ )

При появлении существенного различия в плотности (солёности) между водой источника и водой в бассейне, прибрежное течение может приобрести бароклинный характер, т.е. выклиниваться ко дну, или к поверхности. В этих случаях течение может стать бароклинно неустойчивым, меандрирующим и развалиться на вихри. В случае, если  $\rho_1 > \rho_0$ , прибрежное течение выклинивается ко дну. В случае, если  $\rho_1 < \rho_0$ , течение выклинивается к поверхности и отток подкрашенной жидкости в придонный экмановский слой прекращается. При этом ширина зоны прибрежного течения не стабилизируется, а растет со временем по закону  $\Delta R \sim t^n$ , где  $n < 0.5$ . Из лабораторных экспериментов с фронтальным течением над плоским дном известно, что при  $R_d/\Delta R \ll 1$  и  $E^{0.5} \ll 1$ , где  $E = (h_E/h)^2$  – число Экмана, течение является бароклинно неустойчивым, меандрирует с длиной волны  $\lambda \sim 2\pi R_d$  и распадается на вихри. В случае наклонного дна устойчивость течения может существенно возрастать (или убывать) за счет стабилизирующего (дестабилизирующего) действия наклона дна (топографического бета-эффекта). В случае прибрежного фронтального течения, движимого силой плавучести, т.е. распространяющегося направо от направления «берег-море» в северном полушарии, топографический бета-эффект играет стабилизирующую роль: изначально антициклоническая завихренность жидкости в меандре может быть скомпенсирована топографическим бета-эффектом, а сам меандр при этом должен исчезнуть. Аналогичная «нейтрализация» завихренности наступает и в случае развития циклонического меандра. Поэтому фронтальное течение сохраняет устойчивость. Если же фронтальное течение по каким-то причинам направлено влево от направления «берег-море», например, под действием ветра, то, из тех же соображений, топографический бета эффект должен усиливать развитие неустойчивости. Количественная проверка этих простых физических соображений должна стать предметом дальнейшей экспериментальной работы.

Однако прежде чем изучать влияние наклона дна на бароклинную устойчивость фронтального течения следует обсудить условия перехода от баротропно-

го режима течения к бароклинному. Очевидно, что этот переход не происходит автоматически при появлении различия между плотностью воды в источнике и воды в бассейне. При небольшом плотностном контрасте бароклинность может не проявляться из-за эффекта баротропизации течения во вращающейся жидкости. Можно предположить, что бароклинность должна играть определяющую роль в том случае, если значение бароклинного радиуса деформации превышает значение стационарной ширины невязкого ядра баротропного прибрежного течения. В этом случае, должно выполняться условие:  $\Delta R_1^* < R_d = \frac{\sqrt{g^* h_0}}{f}$  (2). Из этого условия мож-

но определить пороговое значение  $(g^*)^*$ , при котором бароклинность начинает оказывать определяющее влияние на режим течения. Наиболее сильным образом  $(g^*)^*$  зависит от  $Q$ :  $|g^*| > g^{*c} = \frac{Q^2 f \cos \alpha}{4\pi^2 \nu h_0 R_0^2}$  (3).

Таким образом, баротропный/бароклинный переход существенно зависит от величины расхода источника. Для того, чтобы реализовать в эксперименте бароклинный случай, нужно для избранного расхода течения  $Q$  оценить критическое значение  $(g^*)^*$  и выбрать  $g^*$  заведомо больше этого значения. И наоборот, чтобы реализовать баротропный случай следует выбрать  $g^*$  заведомо меньше, чем  $(g^*)^*$ . Впрочем, справедливость этого критерия (3) также должна быть доказана экспериментально.

#### Наклонное дно с каньоном

- 1) При наличии каньона вследствие разнообразия его возможных форм и масштабов количество определяющих параметров эксперимента сильно увеличивается. Это делает практически невозможным проведение полноценного исследования. В такой ситуации было решено проводить исследования с использованием каньонов достаточно простых форм: треугольного (трапецевидного), прямоугольного или круглого сечения, однородной ширины и пр., с целью нахождения общих качественных и, где возможно, количественных закономерностей влияния каньонов на структуру и динамику течений.

В связи с этим к приведенным выше восьми определяющим параметрам, следует прибавить, как минимум, еще четыре:

- 9)  $\Delta R_2$ , [см] – расстояние вершины каньона до источника (берега);
- 10)  $R_c$ , [см] – ширина каньона;
- 11)  $h_c$ , [см] – глубина каньона;
- 12)  $\beta$  – угол наклона стенки каньона к образующей конуса (наклонной поверхности дна).

Одним из наиболее ярких результатов опытов является обнаружение сильной асимметрии в режиме обтекания каньона квази-баротропным течением (рис. 3). С чем связана интенсификация струи течения вдоль задней стенки каньона, почему эта струя опускается далеко вниз по склону и что определяет ее выход из каньона и дальнейшее азимутальное распространение вдоль определенной изобаты? Следует найти ответы на эти вопросы.

Тривиальным объяснением превалирования опускания подкрашенной жидкости по сравнению с ее подъемом в области каньона, является тот факт, что прибрежное течение в обсуждаемом эксперименте поддерживается притоком под-

крашенной жидкости из источника. Как уже указывалось, в отсутствие каньона этот приток балансируется оттоком жидкости из области прибрежного течения в придонном экмановском слое. Однако в том случае, когда прибрежное течение набегаёт на каньон, образуется ячейка циркуляции с опусканием жидкости вниз по задней стенке и подъёмом на передней, а процесс опускания жидкости в придонном экмановском слое ослабевает. В этом случае, баланс массы в прибрежном течении может осуществляться только за счёт соответствующего оттока подкрашенной жидкости вниз в циркуляционной ячейке, образующейся над каньоном. Рассмотрим физические принципы формирования этой циркуляционной ячейки.

Как уже указывалось выше, баротропное невязкое течение над наклонным дном стремиться следовать вдоль изобат. В области транссклонового каньона, изобаты «выгибаются» по направлению к верху склона. При этом течение, следующее вдоль изобат, образует в области каньона циклонический меандр, т.е. приобретает дополнительную завихренность циклонического знака. Наличие этой завихренности приводит к тому, что струя течения опускается на задней стенке ниже той изобаты, вдоль которой оно следовало до прохождения через каньон. Положение этой новой изобаты можно найти, используя закон сохранения потенциального вихря:

$$(f + \omega_0)/H_1 = (f + \omega_0 + \omega_1)/H_2 \quad (4)$$

Левая часть формулы (4) представляет собой потенциальную завихренность течения на входе в каньон, а правая – на выходе из него. Здесь  $\omega_0$  – относительная завихренность в струе течения (антициклоническая, т.е., отрицательная, для рассматриваемого прибрежного течения в лабораторном бассейне),  $\omega_1$  – дополнительная относительная завихренность, которую приобретает течение в каньоне вследствие образования циклонического меандра,  $H_1$  – изобата положения стрежня течения до входа в каньон, а  $H_2$  – на выходе из каньона. Из (4) можно найти выражение для  $H_2$ , которое имеет вид:

$$H_2 = H_1(f + \omega_0 + \omega_1) / (f + \omega_0) = H_1 [1 + \omega_1 / (f + \omega_0)] \quad (5)$$

Используя типичные значения параметров, входящих в правую часть формулы (5), рассчитаем значение  $H_2$  для течения в лабораторном опыте, изображенном на рис. 3. При этом будем считать, что относительная завихренность в струе прибрежного течения до пересечения каньона  $\omega_0 \approx U_1 / (R_0 + \Delta R_1)$ , где  $U_1$  – скорость воды в струе прибрежного течения,  $R_0$  – радиус цилиндрического источника, выполняющего также функцию «берега»,  $\Delta R_1$  – характерная ширина прибрежного течения, т.е., радиальное расстояние между берегом и стрежнем течения. Дополнительную относительную завихренность можно оценить следующим образом:  $\omega_1 \approx U_1 / R_c$ , где  $R_c$  – характерный масштаб полуширины каньона. Можно также показать (см. Приложение), что масштаб азимутальной скорости в струе прибрежного баротропного течения, возбуждаемого цилиндрическим источником массы расположенного в центре бассейна с вращающейся жидкостью, определяется выражением:  $U_1 \approx -f \Delta R_1 (1 + \Delta R_1 / R_0)^{-1}$ . Подставляя эти масштабы и пренебрегая малыми членами, получим выражение для  $H_2$ , которое можно использовать для количественных оценок и сравнения с результатами эксперимента:

$$H_2 \approx H_1 [1 + \Delta R_1 / R_c (1 + \Delta R_1 / R_0)] \quad (6)$$

В опыте, моменты которого изображены на рис. 3, параметры, входящие в (6), имели следующие численные значения:  $H_1 = 6$  см,  $\Delta R_1 = 1$  см,  $R_c = 2$  см. Подставляя эти значения в (5), получим:  $H_2 \approx 18$  см. Это значение приблизительно со-

ответствует изобате распространения отклоненной каньоном струи прибрежного течения. Таким образом, явление асимметрии в обтекании каньона баротропным прибрежным течением может быть в первом приближении объяснено с позиций закона сохранения потенциального вихря.

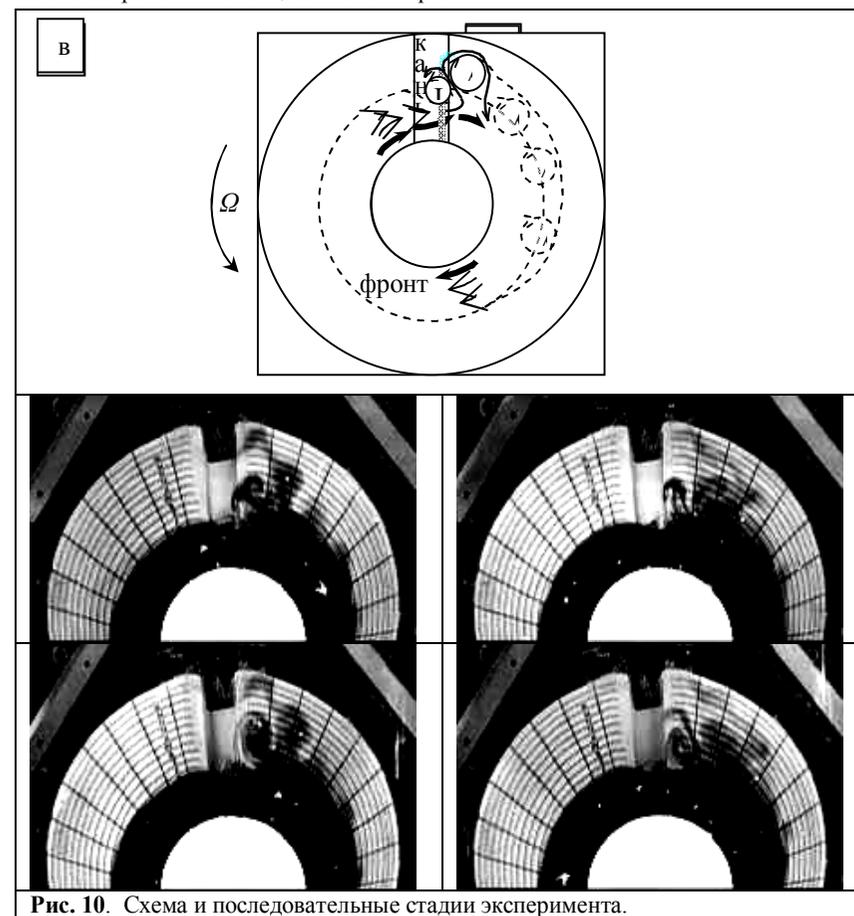


Рис. 10. Схема и последовательные стадии эксперимента.

Есть, однако, еще одно обстоятельство, которое может вызывать наблюдаемую асимметрию обтекания, по крайней мере, в ситуации с каньоном стенки которого являются достаточно крутыми. До сих пор мы рассматривали каньон с пологими стенками, через который течение проходит, следуя вдоль изобат. В случае каньона с обрывистыми стенками такой путь пересечения каньона течением становится невозможен: в области каньона с крутыми стенками устанавливается сдвиговая система течений, направленных вдоль оси каньона. При этом течение направлено вверх по склону вдоль передней стенки каньона и вниз – вдоль задней. Такая циркуляция соответствует пониженному уровню жидкости (давлению) над каньоном. Внешнее течение, набегающее на каньон, упираясь в эту область пони-

женного давления, также вынуждено подниматься вверх вдоль передней стенки каньона. Оно пересекает каньон вблизи берега, где поле давления имеет градиент, направленный к берегу. Далее, оно опускается вниз по склону вдоль задней стенки каньона. Таким образом, течение в области каньона с крутыми стенками также образует циклонический меандр. Как и прежде, будем считать, что при всех этих перемещениях вода сохраняет потенциальную завихренность. В этом случае, поднимаясь вверх по склону вода приобретает дополнительную антициклоническую завихренность, поскольку глубина жидкости уменьшается и наоборот, опускаясь вниз по склону, она приобретает дополнительную циклоническую завихренность. Эти «добавки» изменяют структуру циклонического меандра. На передней стенке течение вверх становится медленным и широким, а на задней стенке – узким и быстрым. Эта асимметрия совершенно аналогична асимметрии западного и восточного пограничных слоев в Мировом океане, только в океане она обусловлена планетарным бета-эффектом (т.е. изменением широты и, как следствие, параметра Кориолиса), а в лабораторном бассейне – топографическим бета-эффектом (т.е. изменением глубины жидкости).

Обстоятельное сопоставление результатов лабораторных исследований влияния каньонов на прибрежные течения с данными натурных наблюдений является одной из задач дальнейшей работы. Однако следует отметить, что вышеописанные результаты лабораторных опытов хорошо согласуются с некоторыми результатами натурных наблюдений, а также теоретических и численных моделей влияния топографических неоднородностей на океанские течения и вихри. Расчеты подтверждаются данными наблюдений за поведением течения, проходящего над каньоном Паламос в Средиземном море. Подобные примеры показывают, что простые лабораторные опыты правильно воспроизводят изучаемые явления и могут существенно облегчить понимание физики воздействия топографических неоднородностей на океанские течения.

#### Выводы

1. Установлено, что каньоны большой глубины (сопоставимой с толщиной слоя жидкости) с крутыми стенками (ширина стенки меньше масштаба течения или радиуса деформации Россби) являются существенным препятствием для квазибаротропных и плотностных течений. Они трансформируют квазиизобатические течения в струйные течения, направленные вдоль оси каньона. При набегании прибрежного течения на такой каньон в его верхней части образуется квазистационарный циклонический вихрь, а ниже по склону за каньоном периодически образуются антициклонические вихри, которые затем движутся вдоль склона. Это вихреобразование сильно интенсифицирует водообмен между мелководной и глубоководной частями бассейна. Если же каньона недостаточно глубокий и не обладает крутыми стенками, то течение пересекает такой каньон, практически не изменяя своей структуры.
2. Изучены различные типы течений над каньоном: поверхностные, баротропные и придонные бароклинные. Выяснено, что наибольшее влияние каньонов испытывают придонные бароклинные течения, а наименьшее - приповерхностные. Придонные течения захватываются каньоном и распространяются вниз по склону, квазибаротропные – распространяются как вверх, так и вниз по склону и приобретают вихревую структуру, а приповерхностные также при-

- обретают вихревую структуру, не изменяя при этом сильно своего положения.
3. Обнаружена асимметрия движения квазибаротропного течения вверх и вниз по каньоны: на передней стенке медленное и широкое течение направлено вверх, на задней стенке - быстрое и узкое, направлено вниз. Предполагается, что это явление аналогично планетарному бета-эффекту.
  4. Результаты экспериментов косвенно подтверждаются данными измерений потока осадков вблизи дна каньона Паламос в Средиземном море. Оказалось, что на задней стенке каньона поток осадков был существенно выше, чем на передней стенке.
  5. Установлено, что переход течения от квазибаротропного режима к бароклинному происходит при достижении порогового значения редуцированного ускорения силы тяжести  $(g')^*$ , при котором бароклинность начинает оказывать определяющее влияние на динамику течения:
 
$$|g'| > g'^* = \frac{Q^2 f \cos \alpha}{4\pi^2 \nu h_0 R_0^2}$$

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы №20 РАН, проект «Влияние крупно- и мезомасштабной динамики вод на процессы внутрибассейнового обмена - лабораторный эксперимент»

#### Литература

1. Строганов О.Ю., Гарсиа-Ладона Э., Емельянов М., Кременецкий В. В., Поярков С. Г. Лабораторные исследования влияния подводных каньонов на фронтальные течения над наклонным дном во вращающейся жидкости. // Физические проблемы экологии (Экологическая физика): сборник научных трудов. №13. М., 2004.
2. Arduin, F., Pinot J. M., & Tintoré, J. (1999). Numerical study of the circulation in a steep canyon off the Catalan coast (western Mediterranean). *Journal of Geophysical Research*, 104, C5, 11115-11135.
3. Durrieu de Madron, X. (1994). Hydrography and nepheloid structures in the Grand-Rhone canyon. *Continental Shelf Research*, 14, 457-477.
4. Hickey, B. M. (1995) Coastal submarine canyons. In: P. Müller & D. Henderson, *Topographic Effects in the Ocean*, (pp. 95-110) Manoa: School of Ocean and Earth Science and Technology.
5. Puig, P., & Palanques, A. (1998). Nepheloid structure and hydrographic control on the Barcelona continental margin, north-western Mediterranean. *Marine Geology*, 149, 39-54.
6. Klinck, J. M. (1996). Circulation near submarine canyons: A modelling study. *Journal of Geophysical Research*, 101, 1211-1223.
7. Skliris, N., Goffart, A., Hecq, J.H., & Djenidi, S. (2001). Shelf-slope exchanges associated with a steep submarine canyon off Calvi (Corsica, NW Mediterranean Sea): A modelling approach. *J. Geophys. Research*, 106, C9, 19883-19901.



**ТИЩЕНКО АЛЕКСАНДР ПАВЛОВИЧ** –  
ПРОФЕССОР ТВЕРСКОГО ГОСУДАР-  
СТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА  
(1930-2009)

Ю.А.Пирогов

*Московский государственный универси-  
тет имени М.В.Ломоносова  
Физический факультет  
Центр магнитной томографии и спектро-  
скопии*

22 октября 2010 года исполнилось бы 80 лет выдающемуся ученому-геоэкологу Тищенко Александру Павловичу, год назад ушедшему от нас в мир иной. В Тверском университете он заведовал кафедрой и лабораторией геоэкологии, которые он создал и возглавлял после перехода из Московского университета, с которым он был тесно связан в течение почти что сорока лет.

Мне лично довелось познакомиться с ним в конце 1970-х годов, когда было начато широкое сотрудничество Госкомгидромета СССР с физическим факультетом МГУ. Тогда был заключен контракт между физфаком МГУ и учреждением Гидромета НИИ ГосНИЦИПР на выполнение пожалуй самой крупной научно-исследовательской работы «Разработка спутниковых методов изучения природных ресурсов и климата Земли», в которой приняли участие 13 кафедр физического факультета, научным руководителем НИР был назначен профессор Н.Б.Брандт. А.П.Тищенко, тогда начальник отдела ГосНИЦИПР, был куратором этой НИР со стороны Госзаказчика, а мне было поручено возглавлять работу научного коллектива физического факультета в качестве заместителя научного руководителя. Это была очень серьезная работа, стоимость ее составляла около 10 млн. долл. США, вложение которых в науку физического факультета позволило создать целый ряд научных направлений и лабораторий, до сих пор успешно работающих в этой перспективной области. Достаточно сказать, что я ежеквартально отчитывался перед Заказчиком с докладом на их Ученом совете, предьявляя до 3-х томов отчетов о выполненных исследованиях. В конце работы мы представили Заказчику 12 макетов созданных нами действующих геофизических устройств (радиометров, лидаров, спектрофотометров), предназначенных для подспутниковых измерений параметров атмосферы, поверхности океана и подстилающей поверхности Земли, калибрующих соответствующие спутниковые данные. Кроме того, была разработана математическая модель системы бортовых спутниковых измерений параметров атмосферы и подстилающей поверхности с обработкой данных на борту и передачей их по радиоканалу на Землю. Испытание разработанной аппаратуры проводи-

лось в натуральных условиях на специальном полигоне в Крыму, куда мы дважды, в июне и сентябре 1986 года, вывозили до 20 тонн разнообразного научно-исследовательского оборудования.

А.П.Тищенко родился в 1930 году в г. Сальске Ростовской области в семье кубанских казаков. В 1949 году он поступил в Московский институт инженеров геодезии, аэрофотосъемки и картографии (известный МИИГАиК) и по окончании его в 1954 году направлен в Московское Аэрогеодезическое предприятие ГУГК МВД СССР. С 1956 по 1957 год он работал в Китае начальником Тибетской экспедиции по проведению триангуляционной съемки и выполнению аэросъемки при составлении карт М1:200000, за что награжден орденом «Дружбы КНР». В 1957 г. он поступил в аспирантуру МИИГАиК и по окончании ее защитил диссертацию кандидата технических наук на тему «Обусловленность матриц нормальных уравнений геодезических сетей». С 1960 года преподавательская работа в МИИГАиК и административная в должности проректора по научной работе. С 1965 года он заведует теоретическим отделом в Научно-исследовательском институте автоматической аппаратуры (НИИАА). Область руководимых им исследований: расчет спутниковых траекторий, автоматизированная система географической привязки спутниковой видеоинформации, аэрофотосъемка лунной поверхности. Работы проводились совместно с МИИГАиК, ИКИ РАН, ГАИШ по лунной тематике «Луна-9», «Луноход-1», «Луноход-2». С 1971 по 1975 гг. он работает доцентом географического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова, где читает лекции и ведет научную работу по космической съемке и тематическому картографированию.

А.П.Тищенко – настоящий географ-путешественник: даже рабочее место он менял решительно, быстро, но на каждом из них успевал выполнить поистине фундаментальные разработки. Очередные 5 лет снова «в космосе» - начальником отдела ГОСНИЦИПР, где и сошлись дороги физического факультета МГУ и Госкомгидромета в области космических методов изучения природных ресурсов и климата Земли. Затем он снова, теперь уже надолго, возвращается в Московский государственный университет.

После успешного завершения упомянутой в начале этой статьи комплексной НИР ГосНИЦИПРа с физическим факультетом А.П.Тищенко по приглашению будущего ректора, а тогда первого проректора МГУ В.А.Садовнического, возглавлявшего у нас в университете направление космического земледения, был переведен из ГосНИЦИПРа в Московский университет на должность заместителя директора Научно-исследовательского Музея земледения по научной работе и заведующего новой лабораторией космического земледения. Здесь он под руководством В.А.Садовнического разворачивает работу по космическому земледению, опираясь на разработки институтов Госкомгидромета и АН СССР.

Итогом этой деятельности стала монография, написанная В.А.Садовничим и А.П.Тищенко «Космическое земледение», которая в дальнейшем была дополнена еще двумя томами под тем же названием, написанными коллегами А.П.Тищенко (профессором В.В.Козодеровым и др.) под редакцией академика РАН В.А.Садовнического. В это время А.П.Тищенко уже в масштабе всего университета организует еще одну крупную работу, в которой под руководством В.А.Садовнического выполнялись несколькими факультетами (мехмат, физфак, ВМК, НИВЦ, географический факультет, Музей земледения) комплексные исследования по специальному заданию ряда зеленоградских научных учреждений.

В 1989 году А.П.Тищенко защищает диссертацию доктора технических наук на тему «Автоматизация систем обработки тематического анализа космических многозональных видеоданных», в которой обобщает свои многолетние работы по спутниковым методам изучения природных ресурсов Земли с изложением математических моделей разработанных методик, и после почти 10-летнего очередного пребывания в МГУ в 1990 году приглашается на должность профессора, заведующего кафедрой картографии и математической географии. В 1993 году он создает кафедру картографии и геоэкологии ТвГУ и становится ее заведующим. Здесь он организует учебный процесс и научные разработки по новой специализации геоинформатики, опираясь на практические исследования по созданию ГИС Тверского региона. Он создает проблемную лабораторию геоинформатики ТвГУ, читает лекции на кафедре картографии, вводит в учебную программу подготовки студентов-геоэкологов математические дисциплины и спецкурсы, организует летние экспедиции студентов-картографов. Область его научных исследований в этот период – физическая экология, мониторинг, воздействие природных и антропогенных факторов на формирование модели глобальных изменений климата Земли, формирование полигонных исследований, создание разнообразных тестовых площадок на территории водораздела русской равнины, проведение зонирования территории, создание ГИС.

Особое внимание он уделяет изучению уникального Верхневолжского массива, который является истоком главных европейских речных артерий – Волги, Днепра, Западной Двины и притоков Невы. Теперь уже совместно с физическим факультетом и ЦМТС МГУ он получает грант Правительства Москвы на создание на берегу озер Волго и Пено учебно-научного геоэкологического и геофизического полигона «Волговерховье», где проводит широкие исследования состояния водной среды и лесных насаждений в районе Верхней Волги. На полигоне были развернуты работы по изучению подстилающих поверхностей с применением радиометрической микроволновой и оптической техники, размещенной на возвыгнутой на берегу озера Верхнее Волго 40-метровой вышке с автоматической лифтовой платформой и станцией компьютерной обработки дистанционных измерений. Для экологического контроля Ядра Главного Водораздела Русской равнины на полигоне был организован мониторинг состояния лесопосадок, дистанционный контроль методами радиометрии в миллиметровом диапазоне состояния атмосферы над лесом и водной поверхностью озер и рек, сезонный контроль жизнедеятельности деревьев, контроль содержания малых примесей в водной среде. Проводилось исследование влияния лесных ландшафтов ядра водораздела Русской равнины на гидрологический режим истоков рек.

Эти измерения координировались с данными спутниковых изображений, которые получались с помощью бортовой аппаратуры российских, американских и европейских спутников Земли и предоставлялись для сравнений руководством НПО «Планета» (бывший ГосНИЦИПР). На полигоне «Волговерховье» были организованы учебные геофизические экспедиции студентов МГУ и Тверского университета, был проведен ряд работ совместно с германскими учеными, также заинтересованными в изучении природных условий на Верхней Волге, существенно влияющих на климатические процессы и в Западной Европе.

Так, в 1999-2001 гг. А.П.Тищенко руководит программой Международного гранта по изучению Волговерховья совместно с институтом Биоклиматологии Гет-

тингенского университета, Швейцарским гидрологическим институтом и Чешским институтом лесной экологии, в 2001-2001 гг. получает грант Минобразования «Космический геомониторинг» и грант по радиофизическим методам проведения геоэкологического мониторинга совместно с Владимирским госуниверситетом. Организованная им в ТвГУ лаборатория геоинформатики стала центром внедрения передовых методов изучения Земли, центром подготовки кадров по геоэкологическому мониторингу состояния Земли с использованием аэрофото- и космических снимков. Важными достижениями А.П.Тищенко явились также открытие в ТвГУ специальности «Геоэкология» (1993), специализации «Геоинформационное картографирование» (2003), а также создание базы топографических практик «Чистый лес».

Александр Павлович участвовал в разработке целого ряда экологических федеральных программ: в 2002 году выступал как один из авторов проекта Экологической доктрины Российской Федерации, с 1992 г. по 1994 г. являлся соруководителем Федеральной программы «Социально-культурное развитие Тверской области (Великого водораздела)», с 2005 г. — соруководителем президентской программы «Радиовидение и безопасность жизнедеятельности».

А.П.Тищенко был многократным автором докладов на Всероссийских конференциях «Физические проблемы экологии» в МГУ и статей в настоящем сборнике. Всего им опубликовано 146 научных трудов, в том числе, 3 учебника, 5 монографий (1 книга издана за рубежом), 139 статей в отечественных и зарубежных изданиях. Последняя монография, написанная им и под его редакцией коллективом авторов Московского и Тверского университетов «Учебно-научный полигон «Волговерховье» в настоящее время проходит редакторскую правку и готовится к публикации в Издательстве Московского университета. Он был избран действительным членом Российской экологической академии и активно работал в секции РЭА «Физические методы в экологии». По его инициативе при Тверском университете было создано Тверское отделение РЭА, которое он в течение последних 5 лет возглавлял, подготовив ряд членов-корреспондентов РЭА в Твери. Заслуги в работах по космической информатике были отмечены также избранием его действительным членом еще двух академий – Международной академии информатизации и Российской академии космонавтики.

А.П.Тищенко – кавалер ряда правительственных и научных наград, среди которых ордена «Знак почета» и «Дружбы КНР», медаль Академии наук Болгарии, 4 серебряных медали ВДНХ и др.

У Александра Павловича четверо сыновей, продолжателей его научных и учебных дел. Старший сын Евгений пошел прямо по стопам отца – является заместителем директора по научной работе ОАО «ВНИИЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ» и занимается разведкой полезных ископаемых зарубежных стран. Близнецы Дмитрий и Константин стали физиками: Дмитрий закончил физический факультет МГУ и как ведущий специалист Центра магнитной томографии и спектроскопии МГУ провел вместе с отцом большую работу по созданию Учебно-научного полигона «Волговерховье». Константин получил диплом физического факультета МПГУ и является директором одной из лучших московских специализированных школ № 79 с обучением биоэкологической направленности. Младший, Александр – выпускник Тверского государственного университета по специальности геоэкология, работает в кадастровом ведомстве Тверской области.

Основные публикации А.П.Тищенко:

1. Тищенко А.П. Уравнительные вычисления в триангуляции. Справочник геодезиста.- М.: Изд-во «Недра», 1966.
2. Тищенко А.П. Геометрические методы космической геодезии.- М.: Наука, 1971.
3. Тищенко А.П. Основы космической геодезии// В книге: Закатова П.С. Высшая геодезия.- М.: Недра.1975.
4. Тищенко А.П. Геодезические основы карт. Учеб. пособие.- М: Изд-во Моск. ун-та, 1975.
5. Tischenko A.P. Priroda zemli iz Kosmosa. Oxonian Press, New Delhi-India.1990.
6. Тищенко А.П. Космическое землеведение.- М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992
7. Тищенко А.П. Космическое землеведение/Под ред. Садовниченко В.А.- М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998.
8. Тищенко А.П. Автоматизация систем обработки тематического анализа космических многозональных видеоданных. Дисс. доктора техн. наук.- М.: МИИГАиК, 1989.
9. Методы обработки и интерпретации многозональной информации о природных ресурсах Земли// Ред. А.П. Тищенко, А.И. Бурцев.- Л.: Гидрометеиздат, 1980.
10. Природа Земли из космоса : изучение природных ресурсов Земли с помощью данных, передаваемых со спутников по радиоканалам / сост. А. П. Тищенко, С. В. Викторов ; ред. Н. П. Козлов. - Л. : Гидрометеиздат, 1984. - 151 с.
11. Учебно-научный полигон «Волговерховье»// Ред. А.П.Тищенко, Ю.А.Пирогов.- М.: Изд-во Моск. ун-та, 2010 (в печати).

## К 100-летию со дня рождения

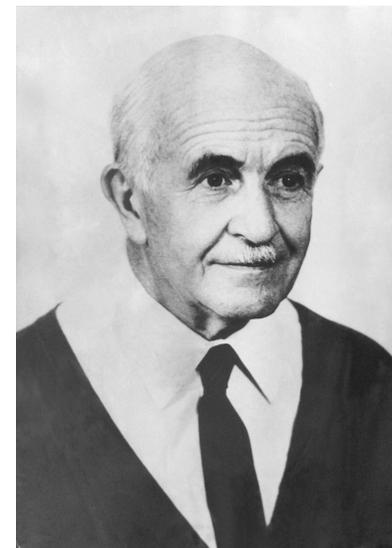
### Александра Христофоровича Хргиана –

Г.И.Кузнецов,

*Московский Государственный университет им. М.В.Ломоносова,*

Н.Ф.Еланский

*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН*



Настоящая статья посвящена памяти выдающегося ученого и педагога Александра Христофоровича Хргиана – основателя национальной школы физики облаков, а затем и школы атмосферного озона, ярко проявившего себя и во многих других направлениях геофизики. Как педагог он приобрел любовь и уважение многочисленных студентов, аспирантов и молодых специалистов. Его лекции неизменно вызывали большой интерес и привлекали к научным исследованиям сотни молодых людей. Очень часто звучала его фраза: «юноша бледный со взором горящим», обращенная к очередному увлеченному лекцией студенту, готовому посвятить жизнь исследованию физики облаков или атмосферного озона. Его знаменитый учебник - монография «Физика атмосферы», выдержавшая пять изданий, стала настольной книгой студентов, аспирантов и ученых -геофизиков и смежных областей наук.

Александр Христофорович Хргиан родился 21 января 1910 г. в Москве в семье врача. Окончил физико-математический факультет МГУ по циклу «Геофизика» в 1930 г. В 1931 – 1933 гг. был аспирантом НИИ Пути Народного комисса-

риата путей сообщения СССР и в 1933 – 1938 гг. научным сотрудником того же института по специальности «Снегоборьба на железных дорогах». Параллельно, в должности доцента, читал лекции по климатологии в Московском Гидрометеороинституте, где подготовил и защитил в 1936 г. кандидатскую диссертацию «Климат Московской области». В 1938 – 1940 гг. был на действительной военной службе в РККА и служил в военно-воздушных силах в качестве синоптика. После демобилизации в 1941 г. недолго работал в Центральном институте погоды и в связи с началом войны был мобилизован для преподавания синоптической метеорологии в Высшем военном гидрометеорологическом институте. После окончания войны с 1945 по 1951 г. работал в Центральной аэрологической обсерватории. С 1947 г. работал по совместительству в должности профессора МГУ, а в 1951 г. по приглашению ректора МГУ перешел на основную работу в МГУ, где оставался до конца своих дней профессором и в 1980 – 1987 гг. заведующим кафедрой физики атмосферы.

Научная деятельность А.Х. Хргиана с первых же лет характеризовалась необычной широтой интересов и сочетанием аналитических расчетных методов исследования с необыкновенно эффективным использованием результатов экспериментов и наблюдений. Он поразительно бережно и уважительно относился к наблюдениям, к цифрам, постоянно напоминал, что за ними стоит тяжелый и долгий труд экспериментатора и наблюдателя.

Первая серия его научных статей относилась к важной в то время проблеме борьбы со снежными заносами железных дорог. Результаты работ по этой тематике обобщены в большой работе «Физические основания борьбы со снегом на железных дорогах» (1938 г.). В этих работах впервые систематически использована гидродинамическая теория и аэродинамическая экспериментальная методика в разработке активной снеговой защиты.

В те же годы А.Х. Хргиан занимался решением и другой важной прикладной проблемы – задачи сохранения условий вечной мерзлоты при строительстве сооружений в северных районах страны. Разработанная им методика воспроизведения условий вечной мерзлоты на моделях в климатической лаборатории широко применяется до настоящего времени.

Большой и длительный интерес А.Х. Хргиана привлекали проблемы теории климата. Им проведены обработка и анализ огромного статистического материала наблюдений по отдельным регионам и всему Советскому Союзу. Им опубликовано более 20 статей, относящихся к вопросам климатологии – от климатических характеристик отдельных регионов (в частности, Московской области - кандидатская диссертация) до проблем изменения климата земного шара и эффектов запаздывания климатических эффектов в земной коре и океане.

Цикл работ А.Х. Хргиана по облакам и осадкам начинается коллективной монографией «Обледенение воздушных судов» (1938 г.), в которой положено начало исследований микроструктуры облаков. Дальнейшее развитие этого цикла приходится в основном на период работ в Центральной аэрологической обсерватории, где им с коллегами и учениками были разработаны оригинальные конструкции приборов для наблюдения микроструктуры и проведены самолетные наблюдения в естественных облаках, проведен подобный анализ процессов конденсации и коагуляции, а также учет влияния динамических факторов на характеристики облакообразования. На основе этой большой экспериментальной и теоретической

базы в 1961 г. издана монография «Физика облаков», в которой впервые развита идея о том, что микроструктуру нельзя изучать в отрыве от динамики облаков.

Эта же идея о важнейшей роли динамики проводится им (тоже впервые) и в разрабатываемых параллельно первых теоретических моделях изменения озоносферы. А чуть позже на полях 3-го издания своей «Физики атмосферы» Александр Христофорович записывает: «Исследователь, который в изучении атмосферы хочет уйти от учета ее динамических свойств, – просто гость в доме физики атмосферы». Несмотря на то, что с переходом в МГУ центр научных интересов А.Х. Хргиана постепенно смещается в область физики атмосферного озона, облачная тематика никогда им не оставлялась. Фундаментальным итогом этого цикла явилось издание в 1989 г. объемного справочника «Облака и облачная атмосфера» (совместно с И.П. Мазыным и И.М. Имянитовым) – первого в отечественной и мировой геофизической литературе справочного пособия по облакам. Так закладывалась и развивалась признанная в стране и за рубежом школа облаков и осадков А.Х. Хргиана.

Безусловно, самой большой «любовью» Александра Христофоровича в науке был атмосферный озон. Первой его работой по озону была статья в журнале «Наука и жизнь», 1947 г.: «Озон в земной атмосфере». В это время из частного, удаленного в прямом и переносном смысле от насущной земной жизни вопроса о мизерной составляющей атмосферного воздуха, проблема озона превращалась постепенно в бурно развивающуюся область физики атмосферы. И Александр Христофорович внес неоценимый вклад в это развитие. Это его трудами и трудами развиваемой им школы атмосферного озона показано, что озон является узловым элементом фотохимии атмосферы, чутким показателем диагностики и прогноза движений атмосферы, важнейшим фактором, регулирующим биологически активную солнечную радиацию. Заслугой А.Х. Хргиана является то, что он задолго до многих, в том числе и за рубежом, оценил значение озона и подготовил созданную им национальную школу атмосферного озона к международному озоновому буму семидесятых - восьмидесятых годов. Это он создал прочную организационную базу развития проблемы озона в стране, проведя первую озоновую конференцию по результатам работ МГТ (Международного геофизического года) (1959 г., МГУ) и выпустив первый сборник «Атмосферный озон» (1961, изд. МГУ). Чуть позднее он стал председателем Всесоюзного постоянно действующего озонового семинара, организационную роль которого в развитии озонометрической науки в стране трудно переоценить. Перу А.Х. Хргиана принадлежит около 150 публикаций по проблемам атмосферного озона, в числе которых 6 монографий. Одна из них знаменитая «Физика атмосферного озона» 1973 г. издания сыграла большую роль в развитии исследований озона в нашей стране и за рубежом. Такой коллекцией не мог бы похвастаться ни один «озонщик» мира.

Его огромный международный авторитет, работа в комиссиях МАМФА по атмосферному озону, по физике облаков, постоянное представительство наших работ на различных форумах ВМО, безусловно, способствовали становлению нынешних широких международных связей нашей озонометрической науки. В числе раритетов, бережно хранимых А.Х. Хргианом, есть скромный по виду документ. Александр Христофорович один из очень немногих в мире и единственный в стране получил грамоту Международной Ассоциации Метеорологии и Физики Атмосферы в честь 30-летия МГТ, в которой выражается «официальное признание А.Х.

Хргиану, одному из немногих ученых, который постоянно вносил значительный вклад в изучение атмосферного озона в последние 30 лет» К этим словам международного признания деятельности А.Х. Хргиана трудно что-либо добавить. (Тем приятнее одному из авторов настоящей статьи, первому «озонному ученику» Александра Христофоровича Хргиана, отметить, что в связи с 50-летием МГГ в 2008 г. Г. И. Кузнецову был вручен золотой сертификат МАМФА и МГГС «За участие и развитие работ по атмосферному озону в МГГ».)

Справедливо считая, что без истории нет науки, Александр Христофорович постоянно активно занимался историей геофизики. Никто, как он, не заботился о памяти великих предшественников, закладывающих основы и создававших фундамент и стены геофизических наук, и его замечательные труды по историографии и библиографии геофизики, никогда и никем не повторенные и не превзойденные, будут памятником и ему – великому геофизику и человеку.

Первая небольшая публикация по истории («Об истоках климатологии») появилась в 1935 г. в журнале «Климат и погода». Его докторская диссертация «Развитие идей и методов синоптической метеорологии» (1943 г.) издана затем в несколько расширенном виде как «Очерки развития метеорологии» (1948 г.). В 1959 г. вышло ее второе издание, а затем она была переведена на английский язык и издана в США в 1979 г. Книга представляет наиболее полное изложение истории метеорологических теорий и наблюдений от их истоков и до современного времени. И опять просится слово уникальное, потому что и до сегодняшнего дня подобного рода исследований ни у нас, ни за рубежом не появилось. Его историографические, биографические и методико-библиографические статьи и рецензии постоянно заполняли все географические журналы, создавая тот живой мост преемственности, без которого невозможно развитие науки. В конце восьмидесятых в его пометках и разговорах все чаще мелькает совершенно новое слово «библиография». Его новая идея – собрать в едином Указателе имена выдающихся метеорологов мира и других ученых, внесших существенный вклад в сложную, разветвленную науку об атмосфере. Библиографический указатель «Метеорологи мира», охватывающий период многих веков и содержащий сведения о более чем восьмистах метеорологах мира, составленный на основе библиографической картотеки А.Х. Хргиана, собираемой им всю жизнь, увидел свет осенью 1992 г., за несколько месяцев до его кончины. Характерно, что имя Хргиана Александра Христофоровича, советского метеоролога, историка науки, стоит последним в алфавитном списке Указателя с характерной сноской: «Сведения внесены авторами предисловия к Указателю».

Поражает необыкновенная работоспособность А.Х. Хргиана. Он был автором, соавтором и редактором более 30 монографий. Он удивительно верно чувствовал пульс времени и мгновенно реагировал на все новые веяния и идеи. Поэтому большинство из его публикаций носит программный, пионерский характер. Число его публикаций неуклонно возрастало от десятилетия к десятилетию, что видно из таблицы, взятой из его «заметок на полях» и явно прошедшей строгий авторский отбор:

Таблица. Количество публикаций А.Х. Хргиана по различным (общим) проблемам и по истории науки.

Годы	До 1941	1942-49	1950-60	1961-69	1970-79	1980-91	Всего
Общие	45	18	36	48	68	80	297
По истории и науки		12	14	12	26	17	81

В эту таблицу из «Заметок на полях» не вошли его публикации 1992 г., когда в числе многих статей вышли сразу две его разнообразные по тематике книги. Это уже упомянутый Библиографический словарь «Метеорологи мира» и программно-справочная монография «Озоновый щит Земли и его изменения», написанная в содружестве с Э.Л. Александровым, Ю.А. Израэлем и И.Л. Каролев. А буквально за месяц до кончины (03.01.1993) в издательстве МГУ вышла еще одна книга «Небо, наука, поэзия», которая излагает представление античных авторов о небесных светилах, об их именах, восходах, заходах и приметах погоды. А.Х. Хргиан активно участвовал в редакции перевода античных авторов и написал метеорологические примечания к этой книге. И очень примечательно, что этой поэтической книгой, связывающей далекое, близкое и вечное, закончилась прекрасная творческая деятельность А.Х. Хргиана.

Александр Христофорович был страстным поклонником природы и, особенно, гор. Начав серьезные занятия альпинизмом еще до войны, он, в отличие от некоторых своих более молодых товарищей по альпинистской связке, пронес любовь и преданность горам через всю свою жизнь. Уже в возрасте под восемьдесят он всё еще продолжал ездить в горы, в том числе и на Памир, где благодаря своей блестящей эрудиции, общительности и прекрасному знанию европейских языков много способствовал успешной работе международных альпинистских лагерей. Трудности общения в международных многонациональных альпинистских лагерях и во время совместных восхождений привели его к идее создания многоязычного специального альпинистского разговорника. Этот уникальный словарь-разговорник на пяти языках, не имеющий аналогов в мире, Александр Христофорович закончил в самые последние годы жизни. Его издание, за которое активно взялась Федерация альпинизма во главе с Эдуардом Мысловским, стал своеобразным мемориальным памятником ему в среде альпинистов – среде, в которой Александр Христофорович всегда чувствовал себя радостно и спокойно.

Свой литературный и историографический опыт он использовал и здесь, раскрыв много белых пятен в истории альпинизма, в частности по истории первых восхождений на Камчатке. Для различных руководств по альпинизму и горному туризму им составлен ряд климатических и географических описаний горных регионов СССР, часть из которых вошла в «Мировой атлас альпинизма», изданный в Лондоне в 1969 г.

Александр Христофорович был активным членом редколлегий ряда геофизических периодических изданий, в частности, журналов «Метеорология и гид-

рология» и «Известия АН СССР (с 1992 г – Известия РАН), Физика атмосферы и океана», в котором он курировал разделы, связанные с исследованиями озона и физики облаков, и ряд смежных разделов, а также разделы Библиография, Персоналии, Хроника. Многие рецензии на новые советские и иностранные книги он писал сам или просил других специалистов подготовить рецензии, организовывал освещение важнейших съездов, конференций, симпозиумов, следил за юбилеями выдающихся наших ученых и подготавливал соответствующие материалы.

Александр Христофорович был очень обаятельным человеком. Он имел удивительный талант общения, и это привлекало к нему людей, в каких бы условиях ни проходила встреча: на лекциях, за рабочим столом, в экспедициях, в альплагерях... «Судьбой подаренная встреча» - этими словами А.Х. Хргиан часто характеризовал понравившегося ему человека. Все, кто хоть раз имел счастье встречи с Александром Христофоровичем Хргианом, без сомнения произнесут: «Судьбой подаренная встреча».



А.Х. Хргиан и А.М. Обухов среди сотрудников кафедры физики атмосферы физического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова

## СОДЕРЖАНИЕ

	стр.
Бабий В.И. ГИДРОАКУСТИКА И ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИИ .....	4
Байдулов В.Г. ТЕОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕЧЕНИЙ В НЕСЖИМАЕМОЙ ЛИНЕЙНО СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ ЖИДКОСТИ .....	14
Барбин Н.М., Терентьев Д.И., Борисенко А.Б., Курочкин А.Р., Алексеев С.Г., Попель П.С. МОДЕЛИРОВАНИЕ ИСПАРЕНИЯ ЖИДКИХ СПЛАВОВ .....	36
Баркин Ю.В. ВОЗРАСТАНИЕ СРЕДНЕГО ГЛОБАЛЬНОГО УРОВНЯ ОКЕАНА И СРЕД- НИХ УРОВНЕЙ ОКЕАНА В СЕВЕРНОМ И ЮЖНОМ ПОЛУШАРИЯХ ЗЕМЛИ В СОВРЕМЕННУЮ ЭПОХУ .....	40
Берёзкин М.Ю. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СТИМУЛЫ РАЗВИТИЯ ВО- ЗОБНОВЛЯЕМОЙ ЭНЕРГЕТИКИ .....	48
Блохина Н.С., Орданович А.Е. ОСОБЕННОСТИ ТЕЧЕНИЙ В ПРЕСНЫХ ВОДОЕМАХ ЧАСТИЧНО ПО- КРЫТЫХ ЛЬДОМ ВЕСНОЙ .....	54
Большакова А.В., Носов М.А. ПАРАМЕТРЫ ОЧАГА ЦУНАМИ КАК ФУНКЦИЯ МАГНИТУДЫ И ГЛУ- БИНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ .....	64
Василенко В.М., Сапожникова Е.В., Чугаевич В.Я. СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЛЯ ПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ.....	72
Гамбурцев А.Г. ЧЕЛОВЕК И ТРИ ОКРУЖАЮЩИЕ ЕГО СРЕДЫ. ЧЕТЫРЕ ТОМА АТЛАСА ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ .....	78
Гончаренко Б.И., Миронов Р.А. ЭФФЕКТИВНОСТЬ АКУСТИЧЕСКИХ ЭКРАНОВ НА НИЗКИХ ЗВУКО- ВЫХ ЧАСТОТАХ .....	91
Гордиенко В.А., Старкова М.В. МОДЕЛИРОВАНИЕ БИОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ В ЭКОЛОГИИ С ПОЗИЦИЙ СИНЕРГЕТИКИ.....	98
Горелик В.С., Глаголев К.В., Есаков А.А., Кравцов А.В., Козлова Г.В., Моро- зов А.Н., Свербиль П.П., Табалин С.Е. ПРИБОР ДЛЯ ОПТИЧЕСКОГО СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА ЗАГРЯЗНЕ- НИЯ ВОДНЫХ СРЕД .....	118
Гостева О.Ю., Изосимов А.А., Пацаева С.В., Южаков В.И., Якименко О.С. СПЕКТРАЛЬНО-ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЕ СВОЙСТВА ВОДНЫХ РАСТВО- РОВ ГУМИНОВЫХ ПРЕПАРАТОВ .....	130
Есюкова Е.Е., Чубаренко Б.В., Лейцина Л.В. ОЦЕНКА ВОЗМОЖНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИ- СТИК В РАЙОНЕ ВИСЛИНСКОГО ЗАЛИВА ДО 2080 г.....	144

Жуков А.Н., Латушкин А.А., Пустовойтенко В.В., Сизов А.А. МЕЖГОДОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ ПОЛЯ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ СЕ- ВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА В ПЕРИОД 1998-2007 гг ..... 155	155
Запевалов А.С., Показеев К.В. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЛОТНОСТИ ВЕРОЯТНОСТЕЙ ВОЗВЫШЕНИЙ ВЗВОЛНОВАННОЙ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИ АНАЛИЗЕ ДАННЫХ АЛЬТИМЕТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ..... 165	165
Карпов А.А., Самолубов Б.И., Жаров И.А. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПОТОКОВ И ПЕРЕНОС ВЗВЕСИ В СИСТЕМАХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ТЕЧЕНИЙ ..... 173	173
Килесо А.В., Гриценко В.А. ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ВДОЛЬСКЛОНОВОГО ПЛОТНОСТНОГО ТЕЧЕ- НИЯ С ВЛОЖЕННОЙ МОДЕЛЬЮ РАСЧЕТА ВЯЗКОГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ..... 181	181
Кистович А.В. К ВОПРОСУ О ЗАМЕНЕ СИЛОВЫХ ИСТОЧНИКОВ ЭКВИВАЛЕНТНЫМИ МАССОВЫМИ В ЗАДАЧАХ ГИДРОДИНАМИКИ ..... 186	186
Кистович А.В. ИНТЕГРАЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН ..... 193	193
Клейменичева Е.В., Мочулин П.В., Шелковников Н.К. ГАРМОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ УЕДИНЕННЫХ ВОЛН НА ВОДЕ ..... 205	205
Кондратьев С.А., Назарова Л.Е. ВОДНЫЙ РЕЖИМ ВОДОСБОРА ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА ПОД ВОЗДЕЙСТ- ВИЕМ ВОЗМОЖНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ..... 210	210
Кузьминов Ф.И., Максимов Е.Г., Горбунов М.Ю., Фадеев В.В. ИЗУЧЕНИЕ ФЛУОРЕСЦЕНТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК И ФОТОФИЗИЧЕ- СКИХ ПАРАМЕТРОВ ЦИАНОБАКТЕРИЙ КАК ПЕРСПЕКТИВНЫХ ФЛУОРЕСЦЕНТНЫХ БИОИНДИКАТОРОВ СОСТОЯНИЯ ВОДНЫХ ЭКО- СИСТЕМ..... 216	216
Кулгашев Н.Б. ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ НАСЕЛЕНИЯ И ПРИРОДЫ В ТВЕРСКОМ ВЕРХНЕВОЛЖЬЕ: ОСОБЫЕ СТРУКТУРЫ ТЕР- РИТОРИИ ..... 225	225
Кулгашев Н.Б., Тищенко Н.Н. СИСТЕМНАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ЧРЕЗВЫЧАЙ- НЫХ СИТУАЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ТВЕРСКОГО ВЕРХНЕВОЛ- ЖЬЯ..... 229	229
Литвиненко А.В., Богданова М.С. РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ОЗЕРНЫХ ЭКОСИСТЕМ (БАССЕЙН Р. ИЛЕКСЫ, НАЦИОНАЛЬНЫЙ ПАРК «ВОДЛО- ЗЕРСКИЙ»)..... 234	234
Мазурин И.М., Понуровская В.В. ЗАДАЧА ЭНЕРГОСБЕРЕЖЕНИЯ И ПРИРОДООХРАННЫЕ ОБЯЗАТЕЛЬСТ- ВА РОССИИ ..... 240	240
Мочулин П.В., Шелковников Н.К. СПЕКТРАЛЬНОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ЗАРОЖДЕНИЯ И	

ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВЕТРОВЫХ СОЛИТОНОВ В ЖИДКОСТИ ..... 246	246
Низовцев В.В. ДИНАМИКА ЗЕМНЫХ ОБОЛОЧЕК И МЕХАНИЗМ РОТАЦИИ ПЛАНЕТЫ ..... 254	254
Пацаева С.В., Полякова И.Б., Хунджуа Д.А., Южаков В.И. СПЕКТРАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ КОНЦЕНТРАЦИИ КЛЕТОК ВОДО- РОСЛЕЙ В СУСПЕНЗИЯХ С КОРРЕКЦИЕЙ НА СВЕТОРАССЕЯНИЕ ..... 260	260
Перов С.П., Показеев К.В. НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ ИЗМЕНЧИВОСТИ КЛИМАТА ..... 274	274
Петрова Г.П., Петрусевич Ю.М., Сергеева И.А., Сергеев С.Е., Фадеев В.В., Ширшин Е.А. ЭФФЕКТ КЛАСТЕРИЗАЦИИ В РАСТВОРАХ АЛЬБУМИНА И ГАММА- ГЛОБУЛИНА, СОДЕРЖАЩИХ ИОНЫ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ, ИЗУЧЕН- НЫЙ МЕТОДОМ ПОЛЯРИЗАЦИИ ФЛУОРЕСЦЕНЦИИ..... 284	284
Петрусевич Ю.М., Петрова Г.П., Папиш Е.А. ФИЗИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ДЕЙСТВИЯ МАЛЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ТОКСИЧЕСКИХ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ НА РАСТВОРЫ БЕЛКОВ И ФЕРМЕНТОВ ..... 291	291
Потапов А.А. СИСТЕМЫ ГЕОПРОСТРАНСТВЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИ ОЦЕН- КЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИЙ И ПОМЕЩЕ- НИЙ В РАДИОЧАСТОТНОМ ДИАПАЗОНЕ ..... 293	293
Потапова И.Ю. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ВБЛИЗИ ГОРНО-ОБОГАТИТЕЛЬНОГО КОМБИНАТА..... 301	301
Похил А.Э., Глебова Е.С. ТРАНСФОРМАЦИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ТРОПИЧЕСКОМ ЦИКЛОНЕ НАД ОСТРОВАМИ ..... 308	308
Пустовойтенко В.В., Показеев К.В., Запевалов А.С. ОТЕЧЕСТВЕННЫЕ КОСМИЧЕСКИЕ РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА МОРСКИХ АКВАТОРИЙ.РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ СТАНЦИИ БОКОВОГО ОБЗОРА ..... 318	318
Рождественский А. Е. КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ЗОНЫ «ПРОВЕТРИВАНИЯ» И ГЛОБАЛЬНАЯ ЭКОЛОГИЯ АТМОСФЕРЫ..... 332	332
Рыженков А.П. ФИЗИКА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ: СОДЕРЖАНИЕ, ФОРМЫ ..... 340	340
Савельев Иван Б., Хаус Браен К., Донелан Марк А. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПОТОКА ИМПУЛЬСА ОТ ВЕТРА К ВОЛНАМ ПРИ СИЛЬНЫХ ВЕТРАХ..... 346	346
Савенко А.В., Горин С.Л. ГИДРОЛОГО-ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЭСТУАРИЯ РЕКИ БОЛЬШОЙ ВИЛЮЙ НА ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ КАМЧАТКИ ..... 356	356
Савенко В.С. ИММОБИЛИЗАЦИЯ АТМОСФЕРНОГО СО В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОКЕАНА: ПРОБЛЕМА ДЕФИЦИТА РЕАКЦИОННОСПОСОБНОГО КАЛЬ- ЦИЯ..... 363	363
Сагдеев Р.З., Крутских В.И., Пирогов Ю.А.	

МАГНИТНО-РЕЗОНАНСНАЯ ТОМОГРАФИЯ. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И СОЦИАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ.....	369
Самолобов Б.И.	
ВЛИЯНИЕ СИСТЕМ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ТЕЧЕНИЙ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КИСЛОРОДА И ФОСФОРА .....	376
Самсонова В.В., Норина С.Б., Перов Н.С., Родионова В.В.	
ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ МАГНИТНЫЙ СКРИНИНГ ПЛАНКТОНА ПРИРОДНЫХ ВОДОЕМОВ И НАСКАЛЬНЫХ ЛИШАЙНИКОВ.....	387
Сидоренков Н.С., Жигаило Т.С.	
АСТРОНОМИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ АНОМАЛЬНО ЖАРКИХ ЛЕТНИХ СЕЗОНОВ .....	392
Синюгин О.А.	
ЭНЕРГЕТИКА И СОКРАЩЕНИЕ ВЫБРОСОВ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА.....	408
Соловьев А.А.	
НАУЧНЫЕ МОЛОДЁЖНЫЕ ШКОЛЫ «ВОЗОБНОВЛЯЕМЫЕ ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ».....	410
Соловьев А.А., Павловский К.П.	
ЛАБОРАТОРНАЯ МОДЕЛЬ АНТИЦИКЛОНА.....	413
Соловьев Д.А.	
ИССЛЕДОВАНИЕ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ ПРОЦЕССОВ ТУРБУЛЕНТНОГО ОБМЕНА В ОЗЕРЕ ВЕНДЮРСКОЕ.....	421
Соловьев Д.А., Нигматулин Р.С.	
ПОТЕНЦИАЛ И СПОСОБЫ ТРАНСФОРМАЦИИ ЭНЕРГИИ ГИДРОСФЕРЫ ЗЕМЛИ .....	430
Степанова Е.В., Чаплина Т.О., Чашечкин Ю.Д.	
МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКИХ РАЗЛИВОВ НЕФТИ В ЛАБОРАТОРНЫХ УСЛОВИЯХ .....	438
Тищенко А.П., Култашев Н.Б., Тищенко Н.Н.	
ПУТИ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕТОДАМИ ГЕОИНФОРМАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ.....	450
Тищенко Н.Н.	
ВЕРИФИЦИРУЕМЫ ЛИ КАРТЫ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОДЕРЖАНИЯ? .....	454
Фадеева И.В., Буриков С.А., Доленко Т.А., Рейтер Р., Фадеев В.В.	
О ВОЗМОЖНОСТЯХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ФЛУОРЕСЦЕНЦИИ ГУМИНОВЫХ ВЕЩЕСТВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ПРИБРЕЖНЫХ МОРСКИХ АКВАТОРИЯХ .....	459
Федорова К.В., Тихонова Т.Н., Петрова Г.П., Петрусевич Ю.М., Папиш Е.А.	
ВОЗДЕЙСТВИЕ ИОНОВ ЕВРОПИЯ НА ФЕРМЕНТЫ – ЛИЗОЦИМ И КРЕАТИНКИНАЗУ - В ВОДНЫХ РАСТВОРАХ.....	469
Чубаренко И.П., Козлова О.И., Степанова Н.Б.	
О ВЛИЯНИИ НАЛИЧИЯ БЕРЕГОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ СЕЗОННОЙ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВОД БАЛТИЙСКОГО МОРЯ.....	475
Шейнкман Е.Л., Самолобов Б.И., Иванова И.Н., Будников А.А., Авилкин И.А.	
ТРАНСПОРТ ПРИМЕСЕЙ В СИСТЕМЕ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ТЕЧЕНИЙ В ВОЛХОВСКОЙ ГУБЕ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА.....	487

Шрейдер Ал.А.	
СЕЙСМИЧНОСТЬ ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА .....	492
Максимочкин В.И., Версан Т.А.	
О СВЯЗИ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ С СЕЙСМИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ.....	498
Денисов Е.С., Кременецкий В.В., Зацепин А.Г., Показеев К.В.	
ВЛИЯНИЕ ПОДВОДНЫХ КАНЬОНОВ НА ПРИБРЕЖНЫЕ ФРОНТАЛЬНЫЕ ТЕЧЕНИЯ ВО ВРАЩАЮЩЕЙСЯ ЖИДКОСТИ .....	508
ТИЩЕНКО АЛЕКСАНДР ПАВЛОВИЧ (1930-2009) – ПРОФЕССОР ТВЕРСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА .....	524
К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ АЛЕКСАНДРА ХРИСТОФОРОВИЧА ХРГИАНА (1910-1993).....	529

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Авилкин И.А.	487	Карпов А.А.	173
Алексеев С.Г.	36	Килесо А.В.	181
Бабий В.И.	4	Кистович А.В.	186, 193
Байдулов В.Г.	14	Клейменичева Е.В.	205
Барбин Н.М.	36	Козлова Г.В.	118
Баркин Ю.В.	40	Козлова О.И.	475
Берёзкин М.Ю.	48	Кондратьев С.А.	210
Блохина Н.С.	54	Кравцов А.В.	118
Богданова М.С.	234	Кременецкий В.В.	508
Большакова А.В.	64	Крутских В.И.	369
Борисенко А.Б.	36	Кузьминов Ф.И.	216
Будников А.А.	487	Култашев Н.Б.	225, 229, 450
Буриков С.А.	459	Курочкин А.Р.	36
Василенко В.М.	72	Латушкин А.А.	155
Версан Т.А.	498	Лейцина Л.В.	144
Гамбурцев А.Г.	78	Литвиненко А.В.	234
Глаголев К.В.	118	Мазурин И.М.	240
Глебова Е.С.	308	Максимов Е.Г.	216
Гончаренко Б.И.	91	Максимочкин В.И.	498
Горбунов М.Ю.	216	Мионов Р.А.	91
Гордиенко В.А.	98	Морозов А.Н.	118
Горелик В.С.	118	Мочулин П.В.	205, 246
Горин С.Л.	356	Назарова Л.Е.	210
Гостева О.Ю.	130	Нигматулин Р.С.	430
Гриценко В.А.	181	Низовцев В.В.	254
Денисов Е.С.	508	Норина С.Б.	387
Доленко Т.А.	459	Носов М.А.	64
Донелан Марк А.	346	Орданович А.Е.	54
Есаков А.А.	118	Павловский К.П.	413
Есаков А.А.	118	Папиш Е.А.	291, 469
Есюкова Е.Е.	144	Пацаева С.В.	130, 260
Жаров И.А.	173	Перов Н.С.	274
Жигайло Т.С.	392	Перов С.П.	274
Жуков А.Н.	155	Петрова Г.П.	284, 291, 469
Запевалов А.С.	165, 318	Петрусевич Ю.М.	284, 291, 469
Зацепин А.Г.	508	Пирогов Ю.А.	369
Иванова И.Н.	487	Показеев К.В.	165, 274, 318, 508
Изосимов А.А.	130	Полякова И.Б.	260

Понуровская В.В.	240	Чашечкин Ю.Д.	438
Попель П.С.	36	Чубаренко Б.В.	144
Потапов А.А.	293	Чубаренко И.П.	475
Потапов И.Ю.	301	Чугаевич В.Я.	72
Похил А.Э.	308	Шейнкман Е.Л.	487
Пустовойтенко В.В.	155, 318	Шелковников Н.К.	205, 246
Рейтер Р.	459	Ширшин Е.А.	284
Родионова В.В.	387	Шрейдер Ал.А.	492
Рождественский А.Е.	332	Южаков В.И.	130, 260
Рыженков А.П.	340	Якименко О.С.	130
Савельев Иван Б.	346		
Савенко А.В.	356		
Савенко В.С.	363		
Сагдеев Р.З.	369		
Самолубов Б.И.	173, 376, 487		
Самсонова В.В.	387		
Сапожникова Е.В.	72		
Свербиль П.П.	118		
Сергеев С.Е.	284		
Сергеева И.А.	284		
Сидоренков Н.С.	392		
Сизов А.А.	155		
Синюгин О.А.	408		
Соловьев А.А.	410, 413		
Соловьев Д.А.	421, 430		
Старкова М.В.	98		
Степанова Е.В.	438		
Степанова Н.Б.	475		
Табалин С.Е.	118		
Терентьев Д.И.	36		
Тихонова Т.Н.	469		
Тищенко А.П.	450		
Тищенко Н.Н.	229, 450, 454		
Фадеев В.В.	216, 284, 459		
Фадеева И.В.	459		
Федорова К.В.	469		
Хаус Браен К.	346		
Хунджау Д.А.	260		
Чаплина Т.О.	438		