

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова

Физический факультет

**ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИИ
(ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ФИЗИКА)**

№ 7



Москва
2001

Физические проблемы экологии (экологическая физика). №7

Под ред. В.И. Трухина, Ю.А. Пирогова, К.В. Показеева. М.: Физический факультет МГУ, 2001.—

Сборник научных трудов третьей Всероссийской конференции «Физические проблемы экологии (экологическая физика)». Рассмотрены вопросы экологии околоземного пространства и верхних слоев атмосферы, экологические проблемы геофизики, физические методы и средства мониторинга природных сред.

Для специалистов, работающих в области физических проблем экологии, студентов и аспирантов, изучающих экологическую физику.

Издание осуществлено при поддержке Федеральной целевой программы «Интеграция», гранты № 2.1-304, Р0029, РФФИ (грант 01-02-26030).

Научное издание

**ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИИ
(ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ФИЗИКА)
№ 7**

Сборник трудов под редакцией
В.И. Трухина, Ю.А. Пирогова, К.В. Показеева

ЛР № 021293 от 18.06.98
Подписано в печать 17.09.2001.
Объем 10 п.л. Тираж 100 экз.

Физический факультет МГУ
119899, Москва, Воробьевы горы, МГУ им. М.В. Ломоносова

РЕШЕНИЕ ТРЕТЬЕЙ ВСЕРОССИЙСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ «ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИИ (ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ФИЗИКА)»

22–24 мая 2001 г. на физическом факультете МГУ прошла Третья Всероссийская конференция “Физические проблемы экологии (Экологическая физика)”. Конференция была организована физическим факультетом МГУ, Институтом проблем механики РАН, Пушинским научным центром РАН при поддержке Министерства образования РФ, Минпромнауки РФ, РФФИ, ФЦП «Интеграция».

Конференция вызвала большой интерес среди ученых-физиков: на приглашение откликнулись сотрудники десятков НИИ РАН, более 50 вузов, другие организации. В работе конференции активное участие приняли сотрудники нескольких факультетов МГУ: географического, биологического, геологического, ВМК, мехмата и другие. Очень широка география участников конференции: тезисы докладов поступили с Сахалина, Алтая, Урала; из Владивостока, Иркутска, Новосибирска, Волгограда, Петрозаводска, Петербурга, Калининграда и многих других регионов и городов, из стран СНГ.

Работа конференции проходила на Пленарном заседании и в 7 секциях:

- Экология околоземного космического пространства и атмосферы
- Физические проблемы экологии гидросферы
- Экологические проблемы физики Земли
- Биофизическая экология
- Физические методы мониторинга природных сред
- Прикладные аспекты экологической физики

Вопросы экологического образования

На конференции было представлено 400 докладов, число участников (докладчиков) составило около 800 человек, число гостей - более 200 человек. Для всех секций характерен рост числа докладов, отражающих фундаментальные исследования, имеющие практическую направленность.

К началу конференции физический факультет издал труды предшествующей конференции, учебное пособие «Введение в экологическую геофизику» (авторы В.И. Трухин, К.В. Показеев, В.Е. Куницын, А.А. Шрейдер). Совместными усилиями Тверского госуниверситета и Московского университета им. М.В. Ломоносова развернут новый экологический полигон «Волговерховье», основной целью создания полигона является экологический контроль территории главного водораздела Русской равнины у истоков крупнейших европейских рек – Волги, Днепра, Западной Двины. В Московском государственном университете им. М.В. Ломоносова создан Совет по экологии. Практически все решения предшествующей конференции выполнены.

Участники конференции отмечают актуальность и своевременность проведения широкого научного обсуждения проблем экологической физики. Анализ материалов конференции показывает, что в сфере экологических проблем существует обширная область, в решении задач которой физики должны принимать активное участие.

Успешной работе конференции способствовала большая предварительная работа Программного комитета, сотрудников лаборатории экологических проблем геофизики, помощь администрации, инженерно-технических и учебных служб физического факультета, четкая работа Рабочей группы.

Конференция постановила:

- продолжить регулярное проведение конференций по физическим проблемам экологии,
- расширить экологическую компоненту образования при подготовке студентов, в частности студентов-физиков,
- шире оповещать научную общественность о мероприятиях в области экологической физики, проводимых физическим факультетом,
- просить физический факультет МГУ продолжить разработку программы по экологическому обучению студентов физических специальностей,
- просить физический факультет МГУ выступить с инициативой проведения следующей конференции по экологической физике в 2004г.,
- просить физический факультет МГУ организовать издание избранных трудов конференции.

Сопредседатель Программного Комитета конференции
ректор МГУ, академик
В.А. Садовничий

Сопредседатель Программного комитета конференции
декан физического факультета, профессор
В.И. Трухин

Ученый секретарь Программного комитета конференции, профессор
К.В. Показеев

СЕКЦИЯ 1
**ЭКОЛОГИЯ ОКОЛОЗЕМНОГО
КОСМИЧЕСКОГО ПРОСТРАНСТВА И АТМОСФЕРЫ**

**МЮОННАЯ ТОМОГРАФИЯ — НОВЫЙ МЕТОД ДИСТАНЦИОННОГО МО-
НИТОРИНГА ГЕЛИОСФЕРЫ И АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ**

Борог В.В.

*Московский государственный инженерно-физический институт
(технический университет)*

Мюонная томография, сочетающая в себе оба традиционных томографических подхода (трансмиссионный и эмиссионный), основана на использовании широкоапертурных детекторов с высоким пространственно-временным разрешением для регистрации интенсивности и вариаций потока мюонов на поверхности Земли, которые зависят как от характеристик первичного космического излучения, так и от состояния верхних слоев атмосферы. Возможности этого метода для проведения дистанционного мониторинга состояния стратосферы и изучения процессов, происходящих на Солнце и в гелиосфере, рассматриваются на примере созданного в МИФИ Мюонного годоскопа.

1. Введение

Томография, как метод изучения пространственной структуры объектов, широко используется не только в медицине, но и в ряде других областей. Например, развивается вычислительная геотомография [1] применительно к различным аспектам геофизики Земли. При этом методика восстановления структуры изучаемых объектов часто значительно отличается от классического обращения преобразования Радона [2].

Исторически, томография делится на два больших класса: трансмиссионную и эмиссионную. В трансмиссионной томографии внешнее проникающее излучение зондирует пассивный (не излучающий) объект, частично поглощаясь в нем. В эмиссионной томографии активный объект содержит источники излучения, и реконструкции подлежит распределение этих источников.

В данной работе рассматривается новый тип томографии — мюонная томография, которая объединяет в себе свойства как трансмиссионной, так и эмиссионной томографии. Дело в том, что поток мюонов космических лучей, регистрируемых на поверхности Земли, зависит и от характеристик первичного космического излучения, и от состояния верхних слоев атмосферы, где в основном генерируются мюоны. Поэтому мюонная томография в принципе может использоваться для дистанционного (с поверхности Земли) исследования как пространственно-временной структуры стратосферы нашей планеты, так и гелиосферы в пределах 1-2 астрономических единиц. Однако раздельное решение этих задач, с использованием одних и тех же наборов зарегистрированных вариаций интенсивности потока мюонов, требует развития специальных методов и подходов, которые обсуждаются в данной работе.

2. Постановка задачи

2.1. Прохождение космического излучения через атмосферу

Высокоэнергичные частицы первичного космического излучения, попадая в атмосферу Земли, рождают короткоживущие пионы, которые распадаясь, образуют мюоны. Траектории этих трех поколений частиц лежат практически на одном луче. Поток мюонов, теряя энергию на ионизацию и частично распадаясь, достигает поверхности Земли. На рис.1 приведена схема преобразования протона во вторичный мюон на высоте h в слое толщиной Δh . Количество мюонов N_μ на уровне наблюдения, летящих под зенитным углом θ , определяется потоком первичных частиц и распределением плотности атмосферы $\rho(h, T)$ на высотах h при температуре $T(h)$. В общем виде, количество мюонов N_μ с энергией больше E на уровне наблюдения H , летящих под зенитным углом θ , записывается в виде интеграла типа [3]:

$$N_\mu(E, H, \theta) = A \cdot \int_0^H \frac{dt}{\rho(t)} F_1(H, t, \rho) \int_{E_{\min}}^{\infty} dE \cdot N_\pi(E, t) \int_0^t dy \cdot F_2(E, y, t, \rho)$$

A	—	нормировочная константа;
$F_1(H, t, \rho)$	—	учитывает вероятность не распасться мюону вдоль траектории от места образования t до глубины H ;
$N_\pi(E, t)$	—	энергетический спектр промежуточных пионов;
$F_2(E, y, t, \rho)$	—	вероятность распада пионов от границы атмосферы до глубины t ;
$\rho(t, T)$	—	плотность реальной атмосферы на высоте t при температуре $T(t)$;

Для изучения чувствительности потока мюонов к барическим возмущениям были рассчитаны изменения интенсивности ($\Delta N_\mu / N_\mu$) при отклонении от равновесного распределения локальной плотности атмосферы на уровне h в слое толщиной Δh (рис.1). В этом слое плотность была взята в виде: $\rho'(h, T) = \rho(h, T) \times (1 + \varepsilon)$. Величина ε отражает относительное отклонение.

На рис.2 приведены результаты моделирования. По оси абсцисс указана высота атмосферы в км. Значения ε взяты в пределах: $-0,2 \leq \varepsilon \leq +0,2$. Варьируемый слой $\Delta h = 5$ км последовательно располагался на всех высотах, вплоть до 45 км, где остаточная атмосфера практически отсутствует. Видно, что изменение потока мюонов наиболее чувствительно к возмущениям плотности воздуха на стратосферных высотах в районе 10–20 км. Здесь в основном происходит рождение мюонов из распада: $\pi \rightarrow \mu + \nu$.

Следует отметить, что барический эффект отрицателен — увеличение плотности приводит к уменьшению числа рожденных мюонов, и наоборот — уменьшение плотности увеличивает количество мюонов.

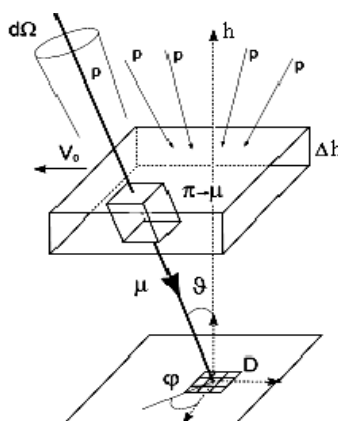
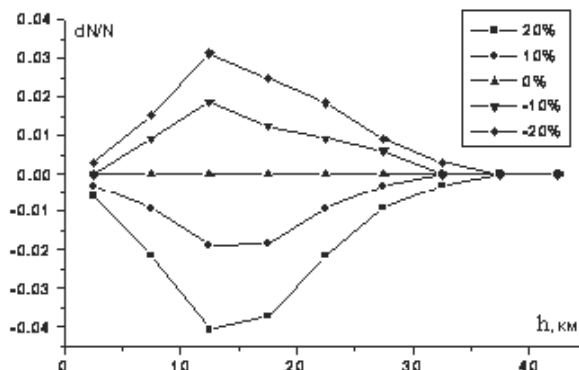


Рис.1. Схема преобразования $p \rightarrow \pi \rightarrow \mu$, иллюстрирующая основную идею мюонной томографии; V_0 — скорость движения эффективного слоя Δh ; D — детектор



Рису. 2. Изменение относительной интенсивности $\Delta N_\mu / N_\mu$ мюонов в зависимости от величины барического возмущения ϵ

Это связано с протеканием конкурирующего процесса взаимодействия пионов с ядрами воздуха. С увеличением локальной плотности доля взаимодействующих пионов растет, следовательно, количество их распадов с образованием мюонов уменьшается, и наоборот.

Таким образом, локальные колебания плотности воздуха в стратосфере вызывают изменения интенсивности мюонов, регистрируемых на поверхности Земли. Одновременное наблюдение за количеством мюонов $N(\theta, \varphi)$, приходящих с разных направлений неба в широком телесном угле, позволяет дистанционно, из решения обратной задачи, получить снимок пространственной (двухмерной) структуры распределения плотности воздуха в эффективном слое стратосферы. Продолжительное наблюдение обеспечивает серию снимков колебаний плотности воздуха, выполненных в “мюонном свете”. Это дает возможность проследить динамику процессов во времени и изучить ряд сопутствующих физических явлений: направление и скорость ветра в стратосфере, влияние

различных волновых процессов, фрактальную структуру стратосферы на площади около 1000 кв. километров и т.п.

2.2. Температурное поле атмосферы

Для определения трехмерного температурного поля по высоте атмосферы используется влияние температуры вплоть до 30 км на интенсивность мюонов, регистрируемых на уровне Земли. Физически это связано с подъемом (при росте T) или опусканием (при уменьшении T) высоты слоя генерации мюонов. Изменение этой высоты влияет на величину пролетной длины мюонов до наземного детектора. Если путь увеличивается, то возрастает распад мюонов. Это приводит к уменьшению их числа.

При оценке колебаний температурного поля вся атмосфера условно разбивается на отдельные геопотенциальные слои j толщиной Δh_j с фиксированными значениями T_j^{ml} в отдельных ячейках ml в этих слоях. Флуктуации $\Delta T_j^{ml}(\theta, \varphi)$ на разных высотах h_j приводят к изменению потока мюонов $\Delta M(\theta, \varphi)$ по различным направлениям:

$$\Delta M(\theta, \varphi) / M(\theta, \varphi) = \sum \sum W(h_j, \theta) \cdot \Delta T_j^{ml}(\theta, \varphi) \cdot \Delta h_j.$$

Суммирование проводится по всем ячейкам ml на всех слоях j атмосферы. $W(h_j, \theta)$ - априорные температурные коэффициенты на разных высотах для мюонов, проходящих атмосферу под зенитным углом θ [4].

Величины ΔT_j^{ml} определяются из решения системы линейных уравнений при измеренном угловом распределении мюонов $M(\theta, \varphi)$. Если число угловых интервалов по (θ, φ) совпадает с числом интервалов по (j, m, l) , то решение находится однозначно методом линейной алгебры. Однако, из-за небольшой разницы отдельных коэффициентов $W(h_j, \theta)$, решение относительно ΔT_j^{ml} плохо обусловлено. Более устойчивые решения можно получить методом наименьших квадратов, при числе значений $M(\theta, \varphi)$, превышающем полное количество температурных ячеек.

2.3. Мониторинг толщины слоя стратосферного озона

Суточное поведение температурного поля стратосферы позволяет дистанционно контролировать изменчивость толщины защитного слоя озона. Оценка может быть получена по величине разности эффективной температуры атмосферы на высотах 10-30 км в дневное и ночное время (см. рис.3). Известно, что нагрев средней стратосферы происходит в основном за счет поглощения солнечного ультрафиолета. При малой толщине слоя озона разница между дневной T_D и ночной T_N температурами будет мала, а при большой – наоборот.

Предварительные модельные расчеты согласуются с таким представлением.

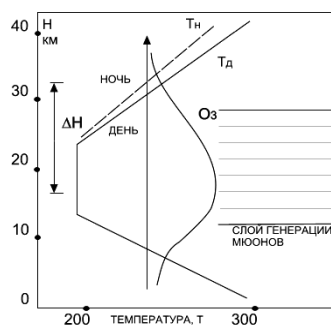


Рис. 3. Влияние страто-сферного озона на поведение дневной T_D и ночной температуры T_N атмосферы

Задача измерения границ колебаний температуры может быть решена проведением частых замеров температуры на стратосферных высотах в течение суток на протяжении всего исследуемого времени. Реально, впервые это будет осуществляться с помощью мюонного годоскопа в процессе непрерывного измерения углового распределения космических мюонов. Возможен мониторинг состояния озонового слоя при проявлении различных геофизических (грозы, землетрясения, извержения вулканов) и техногенных факторов.

3. Гелиофизические процессы

3.1. Высокоэнергичные солнечные вспышки

Современные модели генерации солнечных вспышек указывают на возможность как быстрого (вплоть до 0,1 сек), так и более медленного (поэтапного) процесса ускорения протонов вплоть до энергии $E \approx 100$ ГэВ. В настоящее время отсутствуют надежные данные в этой области, а имеющиеся результаты не согласуются друг с другом [5, 6].

Вспышечные протоны с непрерывным спектром по E при движении в системе магнитного поля Солнце-Земля сепарируются в "веерном виде" в зависимости от величины импульса. До энергии 5 ГэВ траектории протонов на орбите Земли практически совпадают с силовыми линиями межпланетного магнитного поля (спираль Архимеда). Радиус кривизны R (см) растет линейно с импульсом:

$$R = Pc/(300H),$$

где Pc — импульс протона в единицах эВ, напряженность поля H выражена в Гс. При больших энергиях траектории спрямляются. Пространственная томографическая картина веерного типа в плоскости эклиптики должна получаться при регистрации широкоапертурными ($\Omega \approx 2\pi$) установками с высоким угловым разрешением ($\Delta\Omega \approx 10^{-3}$). Чувствительность регистрации повышается в $\sqrt{\Omega/\Delta\Omega}$ раз по сравнению с одноканальными установками типа нейтронных мониторов с такой же апертурой Ω . Дополнительная информация о временных спектрах протонов в период вспышки должна указывать на значительное отличие от пуассоновского случайного распределения.

В процессе ускорения, за счет (pp) реакций в атмосфере Солнца, могут рождаться так называемые прямые солнечные нейтроны с $E > 10$ ГэВ. Нейтроны несут информацию о механизме ускорения протонов и являются индикаторами этого процесса [7]. Траектория их движения подобна фотонам и не искажается в межпланетном магнитном поле. В атмосфере Земли нейтрон так же, как и протон, рождает быстрые пионы, которые в свою очередь при распаде образуют мюоны ($n \rightarrow \pi \rightarrow \mu$). При регистрации таких событий с помощью широкоапертурных установок по лучу Солнце-Земля должен наблюдаться избыток мюонов. На

двухмерном томографическом снимке это проявится в виде всплеска интенсивности в соответствующем направлении.

3.2. Ударные волны в межпланетном магнитном поле

При генерации и распространении ударных волн через межпланетное пространство, в высокоскоростном солнечном ветре возникают неоднородности

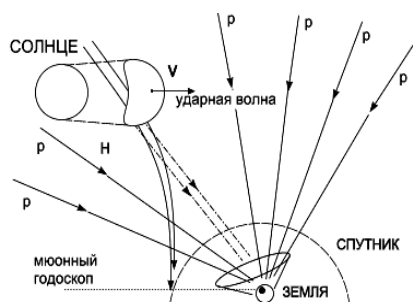


Рис. 4. Схема прохождения космических протонов (p) через возмущенное магнитное поле H. Скорость ударной волны – V. Точка на "ЗЕМЛЕ" - широкоапертурный мюонный годоскоп

с характерным размером Λ и (или) колебания с длиной волны того же порядка.

Стационарные потоки протонов первичного космического излучения (см. рис.4), пересекающие поперек возмущенный солнечный ветер по направлению r , испытывают модуляцию с частотой $f \approx v/\Lambda$, где $v \approx 1000$ км/сек — средняя скорость возмущенного солнечного ветра. Используя частотные спектры модуляции интенсивности протонов по различным направлениям r , можно определять размеры неоднородностей и величину магнитного поля в них: $\Lambda \approx v/f(r)$, $H(r) \approx Pc \times f(r)/(300 \cdot v)$.

Одновременный анализ нескольких тысяч временных рядов интенсивности мюонов по отдельным направлениям r позволяет оценить пространственную структуру параметра $f(r)$. Это эквивалентно "томографическим снимкам" структуры $\Lambda(r)$ и $H(r)$.

Высокая достоверность распределения $f(r)$ на одном снимке может быть достигнута по 200 - 300 отсчетам потока $N_{\mu}(\theta, \varphi)$ за одноминутные интервалы времени. Это соответствует 3-5 часам экспозиции.

Непрерывная работа широкоапертурной установки с высоким угловым разрешением позволяет проследить эволюцию возмущений плазмы до расстояний 1-2 а.е.

4. Мюонный годоскоп-томограф

Годоскоп состоит из четырех плоскостей, набранных из отдельных сцинтилляторов. В каждой плоскости 128 детекторов. В качестве базового детектора в установке использован сцинтиллятор в виде узкой полоски: длина – 300 см, ширина — 2,5 см, высота — 1 см. Малогабаритный ФЭУ-85 с одного из торцов полоски обеспечивает надежную регистрацию вспышки света от мюона в любом месте детектора. Полоски-детекторы в двух соседних (верхних и нижних) плоскостях развернуты на 90 градусов и образуют две координатных (x, y) сетки. Прохождение мюона через все плоскости дает возможность восстановить зенитный и азимутальный углы с точностью 1-2 градуса. Годоскоп размещен на поворотной раме и может быть наклонен на любой зенитный угол в пределах 0-45 градусов [8]. На рис.5 приведена схема установки.

При прохождении мюона через все рабочие плоскости определяются координаты сработавших счетчиков (x, y) и вычисляются разности $i = \Delta x$, $k = \Delta y$

расстояний между их одноименными координатами в верхней и нижней плоскостях. Затем по значениям i, k определяется адрес в матрице памяти ЭВМ размером 255×255 ячеек, по которому добавляется единица при регистрации каждой новой частицы. Такая матрица N_{ik} позволяет восстановить распределение мюонов по 65025 пространственно-угловым направлениям в пределах телесного угла $\Omega \approx 2\pi$ за отдельный интервал измерения, продолжительность которого задается программно. Полная скорость счета мюонов составляет около 1000 за 1 сек. Углы θ, φ наклона траектории мюона определяются из простых геометрических соотношений:

$$\operatorname{tg}(\theta) = \sqrt{(\Delta x^2 + \Delta y^2)} / b; \quad \operatorname{tg}(\varphi) = \Delta x / \Delta y.$$

Величина $b = 100$ см — расстояние между парами верхних и нижних плоскостей.

Экспериментальные данные представляют собой непрерывные по времени t массивы одноминутных измерений:

- полной интенсивности мюонов $N(t)$, просуммированной по всем направлениям,
- дифференциальной интенсивности под разными углами $N_{ik}(t)$,
- атмосферного давления с точностью несколько Па,
- значения текущего времени t с точностью 10^{-5} с.

Дополнительно для контроля за стабильностью работы аппаратуры в процессе эксперимента непрерывно фиксируется частота срабатываний каждого из 512 детекторов за часовые интервалы регистрации со статистической точностью 0,7%. К настоящему времени установка проработала более 20000 часов.

5. Апробация методики

5.1. Фрактальная структура атмосферы

Нормированные матрицы данных $n_{ik}(t) = (N_{ik}(t) - \langle N_{ik} \rangle) / \sigma_{ik}$, где $n_{ik}(t)$ — относительные отклонения от среднего, свободны от геометрического фактора установки, угловой зависимости мюонов и отражают поведение соседних областей атмосферы в ячейках ik по отношению друг к другу. Величина $\langle N_{ik} \rangle$ — усредненное по времени t количество мюонов в ячейке ik , значение $\sigma_{ik} = \sqrt{\langle N_{ik} \rangle}$ — среднеквадратичное отклонение. Отдельная одноминутная матрица n_{ik} отражает томографический снимок распределения плотности стратосферы, прозондированной мюонами космического излучения. Здесь может проявиться какая-то структура неоднородностей (например, ячеистая турбулентность и т.п.). На рис. 6 приведен пример такого снимка. Данные получены впервые и относятся к эффективной площади неба размером около 30×30 км².

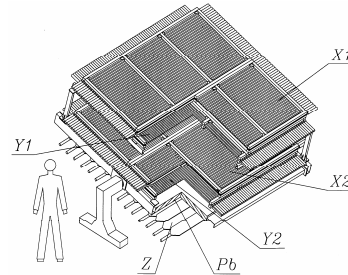


Рис.5. Схема мюонного годоскопатографа. (X1, Y1) и (X2, Y2) — две пары координатных плоскостей. Pb — свинцовый фильтр толщиной 5 см. Z — плоскость дополнительных крупногабаритных счетчиков для выделения мюонов

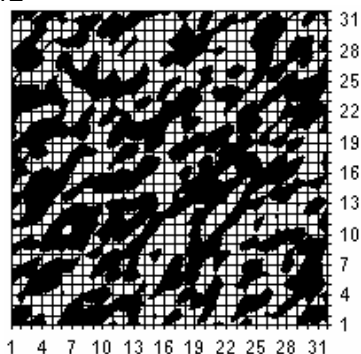


Рис. 6. Пример снимка фрактальной структуры плотности воздуха в стратосфере на высоте 15-20 км. Данные относятся к центральной части матрицы мюонов п.к. Масштаб: 1 клетка - около 300 м

резки наблюдения составляет 0,2 градуса. Оценки показывают, что точность величин ΔT_j^{ml} при томографическом восстановлении будет получаться около 0,5 градуса за двухчасовые отрезки при грубой грануляции (всего 25 ячеек). Это связано с ограниченной статистической точностью годоскопа.

5.3. Регистрация внутренних гравитационных волн (ВГВ)

Регистрация ВГВ с помощью мюонного годоскопа основывается на барометрическом эффекте. При пересечении волнового поля с модуляцией плотности в стратосфере поток мюонов также будет меняться по интенсивности. Одновременное измерение распределения мюонов $N(\theta, \varphi)$ в широком диапазоне углов позволяет наблюдать пространственную модуляцию на площади 30×30 кв. км (см. рис. 7).

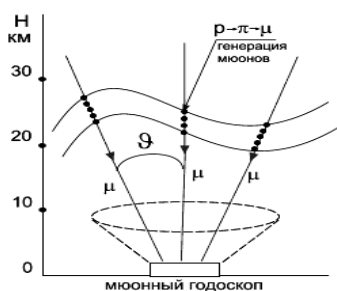


Рис. 7. Схема регистрации волнового поля в стратосфере с помощью широкоапертурной установки с высоким угловым разрешением

Из рис.6 видна неслучайная однонаправленная структура ячеек, отражающая коррелированную связь флуктуаций плотности воздуха. Направление и деформация (сплюснутость) могут служить мерой для определения азимута и скорости стратосферного ветра. На начальном этапе требуется калибровка хотя бы по редким, но прямым наблюдениям с помощью подъемной аппаратуры.

5.2. Среднемассовая температура

Получены предварительные данные по суточной и сезонной изменчивости среднемассовой температуры за большой период времени. Точность восстановления температуры за часовые отрезки

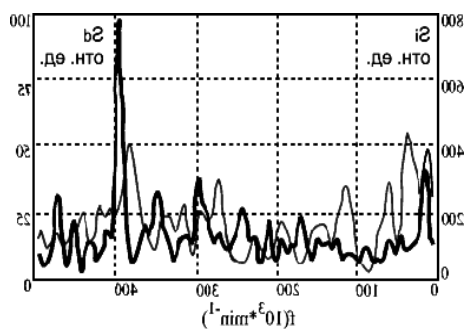


Рис. 8. Спектры мощности: S_d — для дифференциальной по углам интенсивности мюонов (ячейки размером $2^0 \times 2^0$), S_i — для полного потока. Шкала ординат — в условных единицах. Ось абсцисс f — частота колебаний

Наблюдение такого поля для грозовой активности 15.05.1997 года было также проведено с помощью анализа временных рядов. Применение спектрального (типа Фурье) преобразования для многих временных рядов интенсивности мюонов (около тысячи разных угловых направлений) выявляет волновой процесс (см. рис.8) среди фонового потока на уровне нескольких стандартных отклонений. Это явление впервые зарегистрировано с такой высокой достоверностью.

5.4. Регистрация форбуш-эффектов

Для проверки чувствительности метода проведен частичный анализ возмущений

Для проверки чувствительности метода проведен частичный анализ возмущений плазмы во время форбуш-эффекта 25.08.1998 года. На рис.9 показан пример регистрации интенсивности мюонов N_μ в северо-западном направлении под зенитным углом 60° . При обработке угловое разрешение взято 15° . Даже визуально проявляются гармонические колебания с $f(r) \approx 1,2 \text{ час}^{-1}$. Этой частоте соответствует $A(r) \approx 3 \times 10^{11} \text{ см}$ и $H(r) \approx 20 \times \gamma$. Прямые спутниковые данные дают близкие значения магнитного поля.

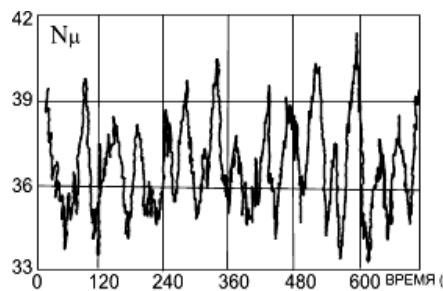


Рис. 9. Зависимость дифференциальной интенсивности мюонов от времени в период форбуш-понижения 25.08.1998 г

6. Заключение

Предлагаемый метод представляет собой сочетание трансмиссионной и эмиссионной томографий, поскольку исследуемые природные объекты являются активной средой, меняющей характеристики естественного космического излучения.

Единовременное наблюдение разнотипных процессов солнечно-земной физики с помощью одной установки позволяет исключить ряд методических неопределенностей, неизбежно возникающих при проведении корреляционного анализа пространственно-временных статистических рядов. Получение пространственного изображения различных природных явлений в "мюонном свете" открывает широкие возможности в мониторинге атмосферы, магнитосферы и гелиосферы.

Исследование выполнено на установке "Мюонный годоскоп", включенной в "Перечень уникальных научных установок национальной значимости РФ" (рег. № 06-11), и частично поддержано РФФИ (грант 00-02-17062).

Литература

1. "Проблемы геотомографии", ред. Николаев А.В. и др. // М., Наука, 1997.
2. Хелгасон С. // "Преобразование Радона". М., Мир, 1983.
3. Хаякава С. // "Физика космических лучей", ч. 1. М., Мир, 1973.

4. Дорман Л.И. // "Метеорологические эффекты космических лучей". М., Наука, 1972.
5. Борог В.В. и др. // Изв. РАН, Сер. физ., 1997, т.61, с.1053.
6. Карпов С.Н. и др. // Изв. РАН, Сер. физ., 1995, т.59, с.52.
7. Белов А.В., Ерошенко Е.А. // Изв. РАН, Сер. физ., 1995, т.59, с.19.
8. Борог В.В. и др. // Изв. РАН, Сер. физ., 1995, т.59, с.191.

УДК 524.1

ШИРОТНЫЙ ХОД АНИЗОТРОПИИ ГАЛАКТИЧЕСКИХ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ СВЕРХВЫСОКИХ ЭНЕРГИЙ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ИХ ИСТОЧНИКОВ

Горчаков Е.В., Харченко, И.В.

НИИ ядерной физики им.Д.В.Скобельцына МГУ им.М.В.Ломоносова

На основе динамо-модели регулярного магнитного поля Галактики путем численного счета траекторий получен широтный ход анизотропии для космических лучей с энергиями 10^{18} - 10^{19} эВ/нуклон. Расчеты проводились в рамках предположения о внутригалактическом происхождении и протонном составе космических лучей. На основании сравнения результатов с наблюдениями сопоставляются различные модели внутригалактических источников. Анализируется справедливость результатов теории Девиса для космических лучей сверхвысоких энергий.

Введение

Важной характеристикой космических лучей сверхвысоких энергий является их анизотропия. Если до энергий 10^{17} эВ/нуклон частицы распределены по направлениям изотропно, то выше этой энергии наблюдается заметный рост анизотропии космических лучей от единиц процента при энергии 10^{18} эВ до десятков процентов (~30) при 10^{19} эВ [1,2,3]. Наблюдения за анизотропией космических лучей сверхвысоких энергий на установках ШАЛ дают информацию об амплитуде и фазе анизотропии, которые зависят от распределения источников космических лучей и особенностей магнитных полей Галактики.

В связи с этим актуальность приобретают численные расчеты анизотропии космических лучей для различных моделей магнитного поля и источников. Такие расчеты позволяют определить какие модели и в какой степени соответствуют наблюдаемой величине анизотропии.

Обычно под анизотропией понимают первую гармонику (амплитуду и фазу) звездно-суточной волны интенсивности космических лучей. Если этого оказывается недостаточно, для описания интенсивности привлекается и вторая гармоника. Таким образом, зависимость интенсивности космических лучей от звездного времени t в точке наблюдения и энергии E можно представить в виде

$$I(E,t) \approx I_0(E)(1 + \delta_1(E)\sin(\omega t + \varphi_1(E)) + \delta_2(E)\sin(2\omega t + \varphi_2(E))),$$

где δ_1 и δ_2 – амплитуды первой и второй гармоник анизотропии, φ_1 и φ_2 – соответствующие фазы, $\omega=2\pi/T$, где T – длительность звездных суток (~24 часа 3 мин. 57сек.).

Наши современные представления о происхождении и движении космических лучей сверхвысоких энергий в Галактике не отличаются определенностью.

Область энергий 10^{18} - 10^{19} эВ является спорной с точки зрения происхождения частиц. В пользу галактического происхождения космических лучей указанных энергий свидетельствует отсутствие заметного излома в наблюдаемом спектре. Ряд аргументов в пользу галактического происхождения частиц вплоть до энергий 10^{19} эВ/нуклон приведены в работе [4]. Возможность галактического происхождения подкрепляется результатами работ [5,6,7]. Однако пока надежно не определены источники частиц таких энергий в Галактике. К признанным источникам высокоэнергичных частиц с энергиями 10^{17} - 10^{18} эВ/нуклон относятся сверхновые типа II. Что касается энергий 10^{19} эВ/нуклон, одна из гипотез происхождения таких частиц в Галактике – доускорение частиц, появившихся в результате взрыва сверхновой, на ударных волнах [4]. В некоторых работах используется модель смешанного происхождения частиц в указанном диапазоне энергий [8]. Метод численного расчета анизотропии удобен тем, что позволяет использовать различные модели источников космических лучей, не вдаваясь в подробности ускорительных механизмов в них.

Согласно недавним исследованиям [2,9] состав космических лучей при энергии 10^{19} эВ является практически чисто протонным (не более 10% тяжелых ядер), однако при уменьшении энергии наблюдается рост количества тяжелых ядер, в том числе ядер железа в составе космических лучей (до 70% при 10^{18} эВ). Следует заметить, что протонный состав космических лучей при энергии 10^{19} эВ/нуклон не подтверждается наблюдениями на установке AGASA [10].

Последние несколько лет внесли существенные коррективы в наши представления о структуре магнитного поля Галактики. Наблюдательные данные указывают на то, что наряду с хаотической компонентой магнитного поля в короне Галактики присутствует и регулярная компонента [11]. Теория турбулентного гидромагнитного динамо, в которой источниками генерации поля служат дифференциальное вращение и средняя спиральность турбулентных движений газа, предсказывает ряд структурных особенностей регулярного магнитного поля Галактики. В частности, максимальная величина напряженности поля короны равна 1-2 мкГс, что соответствует величине поля в диске. Напряженность магнитного поля короны не зависит от азимутального угла φ . Регулярные поля диска и короны согласно теории динамо имеют различный тип симметрии по отношению к экваториальной галактической плоскости. Поле короны антисимметрично, т.е. $V(r,\theta) = -V(r,\pi-\theta)$ [12], поле диска симметрично, т.е. $V(r,\theta) = V(r,\pi-\theta)$ [13], где (r,θ,φ) - сферические координаты. Максимум поля в короне достигается при $r \sim R/2$; $\theta = \pi/4, 3\pi/4$, где R - радиус Галактики. Следует отметить, что вблизи максимума поле короны практически азимутально, а вблизи поверхности диска перпендикулярно к ней. Динамо-модель регулярных магнитных полей Галактики не противоречит наблюдательным данным (кстати, весьма скудным), но является более физически обоснованной, чем применяющиеся феноменологические модели поля [1,14]. В динамо-модели регулярного магнитного поля гало области максимума вынесены далеко за пределы диска, в то время как в других моделях область максимума поля лежит внутри диска, а в

гало поле экспоненциально ослабевает с ростом галактической цилиндрической координаты z . Такая особенность динамо-модели способствует изотропизации частиц в случае, если траектории проходят через область максимума, т.е. делается возможным возврат частиц из гало в диск, что практически невозможно в случае достаточно большой энергии для других моделей поля.

За последние годы изменились и наши представления о хаотическом магнитном поле Галактики. Недавние наблюдения [15] указывают на то, что масштаб хаотических магнитных полей в короне несколько выше, чем полагали ранее и согласно некоторым оценкам может достигать 1 кпк. Величина хаотического поля примерно в 2 раза превышает максимальную величину регулярного магнитного поля.

Для сравнения анизотропии космических лучей, полученной на установках ШАЛ, находящихся на различных широтах, принято приводить анизотропию к экваториальному значению путем деления на $\cos\lambda$, где λ – широта места наблюдения. Теоретические основания для этого были выработаны Дэвисом еще в 1954 году [16]. Широтная зависимость анизотропии была рассчитана для частиц с энергиями до 10^{16} эВ, т.е. для тех частиц, ларморовский радиус которых существенно меньше радиуса кривизны силовых линий регулярного магнитного поля. Было показано, что

$$\delta_1(E,\lambda) = \delta_1(E)\cos\lambda \quad \text{и} \quad \delta_2(E,\lambda) = \delta_2(E)\cos^2\lambda, (1)$$

где $\delta_1(E,\lambda)$ и $\delta_2(E,\lambda)$ – амплитуды первой и второй гармоник анизотропии, измеренные на установке, расположенной на широте λ , $\delta_1(E)$ и $\delta_2(E)$ – их экваториальные значения. Разработанный для энергий до 10^{16} эВ, такой подход применяется вплоть до самых высоких энергий. Правомерность этого вызывает сомнения, т.к. анизотропия частиц предельно высоких энергий определяется в основном характеристиками источников, а никак не направлением регулярной компоненты галактического магнитного поля в окрестности Земли, что в основном учитывает подход Дэвиса.

Формулы (1) выведены в предположении, что анизотропия космических лучей высоких энергий определяется присутствием регулярного магнитного поля в области Солнечной системы, направленного вдоль спирального рукава. Предполагается, что анизотропия может быть связана (а) с ускорением посредством механизма Ферми или бетатронного механизма, приводящих к появлению избыточного потока космических лучей вдоль направления поля; (б) с диффузией космических лучей вдоль силовых линий магнитного поля в направлении выхода из Галактики; (в) с неоднородностью плотности космических лучей в направлении нормали к силовым линиям. В [16] получено выражение для потока космических лучей как функции широты места наблюдения и ориентации детектора. Это выражение может быть сведено к (1), если выделить из него зависимость амплитуды анизотропии от широты места наблюдения и учесть направление регулярной компоненты галактического магнитного поля в Солнечной системе ($l = 40^\circ$, $b = 0^\circ$). При не слишком больших энергиях, когда ларморовский радиус частицы существенно меньше размеров Галактики, подход [16] представляется вполне разумным. Действительно, при таких условиях анизотропия космических лучей в Солнечной системе должна быть связана с естественным образом выделенным направлением - направлением магнитного поля, действие отдаленных частей Галактики на характеристики космических лучей в Солнечной системе не должно быть определяющим, а такие процессы, как утеч-

ка космических лучей из системы, могут быть описаны в терминах градиента плотности.

С ростом энергии космических лучей постепенно исчезает взаимосвязь их характеристик с величиной и направлением поля в точке наблюдения. В случае космических лучей с энергией $\sim 10^{20}$ эВ ларморовский радиус на порядок превосходит размер Галактики, и, как следствие, космические лучи практически не испытывают действия магнитного поля и их характеристики в основном определяются распределением источников. Таким образом, можно предположить, что соотношения (1) в диапазоне энергий 1017–1019 эВ нарушаются, и наблюдаемая зависимость амплитуды и фазы анизотропии космических лучей от широты места наблюдения будет нести информацию о распределении их источников.

В настоящей работе проведена серия расчетов анизотропии космических лучей с энергиями от 1018 до 1019 эВ/нуклон для различных широт при условиях:

1. источники внутригалактические, расположенные равномерно

А) в Галактике,

В) в галактическом диске толщиной 600 пк, либо

С) сверхновые типа II;

2. состав - чисто протонный;

3. радиус Галактики – 15 кпк;

4. магнитное поле

а) регулярная часть, предсказанная теорией турбулентного гидромагнитного динамо, максимальная величина 1 мкГс;

б) хаотическая – не учитывается, т.к. согласно [5] хаотическая компонента поля существенно влияет на распространения частиц до энергии $\sim 10^{18}$ эВ.

Основные результаты.

Траектория протона вычислялась методом обратной траектории для антипротона в регулярном поле Галактики. Начальные координаты рассчитываемой траектории соответствовали координатам Солнечной системы. Направление вектора скорости для начального момента времени выбиралось таким, чтобы противоположное соответствовало направлению скорости прилета в Солнечную систему протона, наблюдаемого на определенной широте Земли с помощью установки ШАЛ с углом апертуры ~ 1 стер., направленной в зенит.

Интенсивность протонов в заданном направлении отождествлялась с неким интегралом по траектории, причем вид интеграла зависел от того, как мы определяем источники протонов. Если мы считаем, что источники равномерно заполняют Галактику, интенсивность определяется длиной траектории до выхода за пределы Галактики. Если источники равномерно населяют диск - интенсивность соответствует длине заключенной в диске части траектории. Если в качестве источников выступают сверхновые - берется интеграл по траектории от плотности остатков сверхновых типа II в Галактике.

Затем проводился Фурье-анализ полученных зависимостей интенсивности от звездного времени. Расчет анизотропии производился для гипотетических установок, расположенных на различных широтах Земли. Следует иметь в виду, что рассматривались лишь широты до $\pm 60^\circ$, так как установка, расположенная вблизи полюса, постоянно ведет наблюдение одного и того же участка небесной сферы и, следовательно, для высоких широт понятие анизотропии теряет смысл. На рис. 1

представлены результаты расчетов анизотропии космических лучей в зависимости от широты места наблюдения для трех различных моделей источников и энергии $5 \cdot 10^{18}$ эВ (для энергии 1019 эВ вид кривых сохраняется).

Очевидно, что модель источников А (источники равномерно в гало) приблизительно удовлетворяет формуле Девиса (1) для первой гармоники анизотропии (косинусоидальной зависимости от широты места наблюдения), однако другие модели источников существенно ей противоречат. Если источники лежат в диске (случаи В и С), на экваторе наблюдается минимум амплитуды 1-ой гармоники анизотропии. Расчет амплитуды 2-ой гармоники показал, что на эквато-

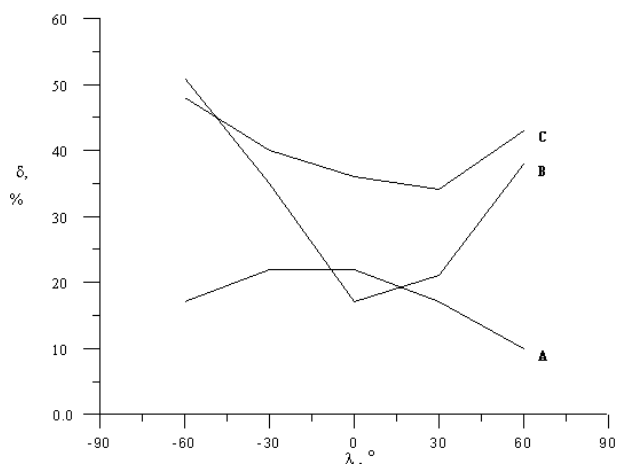


Рис.1. Зависимость амплитуды анизотропии от широты места наблюдения. (А) — источники космических лучей равномерно в Галактике, (В) — равномерно в галактическом диске толщиной 600 пк, (С) — сверхновые типа II

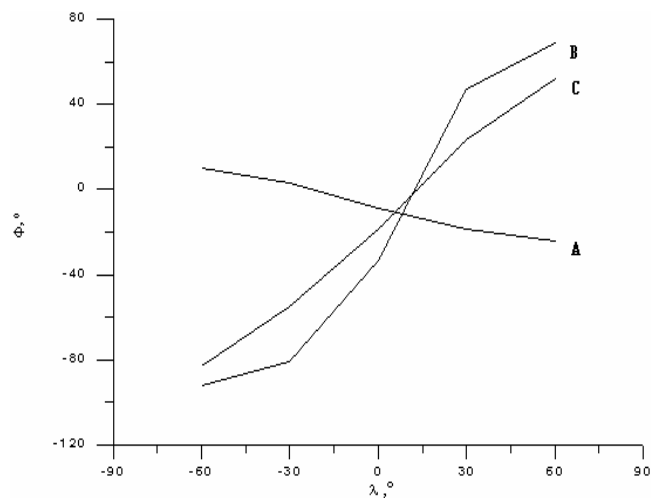


Рис.2. Зависимость фазы анизотропии от широты места наблюдения. Обозначения те же, что и на рис.1

ре достигается максимум амплитуды 2-ой гармоники (40%). Это связано с особенностями геометрии области, занятой источниками. Нет полной симметрии анизотропии относительно экватора, т.к. солнечная система находится на краю Галактики и не в экваториальной галактической плоскости. Различным образом ведет себя и фаза первой гармоники (рис.2) с изменением широты в зависимости от плотности источников частиц.

Таким образом, широтный ход анизотропии для частиц с энергией больше 10^{18} эВ содержит информацию о происхождении частиц, т.е. о том, где расположены источники частиц, имеющих внутригалактическое происхождение. Действительно, только в том случае, когда источники распределены равномерно в Галактике, анизотропия будет возрастать с уменьшением широты, что наблюдается на практике. К сожалению, в настоящее время в действующем состоянии находятся лишь 3 установки, все расположенные на средних широтах (36° – 62°) в северном полушарии Земли и, следовательно, ориентированные во вне Галактики. Одно из наиболее интересных мест Галактики с точки зрения изучения космических лучей высокой энергии - галактический центр – хорошо наблюдается только из южного полушария, где в настоящее время не работает ни одна установка.

В ближайшее время планируется запустить 2 новые установки ШАЛ согласно так называемому Оже-проекту (Auger Project), одна из которых расположена в южном полушарии (Аргентина, Патагония), а другая – в северном (США, штат Юта). Таким образом, будут вестись наблюдения почти за всей небесной сферой. Каждая из установок будет занимать площадь 3000 км^2 , то есть будет в 30 раз больше площади крупнейшей из ныне действующих установок AGASA. Установки спланированы таким образом, чтобы проводить наблюдения за 5000 ливнями с энергией более 10^{19} эВ и за 50 ливнями с энергией более 10^{20} эВ в год, что на порядок больше, чем возможно сейчас. Согласно проекту, в установках ШАЛ будут объединены детекторы различных типов – наземные, как в AGASA, и детекторы флуоресцентного излучения, как в установке Fly's Eye. С помощью новых установок, возможно, удастся ответить на вопросы о том, существует ли обрезание в спектре при энергии $6 \cdot 10^{19}$ эВ, каков химический состав космических лучей предельно высоких энергий и каково их происхождение. Как показано в работе, детальный анализ широтного хода анизотропии может помочь дать ответ на последний из поставленных вопросов.

Литература

1. Teshima M., 23rd ICRC (Calgary), 1993, Invited, rapp., highlight papers, P.257.
2. Khristiansen G.B., Fomin Yu.A., Kalmykov N.N. et al., Astroparticle Physics, V.2, 1994, P.127.
3. Afanasiev B.N., Dyakonov M.N., Egorov T.A. et al., Proc.24th ICRC (Rome), V.2, 1995, P.796.
4. Гинзбург В.Л. УФН, Т.155, вып.2, 1988, С.185.
5. Gorchakov E.V., Kharchenko I.V., Sokoloff D.D. et al., Astrophys. and Space Sci., V.179, 1991, P.141.
6. Berezinsky V.S., Mikhailov A.A., Proc.18th ICRC (Bangalore), V.2, 1983, P.174.
7. Дьяконов М.Н., Егоров Т.А., Ефимов Н.Н., Космическое излучение предельно высоких энергий, Москва, "Наука", 1991.

8. Pochevkin D.N., Ptuskin V.S., Rogovaya S.I. et al., Proc.24th ICRC (Rome), V.3, 1995, P.136.
9. Bird D.J., Corbato S.C., Dai H.Y. et al., Phys.Rev.Letters, V.71, 1993, P.3401.
10. Doi T., Hayashida N., Honda K. et al., Proc. 24th ICRC (Rome),V.2,1995,P.685.
11. Андреасян Р.Р., Макаров А.Н., Астрофизика, Т.28, 1988, С.419.
12. Sokoloff D., Shukurov A., Nature, V.347,1990, P.51.
13. Рузмайкин А.А., Соколов Д.Д., Шукуров А.М., Магнитные поля галактик, Москва, "Наука", 1988.
14. Rand R.J., Kulkarni S.R., Appl.Journ., V.343, 1989, P.760.
15. Лазарян А.А., Шутенков В.Р., Письма в Астр. журн., Т.16, 1990, С.690.
16. L.Davis, Phys.Rev.,V.96,1954,P.743.

О ВОЗМОЖНОМ ВЛИЯНИИ СОЛНЕЧНОЙ И ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ НА ЛЕТНИЕ ПРОИСШЕСТВИЯ

Ляхов А.Н., Козлов С.И., Смирнова Н.В.

Институт Динамики Геосфер РАН, Москва

Введение

Базируясь на общих идеях А.Л.Чижевского [1], возможное влияние солнечной и геомагнитной активностей на летные происшествия (авиакатастрофы) исследовалось в [2-4]. Указанные работы обладают рядом серьезных недостатков. Так, в [2], где рассматривалась связь летных происшествий с активностью Солнца, конечные результаты оказались весьма противоречивыми. С одной стороны, показано, что какой-либо прямой зависимости между летными происшествиями и 11 летним циклом солнечной активности не существует, с другой – на основании сглаживания числа Вольфа W за 11 лет скользящим средним отмечается наличие отрицательной корреляции (противофаза). Проведенное исследование не отвечает наиболее общим требованиям, предъявляемым к обработке данных общей теорией статистики (см., напр., [5]). В [3] определялись временные периоды возникновения летных происшествий в мире без особой жесткой привязки к солнечной активности. Сделан общий вывод, что солнечная активность, по-видимому, влияет на обсуждаемый тип техногенных аварий. Как и [2], работа [3] не в полной мере удовлетворяет требованиям [5], не говоря уже о пренебрежении целым рядом факторов, непосредственно связанных с солнечной активностью. Наконец в [4] предпринята попытка связать летные происшествия с геомагнитными бурями с внезапным началом (SS_c). Обнаружена, казалось бы, четкая связь. Однако и в этом более или менее корректном исследовании использовались весьма ограниченные данные о летных происшествиях (всего 216 случаев), относящиеся только к годам максимальной активности

Солнца (1989-1995 гг.) и не применялся целый ряд критериев для проверки и подтверждения найденной зависимости.

Цель настоящей работы – устранить отмеченные недостатки, основываясь, во-первых, на привлечении более обширного банка данных о летных происшествиях и, во-вторых, максимально возможном соблюдении всех требований статистического анализа.

Основные определения и описание банка данных

В работе использован банк данных по летным происшествиям, представленный Aviation Safety Network (адрес в Интернет: <http://aviation-safety.net>), и содержащий сведения о летных происшествиях воздушных судов гражданской авиации за период с 01.01.1946 по настоящее время. В настоящей работе приняты следующие определения, соответствующие требованиям ИКАО (Международного Союза Гражданской авиации) и NTSB (Национальное Бюро по Безопасности на Транспорте США). *Летное происшествие* – существенное повреждение воздушного судна, исключающее его восстановление по экономическим причинам и включающее также следующие события: (а) исчезновение воздушного судна; (б) прекращение поиска обломков; (в) воздушное судно существенно повреждено и недоступно. *Существенным повреждением* называется такое нарушение конструкции воздушного судна, которое влияет на механическую прочность, функционирование или летные характеристики воздушного судна и устранение которого требует капитального ремонта или замены поврежденных элементов. К существенным повреждениям не относятся: (а) повреждение только одной двигательной установки из нескольких; (б) разрывы обшивки; (в) повреждение тележек шасси; (г) повреждение покрышек; (д) повреждение закрылок. *Фатальным летным происшествием* называется происшествие, повлекшее фатальные последствия. *Фатальные последствия* – ранения, повлекшие смерть в течение 30 дней после летного происшествия.

В данной работе мы будем анализировать только фатальные летные происшествия (ниже по тексту ЛП) гражданской авиации за период с 01.01.70 по 31.12.98 гг. Из анализа исключаются события, связанные с военной авиацией, использованием гражданской авиации в военных целях, а также летные происшествия ставшие результатом военных действий, актов терроризма и природных катастроф. В работе будут использованы годовые и помесечные данные о ЛП, представленные в приложении к статье.

Для статистического анализа использовались следующие известные факторы, характеризующие уровень солнечной и магнитной активности: (а) индекса $F_{10.7}$; (б) данные о магнитных бурях (состояния с индексом $A_p > 40$); даты магнитных бурь с внезапным началом (SS_c). Все эти данные были получены из Международного Центра Данных по Геомагнетизму в г. Киото, Япония (<http://swdcd.db.kugi.kyoto-u.ac.jp>)

Общая статистика летных происшествий

Прогресс авиационной техники ведет к повышению безопасности полетов – уровень аварийности снизился с ~50 (аварий/миллион вылетов) в 1960 году до <1 (аварий/миллион вылетов) к концу 90-х. Аварийность гражданской авиации различается по поколениям воздушных судов (ВС), типу перевозок, сезону. Для аварийности второго, ранних широкофюзеляжных и современного поколений характерны затухающие колебания по годам эксплуатации. У само-

летов первого поколения на больших сроках эксплуатации наблюдается рост ЛП, связанный с их массовой передачей в лизинг слаборазвитым государствам и мелким перевозчикам, не имеющим возможности выполнять в полной мере требования по техническому обслуживанию. Нами был выполнен анализ аварийности самых массовых воздушных судов - Ту-104, 134, 154; Ил-18; Як-40; Ан-24; В-707.727, 737, 747; DC-9/MD-80. Установлено, что как правило, первые годы являются безаварийными, затем следует резкий рост числа ЛП, сменяемый спадом. За время массовой эксплуатации на регулярных линиях тип ВС испытывает 3-4 таких цикла, сменяемых плавным ростом аварийности при выводе ВС на нерегулярные рейсы. Необходимо отметить, что из проанализированных ВС годы максимальной аварийности ни у кого не совпали.

Является существенным различие в уровне аварийности на регулярных и иррегулярных линиях (чартеры, грузоперевозки). Так за период 1990-1999 г уровень аварийности составил 0.96 (аварий/миллион вылетов) при 133.9 миллионов вылетов ВС на регулярных линиях и 4.24 (аварии/миллион вылетов) при 23.6 миллионов вылетов на иррегулярных линиях. Причина такого различия очевидно лежит в уровне технического обслуживания и соблюдения правил эксплуатации ВС.

Сезонное распределение аварийности имеет два четких максимума – август/сентябрь и декабрь/январь, что совпадает с резким ростом чартерных перевозок (всплеск курортных и рождественских турпоездов).

Распределение ЛП по фазе полета неравномерно. 18% ЛП приходится на взлет и 49% на посадку (зоны наибольших ошибок управления). При этом распределение ЛП по причинам оказывается следующим: экипаж –67%; технические причины – 11%; погода – 7%; обслуживание – 6%; прочие –5%; ошибки управления воздушным движением-4%.

Изложенное выше можно кратко суммировать следующим образом:

- Аварийность ВС носит периодический характер
- Годы максимальной аварийности не совпадают для разных типов ВС
- Нерегулярные перевозки имеют больший относительный уровень ЛП чем регулярные
- Сезонные всплески аварийности соответствуют увеличению нерегулярных перевозок.
- 67 процентов фатальных ЛП приходится на взлет/посадку – области наибольших ошибок управления
- 67 процентов ЛП приписывается ошибкам экипажа.

Таким образом, если воздействие гелиогеомагнитных факторов на ЛП все-таки существует, то вероятнее всего оно может быть связано с ростом числа ошибок пилотирования в каких-то неблагоприятных геофизических условиях, то есть с влиянием на экипаж.

Методика статистического анализа

Прежде чем перейти к изложению полученных результатов, необходимо обсудить применяемые статистические критерии и обосновать их выбор.

Наиболее употребительным является расчет парных корреляций. С нашей точки зрения, это наименее подходящий способ. Расчет коэффициентов корреляции ρ в разного рода работах посвященных поиску статистических связей, далек от совершенства, особенно в части анализа временных рядов [5]. Прежде чем рассчитывать ρ , необходимо выполнить проверку ряда условий. Во-первых, необ-

ходимо убедиться в отсутствии автокорреляции r_a в каждом из анализируемых временных рядов. В нашем случае, как показывает анализ, все ряды данных содержат автокорреляцию, и, следовательно, результаты прямого расчета коэффициента парной корреляции с использованием исходных данных будут неверны. При наличии автокорреляции необходимо удалить ее из рядов, вычтя тренд. После этого становится возможным рассчитать корреляцию *отклонений от тренда* в двух рядах динамики. Квадрат рассчитанного коэффициента корреляции будет характеризовать степень связи между отклонениями фактических уровней сравниваемых рядов от соответствующих им выровненных уровней коррелируемых рядов динамики. И не более того. Вопрос о связи между собственно рядами динамики выходит за пределы статистики. Далее, необходимо уже полученное значение корреляции проверить по классификации уровней значимости: высоко значимая при \star соответствующем уровню статистической значимости $\rho \leq 0.01$; значимая - при \star соответствующем уровню $\rho \leq 0.05$; тенденция достоверной связи - при \star соответствующем уровню $\rho \leq 0.1$; и незначимая в остальных случаях. Последняя классификация зависит от объема выборки, и делать ее необходимо всегда.

Все статистические критерии делятся на параметрические и эмпирические. Первые (t-критерий Стьюдента, χ^2 , Фишера) более употребительны, но для своего применения требуют выполнения ряда условий [5,6]: (а) значения признака должны измеряться по интервальной шкале; (б) распределение признака является нормальным. *Параметрические критерии* позволяют прямо оценить различия в средних и выявить тенденции изменения признака при переходе от одного условия к другому, но лишь при условии нормального распределения признака! *Эмпирические критерии* позволяют оценить средние тенденции (например, чаще ли в выборке А встречаются более высокие, а в выборке В – низкие значения) и выявить тенденции изменения признака при переходе от одного условия к другому при любом распределении признака. Поэтому, хотя в ряде случаев распределение анализируемого признака и носит нормальный характер, в настоящей работе будут использоваться только эмпирические критерии:

Н-критерий Крускала-Уоллиса – предназначен для оценки различий одновременно между несколькими выборками по уровню какого-либо признака. Он позволяет установить, что уровень признака изменяется при переходе от одной группы к другой, но не указывает на направление этих изменений.

S – критерий Джонкира – предназначен для выявления тенденций изменения признака при переходе от выборки к выборке при сопоставлении трех и более выборок.

Критерий ϕ^* — угловое преобразование Фишера — предназначен для сопоставления двух выборок по частоте встречаемости эффекта.

Подробное описание всех указанных критериев и необходимые таблицы приведены в [6].

Анализ годовых данных по летным происшествиям

Воспользуемся данными по уровню солнечной активности $F_{10,7}$ и разобьем все годы на четыре квартиля (Табл. 1). Ниже мы не будем воспроизводить все промежуточные таблицы, ограничившись демонстрацией данного примера.

Таблица 1.

I $F_{10.7} \leq 85.2$		II $85.2 < F_{10.7} \leq 118$		III $118 < F_{10.7} \leq 156$		IV $156 < F_{10.7}$	
Год	Число ЛП/Ранг	Год	Число ЛП/Ранг	Год	Число ЛП/Ранг	Год	Число ЛП/Ранг
1975	49(12)	1973	66(26)	1971	50(13)	1970	69(27.5)
1976	57(21)	1974	57(21)	1972	73(29)	1979	69(27.5)
1985	40(6.5)	1977	55(19)	1978	61(23.5)	1980	43(11)
1986	41(9)	1984	34(1)	1983	35(2.5)	1981	40(6.5)
1987	42(10)	1993	53(16)	1988	63(25)	1982	35(2.5)
1995	51(14)	1994	54(17.5)	1992	57(21)	1989	61(23.5)
1996	52(15)	1998	40(6.5)	-	-	1990	39(4)
1997	40(6.5)	-	-	-	-	1991	54(17.5)
T_i Сум- ма ран- гов	(94)		(107)		(114)		(120)
n_i	8		7		6		8

Формулируем статистические гипотезы

H_0 – между четырьмя (I,II,III,IV) выборками по уровню солнечной активности есть лишь случайные различия по уровню аварийности

H_1 – между четырьмя (I,II,III,IV) выборками по уровню солнечной активности есть неслучайные отличия по уровню аварийности

Для расчетов по H-критерию ранжируем данные [6] (цифры в круглых скобках в табл.1). Эмпирическое значение критерия рассчитывается по формуле

$$H_{эм} = \frac{12}{N(N+1)} \cdot \sum_i \frac{T_i^2}{n_i} - 3(N+1) \quad (1)$$

где $N=29$. Для данных из табл.1 $H_{эм}=2.50$. Критические значения критерия составят: $H_{кр} = 7.815$ ($\rho \leq 0.05$) и $H_{кр} = 11.345$ ($\rho \leq 0.01$). Так как $H_{эм} < H_{кр}$ принимается гипотеза H_0 – 4 группы лет с разными уровнями солнечной активности не различаются между собой по числу катастроф (точнее говоря, различие между ними не является статистически значимым). Точно также проводим разбиение лет на 4 квартиля по числу магнитных бурь ($A_p > 40$). В первый квартиль ($N[МБ] < 11$) попали годы: 1972, 1975, 1976, 1980, 1986, 1987, 1996, 1997. Во вто-

рой ($11 < N[\text{МБ}] < 17$) – 1970, 1971, 1977, 1979, 1988, 1990, 1995, 1998. В третий ($17 < N[\text{МБ}] < 23$) – 1973, 1981, 1984, 1985, 1992, 1993. И в четвертый ($23 < N[\text{МБ}]$) – 1974, 1978, 1982, 1983, 1989, 1991, 1994. Необходимо отметить, что разбиение на квартили по уровню солнечной активности и числу магнитных бурь не совпадает полностью. Формулируем статистические гипотезы

H_0 – между четырьмя (I, II, III, IV) выборками по числу магнитных бурь в году есть лишь случайные различия по уровню аварийности

H_1 – между четырьмя (I, II, III, IV) выборками по числу магнитных бурь в году есть неслучайные отличия по уровню аварийности

Проведя все необходимые расчеты получаем $H_{эмт} = 0.08$. То есть $H_{эмт} < H_{кр}$ и мы принимаем нулевую гипотезу - 4 группы лет с разным числом магнитных бурь в году не различаются между собой по числу летных происшествий.

Анализ месячных данных по летным происшествиям

Проведенный анализ годовых данных по аварийности не выявил никакой статистически значимой взаимосвязи между уровнем солнечной активности, числом магнитных бурь в году и числом летных происшествий. Возможно, что мы чересчур «заглубили» картину, смазав какие-то важные особенности. Для выяснения этого вопроса перейдем к анализу месячных данных. Для этого, сохраняя введенное выше разбиение на квартили по уровню солнечной активности и числу магнитных бурь, просуммируем внутригодовые данные по месяцам и нормируем их на общее число ЛП в году. Сформулируем гипотезы:

H_0 — внутригодовые помесечные распределения числа летных происшествий в годы разных уровней солнечной активности (числа магнитных бурь в году) статистически не различимы.

H_1 — различия между внутригодовыми помесечными распределениями числа летных происшествий в годы разных уровней солнечной активности (числа магнитных бурь в году) статистически значимы.

Для солнечной активности эмпирическое значение H -критерия составит $H_{эмт} = 6.79$ при $H_{кр} = 7.815$ ($\rho \leq 0.01$) и $H_{кр} = 11.345$ ($\rho \leq 0.01$). $H_{эмт} < H_{кр}$ и для солнечной активности мы принимаем нулевую гипотезу. Проверка по H -критерию месячных данных при разбиении по числу магнитных бурь по годам дает $H_{эмт} = 2.04$ — принимается гипотеза H_0 — различия между внутригодовыми помесечными распределениями числа летных происшествий в годы разного числа магнитных бурь в году статистически незначимы.

Влияние SS_c на летные происшествия

Проведем анализ возможного влияния магнитных бурь с внезапным началом на летные происшествия. Для этого данные были подвергнуты следующей обработке – для каждого года рассчитывалось число ЛП, произошедших в первые 3 дня после SS_c , в период с 3 по 6 день, и с 6 по 10 день после SS_c . Отметим, что распределение числа ЛП по числу дней после SS_c резко отличается от нормального, что делает невозможным применение параметрических критериев (t -Стьюдента и др.). Для проверки гипотезы о связи воспользуемся S -критерием Джонкира и сформулируем статистические гипотезы:

H_0 -тенденция изменения числа летных происшествий в разные дни после SS_c – случайна

H1 — тенденция изменения числа летных происшествий в разные дни после SS_c — статистически значима.

Рассматриваемый диапазон лет включает два максимума и два минимума солнечной активности. Все они анализировались по отдельности. Результаты проверки гипотез приведены в табл.2.

Таблица 2

	Годы	$S_{эмп}$	$S_{кр}$ ($\rho \leq 0.05$)	$S_{кр}$ ($\rho \leq 0.01$)	Принятая гипотеза
1 минимум	1974, 1975, 1976, 1977	2	24	32	H0
1 максимум	1979, 1980, 1981, 1982	36	24	32	H1
2 минимум	1985, 1986, 1987	19	17	23	H1
2 максимум	1989, 1990, 1991	17	17	23	H0

И они не позволяют сделать какого-либо однозначного вывода. Снова обратимся к данным о числе магнитных бурь и их несовпадении с уровнями солнечной активности. Может быть вопрос во взаимосвязи? Попробуем ответить на этот вопрос с использованием критерия ϕ^* . Сформулируем подлежащие проверке гипотезы:

H0 – доля летных происшествий, произошедшая в первые 3 дня после SS_c не различается в годы минимума и максимума солнечной активности

H1 – доля летных происшествий, произошедшая в первые 3 дня после S_{cc} различается в годы минимума и максимума солнечной активности

Проверка по критерию Фишера дает $\phi_{эмп}^* = 1.326$, при $\phi_{кр} = 1.64$ ($\rho \leq 0.05$) и $\phi_{кр} = 2.31$ ($\rho \leq 0.01$) – принимается H0. Аналогичный результат дает анализ лет с минимальным и максимальным числом магнитных бурь – $\phi_{эмп}^* = 0.159$. А вот анализ по схеме «крест-накрест» (Табл. 3) показал, что нулевая гипотеза (пунктир) принимается только относительно различий между парами (минимум-минимум и минимум-максимум); для остальных парных сопоставлений принимается гипотеза H1.

Таблица 3

	Минимум магнитных Бурь	Максимум магнитных Бурь
Минимум солнечной активности	1975, 1976, 1977, 1986, 1987, 1995	1974
Максимум солнечной активности	1980, 1990	1982, 1989, 1991

Выводы

Проведенный анализ показывает, что можно предполагать наличие статистически значимых искажений в числе летных происшествий в зависимости от разных сочетаний солнечной и геомагнитной активностей. При анализе взаимосвязи ЛП только с солнечной или только с геомагнитной активностью не выявлено никаких статистически значимых связей. Для уточнения достоверности и выявления других статистически значимых взаимосвязей необходимо проведение дополнительного исследования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант №01-05-06066 и 00-05-64147а.

Литература

1. А.Л. Чижевский. Земное эхо солнечных бурь., М.:Мысль. 1976. 367с.
2. Кища П.В., Иванов-Холодный Г.С. и др. // Тр 7-го симп. По солнечно-земной физике. Троицк.1999. Изд-во ПИЯФ РАН. 1999. с.222.
3. Эпов А.В., Кофман В.Л. //Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т.2. М.: «Научный мир».1998. с 367.
4. Комаров Ф.И., Ораевский В.Н. и др. //Биофизика. 1998. Т.43.№4. с.742.
5. И.И. Елисеева, М.М. Юзбашев Общая теория статистики. М.:ФиС, 2001.
6. Е. Сидоренко, Методы математической обработки в психологии. С-Пб.:Речь.2001.

Приложение

Число фатальных летных происшествий за период с 1970 по1999 гг.

	Янв	Фев	Мар	Апр	Май	Июнь	Июль	Авг	Сен	Окт	Ноя	Дек	Всего
1970	9	9	4	5	8	2	6	5	4	6	3	8	69
1971	6	1	4	0	3	4	5	1	6	6	6	8	50
1972	6	5	3	6	7	9	5	5	7	7	3	10	73
1973	5	8	6	3	5	7	5	6	5	3	3	10	66
1974	10	1	3	5	7	2	3	6	4	5	4	7	57
1975	5	5	5	2	3	3	4	4	9	6	3	0	49
1976	8	4	3	4	4	4	1	4	7	6	6	6	57
1977	4	3	6	6	3	2	5	3	8	3	4	8	55
1978	5	4	7	3	5	2	2	4	8	6	5	10	61
1979	6	6	9	1	4	5	7	8	6	3	7	7	69
1980	4	4	1	5	2	6	3	4	4	2	6	2	43
1981	3	3	2	4	4	2	7	4	2	3	3	3	40
1982	4	4	4	1	2	4	3	3	3	0	2	5	35
1983	2	1	4	3	0	5	2	2	3	4	4	5	35

1984	6	0	3	2	1	1	1	6	2	4	2	6	34
1985	7	3	1	4	3	3	3	6	3	4	1	2	40
1986	3	3	6	1	2	6	3	3	3	7	0	4	41
1987	3	2	3	4	6	4	1	3	1	4	6	5	42
1988	7	6	5	4	3	4	7	5	5	5	5	7	63
1989	3	7	5	2	5	8	5	4	10	6	4	2	61
1990	5	2	3	5	5	2	0	2	4	5	3	3	39
1991	1	5	4	3	7	5	4	3	9	3	6	4	54
1992	3	3	6	5	0	6	8	6	4	9	4	3	57
1993	7	4	3	7	2	3	7	3	4	3	5	5	53
1994	3	3	4	3	2	5	6	3	9	4	4	8	54
1995	5	2	3	2	5	5	5	5	6	2	4	7	51
1996	0	8	1	3	3	5	6	4	2	8	8	4	52
1997	4	2	4	3	2	2	7	3	4	1	0	5	37
1998	3	4	5	1	2	1	5	5	4	3	3	4	40
1999	3	5	2	3	2	4	5	6	2	2	2	7	43
Всего	140	117	119	100	107	121	131	126	148	130	116	165	1520

ВИХРЕВАЯ МОДЕЛЬ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Низовцев В.В., Панченко О.В.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
факультет почвоведения*

Newtonian mysterious force of attraction eclipsed the ontology of the Kepler's laws. It is well to bear in mind that the archaic attraction is in conflict with the causality, inconsistent with the steady-state Universe (gravitational paradox) and prevents an understanding of the open orbit (problem of Mercury) and intragalaxy motions (dark matter) as well. By the way, we take an effect of ether drift as mystic attraction. Solar system had its origin in a certain cross section of ether helical vortex. Within planets area the circulatory motion round the vortex axis forms the velocity field as $r^{-1/2}$, whereas in the core in the vicinity of sun – approximately as r . The ether vortex provides the genesis of substances, and sustains the diurnal gyration of the celestial bodies.

Введение

Развитие физики Земли как космического тела сдерживается отсутствием теории солнечной системы, которая учитывала бы её энергетические и мате-

риальные связи с системами более высокого порядка: Галактикой и Метагалактикой. Пространственная анизотропия нестационарных явлений на Солнце и на Земле (экваториальные координаты сильных землетрясений совпадают с направлением на апекс солнечной системы, а их частота зависит от сезона) говорит о том, что солнечная система и её тела включены в процессы энергообмена едва ли не в масштабах Вселенной, где гравитация не сказывается [1].

В конце XIX века наука была близка к построению системных основ космологии и фундаментальной физики на пути эфиродинамического (онтологического) моделирования в духе Дж.К.Максвелла, В.Томсона, А.Г.Столетова и Н.А.Умова, однако в начале XX века революция в физике сорвала этот процесс, и в концептуальном отношении она оказалась отброшена к ньютоновым временам: осталась «притяжательной» и пустотной.

Под онтологией (от греч. основы *ont* – – сущее и *lógos* – учение) понимают устойчивую, сохраняющуюся в исторической перспективе компоненту знания, которую используют для объяснения эмпирических закономерностей. Онтология – это неизбежная доля метафизики в науке, ибо она в известной мере имеет нерационализуемый, аксиоматический характер. К собственно онтологическому знанию относят сведения об основных, фундаментальных свойствах материальной реальности, из которых следуют "выводные" свойства её объектов, в частности, те, что представлены в законах физики.

Бытие физического мира хорошо нам известно в частностях, – так называемых физических законах. Увидеть за ними то общее, что обеспечивает их постоянство во времени и пространстве – задача онтологии. Это общее есть *субстрат* (Гегель), или *носитель отношений*, по Н.Гартману [2]. Другое его название – субстанция – космологическая *невидимая* (Гегель) материя, лежащая в основаниях неорганической природы, где она приобретает форму вещества. Центральная проблема физической онтологии – это эволюция материального континуума, представляющего собой Вселенную.

Солнечная система как кинематическая структура описывается законами Кеплера. Однако генезис, энергетика и эволюция её структуры практически не изучены. Считается, что в динамическом отношении система убедительно обоснована Ньютоном с помощью силы притяжения, которую распространяют не только на Галактику, но и на всю Вселенную. Однако в первом случае приходится обращаться к гипотезе невидимого вещества, а во втором – к фантастическим перформансам ОТО.

Сомнения в адекватности теории Ньютона высказываются с тех пор, как Леверье обнаружил прямую прецессию орбиты Меркурия (1859) [3]. Современные геофизические данные говорят о непостоянстве постоянной тяготения. К сожалению, попытки объяснения подобных фактов делаются в рамках динамической «притяжательной» парадигмы. Полезно, однако, вспомнить, что динамика есть редукция кинематики. Поэтому с большой уверенностью можно утверждать, что решив проблему в рамках любой динамической парадигмы, астроном или геофизик получит расхождение с другими данными.

Обращают на себя внимание также космологические проблемы, где бесильны и Ньютон, и Эйнштейн: космологический смысл правила Тициуса – Боде, космогенез вещества во Вселенной вообще и в солнечной системе в частности, наконец, источник энергии движения небесных тел. Абсолютизация закона Ньютона противоречит существованию стационарной эволюционирующей бес-

конечной Вселенной (гравитационный парадокс Зеелигера), в пользу которой говорят наблюдательные данные астрономии.

Методологические замечания

Хроническая неразрешимость перечисленных и огромного множества других концептуальных проблем современной физики связана с парализующим действием на мышление физика такого понятия, как “закон природы”. Научный “закон” – это незаконная экстраполяция на Вселенную математического описания локальной эмпирической зависимости, угаданной теоретиком. С помощью теории, сведённой к математическому выражению, невозможно решить перечисленные выше космологические, астрономические и геофизические задачи.

Всё сказанное о физических законах применимо к закону притяжения. С методологической точки зрения абсолютизация его необоснованна. Понятие центростремительной силы или силы притяжения Кеплер и Ньютон восприняли от герметической традиции, согласно которой тела солнечной системы связаны с Солнцем (видимым богом) оккультными силами или влияниями [4]. Против этого подхода возражали Галилей, Лейбниц, Ломоносов и Гегель.

Галилей заслуженно называл такой анимизм ребячеством [5]. Методологические последствия ньютонова подхода осознал ещё Лейбниц, когда заметил: “От этой мысли о присущей материи силе притяжения её сторонники вынуждены были перейти к допущению пустоты, ибо тщетным остаётся притяжение, если всё чем-то заполнено...” [6]. Логическую несостоятельность притяжательного подхода доказал в своей философской диссертации Гегель [7]. Он прямо указал на необходимость поиска «посторонних сил» для познания движений тел солнечной системы [8].

Сила притяжения, получившая статус всемирной, лишила физику онтологического базиса и тем самым сделала невозможным адекватное решение не только упомянутых выше астрономических или космологических проблем, но и концептуальных проблем физики: онтогенез элементарных частиц, структура атома, физическое существо взаимодействий. Современная фундаментальная физика и физика Земли подошли к пределу, когда их дальнейшее развитие целиком зависит от состояния вопроса с природой того эффекта, который мы обозначаем метафорой “сила притяжения”.

Сделаем предварительные (методологические) выводы.

Обсуждая проблемы генезиса вещества, энергетики планет и пространственной динамики солнечной системы, мы должны учитывать, что последняя возникла и существует в космическом материальном континууме, играющем роль материального субстрата и буфера энергии движений её тел.

Законы Кеплера, описывающие кинематику Солнечной системы, следует расценивать как математическую идеализацию сложной картины движений материального континуума, несущего небесные тела.

Закон Ньютона, представляющий собой динамическую редукцию кинематики законов Кеплера, – это ещё один шаг, отдаляющий науку от физического существа процессов в солнечной системе.

Онтологическое содержание законов Кеплера

Полученные методологические результаты позволяют утверждать, что за силу взаимодействия между Солнцем и планетами мы принимаем эффект материального континуума, в котором “плавают” и из которого возникли её тела. 1-й

закон Кеплера – это идеализация реальных орбит. Допустимо мыслить, что они не эллиптически. Как известно, понятие эллипса применимо к реальным орбитам лишь при оговорке, что они оскулируют (варьируют) [9]. Однако отклонение реальных орбит от эллипсов связано не только с взаимным возмущающим действием планет. Ирония истории науки в том, что орбиты изначально, принципиально не эллиптически. По сообщению НАСА, астрометрические данные, полученные с помощью спутника «Воиджер», свидетельствуют о значительном отклонении орбит планет от эллипсов.

Даже в космосе природа не «создаёт» идеальных математических объектов. Наша уверенность в эллиптичности орбит основана на восходящем к Аполлонию и Птолемею принципе геометрической простоты или красоты, которого придерживаются современные астрономы и который сохраняется в науке благодаря авторитетам Кеплера и Ньютона.

Пренебрегая в первом приближении отклонениями плоскостей орбит от эклиптики, правильнее было бы назвать орбиты планет пучком прецессирующих окружностей или эллиптоидов (термин Гука) со смещённым центром (рис. 1). Такие траектории известны в гидродинамике. Линии тока при вихревом движении жидкости представляют собой пучки окружностей (плоское движение) [10] или эллиптоидов (геликоидальное движение) [11] со смещённым центром.

Солнечная система сформировалась и существует в сечении геликоидального вихря в Галактике. При этом Солнце не является “контроллером” движения планет, так как источник вихревых движений лежит за пределами системы. Таким образом, буфером энергии онтогенеза частиц вещества, как и энергии движений планет, спутников и самой Галактики, является эфирная среда за её пределами.

Профиль скоростей в плоскости эклиптики

В данном предварительном рассмотрении вихрь солнечной системы можно уподобить линейному бесконечному вихрю с плоским движением. Распределением завихренности он близок «вязкому» вихрю Озеена [12]. В первом приближении в окрестности Солнца континуум вращается как твёрдое тело. В зоне планет скорость эфира изменяется как $r^{-1/2}$, что следует из 3-го закона Кеплера и ранее отмечалось В.В.Козловым [13]. За пределами солнечной системы движение безвихревое.

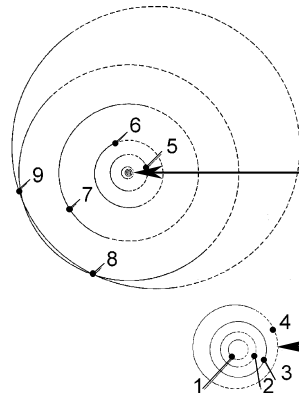


Рис.1. Пучок эллиптоидов солнечной системы. Пунктир соответствует участку орбит ниже плоскости эклиптики. Показано положение планет на сентябрь 1975 года: 1 – Меркурий; 2 – Венера; 3 – Земля; 4 – Марс; 5 – Юпитер; 6 – Сатурн; 7 – Уран; 8 – Нептун; 9 – Плутон. Стрелка – точка весеннего равноденствия

Идеализированные функция тока и потенциал в полярных координатах имеют вид

$$\Psi = \begin{cases} -\frac{L}{2} r^2 & r < a \\ -2 K r^{1/2} & r > a \end{cases}, \quad \varphi = -\frac{\mu}{2\pi} \ln r, \quad (1)$$

где L и K – константы, a – радиус ядра, μ – интенсивность стока, расположенного в Солнце. Физический смысл данных параметров будет прояснён в ходе познания механизма генерации вихря в Галактике и генезиса вещества на Солнце.

Функция построена с учётом наблюдаемого профиля скоростей (рис. 2), в котором выделяются две зоны: планетная и околосолнечная (ядро). В ядре

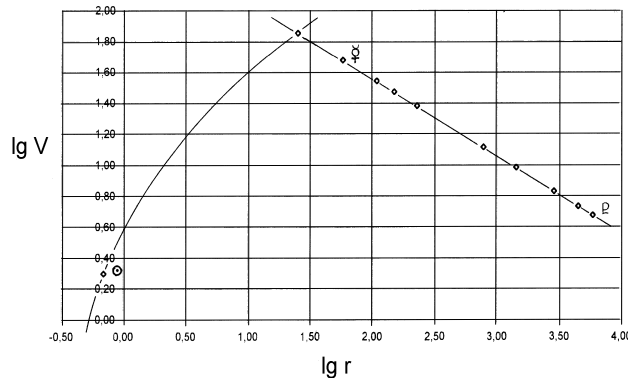


Рис. 2. Идеализированный профиль скоростей в пределах солнечной системы в предположении плоского кругового движения. На графике отмечены точки, соответствующие Солнцу, Меркурию и Плутону. Максимум скорости на границе ядра (расчетная точка). В реальности сингулярность отсутствует

$$v_i = L r = 2,87 \cdot 10^{-6} r \text{ км/с.} \quad (2)$$

В зоне планет

$$v_e = K r^{-1/2} = 3,64 \cdot 10^5 r^{-1/2} \text{ км/с,} \quad (3)$$

где r измеряется в километрах. Сшивка двух функций даёт $a = 25$ млн. км. В реальности вихрь солнечной системы десингуляризован процессом диффузии. О заметной вязкости континуума свидетельствует «красное смещение» в спектрах галактик (модель стационарной Вселенной).

Радиальная составляющая скорости обратно пропорциональна расстоянию. Радиальное течение обеспечивает эфирным «материалом» процесс космогенеза на Солнце и планетах и в данном двумерном случае играет роль динамического (гравитационного) фактора.

В механике хорошо известна аналогия между полем силы тяжести и полем скоростей течения несжимаемой жидкости. Как пишет В.И. Арнольд, «закон убывания скорости сферически симметричного течения несжимаемой жидкости с расстоянием от центра такой же, как закон убывания силы тяготения». (Отсюда видно, как выглядит естественный аналог поля тяготения в n -мерном

пространстве: сила должна убывать обратно пропорционально $n - 1$ -й степени расстояния» [14]. Таким образом, в двумерной модели скорость изменяется обратно пропорционально расстоянию, что и наблюдается в нашем случае.

В предлагаемой эфиродинамической модели «тяготение» между Солнцем и планетами допускает гидродинамическую интерпретацию, а за отмеченной аналогией, очевидно, скрывается онтология небесномеханических движений. Влекомые эфиром, планеты движутся так, как будто они подчиняются закону Ньютона. Следует подчеркнуть, что это «как будто» принадлежит Ньютону.

В рамках предлагаемого подхода приобретает также ясный онтологический смысл закон сохранения момента орбитального движения планет или 2-ой закон Кеплера (так называемый закон сохранения секториальной скорости). Каждая планета движется, декорируя линию тока эфира или линию постоянного значения функции тока. Из гидродинамики, между тем, известно, что разность значений этой функции на двух линиях (например, на поверхности Солнца и на орбите планеты) равна объёму жидкости, протекающему в единицу времени между данными линиями в слое неизменной толщины в тангенциальном направлении. Таким образом, 2-ой закон Кеплера представляет собой геометрическую интерпретацию закона постоянства расхода жидкости из области гидравлики.

Смещение оси вихря солнечной системы и взаимное положение планетных орбит (рис.1) обусловлены его геликоидальной структурой, которая в данной работе не рассматривается.

Заключение

Вихревая составляющая движения эфира обеспечивает генезис вещества в пределах геликоида и в дальнейшем поддерживает суточные вращения образовавшихся из этого вещества небесных тел. Косвенные признаки такого влияния – это прямое вращение большинства планет и спутников и большая линейная скорость вращения поверхности на экваторе, чем на среднеширотных участках в случае жидких планет и Солнца.

В свете полученных результатов выглядит естественным закон сохранения кинетического момента движения в плоскости эклиптики, так как он соответствует теореме Гельмгольца о сохранении интенсивности вихря. Однако требуют познания некоторые феномены вращательных движений небесных тел: аномальное вращение Венеры и Урана, наличие обратных спутников, сохранение момента вращения искусственных спутников Земли и др. Нуждается в теоретическом объяснении устойчивость движения планет и сохраняет актуальность анализ природы «гравитации» на планетах. К перечисленным проблемам мы обратимся в будущем. В целях обоснования модели будет предпринят также анализ происхождения геликоидального вихря и энергетики космогенеза.

Предлагаемая модель требует ретроспекции данных Д.К.Мюллера и других авторов по эфирному ветру. В рамках данного подхода найдёт объяснение абберрация, космогенез вещества на Солнце и планетах и, в частности, распределение его в плоскости эклиптики. Он открывает возможности рационального разрешения концептуальных проблем космологии, астрофизики, астрономии, геофизики и фундаментальной физики в целом.

Литература

1. *Ефимов А.А., Шпитальная Л.А.* О движении солнечной системы относительно фона Вселенной. В сб.: Проблемы пространства и времени в современном естествознании. Серия: «Проблемы исследования Вселенной». Вып. 15. АН РСФСР. Ленингр. отд-ние. Изд-е 2-е. С-Пб. 1991. С. 345–349.
2. *Основы онтологии.* Учебное пособие. СПб. Изд-во Санкт-Петербургского университета. 1997. С. 92.
1. *Роузвер Н.Т.* Перигелий Меркурия от Лавверье до Эйнштейна. М.: «Мир». 1985. С. 52.
3. *Йейтс Ф.А.* Джордано Бруно и герметическая традиция. М.: «Новое литературное обозрение». 2000. С. 47.
4. *Галилей Г.* Диалог о двух системах мира – птолемеевой и коперниковой. Избр. Труды в 2-х тт. Т.1. М. «Наука». 1964. С. 552.
5. *Лейбниц Г.В.* Сочинения в 4-х тт. Т.1. М. «Мысль». 1982. С. 356.
6. *Гегель Г.В.Ф.* Об орбитах планет. В: Работы разных лет в 2-х томах. Т.1. М.: «Мысль». 1970. С. 235–264.
7. *Гегель Г.В.Ф.* Наука логики. В 3-х томах. Т.1. М.: «Мысль». 1970. С. 476.
8. *Рябов Ю.А.* Движения небесных тел. М.: Гос. Изд-во физ.-мат. литературы. 1962. С. 74.
9. *Ламб Г.* Гидродинамика. М.–Л. ОГИЗ. 1947. С. 93.
10. *Hardin J.C.* The velocity field induced by a helical vortex filament. // Phys. Fluids v. 25. N.11. 1982. P. 1949–1952.
11. *Oseen C.W.* Neuere Methoden und Ergebnisse in der Hydrodynamik. Leipzig. Akadem. Verlagsges. M.B.H. 1927. S. 82–87.
12. *Козлов В.В.* Общая теория вихрей. Ижевск.: Издательский дом «Удмуртский университет». 1998. С. 9.
13. *Арнольд В.И.* Гюйгенс и Барроу, Ньютон и Гук – первые шаги математического анализа и теории катастроф, от эвольвент до квазикристаллов. М.: «Наука». 1989. С. 22.

**СОЛНЕЧНАЯ АКТИВНОСТЬ И ИНФРАЗВУКОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ
В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ**

Сорока С.А.

*Львовский центр Института космических исследований НАН и НАКА
Украины***Введение**

Традиционно влияние солнечной активности (СА) на биосферу Земли связывают с корпускулярными потоками и электромагнитными излучениями различных диапазонов частот в области прозрачности ионосферы и атмосферы.

Значительные усилия ученых были направлены на исследования влияния именно электромагнитного воздействия на биосферу [1-5]. Вся ритмика биопроцессов на Земле связывается с периодическим электромагнитным и корпускулярным воздействием Солнца. Действительно, энергия космического воздействия сосредоточена в потоках корпускул и электромагнитных излучениях, однако взаимодействие их с ионосферой и атмосферой может порождать другие виды энергии. Конечным агентом космического воздействия на биообъекты будет комплекс из нескольких видов энергии.

В частности, в результате взаимодействия электромагнитного излучения космического происхождения с ионосферой и атмосферой могут образовываться интенсивные акустические колебания в газовой оболочке планеты в различных диапазонах частот. Часть энергии акустических колебаний в атмосфере и ионосфере могут преобразовываться обратно в электромагнитные колебания, но уже других диапазонов частот [6]. Низкочастотные акустические колебания в атмосфере могут изменять прозрачность ионосферы, для декаметрового электромагнитного излучения космического происхождения [7], влияние которых на биосферу может оказаться значительным [8,9].

Акустические волны могут влиять на динамику изменений общего содержания и пространственное распределение озона [10,11]. Влияние короткопериодных вариаций содержания озона на биологические процессы может быть существенным.

Таким образом, космическое энергетическое воздействие на биосферу Земли следует рассматривать как сложное акустико-электромагнитное воздействие. Следует ожидать, что совместное, акустическое и электромагнитное воздействие на биообъекты значительно сильнее, чем действие каждого вида энергии в отдельности, т.е. проявляется синергизм действия разных видов энергии.

Цель данной работы – поиск связи СА с инфразвуковыми колебаниями в атмосфере и качественная оценка их влияния на биосферные процессы.

Возможные механизмы влияния солнечной активности на инфразвуковые колебания в атмосфере

Возможный сценарий зависимости инфразвука от солнечных космических лучей (СКЛ) показан на рис.1. Изменения СА приводит к модуляции галактических космических лучей (ГКЛ) за счет форбуш-эффекта.

Увеличение СА уменьшает интенсивность ГКЛ. Модулированный поток ГКЛ при взаимодействии с атмосферой изменяет ее прозрачность [12] за счет образования аэрозолей и вариации малых составляющих атмосферы (NO_2 , H_2O , O_3 и других).

Вариации прозрачности могут быть обусловлены и изменением электрических полей в атмосфере [13]. В этом случае изменения прозрачности происходит в результате электрозамораживания воды и образования кристаллов льда, которые стимулируют процесс льдообразования в облаках.

Образование аэрозолей в атмосфере может происходить не только при воздействии ГКЛ. Экспериментально обнаружено возрастание аэрозольной концентрации в атмосфере при увеличении корпускулярной активности Солнца [14].

Изменения оптической прозрачности приводят к пространственным вариациям поглощения солнечной энергии в атмосфере. Учитывая, что зоны с повышенной поглощающей способностью подвижны, то существует возможность

преобразования энергии солнечной радиации в акустические колебания за счет известного в технике оптико-акустического эффекта [15,16]. Т.е. предполагается, что подобный эффект может иметь место и в макромасштабах.

Образовавшиеся акустические колебания могут влиять на флуктуации интенсивности космических лучей. Подобный эффект обнаружен экспериментально [17]. Отсюда следует, что акустические колебания могут локально интенсифицировать процессы взаимодействия солнечного излучения с атмосферными аэрозолями. На схеме рис.1 это отражено введением обратной связи. Акустические колебания могут усилить модуляцию прозрачности и эффект оптико-акустического преобразования в атмосфере.

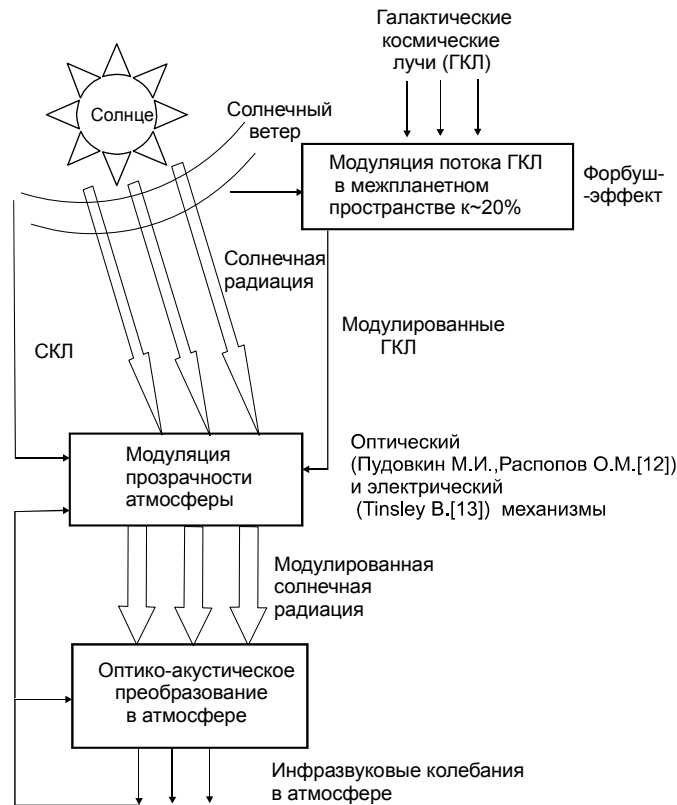


Рис.1. Схема воздействия солнечной активности на инфразвуковые колебания в атмосфере

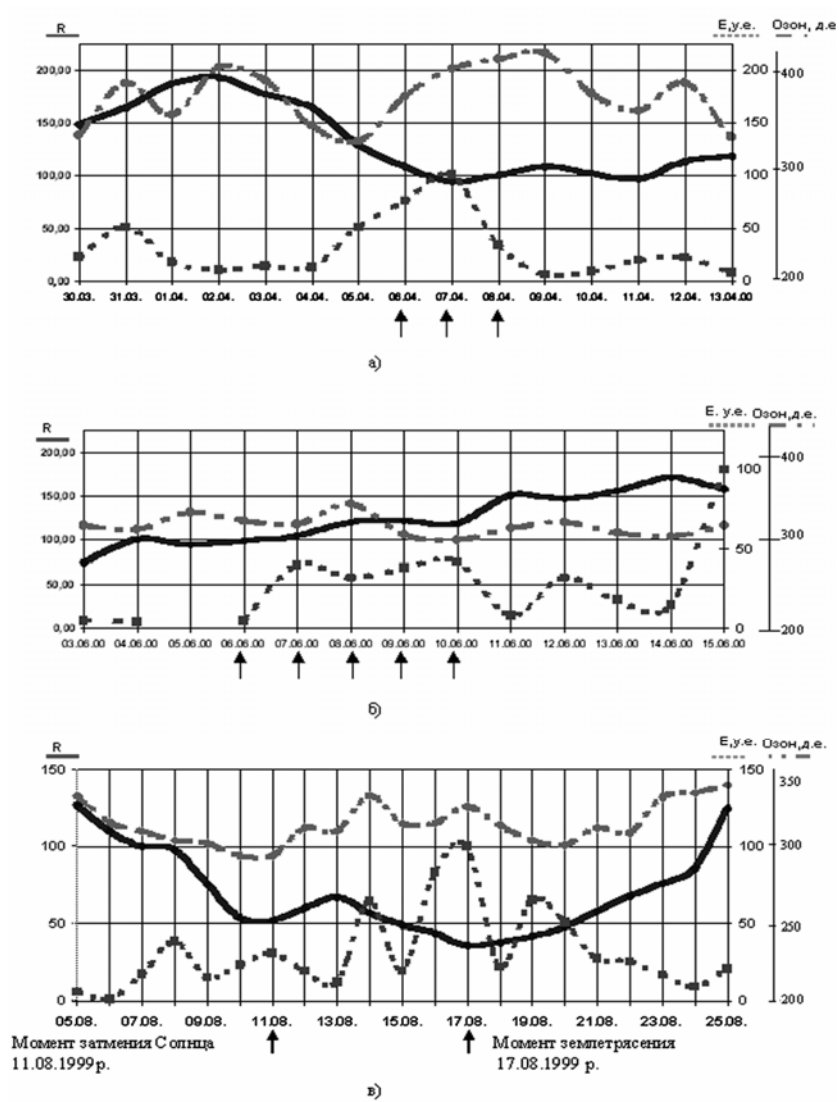


Рис.2. Суточные изменения энергии инфразвука (пунктир), СА (сплошная линия) и озона (штрих-пунктир)

Для проверки воздействия СА на инфразвуковые колебания в атмосфере были проведены экспериментальные измерения инфразвука и сравнения с ходом изменения СА. На рис. 2а,б,в показаны изменения суточной энергии инфразвука (в условных единицах) и солнечной активности (числа Вольфа). На тех же рисунках показано изменение общего содержания озона и стрелками отмечены дни с повышенной сейсмической активностью. Под повышенной сейсмической активностью понимается наличие землетрясений ≥ 3 балла на расстояниях, меньших 1000 км от точки измерения инфразвука. Измерения проводились в точке с координатами 48°41' с.ш., 26°30' в.д. в 1999 и 2000 г.г. в диапазоне частот 0,003-0,3 Гц.

Как видно из рис.2а,б,в интенсивность инфразвуковых колебаний находится в противофазе к солнечной активности. Максимальные значения амплитуд инфразвука наблюдаются в моменты снижения СА. Таким образом уровень инфразвуковых колебаний, скорее всего, зависит от галактических космических лучей, подверженных модулирующему воздействию СА.

Инфразвук и биосферные процессы

Общеизвестно психо-эмоциональное воздействие музыки и звуков на человека. Воздействуют звуки и на животных, микроорганизмы, микрофлору, на кинетику физических и физико-химических процессов в геосферах. Однако мы редко задумываемся над тем, что все живое на Земле находится под воздействием акустических возмущений космического происхождения. Оценка их роли для биосферы Земли, влияние на отдельные организмы представляет интерес для медико-биологических исследований солнечно-земных связей.

Известно, что даже непродолжительная изоляция человека от звуков в специальной заглушенной камере является тяжелым испытанием для психики человека. И обратно, длительное пребывание в акустических полях высокой интенсивности вызывает значительные нарушения психики, функциональные расстройства. Смертельно опасным считается пребывание человека в акустических полях с уровнем интенсивности > 150 Дб. Особенно чувствителен человеческий организм к частотам $\sim 7-8$ Гц. Следует отметить, что верхняя частота звуков, проникающих в заглушенные камеры, составляет ~ 4 Гц. Звуки с частотой ниже 4 Гц проникают практически в любые помещения.

Обладая свойством проникновения во все области существования живых организмов и распространяясь на огромные территории, акустические колебания могут быть синхронизирующим фактором для биосферных процессов. Учитывая, что биосфера является единой взаимосвязанной системой, то акустическое воздействие необходимо рассматривать как воздействие, нарушающее равновесие процессов как в отдельных биообъектах, связи между биообъектами, так и параметров среды обитания.

Общая схема акустического воздействия на биосферные процессы показана на рис. 3. Реализация акустического воздействия может проходить путем изменения параметров среды обитания и изменения кинетики процессов внутри биообъекта.

Прохождение акустических волн через среду с наличием электрических зарядов может порождать электромагнитные излучения в широком диапазоне частот.



Рис.3. Общая схема инфразвукового воздействия на биосферные процессы

Низкочастотные электромагнитные колебания образуются при распространении акустических волн в атмосфере и ионосфере. Удалось обнаружить инфракрасное излучение при низкочастотном акустическом нагружении многих органических и неорганических молекул. Таким образом, акустические волны могут порождать электромагнитные колебания как в среде обитания, так и внутри самих биообъектов. Чувствительность живых организмов к электромагнитным колебаниям общеизвестна.

Акустические колебания влияют на кинетику химических реакций в атмосфере. В частности, обнаружены вариации общего содержания озона в области горных подветренных волн [10]. Были проведены сравнения динамики поведения общего содержания озона, суточной энергии инфразвуковых колебаний и солнечной активности. На рис.2а,б,в видно, что характер динамики изменения общего содержания озона в атмосфере ведет себя подобно изменениям суточной энергии инфразвука. Можно предположить, что короткопериодные изменения общего содержания озона в атмосфере зависят от уровня инфразвуковых колебаний. Это не противоречит известным фактам из химии. Звуковые колебания влияют на скорость многих химических реакций [18]. Это наблюдается как в газовой фазе, так и в жидкой. Таким образом, инфразвуковые колебания могут влиять на химические реакции образования и разрушения озона, окислительно-восстановительные реакции в водных растворах [18].

Чувствительны к акустическим колебаниям вода, водные растворы, коллоиды, дисперсные газовые системы. Акустические колебания разрушают туман в атмосфере, ускоряют выпадение осадка в коллоидных растворах. Изменяется под воздействием акустических колебаний электропроводность воды [19].

Акустические колебания через воздействие на ход химических реакций могут запускать одинаковые процессы в отдельных живых организмах. Возможно этим объясняются коллективные эффекты аномального поведения животных и людей. Эти эффекты могут быть усилены синхронным изменением внешних факторов среды (изменением озона и, соответственно, уровня ультрафиолета, изменением физических свойств воды, усилением развития микроорганизмов). Таким образом, действие акустических колебаний может быть усилено. Такое усиление возможно только в случае неантагонистического действия внешних и внутренних факторов.

Следует также отметить возможную связь инфразвуковых колебаний в атмосфере с фазами Луны и сейсмической активностью. На рис. 2а,б,в стрелками отмечены дни, когда наблюдалась повышенная сейсмическая активность (> 3 баллов). Сейсмические явления чаще наблюдались в периоды понижения солнечной активности и сопровождались значительным повышением уровня инфразвуков. В период новолуний изменения суточной энергии инфразвуков носило колебательный характер (рис.2в).

Обсуждение

Длительное игнорирование научным обществом акустического канала космического воздействия на биосферу объясняется вероятней всего наличием маскирующих электромагнитных возмущений. Практически все крупномасштабные акустические события сопровождаются и электромагнитными возмущениями.

Как было показано выше, изменения уровня инфразвуковых колебаний в атмосфере находятся в противофазе к изменениям солнечной активности. Аналогично ведут себя и интенсивность потока нейтронов у поверхности Земли [20] и скорость многих химических и биохимических процессов [21]. Как отмечалось в работе [21], в период захода и восхода Солнца наблюдались закономерные изменения скорости реакции аскорбиновой кислоты с дихлорфенолиндофенолом. Аналогичные изменения этой реакции наблюдались и при солнечных затмениях. Скорость химических реакций слабо зависела от наличия металлических экранов. Восход и заход Солнца, солнечные затмения сопровождаются

возрастанием инфразвуковых колебаний в атмосфере, которые не ослабляются металлическими экранами.

Исходя из этих фактов, можно предположить, что возможно инфразвуковые колебания являются существенно определяющим фактором поведения живого вещества на Земле. Обычно эта роль отводилась только электромагнитным полям.

Выводы

1. Обнаружена связь между уровнем инфразвуковых колебаний в атмосфере и солнечной активностью. Уровень инфразвуковых колебаний, как и скорость некоторых биохимических и химических процессов, находится в противофазе к солнечной активности.

2. Можно предположить, что часть инфразвуковых возмущений в атмосфере является результатом воздействия галактических космических лучей на атмосферные процессы. Одной из возможных причин генерации ультразвука может быть известный эффект модуляции прозрачности атмосферы потоками высокоэнергетических частиц.

3. Инфразвуковые колебания в атмосфере могут быть одним из каналов влияния солнечной активности и галактических космических лучей на биосферные процессы.

Литература

1. Влияние солнечной активности на атмосферу и биосферу Земли. М.: Наука, 1971, с.259.
 2. Физико-математические и биологические проблемы действия электромагнитных полей и ионизации воздуха. М.: Наука. 1975., т.1, II.
 3. Пресман А.С. Электромагнитные поля и живая природа. М.: Наука, 1968, с.288.
 4. Темурьянц Н.А., Владимирский Б.М., Тишки О.П. Сверхнизкочастотные электромагнитные сигналы в биологическом мире. Киев: Наукова думка, 1992, с.188.
 5. Бауров Ю.А., Труханов К.А. Возможная роль космологического векторного потенциала как фактора космо- и гелиофизических связей. Биофизика, 1998, т.43, в.5, с.928-934.
 6. Негода А.А., Сорока С.А. Перспективы развития исследований атмосферы и ионосферы с использованием искусственного акустического воздействия. //Космическая наука и технология, 1999, в.2/3, с.3-12. (Укр.).
 7. Kotsarenko N.Ya., Soroka S.A., Koshevaya S.V., Koshovy V.V. Increase of the Transparency of the Ionosphere for Cosmic Radiowaves Caused by a Low Frequency Wave. Physica Scripta. 1999., vol.59, p.174-181.
 8. Заботин Н.А., Жбанов Г.А. Нерегулярная структура ионосферы как источник сильных вариаций фонового декаметрового излучения. Геомагнетизм и аэрономия, 1999.-т.39.- №5.-с.57-61.
 9. Колесник А.Г. Проблемы электромагнитной экологии низкочастотного диапазона (0,01 гц – 30 МГц). Слабые и сверхслабые поля и излучения в биологии и медицине. Санкт-Петербург, июнь 1997. Тезисы докл., с.230.
 10. Еланский Н.Ф., Сенник И.А., Хргиан А.Х. Вариации общего содержания озона в области горных подветренных волн. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана., 1988., т.24. №9., с.959-966.
-

11. Груздев А.Н., Еланский Н.Ф., Трутце Ю.Л. Оценка действия внутренних гравитационных волн на содержание озона и взаимодействующих с ним примесей в стратосфере // Атмосферный озон. М.: Наука. 1982. С.18-27.

12. Пудовкин М.И., Распопов О.М. Механизм воздействия солнечной активности на состояние нижней атмосферы и метеопараметры. Геомагнетизм и аэрномия, 1992, т.32, № 5, с.1.

13. Tinsley B.A., Deen G.W. Apparent tropospheric response to MeV-Gev particle flux variations a connection via electrofreezing of supercooled water in high-level clouds. J. Geophys. Res. 1991, v.96, ND 12, p.22283-22296.

14. Касаткина Е.А., Шумилов О.И., Ващенко С.В. Корпускулярная активность Солнца как источник аэрозолей в атмосфере. Космические исследования, 1999, т.37, №2, с.163-167.

15. Голубицкий Б.М., Танташев М.В. О применении оптико-акустического эффекта для исследования поглощения аэрозолей. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1976, т.12.-№4.-с.934-935.

16. Елисеев А.А. Оптико-акустический метод прямого измерения лучистого притока тепла в атмосфере. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1977, т.13.-№10.-с.1018-1024.

17. Антонова В.П., Гусейнов Ш.Ш., Дробжев В.И., Зусманович А.Г. и др. Комплексное экспериментальное исследование волн в атмосфере, генерируемых солнечным терминатором. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1988.- т.24. №2.-с.134-142.

18. Маргулис М.А., Грундель Л.М. Химическое действие низкочастотных акустических колебаний. ДАН СССР, 1982, т.265, №4, с.915-917.

19. Степанян Р.С., Айрапетян Г.С., Аракселян А.Г., Айрапетян С.Н. Влияние механических колебаний на электропроводность воды. Биофизика, 1999, т.44. в.2., с.197-202.

20. Шестопапов И.П., Конрадов А.А., Харин Е.П. Корреляция сейсмических и биологических процессов с солнечной активностью. Биофизика, 1998, т.43, в.4, с.706-709.

21. Удальцова Н.В., Коломбет В.А., Шноль С.Э. Возможная космофизическая обусловленность макроскопических флуктуаций в процессах разной природы. Пушино: ОНТИ НЦБИ, 1987, с.96.

СЕКЦИЯ 2
ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИИ ГИДРОСФЕРЫ

ЦИФРОВАЯ ОБРАБОТКА
ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ
ТОНКИХ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ МОРЯ И АТМОСФЕРЫ

Аксёнов В.Н., Андреев Е.Г., Тарасов М.И.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
физический факультет*

Интенсивный обмен тепла между океаном и атмосферой, формирующийся процессами испарения, контактного теплообмена и тепловым излучением приводит к выхолаживанию верхнего слоя океана и образованию диссипативной структуры на поверхности — холодной плёнки. Для изучения термической структуры тонких миллиметровых слоёв моря и атмосферы вблизи поверхности нами используется метод вертикального зондирования малоинерционной термопарой. Регистрацию и анализ данных можно существенно упростить, если эти данные собирать и обрабатывать в цифровом виде.

Термическое зондирование в нашем комплексе производится сверху-вниз медь-константановой термопарой с диаметром измерительного спая ~30 мкм. Скорость зондирования — 15 см/с, постоянная времени термопары ~1мс.

В качестве блока сбора и обработки информации с недавнего времени используется ISA-плата Аналогово-Цифрового Преобразователя (АЦП) и компьютер. Оцифровка данных производится с интервалом 0.5 мс. Пространственное разрешение в этом случае составляет 75мкм. Приведённая толщина холодной плёнки по результатам многолетних измерений составляет 0.05–0.5мм [1]. При указанной дискретизации за время прохождения датчиком этого участка АЦП снимет 6–60 значений температуры.

Для исключения ошибочного ввода данных в программе предусмотрены возвраты на несколько этапов алгоритма назад. Выбор точки вхождения датчика в воду производит оператор. На рисунке 1 приведена схема сбора и обработки данных по температурному распределению.

Интерфейс программы создавался таким образом, чтобы работа с программой была доступна пользователям, не имеющим большого опыта общения с АЦП и компьютерной техникой и, в то же время, позволяла бы без сбоев и точно рассчитывать нужные нам параметры холодной плёнки. Расчет параметров холодной плёнки производится на основе предположения о линейности распределения температуры в верхней части холодной плёнки [1].

Непосредственно после попадания оцифрованной информации с датчика через АЦП на жёсткий диск компьютера, профиль температуры выводится на экран, и оператор указывает на профиле границу раздела и метеопараметры. Таким образом, программе передаются значения следующих пере

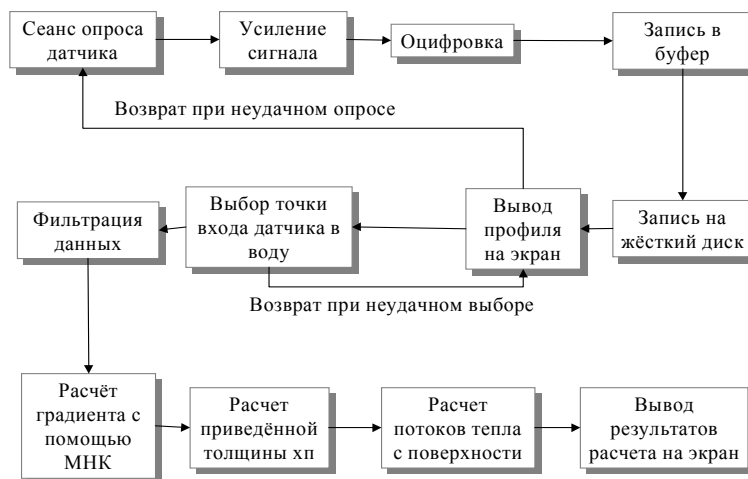


Рис. 1. Блок схема обработки данных

менных: номер точки массива — границы вода-воздух, температура воды в квазиоднородном слое. По этим данным рассчитывается:

Температура поверхности: $T_s = T_w + (val[T_s] - T_{w_{pc}}) * K$, где T_w — температура воды в градусах Цельсия $val[T_s]$ — элемент массива, соответствующий первой точке регистрации в воде, $T_{w_{pc}}$ — значение температуры воды в дискретах АЦП, K — переводной коэффициент.

Градиент в ламинарном слое воды: $Grad T_w = 1 / (tg\alpha * K_{T-z})$, где $tg\alpha$ — коэффициент наклона профиля в ламинарном слое воды, K_{T-z} — переводной коэффициент в единицы СИ.

Приведённая толщина холодной плёнки: $\Delta = Grad T_w * (T_w - T_s)$.

Суммарный поток тепла: $Q = -0.599 * Grad T_w$.

Градиент в ламинарном слое воздуха: $Grad T_a = tg\beta * K_{T-z}$, где $tg\beta$ — тангенс угла наклона профиля температуры в ламинарном слое воздуха.

Поток контактного теплопереноса $q = -0.0027 * Grad T_a$

После указанных расчётов, перечисленные параметры выводятся на экран. На экране также отображаются метеопараметры и участок профиля с холодной плёнкой, на которой отмечена граница вода-воздух (рис.2). Результаты выводятся на экран монитора не позднее, чем через 3 минуты после сеанса опроса датчика. Учитывая интервал между измерениями (30–60 минут) можно говорить о получении результатов в реальном времени.

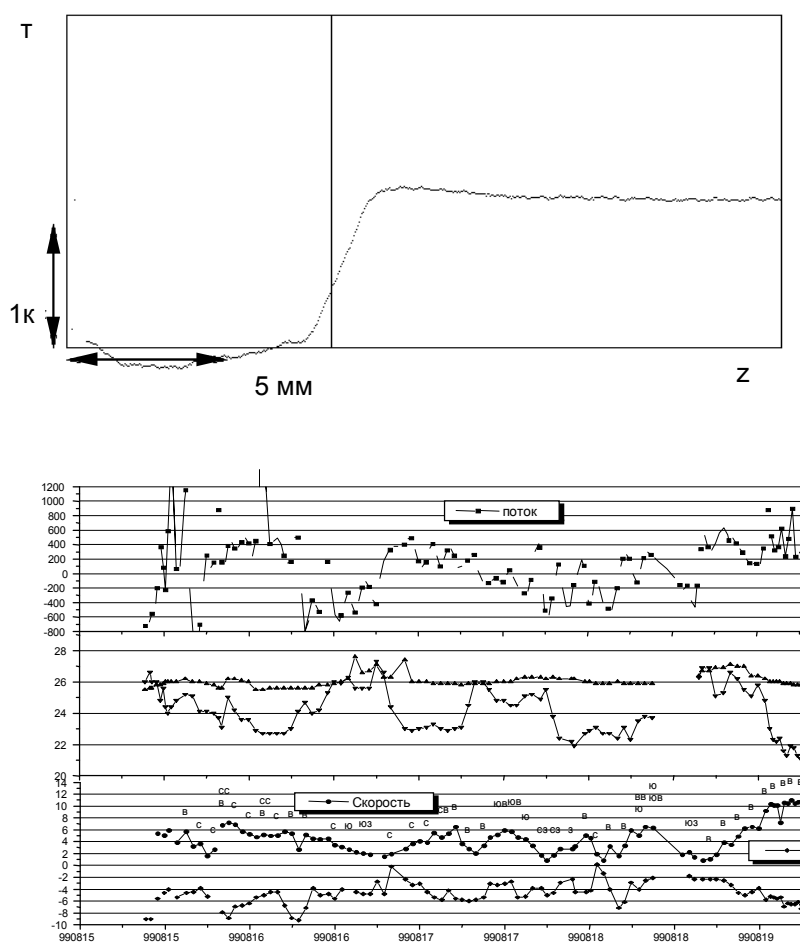


Рис. 3. Временной ход различных параметров 13-19 августа 1999 года, ЮБК Кацивелли

В экспедиции 1999 года (14–19 августа) за 6 дней измерений получено более 100 оцифрованных профилей температуры. Дальнейшая обработка материала выявила следующий суточный ход суммарного потока тепла с поверхности: днём поток тепла направлен из атмосферы в океан, ночью — из океана в атмосферу. Смена знака происходит во время восхода и захода солнца. Днём преобладает режим "теплая плёнка", ночью — "холодная плёнка". Скорость ветра в период измерений менялась от полного штиля до 14 м/с. Отслежена зависимость градиента температуры в приповерхностном слое океана от скорости ветра и его направления. На рисунке 3 показаны диаграммы, которые отображают результаты, полученные с помощью цифровой процедуры сбора-обработки данных.

Интеграция АЦП и компьютера в имеющийся комплекс аппаратуры позволила существенно упростить процедуру сбора данных, ускорить их обработку, при точности не худшей чем при работе с осциллографом, повысить достоверность результатов.

Литература

1. "Взаимодействие в среде литосфера, гидросфера, атмосфера", Сборник, Москва, "Недра", 1996г., с.167-186, "Натурные исследования тепломассообмена и структуры тонких пограничных слоёв океана и атмосферы", Хунджуа Г.Г., Аксёнов В.Н., Андреев Е.Г., Романченко А.Н..

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ И ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ

Ефимов В.В., Шокуров М.В., Барабанов В.С.

Морской гидрофизический институт НАН Украины, Севастополь

Сезонная изменчивость крупномасштабной циркуляции внутренних Черного, Каспийского и Средиземного морей определяется в основном действием приводного напряжения ветра. Выполнен анализ многолетних 1958-1998гг данных реанализа атмосферной циркуляции NCEP/NCAR, показывающий значительную сезонную изменчивость завихренности и дивергенции напряжения ветра над внутренними морями: зимой над морем расположен циклон с конвергенцией, летом антициклон с дивергенцией. Этот эффект объясняется действием неадиабатических потоков тепла через поверхность моря — локальным "муссонным" механизмом. В меньшей степени выражен орографический механизм, состоящий в генерации антициклонической завихренности над горами и циклонической в ложбинах при обтекании их однородным потоком. Показано, что завихренность зонального течения в свободной атмосфере над рассматриваемым регионом имеет циклонический характер в течение всего года, и не оказывает значительного влияния на формирование поля завихренности ветра на поверхности.

Возникновение муссонного механизма было оценено с помощью региональной численной модели атмосферной циркуляции. Был выбран регион, включающий Черное море и окружающие горы. В качестве начальных условий

задавались конкретные синоптические ситуации из массива реанализа NCEP/NCAR. Показано, что реакция атмосферы на увеличение температуры моря приводит к генерации циклонического вихря над морем.

Оценены характерные величины завихренности, связанной с муссонным эффектом, и соответствующие амплитуды сезонной изменчивости ветровой циркуляции, приведены количественные оценки, объясняющие наблюдаемые величины.

Введение

Крупномасштабная циркуляция внутренних Черного, Каспийского и Средиземного морей определяется совместным действием напряжения ветра и потоков плавучести через боковые границы и поверхность моря. До настоящего времени не существует окончательного ответа на вопрос об относительной роли отдельных факторов в генерации течений и их временной изменчивости. Для Черного моря важным является халинный механизм, связанный с поступлением высокосоленых вод Мраморного моря через пролив Босфор и распреснением поверхностных вод за счет стока рек. В работе [1] показано, что такой механизм позволяет объяснить генерацию циклонического Основного черноморского течения и образование стратификации за счет вертикальной ячейки циркуляции.

Для Основного черноморского течения характерна значительная сезонная изменчивость, проявляющаяся в усилении течения в зимние месяцы и ослаблении вплоть до исчезновения летом. Наиболее вероятным объяснением этого может быть сезонная изменчивость поля скорости ветра над морем. До настоящего времени детальный анализ сезонной изменчивости ветра над Черным морем не выполнялся. Изучение физических механизмов сезонной изменчивости полей ветра над внутренними морями по результатам анализа натурных данных и численного моделирования атмосферной циркуляции составляет основное содержание статьи.

Механизмы формирования поля скорости

Стационарная ветровая циркуляция в океане определяется завихренностью поля приводного ветра, вертикальная скорость w на нижней границе экмановского слоя связана с величиной вихря напряжения трения приводного ветра $\text{rot}\tau$ соотношением [2,3].

$$w = \frac{\text{rot}\tau}{f\rho_w} \quad (1)$$

где f — параметр Кориолиса, ρ_w — плотность воды. Для циклонического ветра возникающее вертикальное движение в замкнутом море приводит к подъему изопикнических поверхностей в центре моря и компенсационному опусканию по краям, в результате радиальные градиенты давления вызывают циклоническое вдольбереговое течение.

Будем анализировать завихренность приводного поля ветра как основного фактора, определяющего ветровую циркуляцию в море. Для открытого океана завихренность поля ветра определяется крупномасштабной циркуляцией атмосферы. Например, западный перенос в средних широтах и пассаты в тропиках формируют антициклоническую завихренность ветра над субтропическим океаническим круговоротом. Для внутренних морей, окруженных сложным

горным рельефом, таких как Черное, Каспийское и Средиземное моря, ситуация усложняется. Кроме крупномасштабной атмосферной циркуляции, возникают дополнительные региональные источники завихренности, связанные с орографией и контрастом характеристик подстилающей поверхности для моря и суши.

При обтекании горы однородным зональным течением в стационарном линейном квазигеострофическом режиме на f -плоскости над горой возникает сильная антициклоническая завихренность, а вокруг горы — слабая циклоническая. Этот эффект просто объясняется в модели мелкой воды с твердой крышкой сохранением потенциальной завихренности вдоль линий тока — потенциальная завихренность мелкого слоя $(\omega + f)/h$ при уменьшении толщины слоя h должна компенсироваться созданием дополнительной отрицательной (антициклонической) относительной завихренности ω [2]. Для реалистичного описания орографического эффекта необходимо учитывать также адвективную нелинейность, горизонтальную и вертикальную неоднородность набегающего потока, β -эффект, стратификацию плотности и нестационарность. Наличие гор вызывает также термический орографический эффект, связанный с различием потоков тепла над горами и над равнинами.

Еще одним региональным механизмом, влияющим на формирование поля ветра, является различие потоков тепла над морем и над сушей. Зимой положительный поток тепла из моря в атмосферу приводит к подъему воздуха над морем, конвергенции в нижних слоях и циклонической завихренности ветра на поверхности моря. Летом противоположный поток тепла создает опускание воздуха над морем, дивергенцию и антициклоническую завихренность на поверхности.

Экспериментальные данные

Для анализа поля скорости ветра использовались данные реанализа NCEP/NCAR [4]. Они имеют разрешение по долготе 1.875° , по широте 1.904° , и состоят из среднемесячных полей скорости ветра на высоте 10 м за 40-летний период 1958–1998 гг. Завихренность и дивергенция ветра вычислялись с использованием первых центральных разностей и последующей билинейной интерполяцией для построения изолиний на картах.

Анализ атмосферной циркуляции

Рассмотрим скорость ветра на уровне 10 м, его завихренность и дивергенцию для зимнего (декабрь–февраль) и летнего (июнь–август) сезона для региона, включающего Черное и Каспийское моря (рис. 1). Зимой над всеми морями — Средиземным, Черным и Каспийским — завихренность циклоническая, а над всеми горными системами — Альпами, Карпатами, Малой Азией и Кавказом — антициклоническая. Этот факт подтверждает динамический орографический эффект — циклон во впадинах и антициклон над горами. В то же время муссонный эффект зимой должен приводить к такому же результату — циклон над морем и антициклон над сушей. Поле дивергенции также явно подтверждает оба эффекта — конвергенция над морями и дивергенция над сушей (горами) на поверхности должны быть и в орографическом и в муссонном механизмах.

Летом, как видно из рис. 1, ситуация практически противоположная — циклоны над сушей, окружающей моря, особенно над Турцией, и антициклоны над всеми морями, что является свидетельством муссонного эффекта. Дивергенция также подтверждает муссонный механизм — дивергенция над морями и

конвергенция над сушей. Для этого сезона орографический эффект на рис.1 отчетливо не прослеживается.

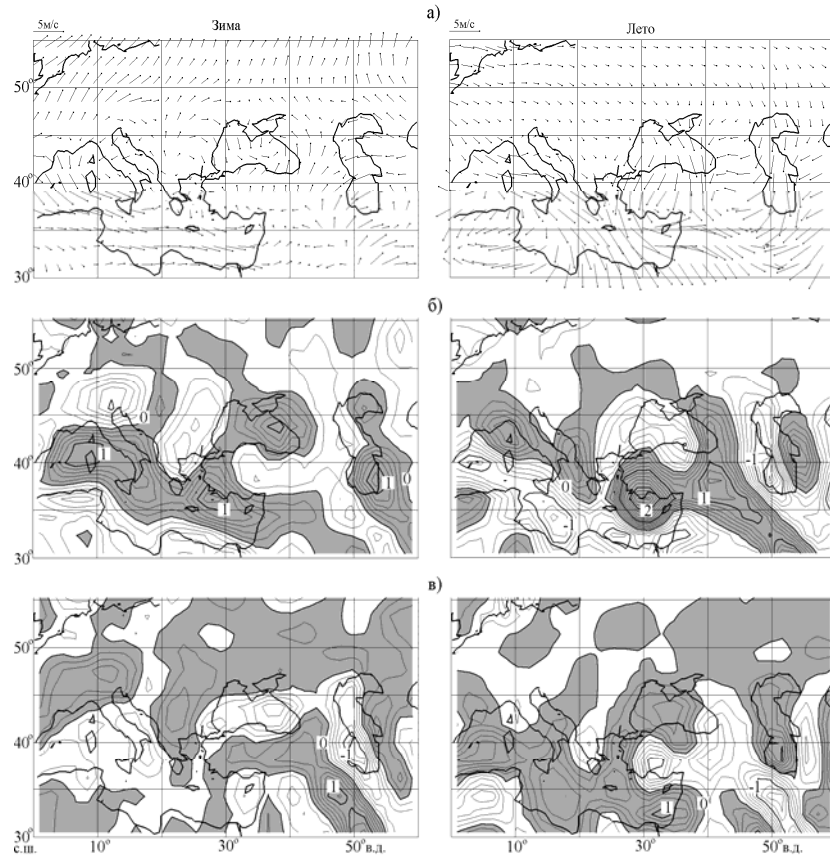


Рис.1. Пространственное распределение скорости (а), завихренности (б) и дивергенции (в) ветра на уровне 10м по данным реанализа NCEP/NCAR за 1958–1998гг слева для зимы и справа для лета. Масштаб скорости ветра приведен на рисунке. На рис.1, 2 масштаб завихренности и дивергенции $10^{-5}c^{-1}$, изолинии завихренности и дивергенции проведены с интервалом 0.2, каждая пятая изолиния утолщена, положительные значения закрашены серым цветом

Для разделения орографического и муссонного эффектов воспользуемся различием их сезонных циклов. Муссонный механизм, имеющий сезонный колебательный цикл, должен проявиться в пространственном распределении разности завихренности между зимой и летом, распределение аналогичной величины над горными регионами будет характеризовать термический орографический эффект. Остаточные среднегодовые величины завихренности будут описывать динамический орографический эффект.

На рис.2а показано распределение разности завихренности приземного ветра между зимой и летом. Как видно, для всех внутренних морей положительные величины разности очень хорошо совпадают с очертаниями морей, а

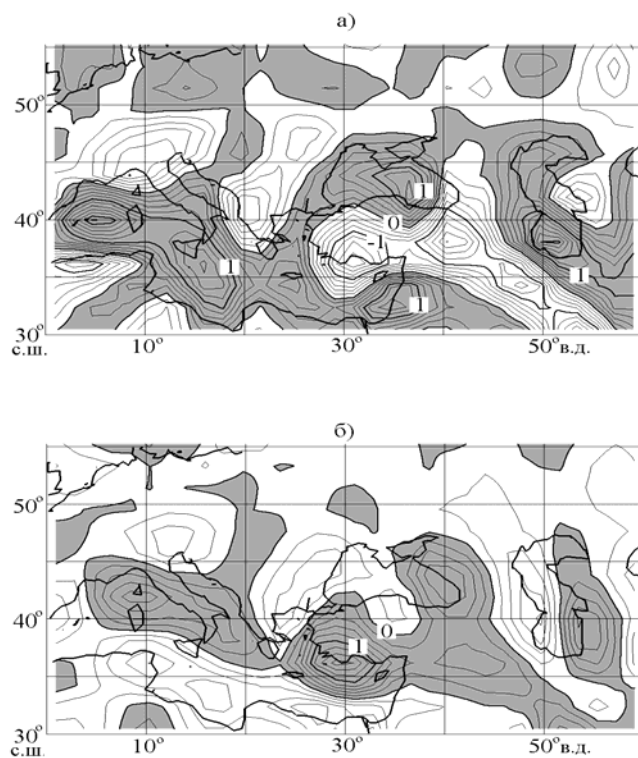


Рис.2. Пространственное распределение разности завихренности между зимой и летом (а) и среднегодовой завихренности (б) на уровне 10м по данным реанализа NCEP/NCAR за 1958–1998гг.

отрицательные приходится на горные районы: Альпы, Карпаты, Кавказ и Анатолийские горы. Анализ данных о тепловом балансе атмосферы показывает, что преобладающий вклад в формирование контрастов неадиабатических источников тепла между морем и сушей вносит пространственная изменчивость потоков явного и скрытого тепла, остальные компоненты баланса менее важны. Контраст потоков суша–атмосфера и море–атмосфера положителен в июне–июле, отрицателен в январе–феврале, что соответствует сезону цикла завихренности, создаваемому муссонным эффектом.

На рис.26 показано пространственное распределение среднегодовых величин завихренности скорости ветра, то есть величин, описывающих вклад динамического орографического фактора. В общем видна локализация отрицательных среднегодовых величин завихренности над горными районами Альп, Карпат и восточного Кавказа, положительных величин над восточными частями Черного и Каспийского морей, хотя они не повторяют очертания гор, как это было для муссонного эффекта над морями.

Из приведенных рисунков можно сделать качественные оценки вклада термических и динамических факторов в формирование сезонного хода и среднегодовых величин величин завихренности ветра над внутренними морями. В сезонных колебаниях завихренности преобладающим является муссонный эффект, который усиливается для Черного моря в его восточной половине действием термического орографического фактора, связанного с влиянием Кавказских гор. В формировании среднегодовой завихренности преобладающим является динамический орографический эффект. Он определяет среднегодовую циклоническую завихренность в восточных частях Черного и Каспийского морей и в среднем по всей площади Черного моря.

Анализ завихренности в тропосфере показывает, что рассмотренные особенности завихренности на поверхности прослеживаются до уровня 850мб, на более высоких уровнях завихренность определяется верхнетропосферным струйным течением. Для оценки обратного влияния верхней атмосферы на ветер на поверхности рассмотрим характерные величины завихренности на широте Черного моря в открытом океане вдали от берегов, где отсутствуют орографические и муссонные воздействия. Там струя западного переноса на поверхности сдвинута к полюсу относительно верхнетропосферной струи, и ее ось располагается чуть южнее 45°с.ш. зимой и чуть севернее летом. Поэтому завихренность на поверхности на широте 45°с.ш. в открытом океане в течении всего года невелика и составляет $0.2 \cdot 10^{-5}$ 1/с зимой и $-0.2 \cdot 10^{-5}$ 1/с летом. Таким образом, при отсутствии муссонного и орографического эффекта внешняя фоновая завихренность давала бы вклад в завихренность над Черным, Каспийским и Средиземным морями, соответствующий по знаку муссонному эффекту, но в 5 раз меньший по величине.

Численные эксперименты с региональной моделью

Для определения значимости муссонного механизма были выполнены расчеты с использованием численной модели атмосферной циркуляции. Используемая мезомасштабная модель описана в работе [5], она основана на системе примитивных уравнений гидро- и термодинамики, пространственно-разностная аппроксимация базовой системы основана на подходе Аракавы-Лэмба, для интегрирования по времени использовалась полуневьявная схема. Использование орографии с высоким пространственным разрешением 0.5° позво-

ляло получать достаточно детальную картину распределения завихренности над Черным морем, которое находилось примерно в центре расчетной области с координатами 35–52° с.ш., 20–53° в.д.

В экспериментах рассматривалась реакция атмосферы в регионе на изменение температуры Черного моря. В качестве начальных и граничных условий использовались данные реанализа NCEP/NCAR для конкретных синоптических ситуаций по поверхностному давлению, температуре, влажности, скорости ветра на поверхности и на уровнях 200, 500, 850 мб. Затем рассчитывалась атмосферная циркуляция на промежутки времени 12–18 часов для двух вариантов задания температуры поверхности Черного моря. В первом задавалась реальная температура моря по данным реанализа (6°C), во втором температура моря искусственно принималась равной 0°C. Результаты двух численных расчетов сравнивались между собой с целью выделения разности реакции атмосферы на нормальное и холодное море.

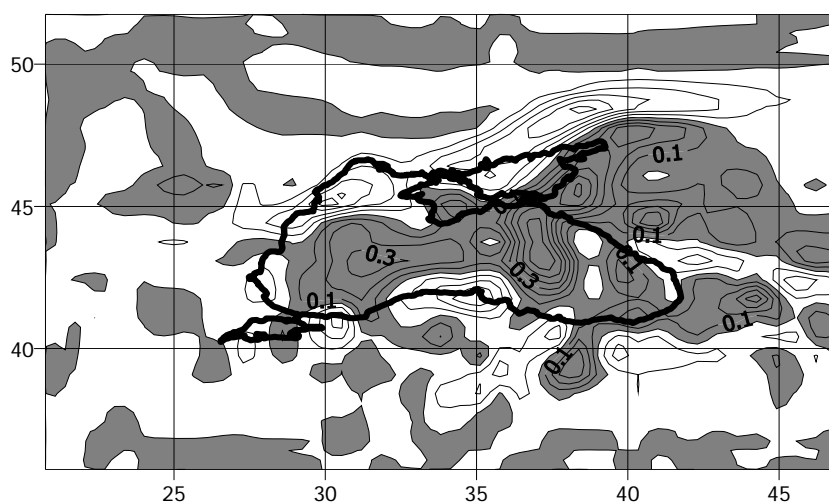


Рис.3. Разность завихренности ветра на нижнем уровне модели ($\sigma = 0.996$) между случаями нормального (6°C) и холодного моря (0°C), осредненная по пяти конкретным синоптическим ситуациям января 1996г.

На рис.3 представлены результаты расчетов, представляющие собой разность завихренности в случае “нормального” и “холодного” Черного моря, осредненную по пяти синоптическим ситуациям января 1996г. Как видно, над Черным морем появляется дополнительная циклоническая завихренность в случае более теплого по сравнению с окружающей сушей моря. Она не имеет четкой привязки к очертаниям моря, как осредненный за 40 лет эффект, выделенный на рис.2а, что объясняется малым числом рассмотренных синоптических ситуаций.

Обсуждение

Оценим характерные величины завихренности орографического и муссонного происхождения, исходя из наиболее простой постановки задачи. Для орографического механизма оценка величины завихренности исходя из сохранения потенциальной завихренности мелкого слоя составляет $\omega = fh/H = 3 \cdot 10^{-5} \text{с}^{-1}$, где $H = 8 \text{км}$ — толщина атмосферы, $h = 2.5 \text{км}$ — характерная высота орографии. Как видно, эта величина в три раза превышает наблюдаемую (рис. 1). Из-за сложной геометрии Кавказа и Анатолийских гор более детальные количественные оценки требуют проведения численных экспериментов “с горами” и без них, и сравнения полученных результатов с наблюдениями.

Для муссонного механизма используем простую линейную модель баоклинной реакции атмосферы на локализованный источник плавучести [2, 9.15]. Оценка скорости роста муссонного вихря для контраста потока тепла 100Вт/м^2 составляет $10^{-5} \text{с}^{-1}/\text{сут}$. Это значит, что климатические значения завихренности, приведенные на рис. 1, устанавливаются за время, меньшее 1 суток, то есть значительно меньше синоптического масштаба. Такой же порядок величины имеют характерные времена трех механизмов, ограничивающих рост муссонного вихря: адвективный снос нагретой колонны воздуха, вихревое турбулентное перемешивание, и релаксация температуры воздуха к температуре воды. Полученные оценки временных масштабов показывают, что муссонный вихрь не является стационарным в течение сезона образованием, на которое синоптические процессы оказывают слабое медленное воздействие. Скорее его можно рассматривать как локальную, быстро приспособляющуюся к конкретным синоптическим ситуациям аномалию в граничных условиях на поверхности. Тем не менее получающееся в результате действия муссонного эффекта осредненное за сезон поле завихренности на поверхности является определяющим для формирования сезонного цикла течений в Черном море.

Оценим характерную величину сезонного изменения скорости Основного черноморского течения, связанного с годовым ходом завихренности скорости ветра на поверхности. Средняя по морю амплитуда сезонного изменения $\text{rot } \tau$ по данным реанализа составляет $\Delta \text{rot } \tau = 1.07 \cdot 10^{-7} \text{Н/м}^3$. Используя формулу (1), получим оценку величины годового хода вертикальной экмановской скорости $\Delta w = \Delta \text{rot } \tau / (f \rho_w) = 10^{-6} \text{м/с}$. Далее оценим амплитуду годового хода глубины пикноклина $\Delta h = \Delta w / \Omega = 5 \text{м}$, где $\Omega = 2 \cdot 10^{-7} \text{с}^{-1}$ — годовая частота. Из условия сохранения массы примем, что накопившийся за зиму объем воды $S \Delta h$, где S — площадь моря, к концу зимы сосредотачивается в прибрежном кольце шириной, равной радиусу деформации $L_R = 20 \text{км}$, приводя к компенсационному опусканию пикноклина в этой области на величину $\Delta H = S \Delta h / (P L_R)$, где P — периметр моря. Принимая для Черного моря $S = 3 \cdot 10^5 \text{км}^2$, $P = 2.6 \cdot 10^3 \text{км}$, получаем $\Delta H = 30 \text{м}$. Результирующее сезонное изменение скорости течения получаем из геострофического соотношения $\Delta u = g' \Delta H / (f L_R) = 0.3 \text{м/с}$, где $g' = g \Delta \rho_w / \rho_w = 0.02 \text{м/с}^2$ — редуцированная гравитация. Таким образом, получим окончательную оценку сезонного изменения скорости Основного черноморского течения, равную 60см/с . Эта величина разности скорости течения между зимними и летними месяцами соответствует существующим данным измерений [6].

Заключение

Основными физическими механизмами, формирующими сезонную изменчивость поля ветра над Черным, Каспийским и Средиземным морями, являются региональные особенности — температурные контрасты между сушей и морем и окружающая орография. Численные эксперименты с моделью атмосферной циркуляции подтверждают результаты анализа натуральных данных. Оценка амплитуды сезонных колебаний завихренности ветра над Черным морем дает разумную величину сезонной изменчивости Основного черноморского течения, и дает основание рассматривать муссонный и орографический механизмы как основные факторы, формирующие эту изменчивость.

Литература

1. Булгаков С.Н., Коротаев Г.К., Уайтхед Дж.А., 1996. Роль потоков плавучести в формировании крупномасштабной циркуляции и стратификации вод моря. *Изв. РАН, ФАО*, **32**, №4, 548-564.
2. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. М, Мир, 1986, 812с.
3. Каменкович В.М.. Основы динамики океана. Л, Гидрометеиздат, 1973, 240с.
4. Kalnay E. and coauthors, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull.Amer. Meteor.Soc.*, **77**, 437-471.
5. Крупчатников В.Н., Маев В.К., Фоменко А.А. Модель атмосферы на ограниченной территории с высоким разрешением. *Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана*, 1992, **28**, №1, 33-45.
6. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. Л, Гидрометеиздат, 1984, 240с.

УДК 556.55+574.5.583

МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА И ХАРАКТЕРА РАЗВИТИЯ ФИТОПЛАНКТОНА В МОЖАЙСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

Гречушникова М.Г., Гончаров А.В.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
географический факультет*

В последние годы все большее значение имеет проблема потепления климата и влияние этого явления на изменение функционирования водных экосистем (Глобальные изменения..., 2000). В умеренной зоне наибольшее увеличение температуры воздуха наблюдается в холодное время года, поэтому можно ожидать изменений в интенсивности развития фитопланктона в начальный период вегетации. В данной работе представлен анализ результатов многолетних наблюдений, проводившихся на Можайском водохранилище, для выявления

тенденций изменения гидротермического режима водоема и характера развития фитопланктона.

В работе использованы наблюдения за температурой воды у поверхности водохранилища и уровнем воды, которые ежедневно осуществлялись на водомерных постах гидрометеорологической сети в 1961–1970 гг. у пос. Глазово и в 1971–2000 гг. у пос. Красновидово (данные измерений от 8:00 и 20:00 осреднены). Приток воды в водохранилище был рассчитан по данным о расходах основных притоков (в 1961–1986 гг.) и по разности между объемом суточного сброса воды из водоема и изменением ее запаса в нем за сутки (в 1987–1999 гг.). В работе использованы наблюдения за развитием фитопланктона, проводившиеся в приплотинном участке водохранилища 1–5 раз в месяц (в весенний период) сотрудниками Лаборатории Можайского гидроузла МГП “Мосводоканал” — в 1985–2000 гг. (имеющиеся данные по поверхностному и придонному горизонтам осреднены) (Гречушникова, Гончаров, Белов, Калашникова). При этом учитывалась численность доминирующих видов основных отделов водорослей; расчет биомассы фитопланктона произведен по данным о размерах клеток, приведенных в работе Н.А. Левшиной (Левшина, 1974) и по результатам исследований А.В. Гончарова, проведенных на Можайском водохранилище в 1999–2000 гг.

Для оценки тенденции изменений климата вычислены средние значения температуры воды в поверхностном слое (0.5 м) Можайского водохранилища за вегетационный период (май–октябрь), в начале вегетационного периода (май–июнь), а также средние величины температуры воздуха (по данным метеостанции Новый Иерусалим, расположенной, как и водохранилище, в верхней части бассейна р. Москвы) за май–октябрь и в зимне-весенний период — с января по май (табл. 1).

Табл. 1. Температура воды в Можайском водохранилище и температура воздуха в отдельные периоды 1961–1999 гг.

Годы	Средняя температура воды, °С		Средняя температура воздуха, °С	
	май–октябрь	май–июнь	май–октябрь	январь–май
1961–1970	14.9	13.3	12.7	–2.1
1971–1980	15.0	14.3	12.0	–1.3
1981–1989	15.6	15.4	13.1	–0.3
1990–1999	15.7	15.2	13.2	0.8

Из приведенных данных, следует, что по сравнению с первым десятилетием существования Можайского водохранилища (1961–1971 гг.) в последние два десятилетия произошло увеличение температуры. Больше всего возросла температура воздуха в зимне-весенний период — на 2.9°С, а также температура воды в начальный период вегетации — на 1.9°С. Увеличение температуры за весь вегетационный период менее значительно — температуры воздуха — на 0.5°С и воды — на 0.8°С.

Изменения произошли также и в водном режиме водохранилища. Как видно из табл. 2, на протяжении всего периода с 1961 по 1999 гг. происходило увеличение водности притока воды в водохранилище — с 272.2 млн. м³ в первое

десятилетие, до 341.1 млн. м³ в последнее (увеличение на 25 %). При этом уменьшалось поступление воды в половодье, и существенно изменилась структура притока — уменьшилась доля весеннего стока в годовом поступлении воды с 70.2 % (в 1961-1970 гг.) до 46.6 % (в 1990–1999 гг.).

Аналогичные изменения водности и внутригодового распределения стока описаны для бассейна р.Волги (Клиге, Ковалевский, Федорченко, 2000). Объясняются они, с одной стороны, ростом количества атмосферных осадков (превышающим увеличение испарения), а с другой — увеличением стока в течение холодного периода вследствие возрастания температуры воздуха, особенно значительного в это время.

Табл. 2. Приток воды в Можайское водохранилище в отдельные периоды 1961–1999 гг.

Годы	Приток за год, млн.м ³	Приток в половодье, млн.м ³	Приток в половодье / приток за год, %
1961–1970	272.6	187.4	70.2
1971–1980	289.6	160.4	57.2
1981–1989	331.8	191.3	57.8
1990–1999	341.1	153.2	46.6

Несмотря на уменьшение объема половодья, повышение температуры воды в весенний период связано с увеличением притока тепла в водохранилище из-за повышения температуры воды притоков. Данные расчетов для некоторых лет по модели тепло-массообмена (ТМО) В.В. Пуклакова (Пуклаков, 1995) показали, что за исследуемый период приток тепла значительно возрос (табл.3).

Табл.3 Приток тепла в Можайское водохранилище в отдельные годы

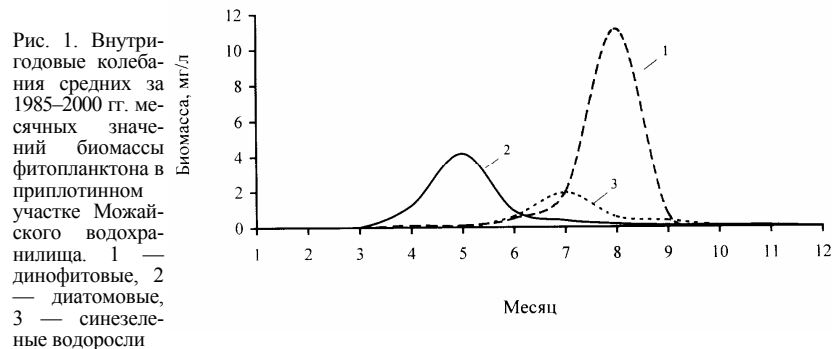
Годы	Приток тепла по основному притоку (р.Москва) за май–июнь, МДж/с	Приток тепла по основному притоку (р.Москва) за май–октябрь, МДж/с
1966	8495	14420
1967	6055	14420
1979	9120	17490
1986	8310	32560
1996	11145	36795

Данные, приведенные в таблице, говорят о значительном увеличении притока тепла после 1979 г, т.е. в последние два десятилетия. Колебание значений притока тепла в мае–июне обусловлены характером синоптических условий этого периода для данного года (май 1979 г. был экстремально теплым, и на этот месяц приходился годовой максимум температуры воды, а 1967 г. был, наоборот, сравнительно холодным). Для вегетационного периода эти особенности нивелируются, и хорошо прослеживается тенденция роста притока тепла.

Изменения гидротермического режима Можайского водохранилища могут вызвать различные последствия для его экосистемы: от изменения характера химического стока в водохранилище и круговорота веществ в самом водоеме из-за изменения его гидродинамики до активизации биологических процессов,

связанных с ростом температуры, увеличением продолжительности вегетационного периода и усилением подвижности биогенных элементов.

Сезонное развитие фитопланктона в Можайском водохранилище хорошо изучено (Левшина, 1980, Сахарова, Левшина, 1992) и соответствует типовому для многих континентальных водоемов умеренной зоны. В конце апреля — в мае с началом увеличения температуры воды, установлением гомотермии, в условиях максимального содержания биогенных веществ в трофогенном слое водоема, начинается рост численности водорослей. В это время наблюдается весенний пик фитопланктона, обусловленный развитием преимущественно диатомовых, а также зеленых водорослей. В конце мая — в июне с установлением температурной стратификации воды биомасса фитопланктона снижается, что связано с выеданием водорослей зоопланктоном, седиментацией диатомовых, не имеющих приспособлений для перемещения в стратифицированной толще воды, а также вследствие уменьшения содержания в воде биогенных веществ. Наступает фаза “чистой воды”. В это время из-за недостатка пищи снижается численность зоопланктона, после чего на фоне увеличения (в результате регенерации) содержания биогенных веществ, вновь происходит рост водорослей, на этот раз преимущественно динофитовых и синезеленых. Наблюдается летний пик биомассы фитопланктона. При наступлении похолодания осенью биомасса снижается (рис. 1).



Исследования изменений гидротермического режима Можайского водохранилища показали, что в последние десятилетия происходит не только увеличение средних значений температуры воды, но и скорости прогревания водоема: достижение температуры 4 и 10°C приходится на все более ранние сроки. Сокращается доля весеннего стока, а в последнее десятилетие наблюдается и уменьшение объема половодья (однако в отдельные годы, например, в 1998 г. и в 1999 г., весной имели место высокие уровни воды). Рассмотренные изменения гидротермического режима наиболее отчетливо проявляются в весеннее время, поэтому анализ характера развития водорослей проведен

именно для этого периода. На рис. 1 видно, что весенний максимум развития фитопланктона Можайского водохранилища приходится на май; а среднее за 1985–2000 гг. значение биомассы водорослей составляет в это время 4 мг/л — довольно большую величину, характерную для водоемов высокого уровня трофности (Трифенова, 1990).

Диатомовые водоросли, которые преобладают в весеннее время, значительно более реофильны, чем синезеленые или динофитовые, вызывающие цветение летом. Массовое весеннее развитие водорослей, способных сохранять свою жизнеспособность в речных условиях на протяжении 150 км — от Можайского гидроузла до водозабора Рублевской водопроводной станции, представляет собой не меньшую проблему, чем цветение летом.

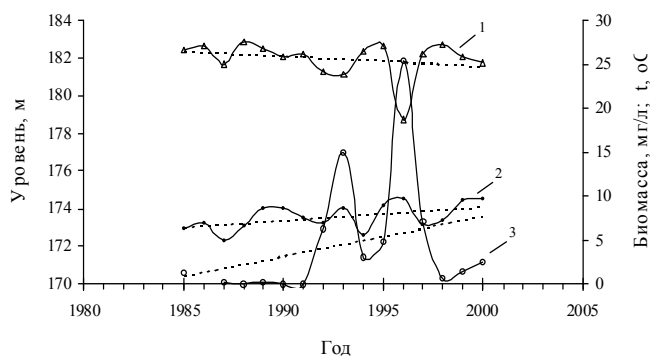


Рис. 2. Колебания уровня (1), температуры воды (2) и биомассы фитопланктона (3) в Можайском водохранилище весной 1985–2000 гг.

На рис. 2 представлены ежегодные данные средних значений биомассы фитопланктона в приплотинном районе Можайского водохранилища в мае, средние уровни воды в мае и среднюю температуру воды в апреле–мае. Поскольку рост водорослей начинается не мгновенно, необходим учет температуры за апрель, так как температурные условия предшествующего периода оказывают значительное влияние на характер развития фитопланктона.

Линии тренда, нанесенные на рис. 2, отражают общие тенденции увеличения температуры воды и снижения уровня весеннего наполнения водохранилища, что соответствует многолетним данным изменений гидротермических характеристик за 1961–1999 гг., приведенным выше, которые свидетельствуют об уменьшении притока в воды в половодье и увеличении температуры воздуха (в зимне-весенний период) и воды (в начале вегетационного сезона). На рис. 2 прослеживается тенденция увеличения биомассы фитопланктона при значительных межгодовых колебаниях ее величины. При этом хорошо видна согласованность изменений биомассы и температуры воды, биомассы и уровня воды — особенно в последнее десятилетие. Расчет коэффициентов корреляции (табл. 4) показал, что между рассматриваемыми показателями существует достоверная и достаточно тесная связь: $r = 0.65–0.88$ при уровне значимости $p < 0.01$ (в табл. 4 отдельно оценена связь биомассы диатомовых водорослей, составляющих основную часть фитопланктона, с температурой и уровнем воды).

Табл. 4. Коэффициенты корреляции между средними за май значениями уровня воды, температуры воды и биомассы фитопланктона Можайского водохранилища в 1985–2000 гг.

	Биомасса фитопланктона в мае	Биомасса диатомовых водорослей в мае
Уровень воды в мае	-0.85 n = 15 p = 0.000	-0.88 n = 15 p = 0.000
Температура воды в мае	0.65 N = 15 p = 0.009	0.66 N = 15 p = 0.007

Прямое влияние температуры на рост и развитие организмов состоит в том, что при увеличении температуры до оптимальных значений происходит увеличение скорости протекания биохимических процессов, совершающихся внутри живой клетки. Поэтому наличие связи объясняется тем, что прогрев воды в более ранние сроки, способствует раннему вступлению водорослей в период активного роста, и увеличению продолжительности вегетационного периода. Увеличение температуры воды влияет на фитопланктон и косвенным образом — через ускорение процесса регенерации биогенных веществ, совершаемого, главным образом, бактериями в донных отложениях и в воде водоема.

Обратная связь фитопланктона с уровнем воды связана с тем, что при низком уровне перемешивание водной массы происходит более интенсивно (особенно после перехода температуры воды через 4°C весной), и вынос питательных веществ из донных отложений в фотический слой. Помимо этого, при низком уровне прогревание водной толщи происходит быстрее.

Весеннее развитие фитопланктона Можайского водохранилища на 80–90 % обусловлено диатомовыми водорослями, которые сосредоточены в период зимней стратификации в придонном слое водоема. Весенняя конвекция, более интенсивная при низком уровне воды, способствует “засеванию” водной массы и поддержанию тяжелых клеток диатомовых в фотическом слое (Гусева, 1947, Лунд, 1966).

Итак, для периода 1961–1999 гг. выявлена тенденция увеличения температуры воды в поверхностном слое Можайского водохранилища; причем наибольший ее прирост приходится на весенний период. Несмотря на увеличение среднегодового стока, наблюдается снижение уровня весеннего наполнения водохранилища из-за сокращения притока воды в половодье. Однако, из-за повышения температуры воздуха, а соответственно и температуры воды в притоках (особенно в весенний период) поступление тепла в водохранилище за исследуемый период возросло, причем особенно сильно за последние два десятилетия.

Изменение гидротермического режима водоема в последнее десятилетие сопровождается увеличением биомассы фитопланктона (диатомовых водорослей) в весеннее время, а повышенная температура и низкий уровень воды в водохранилище являются факторами, которые способствуют увеличению интенсивности развития водорослей.

Литература

1. Глобальные изменения природной среды (климат и водный режим). М.: Научный мир, 2000. – 304 с.

2. Гречушникова М.Г., Гончаров А.В., Белов А.Ю., Калашникова Е.Г.. Влияние гидротермического режима на интенсивность развития фитопланктона Можайского водохранилища // Комплексные исследования водохранилищ. Вып. 5. В печати.
3. Гусева К.А. Причины периодичности в развитии фитопланктона Учинского водохранилища // Бюллетень Моск. Об-ва испытателей природы. Отд. биологии, Т. LII (6), 1947. С. 49-62.
4. Клиге Р.К., Ковалевский В.С., Федорченко Е.А. Влияние глобальных климатических изменений на водные ресурсы Волжского бассейна // Глобальные изменения природной среды (климат и водный режим). М.: Научный мир, 2000. С. 220-237.
5. Левшина Н.А. Закономерности изменения растительного планктона р.Москвы в связи с зарегулированием стока. Автореф. дисс. канд. биол. наук. М.: МГУ, 1974.
6. Левшина Н.А. Структурные особенности фитопланктона Можайского водохранилища // Комплексные исследования водохранилищ. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 148-154.
7. Лунд Д.В. Значение турбулентности в периодичности развития некоторых пресноводных видов мезоциры // Бот. журн., 1966, т. 51, № 2. С. 176-187.
8. Пуклаков В.В. Математическая модель процессов тепло- и массообмена в стратифицированном водохранилище // Вестн. Моск. ун-та, сер. 5, География. 1995, №1, с. 22-29 с.
9. Сахарова М.И., Левшина Н.А. Многолетние исследования сезонной динамики планктонного сообщества в пелагиали Можайского водохранилища // Экологические исследования в г. Москве и Московской области. Состояние водных экосистем. - М., 1992. С. 145-149.
10. Трифонова И.С. Экология и сукцессия озерного фитопланктона. Л.: Наука, 1990. – 184 с.

УДК 551. 465

СТРОЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКИ
НЕЛИНЕЙНЫХ СТАЦИОНАРНЫХ ВОЛН
НА ПОВЕРХНОСТИ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ТЕЧЕНИЯ
ИДЕАЛЬНОЙ ЖИДКОСТИ С ЛИНЕЙНЫМ ПРОФИЛЕМ СКОРОСТИ

Зайцев А.А.¹, Руденко А.И.², Матвеева Т.Ю.³

¹*Атлантическое отделение института океанологии им. П.П. Ширшова
РАН, Калининград,*

²*Калининградский государственный технический университет,*
³*Калининградский государственный университет*

В статье излагаются новая методика, предварительные результаты изучения строения и характеристик нелинейных стационарных волн на поверхности горизонтально-го сдвигового течения идеальной однородной несжимаемой жидкости бесконечной глубины с линейным профилем скорости. Анализ проводится в рамках двумерной теории.

Введение

Для решения большинства океанологических задач, необходимо правильно понимать динамические процессы, происходящие в верхнем слое океана [1].

Возникающие всякого рода колебательные движения на поверхности обуславливаются ее физическими свойствами, создающими ее большую подвижность. Причины, вызывающие эти колебания, или волны, весьма различны, а потому и сами колебательные движения частиц жидкости многообразны по форме и размерам и, в большинстве случаев весьма неправильные [2–4].

Актуальность изучения океанических и морских волн прежде всего связана с их влиянием на режим водоёма и прибрежные участки суши. Степень влияния волн на режим океана определяется, во-первых, их периодом и, во-вторых, постоянством их действия. С этой точки зрения наибольшее, влияние на режим океана оказывают, прежде всего длиннопериодные приливные волны, проявляющиеся, за исключением небольших замкнутых или почти замкнутых морей, повсеместно и достигающие в некоторых районах океана значительных размеров, а затем короткопериодные, ветровые волны и зыбь, также проявляющиеся повсеместно, за исключением очень небольших и вполне закрытых от ветра бассейнов и заливов (в которых, однако, приливные волны сказываться могут, и весьма сильно) [5]. Особо надо выделить то, что волны создают иногда заметные изменения в распределении, особенно у берегов, океанологических характеристик и громадные разрушения берегов.

Это влияние значительно сильнее всего сказывается у побережий океанов и морей, открытых нагонным ветрам, и выражается в непрерывном разрушении берегов и создании материковой отмели [1].

Другой важной стороной влияния волнения, уже не только у берегов, но и в открытом море, является волновое перемещение поверхностных слоев океана. Так, фрикционное перемешивание морских вод при прочих условиях происходит тем интенсивнее, чем больше градиенты скорости. Во всяком установившемся волнении, и в особенности зыби, вертикальные градиенты скорости весьма малы, поэтому надо считать, что главную роль в вертикальном перемешивании играет развивающееся волнение, создающееся при усилении ветра или при перемене его направления.

Научные исследования, связанные с поверхностными волнами были предприняты в работах Лагранжа, Эри, Стокса, Релея, которые стремились найти в гидродинамике идеальной жидкости объяснение элементарных свойств поверхностных волн. Во второй половине девятнадцатого столетия работы Сен-Венана, Буссинеска и Пуанкаре имели длительное влияние. Одно из наиболее выдающихся достижений в теории волн с чисто математической точки зрения — доказательство существования прогрессивных волн конечной амплитуды — было получено Некрасовым в 1921 г. [6] и независимо от него другим методом Леви-Чевита [7,8].

Для раннего этапа развития нелинейной теории волн большое значение имело решение Стоксом задачи о строении и характеристиках стационарных волн на поверхности идеальной несжимаемой жидкости [9]. Работа Стокса стала классической; ее результаты изложены в ряде монографий по теории волн, при этом для решения использовался метод, который впоследствии получил название метода возмущений. Стокс рассчитал только пять приближений, позже Релей сумел рассчитать семь приближений. Расчет высших приближений требует

трудоемких вычислений. Задача Стокса изучалась многими учеными, в том числе Некрасовым, Леви–Чевита, Митчеллом, Лаврентьевым, Сретенским, Уизе-мом. Некрасов и Леви–Чевита доказали, что волны Стокса достаточно малой амплитуды являются периодическими.

В последнее десятилетие особое внимание исследователей уделено изучению поверхностных и внутренних гравитационных волн в стратифицированной жидкости в присутствии горизонтального сдвигового течения [11, 12]. В перечисленных работах получены содержательные результаты, которые позволяют понять строение и особенности распространения волн в водной среде. С другой стороны, как нам представляется, необходима усовершенствовать существующую методику.

В статье излагаются новая методика, предварительные результаты изучения, строения и характеристики нелинейных стационарных волн на поверхности горизонтального сдвигового течения идеальной однородной несжимаемой жидкости бесконечной глубины с линейным профилем скорости.

Исходная постановка задачи

Рассмотрим горизонтальное течение идеальной несжимаемой однородной жидкости бесконечной глубины с линейным профилем средней скорости.

$$\bar{u} = \omega y; \quad \omega = \text{const} \quad (1)$$

Предположим, что на свободной поверхности сформировалась система стационарных нелинейных волн, движущихся с постоянной скоростью c . Используется прямоугольная система координат (x, y) , где ось x совмещена со средним горизонтальным уровнем, а ось y направлена вертикально вверх. Ставится цель изучить профиль этих волн и вывести для них нелинейное дисперсионное соотношение. Анализ будет выполнен в рамках двумерной теории плоскопараллельных движений. Горизонтальную и вертикальную компоненты скорости частиц жидкости обозначим $\bar{u} + u$ и v , где u и v — значения горизонтальной и вертикальной компонент скорости, обусловленные волновым движением. Для давления и плотности приняты стандартные обозначения p и ρ . Профиль уровня свободной поверхности обозначим η . В случае стационарных волн динамические переменные зависят от координат и времени следующим образом:

$$\eta = \eta(x - ct), \quad (u, v, p) = (u, v, p)(x - ct, p).$$

Предложенный выбор горизонтальной оси означает выполнение условия нулевого среднего:

$$\langle \eta(x) \rangle = 0; \quad (2)$$

здесь осреднение определено стандартным способом, т.е. равенством

$$\langle \eta(x) \rangle = \frac{1}{L} \int_0^L \eta(x) dx.$$

Ограничимся случаем безвихревых волновых движений. Тогда в силу поставленных условий и допущений уравнения Эйлера динамики идеальной

жидкости, уравнения несжимаемости и отсутствия завихренности волнового движения, примут вид

$$\begin{aligned} \rho((u + \omega y - c)u_x + v(\omega + u_y)) + p_x &= 0, \\ \rho((u + \omega y - c)v_x + uv_y + p_y + g\rho) &= 0, \\ u_x + v_y &= 0, u_y - v_x = 0. \end{aligned} \quad (3)$$

На бесконечной глубине волновое движение затухает, что выражается следующим рядом условий

$$\begin{aligned} u \rightarrow 0, v \rightarrow 0, \\ p + g\rho = 0 \text{ при } y \rightarrow -\infty. \end{aligned} \quad (4)$$

На свободной поверхности $y = \eta(x)$ имеют место два граничных условия: кинематическое и динамическое. Первое из них в данном случае имеет вид

$$(u^S + \omega\eta - c)\eta' - v^S = 0, \quad (5)$$

где u^S и v^S — значения горизонтальной и вертикальной компонент скорости частиц жидкости на свободной поверхности.

Необходимо отметить, что помимо указанных условий в анализе ситуации не будет учтено воздействие атмосферного давления на свободную поверхность жидкости

$$p = 0, \quad (6)$$

при этом будем рассматривать периодические волны, т.е.

$$\eta(x + L) = \eta(x), u(x + L, y) = u(x, y), v(x + L, y) = v(x, y), \quad (7)$$

где L — длина волны.

Законы сохранения. Переформулировка задачи

Предлагаемая методика решения поставленной задачи использует законы сохранения. Первый из них достаточно хорошо известен. Для того, чтобы его сформулировать, введем функцию $\psi = \psi(x, y)$, которая является динамической составляющей функции тока, с помощью равенств

$$u = \psi_y, v = -\psi_x; \quad (8)$$

а также условия

$$\psi \rightarrow 0 \text{ при } y \rightarrow -\infty \quad (9)$$

Теорема

1. Величина

$$P = p + \rho \left(\frac{1}{2}(u^2 + v^2) + (\omega y - c)u - \omega\psi + gy \right) \quad (10)$$

является первым интегралом системы динамических уравнений (3) и принимает нулевое значение в каждой точке жидкости.

Доказательство состоит в проверке того, что градиент величины P , определенной равенством (10) принимает нулевое значение в произвольной точке жидкости в силу динамических уравнений (3). Эта проверка сводится к следующим вычислениям, в которых используются уравнения (3) и (8):

$$\begin{aligned} P &= p_x + \rho(uu_x + w_x + (\omega y - c)u_x - \omega_x \psi_x) = \rho((u + \omega y - c)u_x + v u_y + \omega v) = \\ &= \rho((u + \omega y - c)u_x + v(\omega + u_y)) + p_x = 0, \\ P_y &= p_y + \rho(uu_y + v v_y + \omega y + (\omega y - c)u_y - \omega_x \psi_y + g) = \\ &= \rho(uv_x + (\omega y - c)v_x + v v_y + \omega(u - \psi_y)) + p_y + g c = \\ &= \rho((u + \omega y - c)v_x + v v_y) + p_y + g c = 0. \end{aligned}$$

Учитывая, что волновое движение экспоненциально затухает с ростом глубины, поэтому, как следует из условий равенств (4), (9), $P = 0$.

Замечание 1

Доказанная теорема 1 означает, что условие отсутствия завихренности волновых движений идеальной жидкости совместимо с динамическими уравнениями (3). По-видимому, образование безвихревых стационарных нелинейных волн является энергетически наиболее выгодным процессом, а потому оно наиболее вероятно.

Следствие 1

Полное давление p выражается через динамические переменные по формуле

$$p = -\rho\left(\frac{1}{2}(u^2 + v^2) + (\omega y - c)u - \omega\psi + gy\right). \quad (11)$$

Используя представление (11) для давления, можем записать динамическое условие на свободной поверхности (6) в следующей форме:

$$(u^S)^2 + (v^S)^2 + 2(\omega\eta - c)u^S - 2\omega\psi^S + 2g\eta = 0. \quad (12)$$

Второй закон сохранения — закон постоянства полной функции тока на свободной поверхности. В данном случае он может быть сформулирован следующим образом.

Теорема 2

Величина

$$\Psi = \psi^S + \frac{\omega}{2}\eta^2 - c\eta. \quad (13)$$

принимает постоянное значение.

Доказательство. Каждое слагаемое в правой части равенства (13) есть функция от x . Дифференцируя его по x , и учитывая, что

$$(\psi^S)' = \psi_x^S + \psi_y^S \eta' = -v^S + u^S \eta',$$

а также кинематическое условие (5), получаем

$$\Psi' = -v^S + u^S \eta' + \omega \eta' - c \eta' = (u^S + \omega \eta - c) \eta' - v^S = 0.$$

И, следовательно, $\Psi = \text{const}$. Заметим, что условие отсутствия завихренности и последние два уравнения системы (3) позволяют ввести комплексную скорость

$$w = u - iv,$$

которая является аналитической функцией от $z = x + iy$ в области $y < \eta(x)$.

Основой нашей методики решения поставленной задачи является соотношение $w^S(x) = w(x + i\eta(x))$, связывающее уровень $\eta(x)$ свободной поверхности со значением комплексной скорости на этой поверхности.

Теорема 3

Значение комплексной скорости на свободной поверхности и высота ее уровня связаны соотношением

$$(1 + i\eta'(x))(w^S(x) + \omega \eta(x) - c)^2 + 2g(1 - i\eta'(x))(\eta(x) - b) = 0, \quad (14)$$

где b — некоторая вещественная.

Доказательство. Исключая из соотношений (11) и (12) величину ψ , после несложных преобразований получаем равенство

$$(u^S + \omega \eta - c)^2 + (v^S)^2 + 2g(\eta - b) = 0, \quad (15)$$

где

$$b = \frac{2\omega\Psi + c^2}{2g} = \text{const}.$$

Будем рассматривать кинематическое условие (5) и равенство (1*) как систему двух уравнений для двух неизвестных величин u^S и v^S . Решая ее, находим

$$(u^S + \omega \eta - c)^2 = -\frac{2g(\eta - b)}{1 + (\eta')^2}, \quad (v^S)^2 = -\frac{2g(\eta - b)(\eta')^2}{1 + (\eta')^2}.$$

Следовательно,

$$\begin{aligned} & (1 + i\eta')(w^S + \omega \eta - c)^2 + 2g(1 - i\eta')(\eta - b) = \\ & = (1 + i\eta')(u^S - iv^S + \omega \eta - c)^2 + 2g(1 - i\eta')(\eta - b) = (1 + i\eta')((u^S + \omega \eta - c)^2 - (v^S)^2) - \\ & \quad - 2i(1 + i\eta')(u^S + \omega \eta - c)^2 v^S + 2g(1 - i\eta')(\eta - b) = \\ & = (1 + i\eta') \frac{2g(\eta - b)(1 - i\eta')^2}{1 + (\eta')^2} + 2g(1 - i\eta')(\eta - b) = 0. \end{aligned}$$

Сделаем необходимое замечание.

Замечание 2

Условие нулевого среднего означает, в частности, что ряд Фурье по экспонентам $\exp(imkx)$, $m \in Z$, для функции уровня свободной поверхности $\eta(x)$ не содержит нулевого члена. Несложно показать, что путем сдвига волны вдоль оси x можно, используя вещественность функции $\eta(x)$, добиться того, что в этом разложении коэффициенты при экспонентах e^{ikx} и e^{-ikx} будут совпадать и равняться вещественной постоянной $a/2$, где a является *амплитудой основной гармоники*. Профиль этой гармоники будет симметричным относительно вертикальной оси. Изложенное означает, что имеет место следующее условие ортогональности: разность $\eta(x) - a \cos(kx)$ ортогональна (на интервале $(-L/2, L/2)$) функциям $1, \cos(kx), \sin(kx)$.

Из приведенного замечания следует, что ряд Фурье для функции $\eta(x)$ имеет вид

$$\eta(x) = a \cos(kx) + \sum_{m=2}^{\infty} \left(a_m \exp(imkx) + \overline{a_m} \exp(-imkx) \right).$$

В дальнейшем нам еще потребуется представление $w^S(x)$ через $w(x)$, которое выражается рядом Тейлора

$$w^S(x) = \sum_{m=0}^{\infty} \frac{i^m \eta^{(m)}(x)}{m!} w^{(m)}(x). \quad (16)$$

Условие экспоненциального затухания волнового движения с ростом глубины, а также аналитичность и периодичность функции $w(z)$ означают, что для нее имеет место представление вида

$$w(z) = \sum_{m=1}^{\infty} A_m \exp(-imkz),$$

где A_{n1} — некоторые коэффициенты. При $y = 0$ это представление принимает форму следующего ряда Фурье:

$$w(x) = \sum_{m=1}^{\infty} A_m \exp(-imkx), \quad (17)$$

которая будет учтена в ходе дальнейшего анализа.

Полезно заметить, что из равенства (16) следует, что функция $w(x)$, как и функция, удовлетворяет условию нулевого среднего.

Теперь можно дать новую формулировку рассматриваемой задачи.

Задача

Определить постоянные c и b , а также три периодические с периодом $L = \frac{2\pi}{k}$ функции $\eta(x)$, $w(x)$ и $w^S(x)$, которые связаны соотношениями (14), (16),

причем $\eta(x)$ удовлетворяет условию нулевого среднего, условию ортогональности, сформулированному в конце замечания 2, а функция $w(x)$, в ряд Фурье (17).

Получим решение новой задачи в линейной приближении. В этом приближении, как следует из формулы (16)

$$w^S(x) = w(x),$$

а поэтому уравнение (14) расщепляется на соотношение

$$2gb = c^2$$

и уравнение принимает вид

$$ic^2\eta'(x) + (g - \omega c)\eta(x) - cw(x) = 0. \quad (18)$$

Рассмотрим случай синусоидальных волн. В силу замечание 2 относительно симметричности профиля стационарной волны относительно вертикальной оси, имеет равенство

$$\eta(x) = a \cos(kx).$$

После его подстановки в уравнение (18) находим

$$w(x) = \frac{kc^2 - \omega c + g}{2c} e^{-ikx} - \frac{kc^2 + \omega c - g}{2c} e^{2ikx}.$$

Это равенство будет согласовано с представлением (17) для $w(x)$, если выполнено соотношение

$$kc^2 + \omega c - g = 0. \quad (19)$$

Его учет дает такое значение для комплексной скорости $w(x)$:

$$w(x) = kce^{-ikx}. \quad (20)$$

Разложение динамических характеристик стационарной волны в ряд по степеням амплитуды основной гармоники. Расчет первых трех приближений. Получим приближенное решение задачи из предыдущего пункта. Для этого будут использованы разложения констант c и b , а также функций $\eta(x)$, $w(x)$, $w^S(x)$ в уравнениях (14) и (16) по степеням параметра a . Ограничимся тремя приближениями. Тогда

$$c = c_0(1 + c_2a^2), b = \frac{c_0^2}{2g}(1 + b_1a + b_2a^2), \eta(x) = \eta_1(x)a + \eta_2(x)a^2 + \eta_3(x)a^3,$$

$$w(x) = w_1(x)a + w_2(x)a^2 + w_3(x)a^3, w^S(x) = w_1^S(x)a + w_2^S(x)a^2 + w_3^S(x)a^3,$$

где c_0 — один (любой) из корней уравнения дисперсионного соотношения (19).

Подстановка их в уравнения (14), (16) и расщепления полученных разложений дает следующие уравнения для первого приближения

$$w_1^S(x) = w_1(x), ic_0\eta_1'(x) + k\eta_1(x) - w_1(x) = 0. \quad (21)$$

Решая их, получаем для первого приближения

$$\eta_1(x) = \cos(kx), w_1(x) = kc_0e^{-ikx}.$$

Этот результат, очевидно, согласуется с линейным приближением, полученным в предыдущем пункте.

Задача для второго приближения имеет такой вид

$$w_2^S(x) = w_2(x) + i\eta_1(x)w_1'(x).$$

Ее решение

$$\eta_2(x) = \frac{2k^2c_0^2 + 4\omega kc_0 + \omega^2}{4kc_0^2} \cos(2kx); \quad w_2(x) = \frac{\omega(3kc_0 + \omega)}{2c_0} e^{-2ikx};$$

$$w_2^S(x) = \frac{k^2c_0}{2} + \frac{k_0c_0^2 + 3\omega kc_0 + \omega^2}{2c_0} e^{-2ikx}; \quad b_2 = 2c_2 + \frac{\omega(2kc_0 + \omega)}{2c_0^2}.$$

Наконец, решение задачи для 3-го приближения дает следующее значение для скорости нелинейных стационарных волн на поверхности сдвигового горизонтального течения:

$$c_2 = \frac{12k^4c_0^4 + 24\omega k^3c_0^3 + 20\omega^2k^2c_0^2 + 8\omega^3kc_0 + \omega^4}{8kc_0^3(2kc_0 + \omega)}.$$

Заключение

В настоящее время нами разрабатывается более полная совершенная методика решения задач о строении и характеристиках стационарных нелинейных поверхностных и внутренних гравитационных волн в стратифицированной жидкости, в которой часть или все слои движутся в горизонтальном направлении, причем в каждом из этих слоев профиль скорости линейный. Мы надеемся, что новая методика позволит получить практически неограниченное число приближений во всем диапазоне длин волн.

Литература

1. Лакомб А. Физическая океанография. М.: Мир, 1974, С. 280-284.
2. Миропольский Ю.З. Динамика внутренних гравитационных волн в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1981, С. 209-215.
3. Пелиновский Е.Н., Полухина О.Е., К. Лэмб. Нелинейные внутренние волны в океане, стратифицированном по плотности и течению // Океанология. 2000. Т 40. №6. С. 805-815.

4. Степанянц Ю.А., Фабрикант А.Л. Распространение волн в сдвиговых потоках. М.: Наука, Физматлит, 1996, 240 с.
5. Стокер Дж. Дж. Волны на воде. Математическая теория и приложения. М.: Издательство иностранной литературы, 1959, 608 с.
6. Филлипс О.М. Динамика верхнего слоя океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980, 319 с.
7. Acheson D. J. // J.Fluid Mech. 1976. V. 77, N 3. P. 433-472.
8. Alpar B.M.// Astrophys. J. 1981. V. 249, N 1. Pt. 2. P. 29-33.
9. Bretherton F.P.// J. Fluid Mech. 1969. V. 36, N 4. P. 785-830.
10. Chanaud R.C. // Sci. Amer. 1970. V. 222, N 1. P. 40-46.
11. 11. Coy L. Fritts D. C. Weinstock J.// J.Atmosph. Sci. 1986. v. 43, N 22. P. 2636-2643.
12. 12. Drazin P.G., Reid W.H. Hydrodynamic stability. Cambridge University Press, 1981. 525 p.

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОПТИЧЕСКИХ
И ТОПОГРАФИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК
МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Запевалов А.С.¹, Показеев К.В.², Смолов В.Е.¹

¹*Морской гидрофизический институт, Севастополь,*
²*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,*
физический факультет,

Введение

Эффективность применения средств дистанционного зондирования для контроля состояния океана и приповерхностного слоя атмосферы во многом определяется уровнем наших знаний о топографической структуре морской поверхности [1]. Наибольший интерес вызывает описание мелкомасштабной структуры поля морских ветровых волн, являющихся основными рассеивателями радиоволн волн дециметрового и сантиметрового диапазонов, а также света.

Многообразие факторов, формирующих тонкую структуру морской поверхности, определяет стохастический характер связи между ее параметрами и параметрами, регистрируемыми при лазерном зондировании. Это создает необходимость проведения комплексных экспериментов, в которых дистанционное зондирование сопровождается тщательным контролем параметров морской поверхности. Такие исследования проводились в 1992, 1993 г.г. на Черном море на океанографической платформе Морского гидрофизического института НАН Украины.

Цель настоящей работы — анализ эмпирических зависимостей, описывающих статистику бликов зеркального отражения как функции скорости ветра и измеренных “in situ” параметров морских ветровых волн.

Аппаратура и методика измерений

Для определения статистики бликов зеркального отражения использовался лазерный прибор "Феникс", разработанный и изготовленный Ленинградским институтом авиационного приборостроения. В приборе использована схема с совмещенным источником и приемником оптического сигнала. Источником излучения является He-Ne лазер.

При зондировании в надир в апертуру фотоприемника попадают только блики, сформированные площадками, наклон которых менее некоторого критического значения $\eta_K = d/(4 \cdot h)$, где h — расстояние от прибора до морской поверхности; d — диаметр апертуры фотоприемника [2]. Для условий нашего эксперимента $d = 5$ см, $h = 500$ см и соответственно $\eta_K = 0,0025$. Диаметр пятна на невозмущенной поверхности равнялся 5 мм.

Структура морской поверхности контролировалась приборами двух типов: струнным волнографом и лазерным уклономером. Датчиком струнного волнографа является вертикально натянутый нихромовый провод диаметром 0.2 мм. Прибор обеспечивает измерения поверхностных волн в полосе частот 0.05–30 Гц; разрешающая способность не менее 1.5 мм при высоте волн до 3 м.

Сигнал волнографа обрабатывался с помощью двенадцатиканального параллельного спектроанализатора, работавшего в диапазоне частот от 0.4 до 23 Гц. Фильтры анализатора имеют постоянное отношение ширины полосы пропускания к центральной частоте f_k равное 0.27. Выходные сигналы спектроанализатора пропорциональны среднеквадратичным амплитудам выделенных фильтрами составляющих волнового поля.

Для измерений уклонов морской поверхности использовался двумерный лазерный уклономер. Его конструкция разработана совместно Морским гидрофизическим институтом и Киевским политехническим институтом. Принцип работы лазерного уклономера основан на измерении углов отклонения лазерного луча при прохождении из-под воды взволнованной границы раздела вода-воздух. Регистрируемый угол отклонения лазерного луча от вертикали определяется локальным наклоном морской поверхности в точке (на площадке ~ 2 мм²), где ее пересекает луч.

Одновременно с лазерным зондированием и измерениями параметров поверхностных волн осуществлялись измерения метеопараметров. Датчиками, расположенными на высоте 18 м над уровнем моря, контролировались скорость и направление ветра, температура воздуха.

Измерения проводились на океанографической платформе, расположенной у южного Крыма в 600 м от берега. Глубина в месте расположения платформы ~ 30 м, что для Черного моря соответствует условию "глубокой воды".

Обсуждение результатов эксперимента

Зависимость статистики бликов от скорости ветра. Будем рассматривать три параметра, характеризующих последовательность бликов зеркального отражения в течение одного сеанса измерений: F — частота бликов; τ — средняя длительность бликов; I — средняя интенсивность бликов. Поскольку объем измерений уклонов значительно меньше объема данных, полученных с помощью струнных волнографов, при анализе связи бликов и уклонов использовались оценки, полученные при двухминутных сеансах измерений, а при анализе связи со среднеквадратическими амплитудами волн и скоростью ветра — при пятиминутных.

Интенсивность бликов I обычно интерпретируют в терминах локальной кривизны морской поверхности. Однако численная оценка кривизны затруднена тем, что она зависит от того, какая модель поверхностных волн используется, двух или трёхмерная. Соответственно калибровки приборов для лазерного зондирования проводятся или на зеркальных цилиндрах с заданными диаметрами [3], или на шарах [4]. Отметим также, что показатель трёхмерности волнового поля $\gamma = \sigma_c / \sigma_u$, (σ_u и σ_c — среднеквадратичные величины уклонов в продольном и поперечном относительно ветра направлениях), который характеризует анизотропию волнового поля, слабо коррелирован со скоростью ветра и имеет разброс в пределах 0.66–0.96 [5]. Учитывая выше изложенное, в настоящей работе мы ограничимся анализом фактической изменчивости параметра I без ее физической интерпретации.

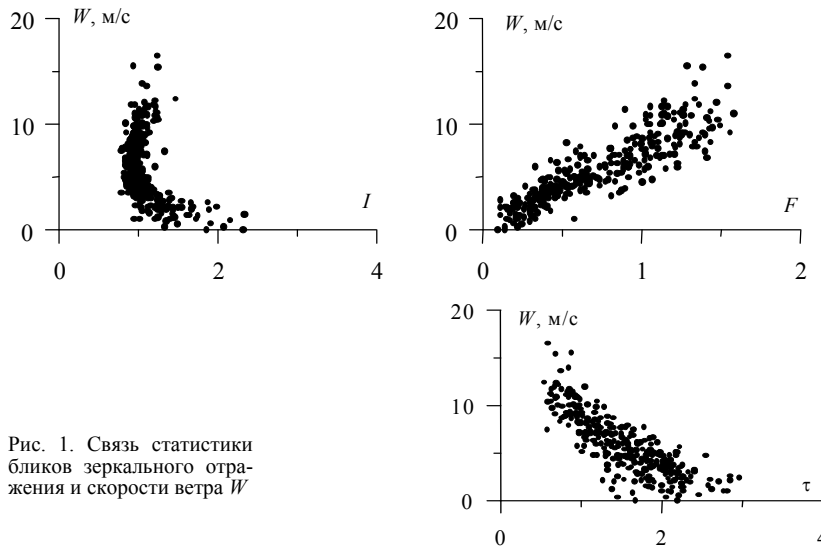


Рис. 1. Связь статистики бликов зеркального отражения и скорости ветра W

Шероховатость морской поверхности, определяющая статистику лазерных бликов, главным образом зависит от коротких гравитационных, гравитационно-капиллярных и капиллярных волн, спектральная плотность которых является функцией скорости ветра [6, 7]. Анализ начнем с рассмотрения связи параметров F , τ , I и скорости ветра W (рис. 1). Статистика бликов зависит от характеристик зондирующего прибора (диаметра апертуры фотоприемника, его чувствительности, мощности излучателя и т.д.), а также от расстояния от прибора до поверхности моря, что затрудняет сравнение данных полученных в разных экспериментах. Поэтому параметры приводятся в безразмерном виде, нормированными на их средние значения при скорости ветра 8–10 м/с [8].

С усилением ветра происходит повышение уровня шероховатости морской поверхности, приводящее, в частности, к росту значений параметра F . Од-

новременно растет локальная кривизна поверхности (при этом параметр I уменьшается), это приводит к тому, что, начиная с некоторого момента, часть бликов хотя и попадает в апертуру фотоприемника, но не регистрируется, т.к. их интенсивность оказывается ниже его порога чувствительности. При дальнейшем росте локальной кривизны число бликов с интенсивностью ниже пороговой растет и при превышении скоростью ветра некоего значения W_0 зависимость частоты регистрации бликов от скорости ветра меняет свой характер, а именно, с повышением уровня шероховатости частота F уменьшается. Значение W_0 , в частности, зависит от таких характеристик прибора как мощность излучателя, и чувствительность фотоприемника. Для приведенных на рис. 1 данных критическое значение скорости ветра $W_0 \approx 13-14$ м/с.

Наиболее чувствительным к изменению скорости ветра параметром является частота бликов. Отношение ее максимального значения к минимальному равно 16. Для параметров τ и I значения подобных характеристик равны 5.5 и 3.0 соответственно. При решении обратной задачи - восстановление скорости ветра по данным лазерного зондирования — среднеквадратическая точность оценок W , если используется параметр F или τ , равняется ~ 1 м/с. Параметры F и τ связаны между собой линейным соотношением (рис. 2), которое нарушается только в области слабых ветров. Расчеты скорости ветра по параметру I дают большую погрешность, что является следствием его поведения при средних и сильных ветрах.

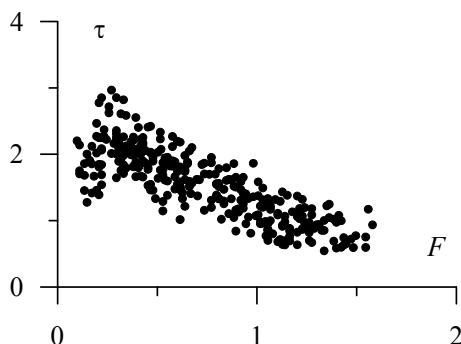


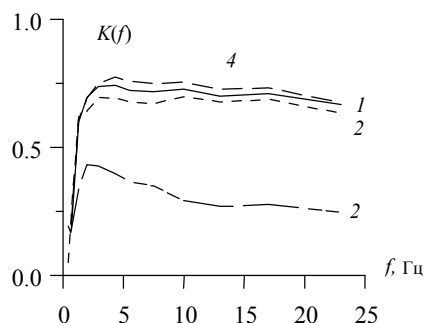
Рис. 2. Связь средней длительности τ и средней частоты F лазерных бликов

Следует отметить, что точность определения скорости ветра по параметрам F и τ соответствует оценкам возможной предельной точности скаттерометрических измерений [9], полученным на основе анализа характеристик короткопериодных ветровых волн. Обобщая эти результаты, естественно сделать вывод о том, что погрешность определения скорости ветра 1 м/с является минимальной при дистанционном зондировании, если используются однопараметрические модели.

Зависимость статистики бликов от шероховатости морской поверхности. Рассмотрим, как зависят уровни корреляции между параметрами F , τ , I и среднеквадратичными амплитудами спектральных составляющих волнового поля $\xi(f)$, от частотного масштаба последних. Для оценок уровня корреляции введем обозначение: $K_{F\xi}(f)$, $K_{\tau\xi}(f)$ и $K_{I\xi}(f)$ соответственно. Как видно из

рис. 3, характер функций $K_{F\xi}(f)$ и $K_{\tau\xi}(f)$ подобен. Параметры F и τ не коррелированы с изменениями среднеквадратических амплитуд волн, имеющих частоты ниже 0.7 Гц. При превышении данной частоты корреляция резко возрастает и выходит на максимальный уровень. В области $1.3 < f < 23$ Гц уровень корреляции практически не меняется с изменением частоты. Интересно отметить, что подобным образом себя ведет корреляция $K_{W\xi}(f)$ между скоростью ветра и среднеквадратическими амплитудами волн разных частотных диапазонов.

Рис. 3. Оценки уровня корреляции среднеквадратических амплитуд спектральных составляющих волнового поля и параметров F , τ , I и W . 1 — функция $K_{F\xi}(f)$; 2 — $K_{\tau\xi}(f)$; 3 — $K_{I\xi}(f)$; 4 — $K_{W\xi}(f)$



Границей между составляющими волнового поля, которые влияют и не влияют на статистику бликов можно считать частоту 1 Гц. Учитывая дисперсионное уравнение для гравитационных волн, получаем, что статистика бликов определяется ветровыми волнами с длиной менее 1.5 м.

Несколько по иному ведет себя функция $K_{I\xi}(f)$. Параметр I также как параметры F и τ не коррелирован с $\xi(f)$, при $f < 0.7$ Гц, однако при значениях f близких 2 Гц функция $K_{I\xi}(f)$ имеет хорошо выраженный максимум. Поскольку наши измерения среднеквадратических амплитуд поверхностных волн ограничены гравитационно-капиллярным диапазоном, а интенсивность бликов должны в основном определять капиллярные волны, длина которых сравнима с размерами лазерного пятна на морской поверхности, наблюдаемое поведение функции $K_{I\xi}(f)$ не находит объяснения в рамках данного эксперимента.

Наличие у функций $K_{F\xi}(f)$ и $K_{\tau\xi}(f)$ области, где они слабо меняются с ростом f , вероятно, является следствием характера внутренних связей в волновом поле. Эти связи, определенные по измерениям в разных гидрометеорологических ситуациях, отображает таблица 1, представляющая собой корреляционную матрицу среднеквадратических амплитуд $\xi(f_k)$ волн разных диапазонов. Здесь f_k — центральные частоты фильтров спектроанализатора.

Из данных эксперимента следует, что изменения энергии волн с длинами более одного метра слабо коррелированы с энергией более коротких состав-

ляющих. Последние, обладая меньшей энергией и меньшим периодом релаксации, сильнее реагируют на изменения ветра, в том числе на его короткопериодные флуктуации, которые практически не влияют на характеристики длинных волн. Наличие общего фактора, определяющего уровень энергии коротковолновых составляющих, приводит к высокому уровню корреляции между их среднеквадратическими амплитудами.

Таблица 1. Корреляционная матрица $\xi(f_k)$ и $\xi(f_n)$.

$f, \text{Гц}$	0.4	0.65	1.3	2.0	2.9	4.3	5.5	7.5	10	13	17	23
0.4	1	0.44	-0.07	-0.15	-0.13	-0.07	-0.01	-0.01	0.03	0.04	0.03	0.02
0.65	0.44	1	0.38	0.3	0.32	0.32	0.31	0.31	0.3	0.3	0.32	0.32
1.3	-0.07	0.38	1	0.75	0.73	0.69	0.67	0.68	0.66	0.65	0.66	0.64
2.0	-0.15	0.3	0.75	1	0.86	0.77	0.72	0.7	0.68	0.67	0.67	0.64
2.9	-0.13	0.32	0.73	0.86	1	0.88	0.82	0.8	0.77	0.75	0.75	0.72
4.3	-0.07	0.32	0.69	0.77	0.88	1	0.96	0.94	0.91	0.9	0.89	0.86
5.5	-0.01	0.31	0.67	0.72	0.82	0.96	1	0.99	0.96	0.96	0.94	0.92
7.5	-0.01	0.31	0.68	0.70	0.8	0.94	0.99	1	0.97	0.97	0.95	0.93
10	0.03	0.3	0.66	0.68	0.77	0.91	0.96	0.97	1	0.99	0.99	0.97
13	0.04	0.03	0.65	0.67	0.75	0.9	0.96	0.97	0.99	1	0.99	0.98
17	0.03	0.32	0.66	0.67	0.75	0.89	0.94	0.95	0.99	0.99	1	0.99
23	0.02	0.32	0.64	0.64	0.72	0.86	0.92	0.93	0.97	0.98	0.99	1

Связь статистики бликов с уклонами морской поверхности. Введем обозначение: ξ — возвышение морской поверхности; $\xi_x = d\xi/dx$ и $\xi_y = d\xi/dy$ — ортогональные компоненты уклонов; $\xi_m = \sqrt{\xi_x^2 + \xi_y^2}$ — модуль уклона (или полный уклон); σ_m^2 и $\bar{\xi}_m$ — дисперсия и среднее значение модуля уклона

Точками зеркального отражения являются участки поверхности, наклоны которых имеют заданные значения [10]. При зондировании в надир это площадки, ориентация которых близка к горизонтальной. В нашем эксперименте, как было отмечено выше, они должны удовлетворять условию $\xi_m < 0.0025$.

Среднее значение модуля уклона $\bar{\xi}_m$ растет с усилением скорости ветра. Одновременно увеличивается диапазон изменения мгновенных значений ξ_m , что приводит к росту дисперсии σ_m^2 . Корреляция параметров $\bar{\xi}_m$ и σ_m^2 с W равняется ~ 0.85 .

Связь параметров уклонов с параметрами, определяющими последовательность лазерных бликов, описывает таблица 2, приведенные в ней оценки получены для скоростей ветра ниже W_0 .

Таблица 2. Корреляционная матрица параметров, характеризующих уклоны морской поверхности и статистику бликов зеркального отражения

	$\bar{\xi}_m$	σ_m	F	τ	I
$\bar{\xi}_m$	1	0.99	0.80	-0.87	-0.59
σ_m	0.99	1	0.82	-0.86	-0.61
F	0.80	0.82	1	-0.84	0.86
τ	-0.87	-0.86	-0.84	1	0.87
I	-0.59	-0.61	-0.86	0.87	1

Достаточно высокий уровень корреляции между приведенными в таблице 2 параметрами позволяет оценивать характеристики уклонов на основе регрессионных моделей, где предикторами являются параметры бликов. Поскольку корреляция между $\bar{\xi}_m$ и σ_m^2 , а также σ_u^2 , σ_c^2 близка к единице, подобный подход дает возможность подробно восстанавливать всю статистику уклонов.

С той же точностью, как и по данным лазерного зондирования, статистика уклонов для чистой воды может быть определена, если в регрессионных моделях в качестве предиктора используется скорость ветра. Возможность оценки уклонов двумя независимыми методами позволяет использовать их для контроля загрязнения морской поверхности. Поскольку основной вклад в интегральные характеристики уклонов дают коротковолновые составляющие, чувствительные к наличию поверхностно-активных веществ, загрязнение морской поверхности существенно меняет характеристики уклонов [11]. Этот эффект можно зафиксировать по результатам лазерного зондирования. Таким образом, расхождение между параметрами уклонов, определенными путем лазерного зондирования и рассчитанными по скорости ветра, может являться индикатором загрязнения морской поверхности.

Заключение

Показано, что параметры, описывающие последовательность бликов зеркального отражения при лазерном зондировании в надир, такие как частота бликов F , средняя длительность τ и интенсивность I , связаны с уровнем шероховатости морской поверхности и скоростью приводного ветра стохастически зависимостями.

Определены уровни корреляции параметров, описывающих статистику бликов при лазерном зондировании в надир, и параметров, характеризующих шероховатость морской поверхности. Установлено, что статистику бликов определяют короткие ветровые волны с длинами менее 1.5 м.

Определение скорости приводного ветра по статистике бликов возможно с среднеквадратической ошибкой ~ 1 м/с. Эта точность является предельной при оценке скорости по данным измерений какого-либо одного параметра, зависящего от уровня шероховатости морской поверхности.

На основе проведенного анализа, показана возможность определения уровня загрязнения морской поверхности, основанная на сопоставлении статистики ее уклонов, определенной по данным лазерного зондирования и рассчитанной по регрессионным моделям для условий чистой воды, в которых предиктором является скорость ветра.

Работа выполнена благодаря поддержке РФФИ — грант 00-05-640037 и проекту “Процессы взаимодействия вод шельфовой зоны с глубоким морем и их влияние на перенос загрязнений” Федеральной целевой программы “Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития науки и техники гражданского назначения”, приоритетное направление “Экология и рациональное природопользование”, программа “Комплексные исследования океанов и морей Арктики и Антарктики”.

Литература

1. Guissard A., Baufays C., Sobieski P. Sea surface distribution requirements for electromagnetic scattering calculation // *J. Geoph. Res.* 1986, V. 91, N C2, P. 2477-2492.
2. Александров А.П., Легеза В.П. Лазерный измеритель среднеквадратичных наклонов взволнованной морской поверхности // *Морской гидрофизический журнал*, 1988, N 6, С. 51-56.
3. Бункин Ф.В., Воляк К.И., Маляровский А.И. и др. Самолетные измерения морского волнения по зеркальным отражениям луча непрерывного лазера // *Докл. АН СССР*, 1985. Т. 281. № 6. С. 1441-1445.
4. Wu J. Slope and curvature distributions of wind-disturbed water surface // *J. of Optical Society of America*, 1971. V. 61. № 7. P. 852-858.
5. Запевалов А.С. Экспериментальное определение плотности вероятности модуля уклона морской поверхности // *Изв. РАН, Физика атмосферы и океана*, 2001, №2, С. 249-256.
6. Toba J. Local balance in the air-sea boundary process. III // *Oceanogr. Soc. Japan*. 1973. V. 29. P. 209-225.
7. Hanson J.L. Phillips O.M. Wind sea growth and dissipation in the open ocean // *J. of Physical Oceanography*, 1999. V. 29. P. 1633-1648.
8. Христофоров Г.Н., Запевалов А.С. Смоллов В.Е. Зависимость амплитудных характеристик высокочастотных компонент спектра ветровых волн от скорости ветра над морем // *Морской гидрофизический журнал*. 1993. №3, С. 67-77.
9. Христофоров Г.Н., Запевалов А.С., Смоллов В.Е. О предельной точности скаттерометрического определения со спутника скорости ветра над океаном // *Исследование Земли из космоса*, 1987, №2, С. 57-65
10. Лонге-Хиггинс М.С. Статистический анализ случайной движущейся поверхности // В кн.: *Ветровые волны*, М.: Иностранная литература, 1962, С. 125-218.
11. Cox C., Munk W. Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun glitter // *J. Optical. Soc. America*, 1954, V. 44, №11, P. 838-850.

ВЛИЯНИЕ ПРИБРЕЖНОЙ ПЛОТНОСТНОЙ КОНВЕКЦИИ
НА ВЕСЕННИЙ ПРОГРЕВ ВОДОХРАНИЛИЩА

Пуклаков В.В.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
географический факультет*

Представлены результаты наблюдений за пространственным распределением температуры воды ранней весной в прибрежной зоне Можайского водохранилища во время существования закраин. Показано, что через закраины поступает более 30% солнечной энергии, расходуемой на весенний прогрев водохранилища до момента схода льда. Обнаружено, что перенос этой энергии в покрытые льдом глубоководные районы водохранилища осуществляется склоновыми плотностными потоками.

Введение

Весенний период чрезвычайно важен с экологической точки зрения для водоемов умеренных широт, так как в это время происходит резкая смена их термического и гидродинамического режима. Приток талых вод и повышение уровня воды во время весеннего половодья приводит к подъему льда и отрыву его от берегов. Особенно ярко это выражено в водохранилищах, для которых характерна зимняя сработка и накопление воды весной. Между берегом и плавающим льдом образуются открытые водные пространства — закраины. Их размеры зависят от характера весенней погоды, высоты подъема уровня и морфометрии берегов. При больших подъемах и пологих берегах закраины могут достигать значительных размеров: до 2 км на оз. Ильмень [1], до 500 м в центральном районе Можайского водохранилища. Своеобразие их термического режима отмечал еще В.В. Пиотрович [3]. В данной работе предпринята попытка по результатам натурных наблюдений на небольшом подмосковном водохранилище оценить значение закраин для внутриводоемного прогрева и перемешивания водных масс в течение последней фазы весеннего половодья.

Методика исследований

Натурных наблюдений за пространственным распределением температуры воды в водоемах ранней весной чрезвычайно мало из-за сложности проведения полевых работ в период разрушения ледяного покрова. Наши исследования были выполнены в марте–апреле 1989 года на типичном для средней полосы России Можайском водохранилище [2], осуществляющем многолетнее регулирование стока р.Москвы. В течение двух месяцев на Красновидовском плесе, расположенном в центральной части водоема, ежедневно проводилось вертикальное зондирование параметров воды на поперечном разрезе, перпендикулярном береговой линии. Температура измерялась портативным цифровым измерителем температуры и электропроводности (разработка Карельского филиала АН России) через каждые 0,5 м с инструментальной погрешностью $\pm 0,01^\circ\text{C}$. Измерения проводились с ледяного покрова, а в пределах закраин — с весельной лодки. Для анализа были использованы также многолетние данные стандартных гидрометеорологических наблюдений на водомерном посту Красновидово.

Анализ полевых наблюдений

Измерения температуры воды на вертикалях поперечного разреза закраин показали, что прогрев свободных от льда мелководий за счет проникающей солнечной радиации может достигать 3–4°C, тогда как температура основной водной массы в это время не превышает 1,0–1,5°C. При близких значениях их минерализации это приводит к тому, что плотность прибрежных вод становится выше плотности воды, находящейся под ледяным покровом, на 0,03–0,05 кг/м³. В результате развивается горизонтальная циркуляция (формируется склоновое плотностное течение и компенсирующее его противотечение к берегу), более плотная и теплая вода скатывается от берегов в центральную часть плеса, откуда на ее место поступает холодная вода основной водной массы. Низкие скорости течений не позволяют измерить их инструментально существующими гидрометрическими приборами, а ветровое воздействие в пределах закраин мешает четко проследить плотностные потоки по косвенным признакам. Но в штилевые дни, или когда закраины скованы свежим льдом после ночных заморозков, их хорошо видно по температурному разрезу (рис.1). Это явление наблюдается обычно в антициклональную погоду и получает наибольшее развитие преимущественно в послеобеденные часы дневного времени суток. Его характер и интенсивность очень изменчивы и зависят не только от прогрева воды в закраинах, но и от соотношения минерализации воды в прибрежной полосе и в центральной части плеса.

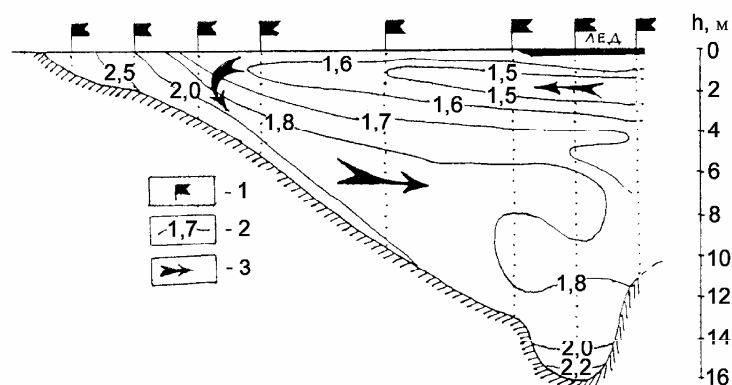


Рис. 1. Весенняя прибрежная циркуляция воды в Можайском водохранилище. 1 — вертикали измерений; 2 — изотермы; 3 — направление течений. Точками показаны горизонты измерений на вертикалях

Данные 30-летних наблюдений (1971–2000 г.) на водомерном посту Красновидово показывают, что длительность существования закраин в центральной части Можайского водохранилища в среднем составляет 16 суток, изменяясь от года к году в пределах от 6 до 31 суток. Наиболее ранняя дата их

появления — 15 марта, средняя — 8 апреля, наиболее поздняя — 29 апреля. Средняя температура воды на посту во время существования закраин $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (диапазон колебаний в многолетнем ряду $1,1\text{--}4,9\text{ }^{\circ}\text{C}$), максимальная температура может достигать $10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Корреляционный анализ связи длительности существования закраин с гидрометеорологическими факторами показал, что в наибольшей степени она зависит от сработки водохранилища к моменту замерзания водоема (коэффициент корреляции $r = 0,27$) и средней температуры воды в прибрежной зоне закраин ($r = -0,23$). Не обнаружено значимой взаимосвязи времени существования закраин с максимальной толщиной льда и средней температурой воздуха. Таким образом, наличие закраин определяется в первую очередь площадью затопляемых весной мелководий и радиационным прогревом воды в их пределах.

Аналитические расчеты

С образованием и ростом закраин изменение теплосодержания водных масс водоема зависит от их теплообмена с атмосферой как через лед, так и через открытую водную поверхность, а также от затрат тепла на таяние льда снизу. По данным [3] среднее значение проникающей под лед радиации за период таяния льда составляет около 20% от ее поступления на поверхность льда. Эта радиация поглощается преимущественно верхними слоями воды, причем половина ее расходуется на стайвание льда с его нижней поверхности. Таким образом, на нагрев воды идет лишь 10% приходящей солнечной радиации. Во время существования закраин (в апреле) интенсивность поступления солнечной радиации в районе Можайского водохранилища составляет в среднем 140 Вт/м^2 , следовательно, на нагревание воды подо льдом идет 14 Вт/м^2 . Расчеты теплового баланса открытой водной поверхности показывают, что на изменение теплосодержания водной массы в это же время затрачивается 55 Вт/м^2 энергии [2].

Полагая, что основной причиной появления закраин является подъем уровня воды, примем в качестве средней площади закраин за время их существования разность между площадью водоема в момент полного очищения от льда и его площадью в момент предшествующего осеннего замерзания. По многолетним данным в момент замерзания Можайское водохранилище бывает сработано в среднем на $2,4\text{ м}$ и имеет площадь $25,6\text{ км}^2$, а его полное очищение от льда происходит при уровне воды на $1,0\text{ м}$ ниже нормального подпорного уровня (НПУ) при площади водохранилища $28,8\text{ км}^2$, то есть средняя величина площади закраин составляет $3,2\text{ км}^2$. Нетрудно посчитать, что в этом случае поток энергии, поступившей в водоем через всплывший лед и затраченной на нагрев воды, в среднем будет равен 358 МДж/с . В то же время поступление энергии через закраины будет соответствовать 176 МДж/с . То есть, несмотря на небольшую площадь закраин (около 10% от площади всего водохранилища), через них поступает в среднем 33% тепла, расходуемого на весенний прогрев водоема до момента схода льда. При максимальной предзимней сработке водохранилища (на 5 м) и его полном весеннем заполнении (до НПУ) через закраины Можайского водохранилища может поступать до 70% энергии, идущей на нагрев его водной массы ранней весной. Как показали результаты полевых наблюдений, перенос этой энергии от прибрежных мелководий в глубинные участки водохранилища происходит со склоновыми плотностными потоками. Скорость переноса воды в таких потоках, рассчитанная по данным натурных наблюдений в приближениях стационарности и горизонтальной однородности плотностного

течения [4], достигает 0,02 м/с у пологого и 0,07 м/с у приглубого берега (при принятом коэффициенте трения 0,01 и уклонах дна от 0,01 до 0,1). При значении температуры воды в закраинах 1,5–2,5 °С это может обеспечить одномоментное поступление под лед с каждого погонного метра прибрежных закраин до 0,1–0,5 МДж/с тепла.

Заключение

Таким образом, результаты натурных наблюдений и расчетные оценки потоков энергии, идущих на нагрев воды Можайского водохранилища во время весеннего таяния его ледяного покрова, позволяют сделать вывод о том, что прибрежная плотностная конвекция играет важную роль в режиме водоема, способствуя перемешиванию его водных масс и дополнительному поступлению тепла от мелководной зоны закраин в покрытую льдом центральную часть водоема. Возникновение таких поперечных плотностных циркуляций в прибрежной зоне озер и водохранилищ характерно для конца фазы весеннего подледного нагревания. Их вклад в прогрев воды до момента полного схода льда может превышать 30% от общего поступления энергии через поверхность водоема.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 99-05-64555)

Литература.

1. Зайков Б.Д. Очерки по озераведению. - Л.: Гидрометеиздат, 1955. - 271 с.
2. Комплексные исследования водохранилищ, вып.3. Можайское водохранилище. - М.: Изд-во МГУ, 1979. - 467 с.
3. Пиотрович В.В. Образование и стаивание льда на озерах-водохранилищах и расчет сроков ледостава и очищения. - М.: Гимиз, 1958. - 192 с.
4. Самолубов Б.И. Придонные стратифицированные течения. М.: Научный мир, 1999. - 464 с.

ФИЗИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ ПРОНИКНОВЕНИЯ СОЛЕННЫХ ВОД ВВЕРХ ПО РЕКЕ ПРЕГОЛЕ С УЧЕТОМ ВЛИЯНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА

Чубаренко Б.В., Шкуренко В.И.

*Атлантическое отделение Института океанологии им.П.П.Ширшова
РАН, Калининград*

Введение

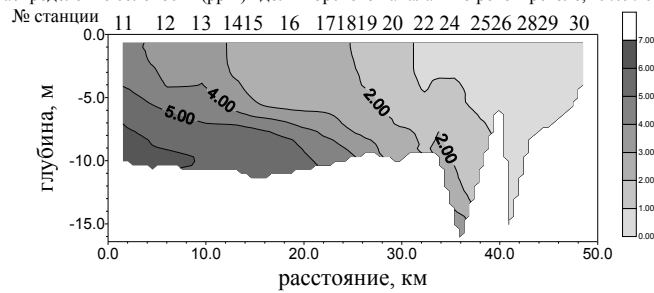
По данным исследований 1994–1997 гг. [1] установлено, что в результате природных особенностей сезонной динамики вод в эстуарной части реки Преголи [2] (Юго-восточная Балтика, Калининградская область), которая захватывает весь Калининградский морской канал и часть городского участка реки (рис. 1), каждую осень “верхняя” граница эстуарной зоны смещения, т.е. граница между пресными и солеными водами, за которую принимается изохалина 1 промилле

[3], поднимается вверх по реке и солоноватые воды подступают непосредственно к центру ее городского участка (рис. 2).



Рис. 1. Эстуарная зона реки Преголи (Калининградский морской канал и городской участок реки в пределах г. Калининграда) и Калининградский залив с указанием гидрологических районов

Распределение солености (ppt) вдоль морского канала и по реке Преголе, 19.09.1998



Распределение солености (ppt) вдоль морского канала и по реке Преголе, 18.11.99

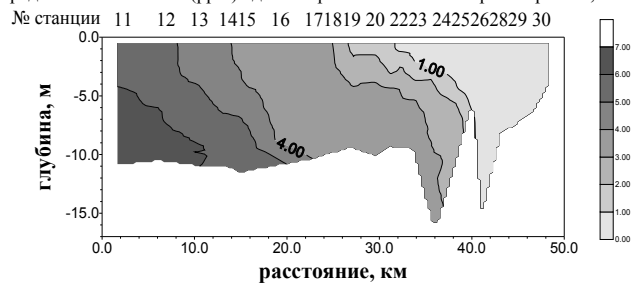


Рис. 2. Типичные распределения солености в эстуарной зоне реки Преголи накануне осенних нагонов

К тому же, ежегодно именно в этот период складываются такая комбинация во взаимодействии режимобразующих факторов, которая приводит к частым нагонам и экстремальному продвижению смешанных рассолоненных эстуарных вод еще выше по реке. В итоге, водозаборы водонасосных станций, расположенные выше города, эпизодически оказываются блокированными водами с соленостью больше допустимой нормы, что приводит к перерывам в водоснабжении Калининграда.

Внешним проявлением этой ситуации, часто ошибочно принимаемым за ее единственную причину, является характерное для Калининграда в этот период усиление величины и повторяемости ветров западных направлений. Но эффект глубокого проникновения соленых вод наблюдается только в случае, когда все факторы: ветер, уровень, речной сток и исходное расположение эстуарной зоны смешения - способствуют возникновению этого явления. Сильные и продолжительные западные ветра возникают в Калининградском регионе в течение всего года, но только осенью они приводят к экстремальным нагонам соленых вод.

Важная прикладная задача краткосрочного прогноза таких “экологически опасных” ситуаций (определение с некоторой заблаговременностью срок подхода границы соленой воды к водозаборам и продолжительности этой ситуации) могла бы быть просто решена, если бы имелся классический для эстуарной зоны смешения устойчивый “соленостный клин” [4], совершающий поступательные движения вверх и вниз по эстуарному участку под действием внешних факторов (уровень, ветер). В этом случае было бы достаточно контролировать вертикальную структуру поля солености только в одной точке, а далее пересчетным методом определять глубину горизонтального продвижения этого “клина” вверх по реке. Целенаправленные полевые исследования 1998–1999гг. в корне изменили представления об изучаемом процессе. Они показали наличие существенно более сложных и динамичных интрузионных механизмов проникновения соленых вод, значительную короткопериодную изменчивость этого явления, а так же определенные особенности взаимодействия потока соленых вод с рельефом дна, которые необходимо учитывать при создании прогнозной методики.

Целью настоящей работы является анализ механизмов проникновения соленых вод вверх по реке с точки зрения последующего учета выявленных особенностей при моделировании этого явления и подготовке практической прогнозной методики.

Методика работ

В период с 10.09–05.11.98 ежедневно проводились измерения термохалинной структуры вод на участке, от двухярусного моста вверх по реке до эстакадного моста и выше до Берлинского моста (рис. 3). Измерения проводились STD-зондом SeaCat в режиме вертикальных зондирований на 7 станциях на фарватере центральной части реки Преголи (до ее разветвления) и по рукаву Старой Преголи, где и находятся водозаборы водонасосных станций. Измерения проводились с маломерного катера.

В 1999 г. зондовые измерения проводились 01.12–05.12 в период ураганных ветров западных и юго-западных румбов. В силу сильной штормовой погоды плавсредства не использовались, а измерения производились зондом SeaCat со всех существующих мостов через Преголю и бортов кораблей большого размера, ошвартованных в порту и на городском участке реки.

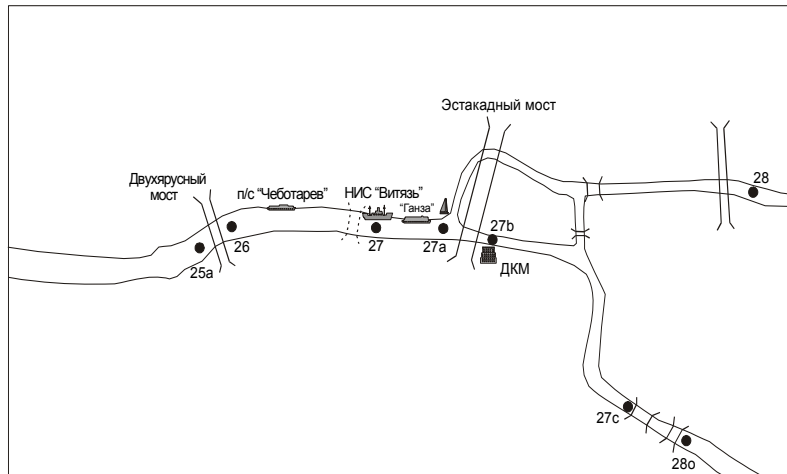


Рис. 3. Схема расположения станций гидрологических зондирований и береговых ориентиров (мосты, суда, отдельные береговые объекты) в центральной части городского участка реки Преголи (г. Калининград)

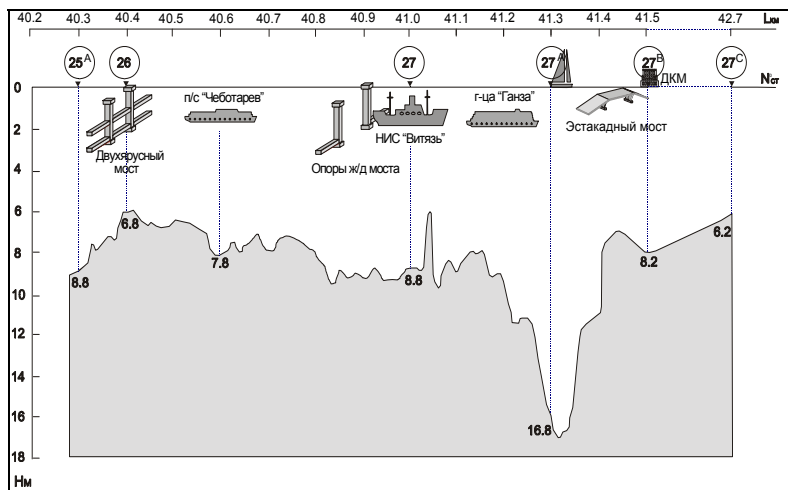


Рис. 4. Профиль рельефа дна реки Преголи в центральной части г. Калининграда с привязкой береговых ориентиров и указанием номеров станций

Особенности структуры глубин с точки зрения залива соленых вод

По данным эхолотного промера 1995 г. [5] и лотовых промеров 1998 и 1999 г. надежно выявлены основные особенности донного рельефа на исследуемом участке реки (рис. 4). Были обнаружены значительное повышение уровня дна под двухярусным мостом (до глубин 6.8 м) и локализованное поднятие дна явно искусственного происхождения по носу НИС “Витязь”, ограничивающее проходные глубины на фарватере до 4.8–5.5 м в зависимости от колебаний уровня. Между ними находится своеобразная котловина с локальными депрессиями до 7.8 и 9.5 м. Также были четко околочены склоны ямы, имеющей глубину до 17 м и расположенной в месте разветвления рукавов реки Преголи.

Калининградский морской канал и портовые акватории вплоть до двухярусного моста имеют ровное русло со слабой вариацией глубин от 11 до 9 м на 35 км. Именно на этом участке реализуется характерное для эстуариев смешение вод [6,7] и здесь единственным фактором, сдерживающим продвижение соленых вод вверх по руслу является пресноводный сток Преголи, который, имея ярко выраженный сезонный ход, и определяет миграцию положения эстуарной зоны смешения и изменения ее “толщины” в направлении русла реки.

Первой естественной преградой продвижению соленых вод служит подъем рельефа дна под двухярусным мостом, ограничивающий проходные глубины до 6.8 м. Но эта преграда не является сплошной. По всей видимости, наискосок ее перерезает один или несколько очень узких извилистых каналов, по которым рассолоненная вода, в случае ее подъема выше глубин 7.5 м, может постепенно просачиваться в котловину между двухярусным мостом и стоянкой НИС “Витязь”, объем которой можно оценить в 42 тыс. куб. м. (объем ниже глубины 6.8 м).

Вторым основным препятствием к продвижению соленых вод вверх по реке служит искусственный перешеек, расположенный по носу НИС “Витязь”. Проходная глубина колеблется в зависимости от уровня воды и в среднем составляет 5.1 м. В случае перелива тяжелых соленых вод через это препятствие при повышении их уровня до глубин 5 м они могут далее беспрепятственно распространяться по двум рукавам Преголи пока опять не встретят глубину 5.1 м. Возможный к заполнению объем по рукаву Старой Преголи (южный рукав) составляет 230 тыс. куб. м, из которых всего 14 тыс. куб. м приходится на яму 9 м глубины (от уровня глубин 8 м до максимальной глубины 17 м), в то время как возможный к заполнению объем по рукаву Новой преголи (северный рукав) примерно на порядок больше, т.к. имеющийся в нем участок средних глубин 7–5 м простирается существенно дальше.

Результаты и выводы

Преднагонная ситуация [8,9] в сентябре–октябре 1998 г. и декабре 1999 г. (рис. 2а,б) были достаточно типичным для этого сезона, но отличались по своим характеристикам. Зона смешения в 1998 г. имела “веерообразный” вид и ее “толщина” (расстояние по горизонтали между величинами солености 1 и 4 промилле) составляла 28 км и 14 км на поверхности и у дна соответственно. В то же время для 1999 г. зона смешения имела “толщину” в 18 км по всей глубине. В обоих случаях накануне нагонов вода пограничной солености (1 промилле) находилась перед порогом, расположенным под двухярусным мостом.

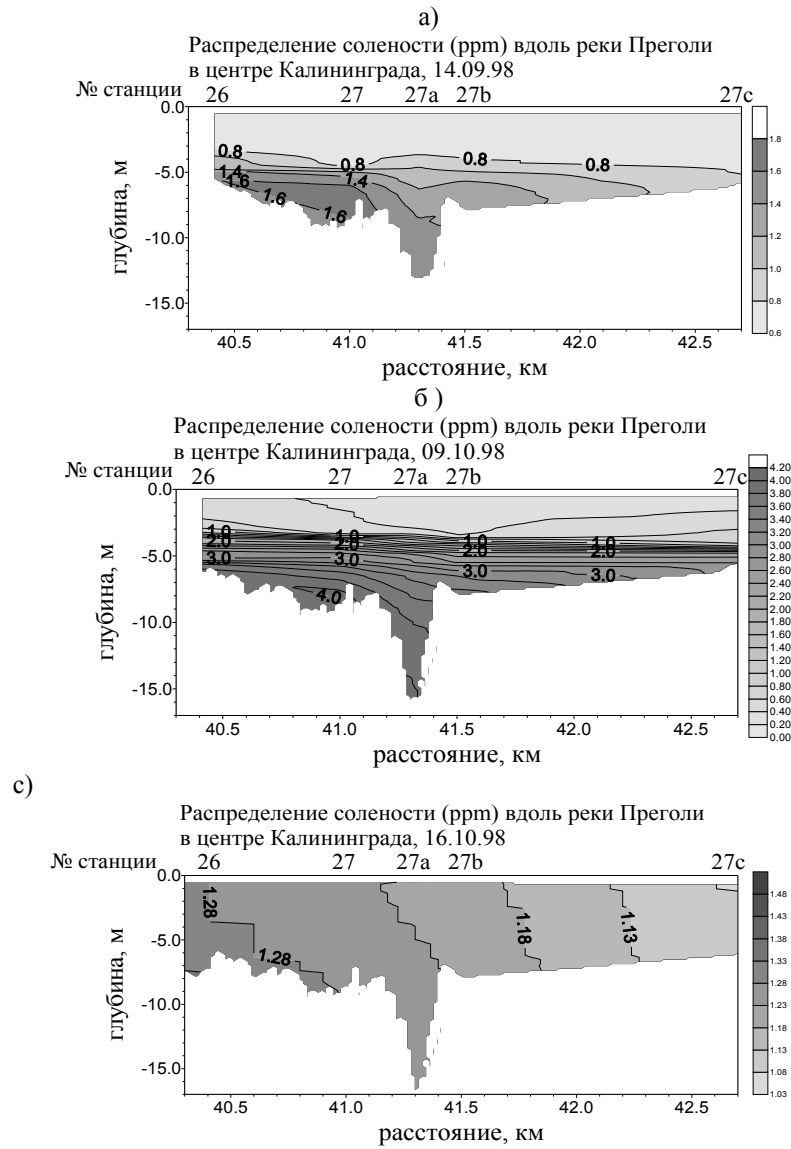


Рис. 5. Вертикальная структура поля солености в центральной части городского участка реки Преголи при различных механизмах затекания соленых вод вверх по реке: (а) слабая глубинная интрузия — 14.09.98, (б) сильная глубинная интрузия — 09.10.98, (в) полнообъемное заполнение — 16.10.98

Ежедневные измерения 1998 и 1999 гг. во время нагонов соленых вод в акваторию центрального городского участка (рис. 3) показали сильную краткопериодную изменчивость этого процесса, что, конечно, обусловлено колебаниями в уровне воды на входе в эстуарий, но также существенной изрезанностью подводного рельефа, являющейся причиной локальных возмущений в поле гидростатического давления.

На основе наблюдений было надежно зафиксировано, что реализуется **два механизма проникновения** более соленых вод вверх по реке при периодическом расширении эстуарной зоны под действием определенных сочетаний режимообразующих факторов.

Первый — это **интрузионно-адвективное** проникновение соленых вод в придонных слоях в условиях слабого или умеренного поверхностного стока. В этом случае более тяжелые соленые воды из глубинных слоев эстуарной зоны смещения либо “переплескиваются” через порог под двухярусным мостом под действием вариаций уровня воды малой амплитуды, и накапливаются в небольшом подводном бассейне после поднятия рельефа под двухярусным мостом (рис. 5а); либо когда соленые воды прорываются в придонные слои в таком большом объеме, что заполняют участок выше двухярусного моста вплоть до первых водозаборов, расположенных выше черты города (рис. 5б). Такого рода затопки регистрировались как реакция на кратковременные скачки уровня в условиях его плавного возрастания. Их продолжительность не превышала одни сутки и бассейн реки на центральном городском участке (рис. 3), включая и весь объем ямы около гостиницы “Ганза”, вновь вскоре заполнялся пресными речными водами.

Примечательно, что такого же рода механизм проникновения соленых вод наблюдался также, когда уровень воды в реке был в минимуме. Это означает, что существовавшее до этого представление о том, что заток соленых вод вверх по реке совпадает только с ситуацией сильного нагонного ветра и повышенного уровня, далеко не всегда верно. Осложнения обстановки на водозаборах могут возникать даже в случае внешне благополучных условий низкого уровня и сгонного ветра.

Механизм возникновения этого “интрузионного противозатoka” прямо связан с эжекторным эффектом подсосывания глубинных вод при распространении в поверхностном слое струи пресных речных вод, причем он существенно усиливается при обтекании речным потоком существующих неоднородностей рельефа дна.

Второй механизм — это полнообъемное заполнение всего русла реки водами практически одинаковой солености с отсутствием вертикальной стратификации (рис. 5с). Именно по этому механизму, который можно назвать **нагонно-адвективным**, в моменты сильного подъема уровня, вызванного нагонным ветром, происходит экстремально дальнейшее распространение соленых вод вверх по реке, как, например, было во время декабрьского урагана 1999г. Основной особенностью является то, что в отличие от интрузионных затопок, когда по дну реки движутся более соленые воды, проникающие из Калининградского морского канала, в случаях нагонно-адвективного механизма весь объем реки от устья до верхней границы городского участка реки заполняется слабо страти-

фицированными водами фактически равной солености, обычно не превышающей 2.5 промилле.

Причина кроется в динамике движения вод Калининградского залива при сильных нагонных ветрах, когда большие массы заливной хорошо перемешанной ветром воды поступают в восточную горловину залива. Эта вода частично возвращается против ветра по Калининградскому морскому каналу, но в силу возникающей разницы в количествах поступающей заливной воды и воды, отводящейся по каналу (он имеет предельное гидравлическое сопротивление, эффективная величина которого увеличивается за счет действия встречного по отношению к течению ветра), большая ее часть поступает в устье реки Преголи. Эта вода обычно имеет соленость соответствующую солености средней части Калининградского залива (2–3 промилле), она тяжелее пресной речной воды, и распространяется вверх по реке во всем доступном объеме. В головной части этого потока находится фронтальная зона, где реализуется частичное смешение вод, но горизонтальный уклон изолиний в ней не велик, поскольку процесс проникновения происходит очень интенсивно.

По всей видимости, явная связь между двумя этими механизмами отсутствует. Они реализуются при разных внешних условиях и могут чередоваться или комбинироваться в любой последовательности в зависимости от скорости роста или падения разности уровней между городским участком Преголи и входом в Вислинский залив, а также от местного воздействия ветра. Наличие этих механизмов накладывает жесткие требования на модель, которая может быть ядром прогнозной методики. Эта модель в отличие от обычно используемых эстуарных моделей должна быть обязательно двумерной в вертикальной плоскости, учитывать стратификацию как по горизонтали так и по вертикали и иметь возможность разрешать плотностные затоки вод с сильным градиентом плотности на границе раздела.

Таким образом, эстуарная зона реки Преголи в зависимости от внешних условий проявляет классические свойства как хорошо перемешанного, так и хорошо стратифицированного эстуария.

Благодарности

Авторы искренне признательны инженерам С.П. Гавиной, Д. В. Латышеву и Т.А. Дьяченко за помощь в работе с данными и их графическом представлении, инженерам В.М. Березюку и А.В. Шушарину, проводившим промер 1995г., С.Н. Иванову и Б.Д. Бережному, предоставившим данные по уровню и ветру для совместного анализа, мотористу катера Д.Н. Марковцову, являющемуся неизменным участником всех полевых работ, а также с.н.с. И.П. Чубаренко за высказанные ценные замечания. Работы финансировались в рамках проекта “Исследования Балтийского моря” (научный руководитель - д.ф.м.н. В.Т. Пака).

Литература

1. Чубаренко Б.В., Шкуренко В.И. Особенности гидрологической структуры вод в эстуарии реки Преголи и в точке стоянки НИС “Витязь” //

Экологические проблемы Калининградской области и юго-восточной Балтики.- Калининград. КГУ.- 1999.- с.41-47.

2. Chubarenko, B.V., Chubarenko, I.P. Regionalisation of river Pregel estuary and Russian part of Vistula lagoon on hydrophysical parameters // Extended Abstracts of Int. Conf. on Regionalization in Hydrology, Braunschweig, Federal Republic of Germany, 10-14 March, 1997.- pp.41-44.

3. Методы расчета проникновения соленых вод в устье реки // Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях. - Москва: Морское отделение гидрометеоздата, 1973.- С.513-529.

4. Nemerow, N.L. Stream, lake, estuary, and ocean pollution: Environmental Engineering Series. - Van Nostrand Reinhold, New York.- 1991.-472 p.

5. Березюк В.М., Шушарин А.В. Промеры глубин городского участка реки Преголи эхолотом ПЭЛ-4: рабочие материалы. АОИРОАН, 1995 г.

6. Сафьянов Г.А. Эстуарии.- М.:Мысль, 1987.-189 с.

7. Baretta, J., Ruardij, P. Tidal Flat Estuaries: Simulation and Anlysis of the Ems Estuary.- Ecological Stusies, Vol.71.-Springer-Verlag, 1988.-353 p.

8. Гидрофизический мониторинг Калининградского залива и эстуария реки Преголи в 1998г.: Отчет о НИР по теме “Вислинская лагуна” в рамках проекта “Балтика”.Том 1 / АО ИОРАН.- Калининград, 1998.-97 с.

9. Гидрофизический мониторинг Калининградского залива и эстуария реки Преголи в 1999 г.: Отчет о НИР по теме “Вислинская лагун” в рамках проекта “Балтика”. / АО ИОРАН.- Калининград, 1999г.- 80 с.

1). Земная кора как пассивный источник – мишень, в которой генерируются нейтроны при взаимодействии энергичных частиц из атмосферы с ядрами элементов, составляющих земную кору,

2). Земная кора как активный источник – а) через естественные радиоактивные газы, в результате распада которых образуются энергичные α -частицы. Затем происходит генерация нейтронов на ядрах элементов земной коры и атмосферы через αn -реакцию. б) через явление, которое можно назвать механоэмиссией или холодным ядерным синтезом. Суть его в том, что одним из результатов разрушения кристаллических или аморфных тел является испускание нейтронов [3].

Более того, эти исследования расширили, обнаруженный ранее [4], факт корреляции всплесков в нейтронном потоке вблизи земной коры с приливной гравитационной волной, вызванной Луной, до понимания того, что вариации нейтронного потока вблизи земной коры отражают динамические процессы в земной коре и поэтому могут в принципе быть использованы для их изучения и предсказания [5].

Эксперименты на шарах-зондах, проведенные на различных широтах, показали, что в нижней атмосфере наблюдаются анизотропные потоки нейтронов [6]. Ясно, что вертикальная анизотропия потока нейтронов может быть в том случае, если земная кора является существенным источником нейтронов.

С целью получения ответа на вопрос о существовании и природе анизотропных потоков нейтронов нами в районе Москвы, на Воробьевых горах детально изучалась зависимость анизотропии потока нейтронов вблизи земной коры от времени года. В качестве основного массива для анализа были выбраны данные установки ДЯИЗА [1] за 1996 год, когда установка работала в конфигурации, позволявшей отдельно регистрировать потоки нейтронов, приходящих из верхней и из нижней полусфер.

Экспериментальные данные и анализ

Первоначально из всего массива данных отбирались спокойные периоды, то есть периоды, когда скорость счета превышала среднее значение для данного месяца не более, чем на 10%. Затем вычислялась анизотропия K_{an} по формулам:

$$K_{an} = \frac{N_0 - N_1}{N_0 + N_1} \quad (1)$$

где N_0 , N_1 — скорости счета нейтронов в направлениях к Земле и от Земли, соответственно. Полученные данные, а также подтверждающие их данные за другие годы, когда установка работала в сходной конфигурации, представлены на Рис.1.

Видно, что в спокойные периоды, как правило, анизотропия составляет до 10%, но при этом существует смена знака анизотропии в зависимости от сезона. В 1996 году с учетом ошибок анизотропия явно положительна в периоды с января по март и с октября по декабрь. Это означает, что в данные промежутки времени преобладают потоки нейтронов к Земле. В летний период, точнее, с учетом ошибок в июне и июле, ситуация противоположная: анизотропия отрицательна, что означает преобладание потоков нейтронов от Земли. В оставшиеся периоды (апрель–май и август–сентябрь) анизотропия близка к нулю, и нельзя утверждать, что в это время преобладают потоки нейтронов с одного определенного направления. Различия, наблюдаемые в анизотропии разных лет, могут

быть объяснены уникальностью каждого периода времени с точки зрения многих факторов, в том числе, погодных, гелио- и геофизических.

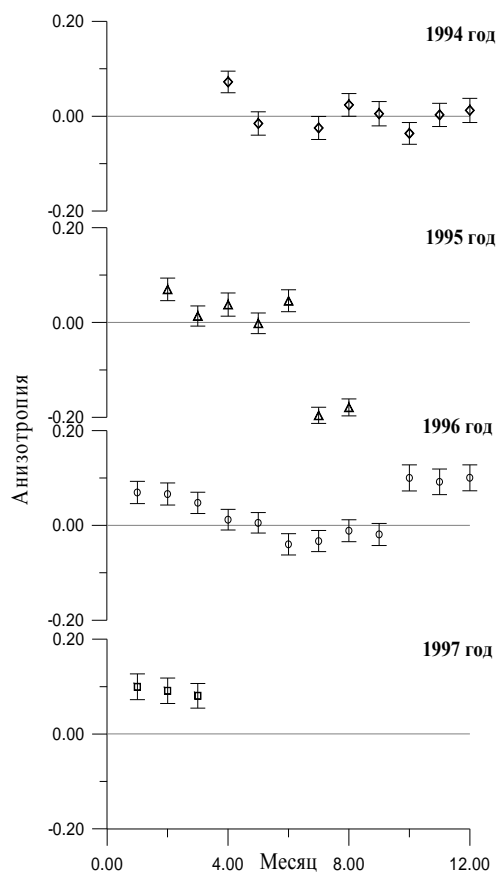


Рис. 1. Данные по анизотропии за 1994–1997 годы, усредненные по месяцам

Для объяснения такого годового хода анизотропии надо учесть, что в зимнее время года, когда поверхность Земли пропитана влагой и покрыта слоем снега, земная кора не может быть существенным источником тепловых нейтронов из-за того, что они будут поглощаться, не выходя в атмосферу. Следовательно, в это время должны преобладать потоки нейтронов в направлении к Земле, что мы и наблюдаем. В теплое время года земная кора прогревается и начинает заметно проявлять себя и как мишень для космических частиц, и как самостоятельный источник нейтронов. В переходные периоды (весной и осенью) мы не можем говорить о какой-либо определенной анизотропии, поскольку в это время наблюдается примерное равновесие потоков в направлениях к Земле и от Земли.

Таким образом можно утверждать, что обнаружена сезонная зависимость анизотропии тепловых нейтронов для спокойных периодов регистрации, но остался открытым вопрос о том, существует ли анизотропия потока тепловых нейтронов и как в зависимости от сезона изменяется она для возмущенных периодов.

Для выяснения этого вопроса использовались данные установки [1] за тот же период (1996 год). За это время был получен обширный массив данных, в котором содержались в том числе и разнообразные по своему виду возрастания регистрируемых потоков нейтронов.

Весь массив данных, без разделения на спокойные и возмущенные периоды, представлен на Рис.2. Пропуски на графике возникли из-за отсутствия данных в некоторые периоды времени. На представленном рисунке хорошо видно, что для различных периодов регистрации отмечалось преобладание нейтронов то в направлении к Земле, то в направлении от Земли. Причем, разница в счете нейтронов, регистрируемых в этих двух направлениях, явно выходит за пределы статистической ошибки.

Для дальнейшего анализа были выделены всплески скорости счета нейтронов отдельно для каждого из каналов, а также те события, когда возрастания скорости счета нейтронов наблюдались на обоих каналах одновременно. Для выделения возмущенного часа использовался следующий критерий: период считается возмущенным, если скорость счета нейтронов превышает среднюю за данный месяц более, чем на 10%. На Рис.3 представлена зависимость общей продолжительности возмущенных периодов от месяца года для каждого из каналов, а также для тех событий, когда возмущение наблюдалось на обоих каналах одновременно.

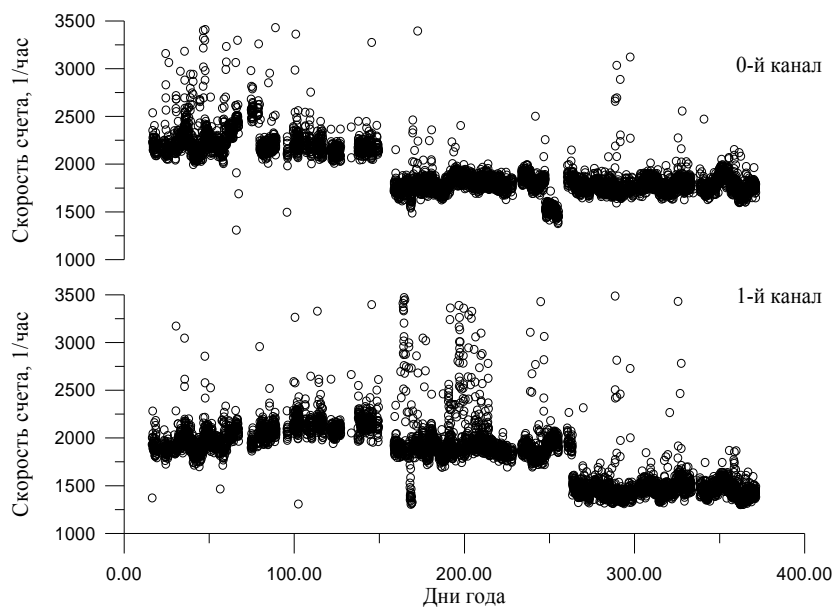


Рис.2. Полный массив экспериментальных данных (часовые значения) за период с 16.01.96 по 31.12.96 (0-й канал регистрировал нейтроны сверху, 1-й канал – нейтроны снизу)

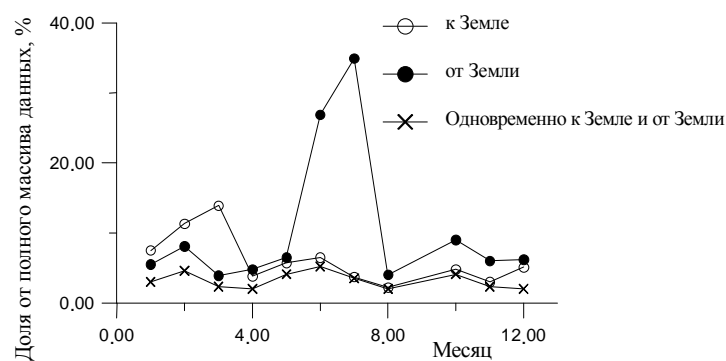


Рис.3. Зависимость общей продолжительности возмущенных периодов от месяца года

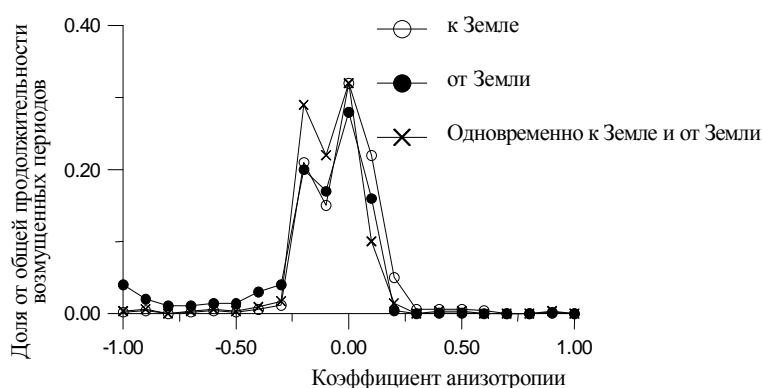


Рис.4. Распределение количества возмущенных периодов в зависимости от величины коэффициента анизотропии

Из Рис.3 следует, что для канала, регистрирующего нейтроны из верхней полусферы, наибольшее количество всплесков, что определяет длительность возмущенного периода, приходится на февраль и март, а для канала, регистрирующего потоки нейтронов в направлении от Земли, наибольшее количество всплесков приходится на июнь и июль.

Посчитав по аналогии со спокойными периодами коэффициент анизотропии, получим очень широкий разброс от -1 до 1, поскольку встречаются очень сильные (в десятки раз) возрастания скорости счета нейтронов. Если построить распределение продолжительности возмущенных периодов от величины коэффициента анизотропии (Рис.4), то оказывается, что подавляющее боль-

шинство возрастаний скорости счета нейтронов как по нулевому, так и по первому каналу имеют абсолютное значение коэффициента анизотропии, не превышающее 0.2. И лишь менее 7% всплесков скорости счета нейтронов имеют больший коэффициент анизотропии.

Сами всплески сильно различаются по продолжительности, временному ходу и амплитуде, следовательно, нельзя усреднить их также, как данные за спокойные периоды регистрации, и получить для них некие средние значения. Тем не менее, наиболее интенсивные возрастания скорости счета можно разделить на несколько групп, принимая во внимание их продолжительность, амплитуду, крутизну фронта и спада и другие параметры.

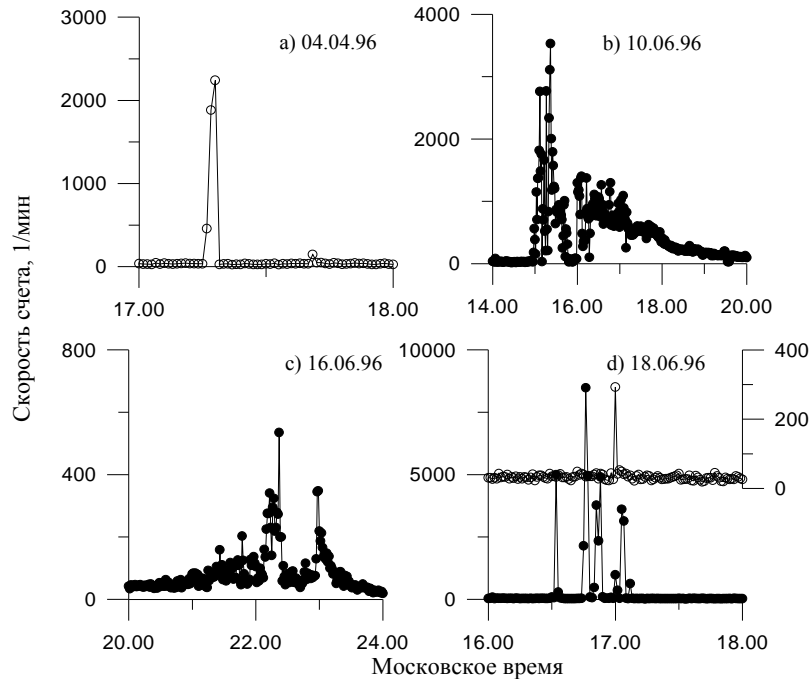


Рис.5. Некоторые виды всплесков скорости счета нейтронов

На Рис.5 приведены некоторые наиболее характерные виды всплесков скорости счета нейтронов.

Рисунки b и c иллюстрируют возрастания скорости счета нейтронов в 1-м канале (регистрирующем потоки нейтронов от Земли), рисунок а — возрастания в 0-м канале (регистрирующем потоки нейтронов к Земле), а рисунок d — одновременное возрастания в обоих каналах (левая ось ординат относится к 1-му каналу, правая — к 0-му).

Для лучшего понимания того, что происходит во время всплеска интенсивности нейтронов перейдем к рассмотрению вероятности регистрации определенного числа нейтронов в единицу времени. Соответствующие графики для событий, рассмотренных на Рис.5, приведены на Рис.6. Отметим, что ось абсцисс в каждом случае ограничена 20 нейтронами в секунду только для того, чтобы нагляднее показать начало распределений (область в районе нуля).

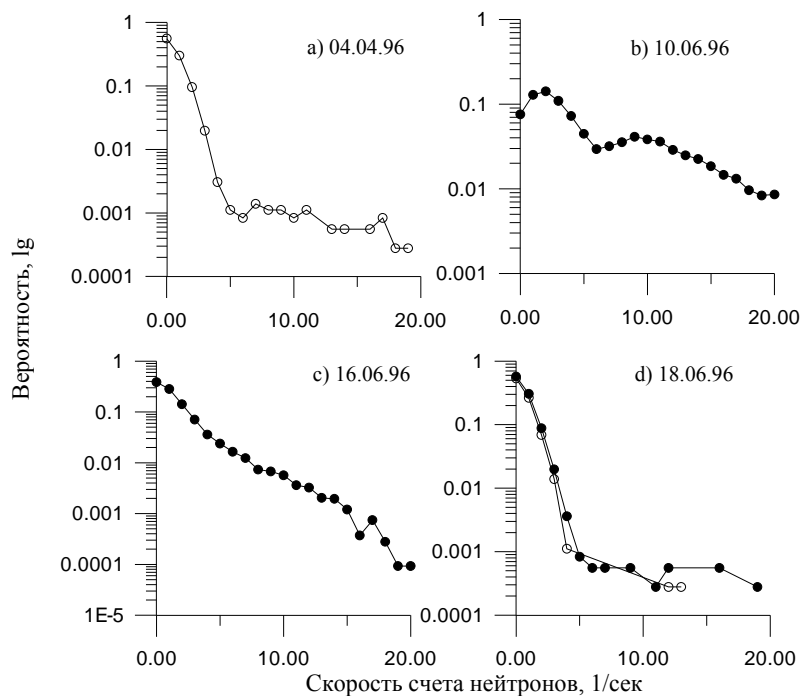


Рис.6. Распределения вероятности регистрации определенного числа нейтронов в единицу времени

Максимальный канал распределения (т.е. максимальное число нейтронов, регистрировавшееся в единицу времени в течение возмущенного периода) составил для событий а — 208 нейтронов/сек, б — 148 нейтронов/сек, с — 20 нейтронов/сек, д — 216 нейтронов/сек для 0-го канала и 214 нейтронов/сек для 1-го канала. Кроме того, распределения а и д до шестого канала успешно аппроксимируются распределением Пуассона

$$F(n) = a \times \lambda^{\frac{n}{n!}} \times e^{-\lambda}$$

где n — целое число. Для этих трех распределений средний параметр $\lambda_{\text{ср}} = 0.53 \pm 0.02$. Для распределений b и c аппроксимация функцией Пуассона не применима.

Заключение

Из проведенного анализа можно сделать вывод о том, что в возмущенные периоды регистрации нейтронов значение анизотропии изменялось в широких пределах, практически от -1 до 1 . Тем не менее, для подавляющего большинства периодов возрастания скорости счета нейтронов анизотропия составляла до 20% . Большинство всплесков потока нейтронов в направлении к Земле приходится на февраль–март, в то время как большинство всплесков потока нейтронов в направлении от Земли соответствуют июню и июлю. Это, кстати, согласуется с тем, что в спокойные периоды регистрации анизотропия ведет себя подобным же образом - она положительна в зимние периоды и отрицательна в летние периоды.

Таким образом, исследование знака анизотропии для возмущенного потока нейтронов вблизи земной поверхности подтверждает выводы, сделанные при изучении величины и знака анизотропии потока нейтронов вблизи поверхности Земли в спокойные периоды регистрации, а именно:

1. земная кора является заметным источником нейтронов,
2. вклад этого источника четко наблюдается в тех случаях, когда земная кора не прикрыта каким-либо поглотителем (например, снегом или водой).

Кроме того, проведенное исследование показало, что возрастания скорости счета нейтронов сильно различаются между собой по длительности, временному профилю, амплитуде и другим характеристикам, что указывает на различную природу возникновения таких возрастаний. Распределения вероятности регистрации нейтронов также имеют различную форму и зависимость, подтверждая таким образом этот вывод.

Поскольку земная кора является и пассивным источником нейтронов (как мишень, генерирующая нейтроны при бомбардировке её энергичными частицами космических лучей) и активным источником нейтронов, обусловленным, например, концентрацией изотопов радона в почве и условиями выхода их в атмосферу, то необходимо определить соотношение между этими двумя типами ее роли. Так как ясно, что при разработке проблемы использования вариаций нейтронного потока вблизи поверхности Земли для исследования динамических процессов в земной коре необходимо учитывать нейтронное излучение земной коры, обусловленное её активной ролью.

Подобное разделение в дальнейшем возможно провести именно на возмущенных периодах регистрации нейтронов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант №99-05-65526)

Литература

1. Кужевский Б.М., Нечаев О.Ю., Шаврин П.И и др. Вариации концентрации нейтронов в поле тепловых нейтронов земной атмосферы. Препринт НИИЯФ МГУ 96-7/414, 1996
2. Беляева Е.А., Кужевский Б.М., Нечаев О.Ю., Панасюк М.И. Источники нейтронов и природа временных вариаций потока нейтронов вблизи земной коры. Сборник “Физическая экология”, М., 1999, №4, стр.89.

3. Jones, S.E., Palmer, E.P., Czirr, J.B., et. al., Observation of Cold Nuclear Fusion in Condensed Matter, Nature, 1989, vol.338, p.737.
4. Volodichev N.N., Kuzhevskij B.M., Nechaev O.Yu., et al. Phenomenon of neutron intensity bursts during new and full Moons. Cosmic Research, 1997, Vol.35, No 2, p.135.
5. Beliaeva E.A., Kuzhevskij B.M., Nechaev O.Yu. Physical basis of a forecasting method for earthquakes and volcanos' activity according observations of neutron flux near the earth's crust. Report at the IUGG-99 General Assembly, Birmingham, 1999.
6. Кужевский Б.М., Нечаев О.Ю., Шаврин П.И. Анизотропия тепловых нейтронов в атмосфере Земли. М.: Геомагнетизм и аэронавигация, 1995, т.35, № 2, стр. 166.

ФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ МОНИТОРИНГА РАДОНА И РАДИОАКТИВНОСТ ПРИРОДНЫХ СРЕД

Минеев Ю.В.

*Научно-Исследовательский Институт ядерной физики МГУ
им.Д.В.Скобеляцина*

Рассматриваются физические методы определения содержания радона и радиоактивности веществ и природных сред на основе $\Delta E-E$ метода, применяемого в ядерной физике. Новые применения $\Delta E-E$ метода на полупроводниковых детекторах позволяют осуществлять одновременную и раздельную регистрацию альфа, бета и гамма излучений, испускаемых радоном, что позволяет резко увеличить чувствительность определения содержания радона и радиоактивных веществ так как содержание радона и радиоактивность природных сред определяются несколькими независимыми способами. При этом также определяются спектральные и дозиметрические характеристики радона и радиоактивных веществ, что позволяет осуществлять мониторинг природных сред, включая содержание радона, торона и их дочерних продуктов и других изотопов с высокой эффективностью. Обсуждаются преимущества предлагаемых методов по сравнению с известными и приводится сравнительный анализ спектральных и дозовых характеристик, чувствительности и эффективности определения радиоактивности и содержания изотопов различными методами.

Введение

Для объективной и оперативной оценки и мониторинга радиационной обстановки местности, природной среды, строительных материалов, веществ, лекарств необходимы приборы, позволяющие одновременно и раздельно измерять альфа-, бета- и гамма-радиацию. Хотя известны методики, позволяющие регистрировать тот или иной тип радиации [1-5], и созданы дозиметрические приборы [4], однако на практике до настоящего времени отсутствуют в производстве и в продаже простые и доступные приборы, позволяющие осуществлять такие измерения. Между тем известно [6-8], что новые применения методики $dE-E$ на полупроводниковых детекторах позволяют одновременно и раздельно

определять спектральные и дозовые характеристики альфа-, бета- и гамма-излучений в широком диапазоне энергий (энергия большинства распространенных радионуклидов). Метод позволяет по измеряемому энергетическому спектру определять тип радионуклидов и одновременно с высокой точностью определять количественное содержание радионуклидов в веществах.

Важную роль в проблеме определения радиационной обстановки играет определение содержания радона в помещениях. Новые применения методики $dE - E$ позволяют по-новому подойти и к вопросу о регистрации и определения содержания радона в помещениях. Этот метод позволяет с более высокой точностью определять содержание радона не только с помощью регистрации альфа-частиц, что делается в большинстве известных методик и приборов, но и одновременно и по регистрации потоков и спектров электронов и гамма-квантов, испускаемых при регистрации радона.[9, 10]. Это позволяет значительно повысить эффективность и точность определения содержания радона. Существующие в настоящее время приборы для определения содержания радона громоздки, сложны в работе и не обладают, как правило, достаточной чувствительностью, необходимой для быстрого измерения “фоновых” потоков частиц [11]. То же относится и к профессиональным дозиметрам для определения бета- и гамма- радиоактивности. Все это требует создания приборов нового поколения, позволяющие одновременно измерять все виды радиоактивности и их дозовые и спектральные характеристики. Приборы должны быть относительно небольшими, экономичными, удобными как для мониторинга местности и помещений, так и пригодными для бытовой дозиметрии. Для создания таких приборов перспективно использование методики $dE - E$, используемой в ядерной физике.

Принцип работы спектрометров-дозиметров

Принцип работы спектрометра-дозиметра основан на использовании метода “ $dE - E$ ” телескопа, широко применяемом в экспериментальной ядерной физике. В этом методе одновременно измеряется ионизационные потери энергии dE/dx и кинетическая энергия частиц E [1–3]. Для этого в телескопе обычно используют два детектора, но в ряде измерений и более двух детекторов. В последние годы распространение получила методика $dE - E$ на полупроводниковых детекторах, ввиду высокой разрешающей способности этих детекторов, возможности определения спектральных характеристик излучения, надежности, компактности и экономичности. Применение даже двух полупроводниковых детекторов “тонкого” dE -детектора и “толстого” E -детектора с существенно различными толщинами позволяет легко отделить регистрацию тяжелых альфа- (α) частиц от регистрации легких частиц - электронов или β -излучения [6, 7, 8]. Тяжелые α - и легкие β -частицы существенно различаются значениями удельных потерь энергии. Поэтому α -частицы с энергией 1–20 МэВ (энергия большинства α -изотопов ^{239}Pu , ^{241}Am , и α -частиц, испускаемых ^{222}Rn , ^{220}Rn) [9], регистрируются в “тонком” детекторе. В то время, как β -частицы с энергией 0,1–4,0 МэВ (энергия большинства бета-изотопов (^{90}Sr , ^{106}Ru , ^{207}Bi)) регистрируются во втором “толстом” детекторе, энергосодержание β -частиц в первом “тонком” детекторе составляет ~ 10 кэВ, т.е. сравнимо с уровнем шумов детектора и при энергетическом пороге регистрации в первом детекторе ~ 1 МэВ не регистрируются. Для регистрации γ -излучения может быть использован тот же “толстый” E

детектор, либо использован еще один “толстый” детектор. Отделение регистрации β -частиц от γ -квантов осуществляется электронными средствами — путем спользования специальных запоминающих устройств, где хранятся значения рассчитанных величин потерь β -частиц и γ -квантов [6,7,11–13]. Потери тяжелых α -частиц могут быть приближенно записаны в виде [1]:

$$dE_{\alpha}/dx \cong \frac{Z^2 M}{E} \ln \frac{a_2 E}{M} \approx AZ^2/E_{\alpha}, \quad (1)$$

где a_1 и a_2 — постоянные; Z , M , A — заряд, масса и массовое число частицы, E_{α} — энергия частицы. Электроны или β -частицы с энергиями до 10 МэВ , так же как и α -частицы, тратят свою энергию в основном на возбуждение и ионизацию атомов поглотителя — кремния. Для эффективной регистрации γ -квантов в диапазоне $0,1\text{--}10,0 \text{ МэВ}$ полупроводниковый детектор должен иметь достаточную толщину, что показано на графиках работы [13, стр. 72]. Регистрация γ -квантов низких энергий $\leq 0,1 \text{ МэВ}$ возможна при охлаждении детектора (пассивном либо активном). Потери α -частиц и β -частиц в графическом представлении для системы, состоящей из двух детекторов: первого “тонкого” ΔE -детектора толщиной 100 микрон и второго “толстого E -детектора толщиной 4 мм и расположенного под первым, приведены на рис. 1. Потери в логарифмическом масштабе в зависимости от энергии α - и β -частиц рассчитывались на основании соотношения (1).

Для определения дозовых характеристик каждого вида излучений удобна формула [2]:

$$D_{\alpha,\beta,\gamma} = kFZe/M_d, \quad (2)$$

где $D_{\alpha,\beta,\gamma}$ — поглощенная доза для каждого вида излучений, k — коэффициент, зависящий от вида радиации: для α -частиц $k \approx 10$, для β -частиц $k \approx 1$, F — величина потока, M_d — масса детектора. Масса радионуклида может быть определена по известной формуле [2]:

$$M_p = T_{1/2} A I_p / \ln 2 N_a = k_i I_p, \quad (3)$$

где $T_{1/2}$ — период полураспада, I_p — активность радионуклида, N_a — число Авогадро, k_i — коэффициент пропорциональности. Формулу (6) можно модифицировать, для случая, когда есть возможность определять спектр излучений: активность радионуклидов может быть более точно определена путем измерения энергетических спектров α -, β -, и γ -излучений радионуклидов:

$$I_p = \frac{1}{t} \int_{E_{\min}}^{E_{\max}} F(E) dE, \quad (4)$$

где $F(E)$ — скорость счета, t — время измерения дифференциального энергетического спектра, E_{\min} и E_{\max} — минимальная и максимальная энергии, измеряемые прибором.

При учете геометрии излучений, т.е. отношения полного угла излучений 4π к телесному углу регистрации частиц прибором Ω , формула (3) для определения массы радионуклида имеет вид:

$$m = \frac{T_{1/2} A}{\ln 2 \cdot N_A t} \frac{4\pi}{\Omega} \int_{E_{\min}}^{E_{\max}} F(E) dE. \quad (5)$$

Таким образом, полупроводниковая телескопическая система на основе метода “ $\Delta E - E$ ” позволяет наряду с определением всех трех видов радиоактивности (α , β , и γ) также определять с высокой точностью массу наиболее известных радионуклидов в веществах. Расчеты, проведенные по формуле (5) для определения массы некоторых распространенных радионуклидов, приведены в таблице 1.

Таблица 1

Радионуклид	Период полураспада $T_{1/2}$	Характерная энергия $E_{\alpha, \beta, \gamma}$	$E_{\min} - E_{\max}$	Точность определения массы радионуклида
^{239}Pu	24119 лет	$E_{\alpha} \simeq 5,1 \text{ МэВ}$		10^{-6} г
^{90}Sr	~30 лет	β -спектр $E \sim 0,7 \text{ МэВ}$ 1/3 E_{\max}	0,1–2,3 МэВ	10^{-8} г
^{137}Cs	~30 лет	$E_{\alpha} = 661 \text{ кэВ}$		10^{-9} г

Представляет интерес рассмотреть точность определения массового номера A и его связь с точностью определения заряда Z . В методе $\Delta E - E$

$$\Delta E \simeq AZ^2 / E^a, \quad (6)$$

где a — коэффициент, зависящий от энергии частиц E . В диапазоне энергий $E = 1-100 \text{ МэВ}$ $a \sim 0,7-1,0$ по различным оценкам (14, 15). Ошибка определения A составляет

$$\delta A / A \simeq 2\delta Z / \alpha Z. \quad (7)$$

В диапазоне $Z = 1-20$ $A/Z \sim 2$ и, полагая $\alpha \simeq 1$, $\delta A \simeq 4\delta Z$. Таким образом, точность определения A в несколько раз превышает ошибку в определении Z . На практике пользуются энергетическим распределением $\delta E/E$, определяемым амплитудным анализатором. Для полупроводниковых детекторов

$$\delta E / E = \sqrt{F W} / E \quad (8)$$

где F — Фано фактор. Для кремниевых детекторов $F = 0,1$; $W = 3,6 \text{ эВ}$. Лучшие значения по разрешению для α -частиц $\delta E/E \simeq 0,1-0,2$ (при $E_{\alpha} \simeq 5 \text{ МэВ}$), для β -

частиц $\delta E/E \sim 0,5\%$ (для $E_{\beta} \cong 1 \text{ МэВ}$). Для кремниевых детекторов, применяемых в настоящей разработке, $\delta E/E = 1-2\%$ для α -частиц и $\delta E/E = 5-10\%$ для β -частиц.

Блок-схема прибора

Разработаны различные варианты спектрометров-дозиметров на полупроводниковых детекторах большой площади:

- 1) для мониторинга радиационных условий природных сред с одновременной регистрацией всех видов радиоактивности на местности;
- 2) для одновременной регистрации всех видов радиоактивности в помещениях;
- 3) для регистрации радона в помещениях.

Блок-схема всех вариантов спектрометров-дозиметров приведена на рис. 2. Блок-схема включает в себя детекторное устройство, включающее в себя полупроводниковые детекторы для одновременной регистрации α -, β - и γ -радиации, блок детекторной электроники, конструктивно расположенном вместе с детекторным устройством. Блок детекторной электроники включает в себя зарядочувствительные усилители для каждого из детекторов и амплитудно-цифровые преобразователи для превращения амплитуд импульсов детекторов в 8-разрядный двоичный цифровой код. Более подробно блок-схема электроники приведена на рис. 3 [16]. Импульсы в АЦП поступают в блок цифровой электроники, где схема управления однокристальной ЭВМ (ОЭВМ) вырабатывает сигнал прерывания, а также вырабатывает код-идентификатор, определяющий, в каких детекторах было зарегистрировано радиоактивное излучение. ОЭВМ под управлением программы, хранящейся в резидентном ПЗУ, используя текущие данные из ОЗУ, обеспечивает реализацию алгоритма набора и идентификацию спектров радиоактивных веществ. Устройство согласования уровней УСУ преобразует однополярный сигнал ОЭВМ к стандарту RS-232 и обеспечивает асинхронный двунаправленный обмен с внешним устройством - персональной ЭВМ (ПЭВМ).

1. Вариант прибора для мониторинга радиоактивности на местности имеет визуализацию измерений на миниатюрном жидкокристаллическом дисплее, питается от автономного источника 12 В; 0,3 ватта.

Прибор управляется несколькими клавишами на небольшом выносном пульте: выбор вида измеряемой радиации, времени измерения и режима работы [16]. Прибор не превышает по весу 1,2 кг и имеет размеры цилиндра длиной ~300 мм и диаметром ~100 мм.

2. Вариант прибора для одновременного определения всех видов радиоактивности в помещениях предусматривает работу с персональной ЭВМ с использованием программы обработки данных, написанной на языке высокого уровня, например СИ. Программа позволяет графически отображать накопленную информацию, осуществлять динамический набор и управлять прибором в диалоговом режиме. Возможно изучать весь спектр и отдельные участки энергетических спектров излучений, проводить вычет фона, идентифицировать спектры радионуклидов, включая определение масс изотопов и их процентное содержание по массе и активности.

Более детальное описание приборов и возможностей измерения дозовых и спектральных характеристик α -, β -, γ -излучений приведено в работах [6, 7, 8, 12, 13, 16].

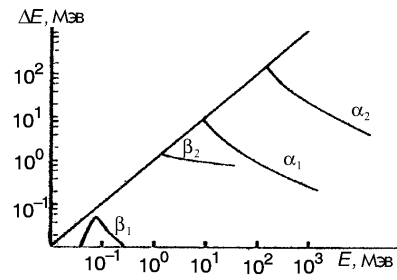


Рис. 1. Расчеты потерь энергии ΔE для α -частиц, β -частиц (электронов) в тонком ΔE -детекторе (первом) толщиной 100 мкм и E-детекторе (втором) толщиной 3 мм

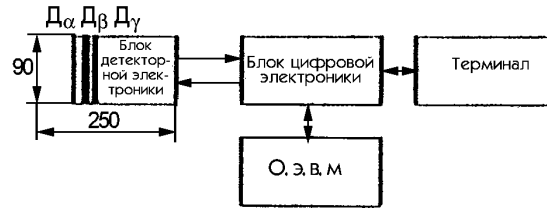


Рис. 2. Блок-схема спектрометра-дозиметра. D_{α} , β , γ -детекторы

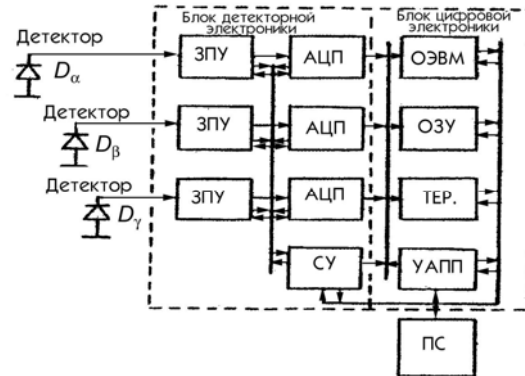


Рис. 3. Блок-схема электроники:
 ЗПУ — зарядочувствительный усилитель,
 АЦП — аналогово-цифровой преобразователь,
 СУ — схема управления,
 ОЭВМ — однокристалльная электронная вычислительная машина,
 ОЗУ — оперативное запоминающее устройство,
 УАПП — универсальный асинхронный приемо-передатчик,
 ТЕР. — терминал
 РС — персональный компьютер

3. Остановимся на модификации разработанного прибора для регистрации радона в помещениях. Проблема определения содержания радона чрезвычайно важна в медицинском плане и в плане проблемы безопасности населения. Существует несколько методик, позволяющие определять содержание радона, из которых для оперативного определения содержания радона наибольшее распространение получила методика определения содержания радона с помощью определения интенсивности и энергии α -частиц, испускаемых в реакции распада ^{222}Rn и ^{220}Rn . Как видно из цепочек распада ^{222}Rn и ^{220}Rn (радон представляет смесь двух изотопов ^{222}Rn и ^{220}Rn), распад его сопровождается не только испусканием α -частиц в диапазоне $\geq 5,0 \text{ МэВ}$, но и испусканием β - и γ -излучений. Как видно из этих таблиц, для регистрации радона вполне пригодны, помимо регистрации α -излучения, многие γ -линии, а также и β -спектры. К таким линиям относятся, в первую очередь, γ - и β -излучения при распаде ^{222}Rn с энергией в диапазоне от 0,3 до 1,76 МэВ (для линий γ -линий) и с энергией от 0,65 до 3,26 МэВ (для β -излучения) [9,10].

Для ^{220}Rn - это гамма-линии в диапазоне энергий 0,239 МэВ до 2,614 МэВ и для бета-излучения от 0,346 МэВ до 1,8 МэВ.

Этот диапазон гамма- и бета-излучений, наряду с альфа-излучением хорошо регистрируется разработанным спектрометром-дозиметром. Регистрация радона по нескольким видам излучений позволяет значительно повысить надежность и эффективность регистрации. Поскольку пробег γ - и β -излучений значительно превышает пробег α -излучения (при одинаковой энергии всех видов излучений), сильно возрастает объем, где можно регистрировать содержание радона. Поэтому сравнение выпускаемых приборов для регистрации радона по α -излучению с разработанным спектрометром-дозиметром показывает, что использование нового принципа регистрации позволяет улучшить основные характеристики выпускаемых радонометров [17,18] примерно в два-три раза. При этом диапазон измерения объемной активности радона изменяется с 46 Бк/м³ до 10-15 Бк/м³ в воздухе и с 250 Бк/м³ до 150 Бк/м³ в воде, что весьма существенно, так как появляется возможность измерений в различных средах.

Погрешность измерений не превышает при этом 15-20% (вместо 40% для радонометра ПОУ-02). Сравнение с выпускаемыми приборами, определяющие концентрацию радона по регистрации α -частиц [19], показывает преимущества новых спектрометров-дозиметров, в основном по более высокой чувствительности и более быстрому (за меньшее время) определению концентрации радона. Конструктивно он изготовлен в металлическом корпусе размером 28×14×12 см вместе с устройством прокачки воздуха, электроникой, полупроводниковым телескопом, устройством управления и отображения информации. Вес прибора не превышает 2 кг, а энергопотребление — 3,5 ватт.

Заключение

Новый метод регистрации спектральных и дозовых характеристик радиоизотопов, основанный на использовании полупроводниковых детекторов совместно с программируемым запоминающим устройством, в котором хранятся предварительно рассчитанные (эталонные) величины энергетических потерь в ΔE и E детекторов, позволяет путем сравнения экспериментально измеренных величин с расчетными определять тип и энергию частицы. На основе этого метода разработаны портативные, экономичные приборы для мониторинга радиационных условий природных сред, работающие совместно с персональными

компьютерами как в лабораторных, так и в полевых условиях. Физические и технические характеристики этих новых приборов, значительно превосходят существующие. Разработаны и приборы для регистрации содержания радона на основе приведенного нового метода. Эти радонометры обладают рядом преимуществ по сравнению с существующими, прежде всего по более высокой чувствительности, из-за использования при регистрации двух или трех видов излучения, компактности и надежности.

Литература

1. Курашов А.А. Идентификация ионизирующих излучений средних и низких энергий. М.: Атомиздат, 1979, с.9-25.
2. Широков Ю.М., Юдин П.Н. Ядерная физика. М.: Наука, 1980, с.640-649.
3. Акимов Ю.К., Игнатьев О.В., Калинин А.И., Кушнурук В.Ф. Полупроводниковые детекторы в экспериментальной физике. М.: Энергоатомиздат, 1989, с.35-60.
4. Иванов В.И. Курс дозиметрии. М.: Энергоатомиздат, 1988, с.100-126.
5. Гусев А.А., Климанов В.А., Машкович В.П. и Суворов А.Р. Физические основы защиты от излучений. М.: Энергоатомиздат, 1989, с.14-40.
6. Минеев Ю.В. Новые применения методики $dE-E$ для идентификации частиц и в дозиметрии. ПТЭ, 1998, № 6, с.568-575.
7. Минеев Ю.В., Трофимов П.Н., Елизаров С.В. Многофункциональный программируемый спектрометр-дозиметр. ПТЭ, 1996, № 2, с.134-137.
8. Минеев Ю.В., Трофимов П.Н. Патент РФ № 2075091 //Бюллетень изобретений 1997, № 7, 10.03.1997, с.233.
9. Сердюкова А.С., Капитанов Ю.Т. Изотопы радона и продукты их распада в природе. М.: Атомиздат, 1975, с.10-35.
10. Гусев Н.Г., Дмитриев П.П. Радиоактивные цепочки распада. М.: Энергоатомиздат, 1988, с.60-82.
11. Матвеев В.В., Хазанов Б.И. Приборы для измерения ионизирующих излучений. М.: Атомиздат, 1967, с.631-683.
12. Минеев Ю.В., Кратенко Ю.П., Поторжинский М.Г., Трофимов П.Н. Препринт НИИЯФ МГУ 92-4/260. М.: 1992, с.1-20.
13. Минеев Ю.В., Трофимов П.Н. Патент РФ № 2029316. Бюллетень изобретений 1995, №5, 20.02.1995, с.184.
14. del Peral L., Medina J., Sanchez S., Bronchalo E., et al. Detector system for low-energy cosmic ions study. Nuclear Instrument and Physics Research. A354 (1994), p.539-546.
15. Bronchalo E., del Pe Leral L., Medina J., Sequeiros J., Hasebe N. Parametrization of charge and mass resolution for $\Delta E-E$ telescopes. Nuclear Instrument and Physics Research. A399 (1997), p.65-75.
16. Минеев Ю.В., Трофимов П.Н. Применение полупроводниковых детекторов для астрофизических космических исследований и дозиметрии. Препринт НИИЯФ МГУ-93-14/303. Москва, 1993, с.20.
17. Радиодетектор радона РРА-01М. Описание АОЗТ "МТМ-Защита". Москва, 1997, с.1-2.
18. Пробоотборное устройство ПОН-02. Описание АОЗТ "МТМ-Защита". Москва, 1997,
19. Андрухович С.К., Антонович Н.М., Берестов А.В. и др. Метод определения концентрации дочерних продуктов распада радона на спектрометре гамма-совпадений. //ПТЭ, 1999, № 1, с.123-126.

СЕКЦИЯ 3

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ

СВЯЗЬ ВАРИАЦИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СЕЙСМИЧНОСТИ
В РАЙОНЕ ПОЛУОСТРОВА КРЫМБибикова Т.Н.¹, Проскуракова Т.А.¹, Журба Е.В.¹, Рембовская Е.С.²¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
²ОИФЗ РАН, г. Москва

Предпринята попытка установить наличие связи между вариациями температуры воздуха и воды в наиболее холодные месяцы года (ноябрь-декабрь-январь-февраль) с землетрясениями в этот же период в окрестностях Ялты (Крым). Показано, что существует некоторая зависимость хода температуры от сейсмических процессов. Отмечено резкое понижение температуры воздуха за 1-2 дня до землетрясения. Вызывает интерес тот факт, что за 3 и 7-8 дней до землетрясения температура воздуха на 6-8 градусов выше, чем в день землетрясения. Статистический анализ этих данных тоже указывает на наличие особенности в поведении температуры воздуха за 3 дня до землетрясения. Статистические исследования температуры воды показали подобную зависимость, но не так ярко выраженную.

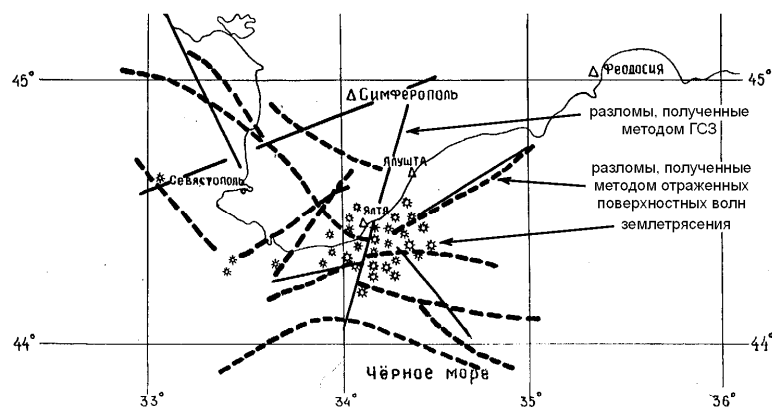


Рис. 1 Район исследований

Проблема поиска предвестников землетрясения остается одной из наиболее актуальных задач современной сейсмологии. В результате таких исследований уже были установлены связи между явлениями в твердой земле, ионосфере и магнитосфере. Известно, что в атмосфере над будущим очагом меняется электрическое поле, в ионосфере и магнитосфере перед землетрясением также возникают изменения, обнаруживаемые наземными и спутниковыми средствами. [1]. Наблюдения за процессами во всех оболочках Земли необходимо ис-

пользовать при поиске предвестников землетрясений, т.к. несмотря на всю сложность механизма землетрясения, можно выделить некоторые сходные черты у группы землетрясений.

Поводом к исследованию зависимости температуры от сейсмических процессов, послужил факт, который наблюдался при некоторых землетрясениях. Так, например, перед землетрясением в Армении по линии разлома зимой растаял снег, в других случаях известен факт высыхания травы и осушения колодцев. При данном исследовании учтен установленный также факт выделения энергии из недр Земли перед землетрясением.

Располагая данными о ходе температуры воздуха в районе Ялты (Крым), полученными в результате многолетних наблюдений на метеостанции Ялта, температуре воды на метеостанции Кацивели, а также данными о происходивших в районе Ялты землетрясениях за этот же период, возникла идея поиска возможных взаимосвязей этих явлений.

В итоге проделанной работы, обработаны данные наблюдений за температурой воздуха и сейсмичностью полуострова Крым с 1945 по 1985 годы и температурой воды и сейсмичностью с 1971–1991 годы. На рис. 1 представлен район исследования. Для анализа были выбраны месяцы с ноября по февраль за указанный период.

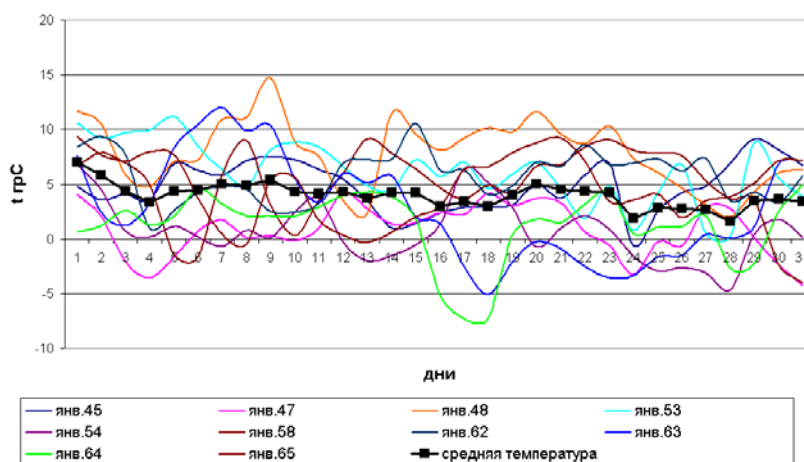


Рис. 2 Ход температуры воздуха в месяцы без землетрясений

Сначала мы рассмотрели ход температуры воздуха в течение месяца, разделив все данные по признаку наличия или отсутствия землетрясения в конкретный месяц. На рис. 2 представлен ход среднесуточной температуры в месяцы без землетрясений. Видно, что никаких существенных особенностей не наблюдается. Ход температуры представляет собой флуктуации около среднего значения температуры (в районе Ялты в январе она составляет примерно 4,6 градуса), хотя и есть более теплые и более холодные месяцы.

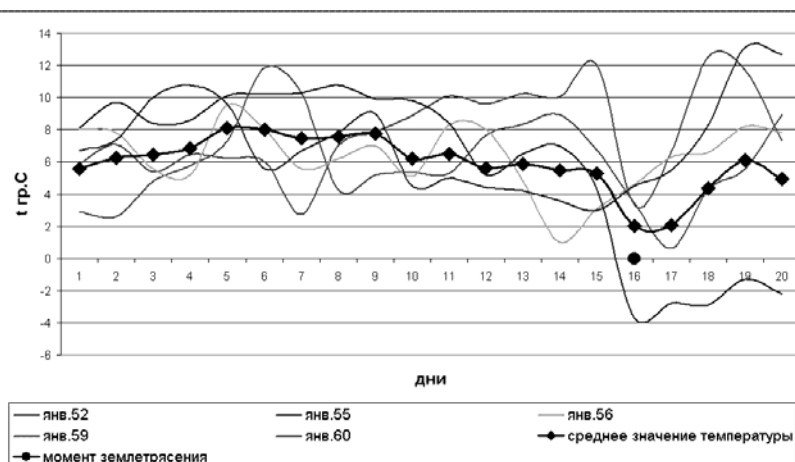


Рис. 3 Ход температуры воздуха в месяцы с землетрясениями приведенный к одному моменту землетрясения

На рис. 3 представлен ход среднесуточной температуры воздуха в месяцы с землетрясениями, приведенный к одному моменту землетрясения (т. 16). Как видно из графика, задолго до землетрясения ход температуры имеет такой же вид, как и в месяцы без землетрясений, но наблюдается резкий спад температур в окрестности момента землетрясения. После землетрясения ход температур восстанавливается.

Обратив внимание на такое поведение температуры воздуха в случаях с землетрясениями, мы рассмотрели абсолютные значения разности среднесуточных температур между всеми днями месяца и днем землетрясения. Эти графики, приведенные к одному моменту землетрясения, показаны на рис. 4. Из этого графика видно, что независимо от значений температур в остальные дни месяца, за два дня до землетрясения начинается резкий спад температуры. Также обнаружено увеличение разности температуры до 8 градусов по сравнению с температурой в день землетрясения, за 3 и 78 дней до него

Получив такие результаты, был проведен строгий статистический анализ этих данных.

Со статистической точки зрения мы имеем дело с реальным флуктуационным процессом, для которого мы не можем утверждать является он стационарным или нет. Поэтому будем считать наш процесс нестационарным. В этом случае единственная возможность нахождения статистических характеристик процесса заключается в усреднении по большому числу реализаций, получаемых в одинаковых условиях. Для исследования таких процессов вместо корреляционных функций используют так называемые структурные функции, введенные впервые в работах А. Н. Колмогорова. [2].

Пусть флуктуации температуры представляют собой случайный в пространстве процесс, описываемый случайной функцией времени $f(\tau)$. Этот про-

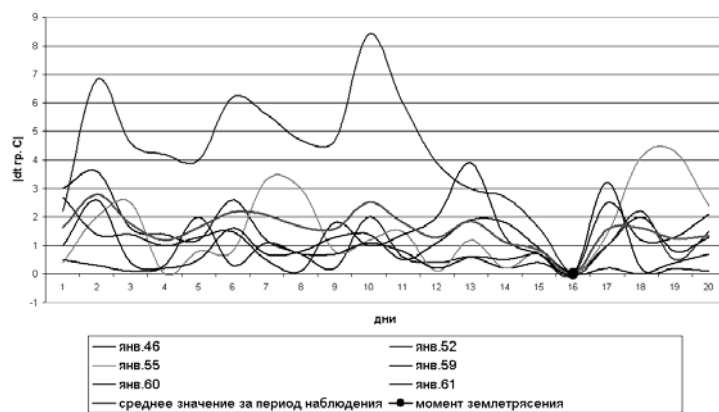


Рис. 4 Абсолютные значения разности среднесуточных температур воздуха между днями месяца и днем землетрясения приведенные к одному моменту землетрясения

цесс можно характеризовать структурной функцией $C(\tau) = \langle [f(\tau_i) - f(\tau_j)]^2 \rangle$, угловые скобки означают осреднение по совокупности экземпляров, соответствующей различным возможным состояниям реального поля температур. [3]. Рассмотрим основные свойства структурной функции, используемые нами в дальнейшем.

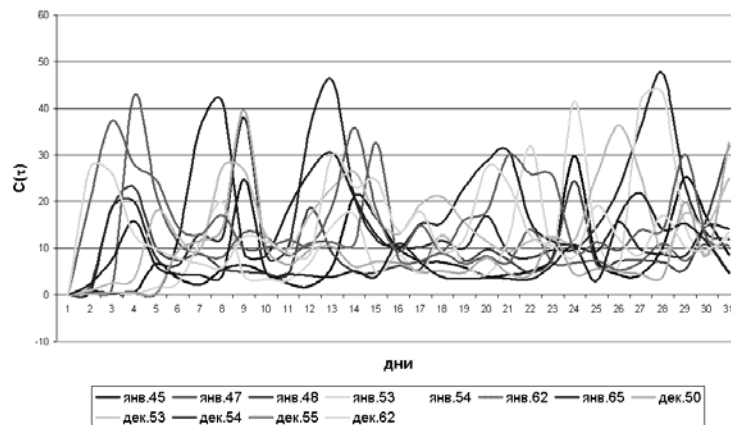


Рис. 5 Некоторые графики $C(t)$ для месяцев без землетрясений

В случае статистически однородного поля температур структурная функция будет стремиться к нулю при $\tau_i \rightarrow \tau_j$ и достигать насыщения при $T = |\tau_i - \tau_j| \rightarrow \infty$ (τ_i и τ_j — значения времени).

При наличии неоднородностей в структуре исследуемого поля поведение графика структурной функции резко изменяется — из плавного он превращается в некую ломаную кривую. Точки перегиба этой кривой имеют важный физический смысл, в нашем случае они будут описывать характерные масштабы времени флуктуаций температуры. Подробно свойства структурной функции описаны в работах [4, 5].

Использование структурной функции (а не корреляционной) для исследования реальных процессов в атмосфере нам представляется более целесообразным, так как флуктуации большого масштаба могут сильно изменить вид корреляционной функции, но мало сказываются на структурной, поэтому структурной функцией можно пользоваться и в тех случаях, когда нет сведений о статистической однородности среды и когда это условие выполняется локально.

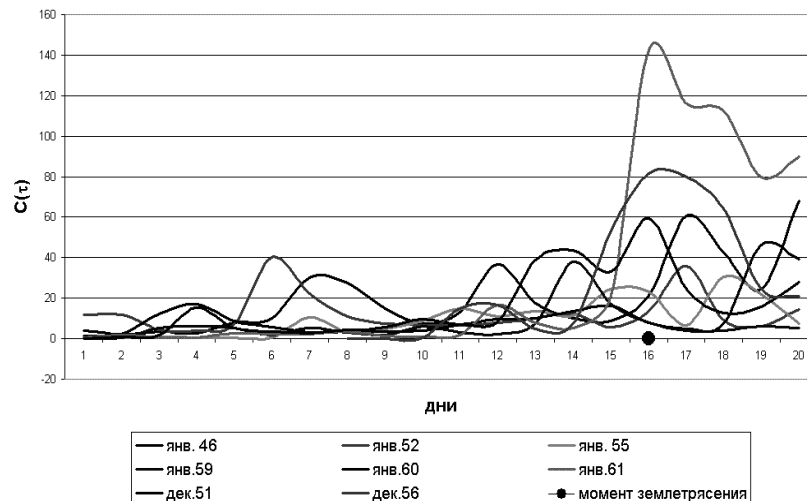


Рис. 6 Примеры графиков $C(t)$ использованные при анализе месяцев с землетрясениями приведенные к одному моменту землетрясения

Нами были рассчитаны структурные функции флуктуаций температуры для всех исследованных месяцев. Результаты для месяцев без землетрясений представлены на рис. 5, а для месяцев с землетрясениями на рис. 6. На рис. 7 показаны кривые средних значений структурной функции в случае отсутствия землетрясений и для случаев с землетрясениями, а также теоретический график структурной функции.

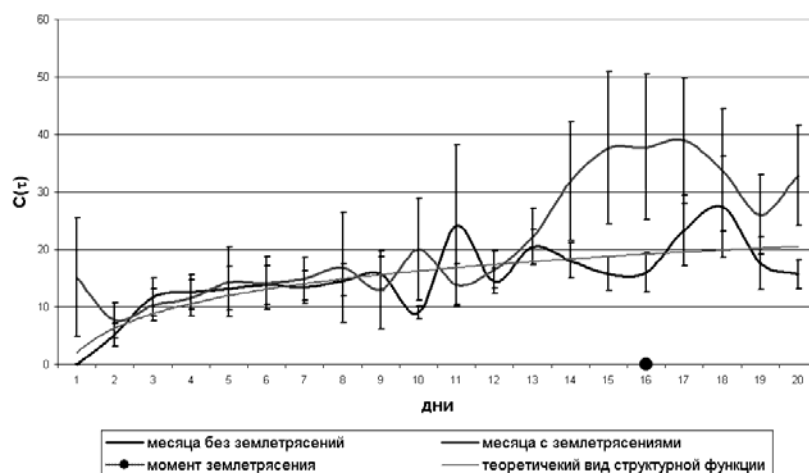


Рис. 7 Зависимость структурной функции температуры воздуха $C(t)$ от времени в декабре и январе

Аналогичные исследования были проведены для температуры воды.

Рассмотрены только месяцы с землетрясениями из-за отсутствия месяцев без землетрясений за указанный период. Был построен график отклонения абсолютных значений температуры от среднего значения в каждом месяце за весь период наблюдения (рис. 8), а также график структурной функции (рис. 9). Как видно из рис 8 за 12 и 9 дней до события имеет место нарушение плавного хода графика, что свидетельствует о некотором понижении абсолютной температуры. График структурной функции (рис.9) показывает наличие характерного масштаба флуктуаций с определенным ранее периодом, а также указывает на наличие еще одного характерного периода, но данный результат требует дополнительной проверки в виду недостаточности обработанного материала.

Из анализа приведенных графиков следует, что

1. Структурные функции флуктуаций воздуха для месяцев с землетрясениями и без них совпадают в пределах погрешности до момента трех суток до землетрясения,
2. За трое суток до землетрясения мы наблюдаем значительное увеличение значений структурной функции температуры воздуха в месяцы, когда происходили землетрясения, что согласно теории структурной функции указывает на наличие некоторой особенности в поведении температуры воздуха в этот период. Большую ошибку в этих точках мы связываем с различными интенсивностями землетрясений.
3. Поведение аналогичных графиков для температуры воды имеет подобный характер, но несколько смещены во времени и имеют менее ярко выраженные особенности. Большая ошибка может быть связана с малым количеством

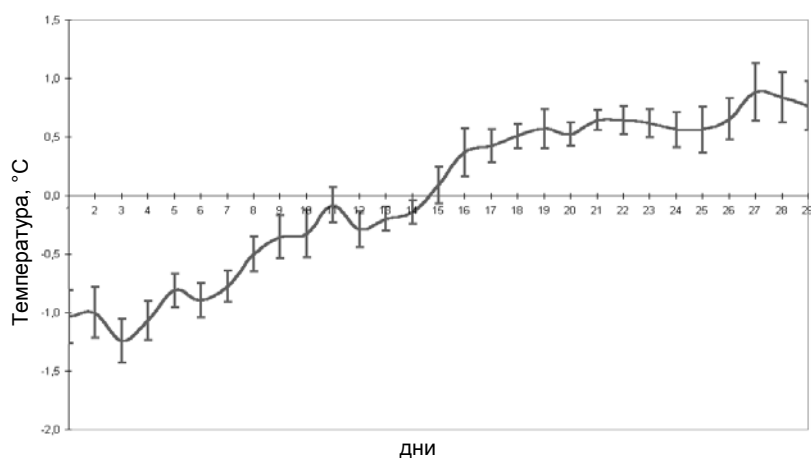


Рис.8. График средних значений разностей абсолютных и средних значений температуры воды за весь период наблюдения

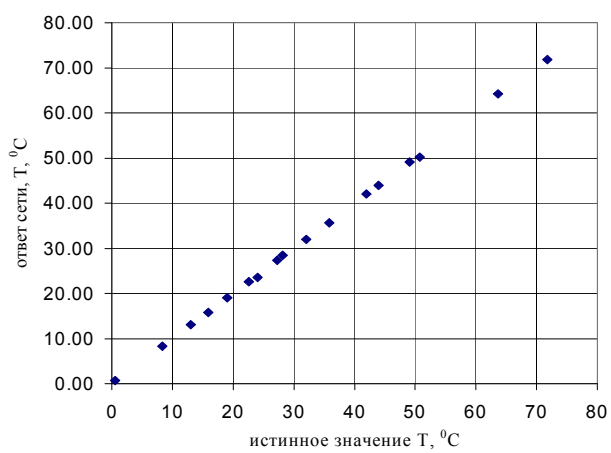


Рис. 9. Структурная функция температуры воды Черного моря в исследуемом районе для месяцев с землетрясениями

статистического материала, а также с малой интенсивностью землетрясений в крымском регионе.

Таким образом, из проведенного исследования можно сделать следующие выводы.

1. Само поведение температуры воды и воздуха не может являться предвестником землетрясения.
2. Разность температур между днем землетрясения и другими днями месяца может указывать на дополнительное выделение тепла перед землетрясением за 3 и 7–8 суток до землетрясения по вариациям температуры воздуха и за 4 и 10–12 суток по вариациям температуры воды. Этот результат согласуется с данными, модельных исследований на образцах водонасыщенных и сухих горных пород [6].
3. Наиболее устойчивой характеристикой связи атмосферных и тектонических процессов является структурная функция, на которой четко выделяются характерные флуктуации температуры за 3–4 суток, что совпадает с результатами исследования разности температур.

Литература

1. Садовский М.А. Состояние и перспективы научных исследований по прогнозу землетрясений, Вестник АН СССР, №10, 1985, с. 26-38.
2. Колмогоров А.Н. Рассеяние энергии при локально изотропной турбулентности. ДАН СССР, 32, №1, 19, 1941
3. Чернов Л.А. Волны в случайно неоднородных средах, М., Наука, 1975
4. Матерон Ж. Основы прикладной геостатистики, М., 1968, с.85-91.
5. Татарский В.И. Теория флуктуационных явлений при распространении волн в турбулентной атмосфере. М., 1959, с.31-33
6. Шамина О.Г., Паленов А.М. и др. Влияние ультразвуковых вибраций на физико-механические свойства горных пород. Физика Земли, №8, 1990, с.93-101.

ВЫДЕЛЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ ПОВЫШЕННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ПРИМЕРЕ КAVКАЗСКОГО СЕЙСМОАКТИВНОГО РЕГИОНА

Воронина Е.В.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
физический факультет*

Неисчислимы потери и бедствия, сопровождающие сильные землетрясения, заставляют сейсмологов вновь и вновь обращаться к задаче их прогнозирования. В настоящей работе выделение зон повышенной сейсмической опасности проводится на основе анализа быстро меняющегося поля сеймотектонических деформаций, связанных с неупругими подвижками в очагах сильных землетрясений.

Необратимые деформации, определяемые подвижкой в очаговых зонах сильных землетрясений, являются малыми и тензор деформации представляется в виде:

$$\varepsilon \equiv \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{j,i}), \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (1)$$

где u — смещение на разрыве. Средняя подвижка по разрыву может быть определена по величине статического сейсмического момента:

$$M_0 = \mu \cdot \bar{u} \cdot S \quad (2)$$

где μ — модуль сдвига в гипоцентре землетрясения, S — площадь поверхности разрыва в км. Малые деформации, как и соответствующие им скорости деформаций — аддитивны. Если в заданном сейсмогенном объеме за определенный период наблюдений произошло N землетрясений, то скорость сеймотектонической деформации для этого объема может быть выражена по формуле:

$$\dot{\varepsilon}_{i,j} = \frac{1}{2\mu W T} \sum_{n=1}^N M_{i,j} = \frac{1}{2\mu W} \cdot \dot{M}_0 \bar{F}_{i,j}; \quad (3)$$

Кострова. Последнее равенство отделяет функцию скалярного сейсмического момента от функции репрезентативного фокального механизма для заданного сейсмогенного объема $W = l_1 l_2 l_3$, здесь l_1, l_2, l_3 — линейные размеры объема.

Заметим, что производная сейсмического момента по времени может быть определена по параметрам сейсмического режима:

$$\dot{M}_0 = \frac{A}{1-B} \cdot M_{0,\max}^{(1-B)}$$

$$A = 10^{\left(\frac{a+bd}{c}\right)}; \quad B = \frac{b}{c};$$

где: a, b — коэффициенты из соотношения Гутенберга–Рихтера: $\log N = a - bM_s$; и c, d — коэффициенты из соотношения между величинами сейсмического момента и магнитуды: $\log M_0 = cM_s + d$.

Функция фокального механизма представляет собой тензор, компоненты которого вычисляются по известным формулам с использованием угловых параметров механизмов очага:

$$F_{11} = -(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\varphi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \varphi),$$

$$F_{12} = (\sin \delta \cos \lambda \cos 2\varphi + \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\varphi) = F_{21}$$

$$F_{13} = -(\cos \delta \cos \lambda \cos \varphi + \cos 2\delta \sin \lambda \sin 2\varphi) = F_{31},$$

$$F_{22} = (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\varphi - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \varphi),$$

$$F_{23} = -(\cos \delta \cos \lambda \sin \varphi - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \varphi) = F_{32},$$

$$F_{33} = \sin 2\delta \sin \lambda,$$

здесь: δ, φ — углы падения и простираения плоскости разрыва, λ — угол направления вспарывания в плоскости разрыва.

Тензор сейсмического момента, также как и тензор малой деформации и тензор скорости деформации, являются девяторами. Они определяются шестью независимыми составляющими:

$$\begin{aligned}
 V_{ii} &= \frac{1}{2\mu_k l_j} \dot{M}_0 \bar{F}_{ii}, \quad k=1,2,3; \quad i \neq k, j \neq k, i \neq j; \\
 V_{12} &= \frac{1}{\mu_1 l_2} \dot{M}_0 \bar{F}_{12}; \quad V_{23} = \frac{1}{\mu_2 l_3} \dot{M}_0 \bar{F}_{23} \\
 V_{13} &= \frac{1}{\mu_1 l_3} \dot{M}_0 \bar{F}_{13};
 \end{aligned}
 \quad (4)$$

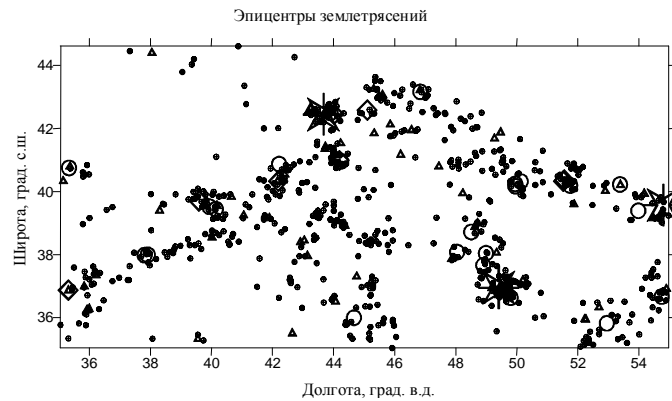
Эти компоненты описывают тензор чистой деформации. Модели сред со сложными механическими свойствами описываются вторыми инвариантами тензоров. Квадратный корень из вторых инвариантов называется модулем соответствующего тензора. Так, модуль скорости сеймотектонической деформации может быть рассчитан по формуле:

$$S\tilde{V} = \frac{1}{\sqrt{3}} \sqrt{(V_{11} - V_{22})^2 + (V_{22} - V_{33})^2 + (V_{33} - V_{11})^2 + 6(V_{12}^2 + V_{13}^2 + V_{23}^2)}; \quad (5)$$

в декартовой системе координат, связанной с географической таким образом, что ось «х» ориентирована на север, ось «у» – на восток, ось «z» – к центру Земли. Инварианты удобны для сравнения деформационных процессов в различных сейсмоактивных регионах. Изменение скорости деформации в очаговых зонах сильных землетрясений приводит к существенным изменениям механических свойств среды. Так, если скорость деформации возрастает, то деформационное упрочение среды — уменьшается. Разрушение среды при деформировании ее с высокой скоростью вызывает меньшие остаточные смещения, чем при деформировании с малой скоростью.

В настоящей работе исследованы вариации поля магнитуд, угла наклона «б» графика повторяемости и скорости сеймотектонической деформации кавказского региона и прилегающих территорий восточной Турции и западного Ирана. Использовались данные об эпицентрах землетрясений с 1973 года по настоящее время геологической службы США и данные по механизмам очагов Гарвардского каталога. За этот период наблюдений в рассматриваемом регионе зарегистрировано 785 землетрясений с магнитудой (по объемным волнам) более 4,2; из них 26 с магнитудой более 6,0 и 5 — более 7,0.

Геодинамика региона определяется взаимодействием Аравийской плиты на юге с евразийским континентом на севере. Это взаимодействие осуществля-



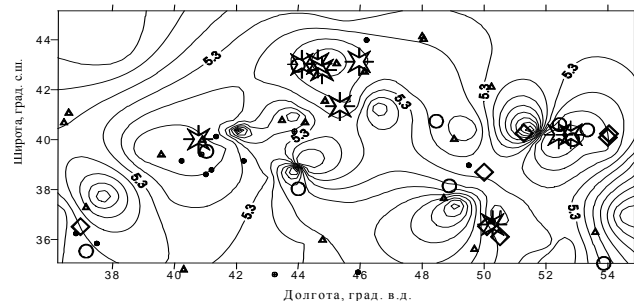
ется таким образом, что региональное сжатие ориентировано в азимуте 12° на северо-восток, а растяжение в субширотном направлении. Эпицентры землетрясений, главным образом, приурочены к разломам, выходящим на поверхность и наиболее сильные события происходят в узлах пересечения разломов.

Анализ временных вариаций магнитуд показал, что за спитакским землетрясением 8 декабря 1988 года, в течение четырех лет, наблюдалась серия очень сильных для данного региона событий. Было интересно сравнить характеристики сейсмического режима и параметров поля деформаций до и после спитакского землетрясения.

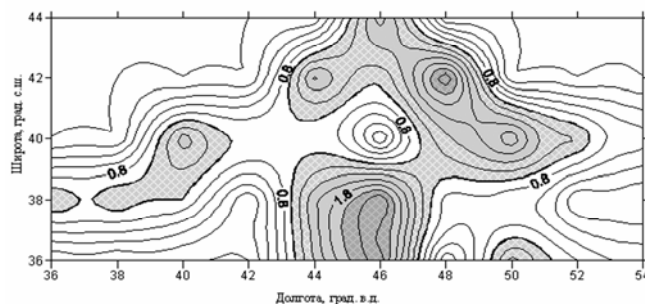
Соотношение между величиной статического сейсмического момента и магнитудой имеет большой разброс, что не позволяет рекомендовать определение сейсмического момента по эмпирическим параметрам сейсмического режима. Деформационные процессы в среде определяются наиболее сильными землетрясениями, для которых значения момента вычисляются более точными методами, например, — методом инверсии сейсмических волн.

Карта контуров магнитуд, полученная по наблюдениям 1973–1988 гг., показывает, что возмущение поверхности Земли наблюдается только в локальных зонах сильных землетрясений и быстро затухает при удалении от эпицентра. Локальные особенности вариации физических параметров среды являются наиболее интересными и отражающими ее неравновесное состояние в областях сейсмической активности. Эпицентры землетрясений, последовавших за спитакским, оказались смещенными относительно эпицентров предшествовавших событий в области магнитуд ниже среднего значения, равного по использованным данным, величине 5,3.

Карта контуров магнитуд



Вариации параметра "b".

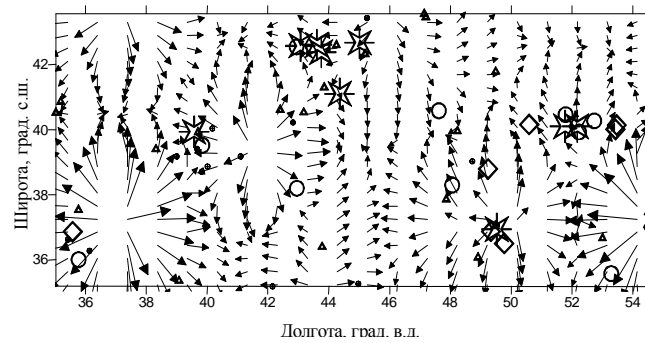
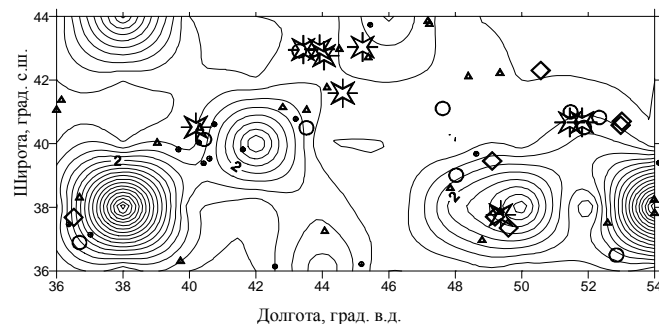


Локальные изменения угла наклона графика повторяемости были определены для элементов структуры региона, площадью $2^\circ \times 2^\circ$ на поверхности Земли по наблюдениям до 1988 года.

В центре рассматриваемого региона выделяется область очень низких значений параметра «b», в области, расположенной на территории Армении. Спитакское землетрясение произошло именно в этой области.

Эпицентры наиболее сильных землетрясения исследуемого региона: спитакского в Армении, рачинского в Грузии, эрдзижанского в восточной Турции и серии бакинских землетрясений в центральной Каспийского моря приурочены к областям минимальных значений модуля скорости деформации, рассчитанного по наблюдениям до 1988 года. Поле модуля скорости сейсмотектонической деформации, рассчитанной по наблюдениям 1973–1988гг. для выделенных элементов среды показывает, что это предположение подтверждается всюду кроме землетрясений Загросской разломной зоны, где имели место сильные афтершоки после иранского землетрясения 1990 года. Области минимальных значений модуля скорости сейсмотектонической деформации это области аккумуляции энергии: энергия диссипации, пропорциональная скорости деформации здесь минимальна. С другой стороны, это области сейсмического затишья с малыми значениями параметра «b», в которых возможны последующие сильные события.

Эпицентры землетрясений 1989–2000гг. на контурах модуля скорости деформации по наблюдениям 1973–1988гг



Векторное поле скорости деформации обнаруживает, что эпицентры последовавших событий приурочены к областям встречного направления векторов скорости деформации.

Поле модуля скорости деформации за весь период наблюдений в тех же геометрических размерах сейсмогенных областей, за исключением центральной части, не сильно изменилось. Максимальные скорости сеймотектонической деформации наблюдаются в восточно-анатолийской и загросской разломных зонах. Минимальные значения скоростей имеют место в восточной части северо-анатолийского разлома, районом черноморского побережья и северного Кавказа, а также - северо-западного Ирана. Эти районы являются областями повышенной сейсмической опасности. Картирование района повышенной сейсмической опасности возможно при анализе векторного поля скорости деформации и выделении областей сейсмического затишья по наблюдениям за сейсмичностью региона.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы:

1. Анализ поля скорости сеймотектонической деформации, связанной с неупругой подвижкой в эпицентральных зонах сильных землетрясений, является перспективным методом в решении прогностических задач

2. Модуль скорости сеймотектонической деформации, определяемый как квадратный корень из второго инварианта тензора, представляет собой универсальный параметр изменения механических свойств упругой неравновесной среды

3. Сейсмически опасными являются области пониженных значений модуля скоростей сеймотектонической деформации и соответствующие им области встречного направления поля векторов скорости деформации.

4. На примере кавказского сейсмоактивного региона и прилегающих к нему областей выделены области повышенной сейсмической опасности, какими являются зоны в восточной части северо-анатолийского разлома, черноморского побережья и северного Кавказа, а также - северо-западного Ирана.

СЕЗОННЫЙ ХОД АНИЗОТРОПИИ ТЕПЛОВЫХ НЕЙТРОНОВ ВБЛИЗИ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ (ВОЗМУЩЕННЫЙ ПЕРИОД)

Кужевский Б.М., Нечаев О.Ю., Панасюк М.И., Сигаева Е.А.

НИИЯФ МГУ

Введение

Детальное изучение энергетического распределения нейтронов с помощью, разработанной в НИИЯФ МГУ стационарной установки [1], для исследования вариаций нейтронного потока показало, что вблизи земной коры более 70% нейтронов имеют энергию ≤ 0.45 эВ [2].

Другим важным результатом, полученным при работе с установкой вблизи поверхности земли, является установление того факта, что земная кора является существенным источником нейтронов, вкладом которого в полный поток нейтронов вблизи земной коры пренебречь нельзя [2]. При этом земная кора как источник нейтронов представляется в двух видах:

СЕКЦИЯ 5

ФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ МОНИТОРИНГА ПРИРОДНЫХ СРЕД

ДИАГНОСТИКА СМЕСЕЙ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ
В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ МЕТОДАМИ ЛАЗЕРНОЙ ФЛУОРИМЕТРИИБойчук (Гердова) И.В.¹, Доленко Т.А.¹, Доленко С.А.², Фадеев В.В.¹*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
физический факультет, ²НИИ ядерной физики*

В статье рассмотрены методы, позволяющие проводить диагностику смесей сложных органических соединений (СОС) в природных водах. Сделано это на примерах анализа двухкомпонентной смеси сложных органических соединений тремя методами лазерной флуориметрии - методом прямого анализа полосы флуоресценции, методом кинетической флуориметрии (в случае, когда длительности лазерного импульса и строба приемника сравнимы со временами затухания флуоресценции) и методом флуориметрии насыщения. Показана возможность использования в этих методах техники искусственных нейронных сетей.

Введение

В экологическом мониторинге природных вод нередко встает проблема разделения вкладов компонентов в их смеси. Одной из наиболее распространенных задач такого рода является выделение вклада нефтяных загрязнений в сложной смеси других органических соединений и комплексов, присутствующих в природных водах, ибо экспресс-мониторинг нефтяных загрязнений природных (в частности морских) вод является актуальной проблемой. Особенно это относится к прибрежным водам, где последствия таких воздействий на морскую экосистему особенно опасны для человека [1]. В данной работе рассматриваются возможности создания реально действующих методов флуоресцентного анализа смесей сложных органических соединений, содержащих НЗ в морской воде *in situ*, т.е. без пробоотбора и пробоподготовки. Только такие методы полностью адекватны современным задачам экологического мониторинга жизненно важных прибрежных морских акваторий. Основная сложность данной конкретной задачи связана с тем, что для прибрежных вод концентрация основного органического компонента — водного гумусового вещества (ВГВ) в 100-1000 раз выше, чем НЗ. Поэтому развивая общие подходы к флуоресцентному анализу смесей сложных органических соединений, мы будем обращать особое внимание именно этой проблеме.

В статье исследованы возможности анализа смесей органических соединений в воде с использованием следующих методов лазерной флуориметрии:

- прямого анализа полосы флуоресценции смеси с целью выделения флуоресцентного вклада, по крайней мере, одного из компонентов;
- флуориметрии с временным разрешением;
- нелинейной флуориметрии многофлуорофорной системы.

Во всех подходах используются алгоритмы искусственных нейронных сетей (ИНС) [2].

Разделение вкладов компонентов путем анализа полосы флуоресценции смеси сложных органических соединений с помощью ИНС

На рис.1 приведены спектры оптического отклика пробы воды, взятой из прибрежной акватории г. Геленджика и спектра после экстрагирования из этой пробы нефтяных загрязнений. Эти спектры снимались на лазерном спектрометре ($\lambda_{exc} = 337$ нм). Как видно из рисунка, нефтяные загрязнения с концентрацией 14 мкг/л практически не проявляются в спектре флуоресценции

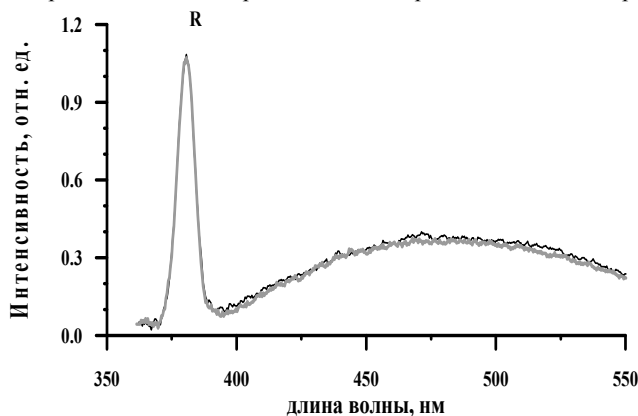


Рис.1. Типичные спектры флуоресценции проб морской воды до экстракции (черная линия) и после экстрагирования из этой пробы НЗ (серая линия). Концентрация НЗ – 14 мкг/л. $\lambda_{exc}=337$ нм

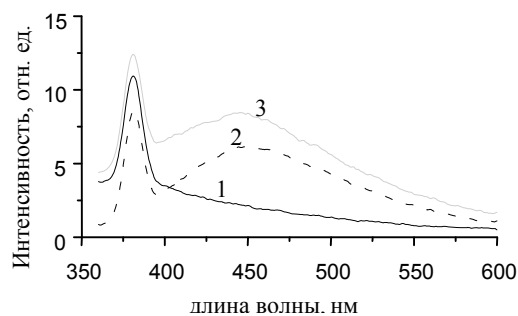


Рис. 2. Типичные спектры флуоресценции немецкой нефти (1), фульво-кислоты (2) и их смеси (3) в дистиллированной воде. $\lambda_{exc}=337$ нм

пробы морской воды. Наша задача — научиться определять малый флуоресцентный вклад НЗ в общую полосу флуоресценции на фоне ВГВ, характерного для прибрежных морских вод.

На первом этапе решения этой проблемы был проведен компьютерный эксперимент, цель которого — оценить минимальный определяемый вклад НЗ в полосу флуоресценции смеси ВГВ+НЗ в дистиллированной воде.

В качестве исходного материала для компьютерного моделирования на спектрофлуориметре Perkin-Elmer были получены спектры флуоресценции

водных растворов фульвокислот (ФК), нефти, дизельного топлива и их смесей с разными парциальными концентрациями компонент. Примеры полученных спектров флуоресценции ФК, НЗ и их смеси представлены на рис.2.

В первом численном эксперименте задача решалась в предположении отсутствия взаимодействия между компонентами. Симулировались спектры смеси как линейная суперпозиция исходных спектров компонентов с варьируемыми весовыми коэффициентами. В качестве весовых коэффициентов были выбраны парциальные значения флуоресцентного параметра Φ_0 . По этой "линейной" модели были рассчитаны спектры флуоресценции смеси ФК и НЗ и на них натренированы нейросети.

Применение нейронных сетей к модельным (расчетным) спектрам показало, что с помощью этой методики можно определять вклад НЗ вплоть до значения флуоресцентного параметра $\Phi_0^{OP} = 0.02$ на фоне флуоресценции фульвокислоты со значениями параметра до $\Phi_0^{FA} = 20.0$ (табл.1). В этом случае ошибка в определении параметра Φ_0^{OP} не превышала 10%.

Однако эти оценки сделаны для идеального случая, когда нам известны полосы флуоресценции компонентов. Кроме того, мы пренебрегали эффектами взаимодействия компонентов, влияния ВГВ на полосу Рамановского рассеяния воды, эффектами старения нефти. Очевидно, что эти факторы затрудняют процедуру выделения вклада НЗ в общую полосу флуоресценции. Поэтому нами был проведен второй компьютерный эксперимент, позволяющий в некоторой степени учесть описанные выше эффекты.

Во втором численном эксперименте нейронная сеть тренировалась на реальных спектрах флуоресценции смесей ФК с НЗ и ФК с дизельным топливом. Таким образом, все упомянутые факторы учитывались автоматически. В Таблице 1 сравниваются результаты применения двух описанных типов нейронных сетей к расчетным и к экспериментальным спектрам. Как видно из таблицы 1, расчеты подтвердили предположения: тренировка ИНС на экспериментальных данных повышает точность определения флуоресцентных вкладов компонентов в реальные кривые флуоресценции по сравнению с тренировкой на данных "линейной" модели в 1.5–2 раза.

Таблица 1. Средние относительные ошибки определения флуоресцентных вкладов ФК и НН по спектрам флуоресценции с помощью метода ИНС

ИНС, натренированная на "линейной модели" для набора модельных кривых		ИНС, натренированная на "линейной модели" для набора эксперимент. кривых		ИНС, натренированная на эксперимент. кривых для набора эксперимент. кривых	
1	2	3	4	5	6
$\epsilon_{ФК}, \%$	$\epsilon_{НН}, \%$	$\epsilon_{ФК}, \%$	$\epsilon_{НН}, \%$	$\epsilon_{ФК}, \%$	$\epsilon_{НН}, \%$
2.1	1.6	12.0	27.1	9.6	12.8

Были проанализированы спектры (при $\lambda_{\text{exc}} = 337$ нм) проб, взятых в Голубой, бухтах с горизонта 0 м. Из этих проб была проведена экстракция НЗ гексаном. Качественное сравнение спектров флуоресценции таких экстрактов и растворов дизельного топлива и машинного масла в гексане показало, что форма полос флуоресценции растворов дизтоплива и машинного масла заметно различаются, причем полосы флуоресценции экстрактов оказались близкими по форме к одной или другой из этих полос. Это позволяет предположить, что в районе работ именно эти нефтепродукты были загрязнителями воды.

Мы провели тренировку ИНС на спектрах симулированных "смесей" раствора/эмульсии дизтоплива и проб реальной морской воды, свободной от нефтяных загрязнений. Пробы морской воды были взяты в районе Южной Озереевки, на расстоянии 200 м от берега с горизонта 1 м. Как показало экстрагирование гексаном, в этих пробах нефтепродукты отсутствовали. В Таблице 2 представлены результаты предъявления обученной нейронной сети спектров проб природной морской воды с различным уровнем загрязнения. С помощью гексановой методики для этих проб были определены "истинные" флуоресцентные параметры ДТ в воде $\Phi_0^{\text{H}_2\text{O}}$. Как видно из Таблицы 2, предсказанные и "истинные" значения $\Phi_0^{\text{H}_2\text{O}}$ согласуются по порядку величины.

Таблица 2. Результаты применения ИНС к натурным экспериментальным спектрам для определения параметра $\Phi_0^{\text{H}_3}$ (подозреваемое НЗ-дизельное топливо) и $\Phi_0^{\text{ФК}}$

Проба	$\Phi_0^{\text{ФК}}$		$\Phi_0^{\text{H}_3}$	
	Эксперимент	Ответ сети	Эксперимент	Ответ сети
V32000	6.6	6.0	0.66 ± 0.14	0.49
V34000	6.3	5.9	0.70 ± 0.14	0.61
V21000	9.7	7.6	1.23 ± 0.24	0.99

Анализ смесей СОС методом флуориметрии с временным разрешением

Второй подход — это метод флуориметрии с переменным стробированием. В общем случае кинетической флуориметрии измеряется набор значений интенсивности флуоресценции смеси органических соединений на разных длинах волн и при разных временах задержки [3, 4]. Нами был применен следующий алгоритм обработки полученных данных: была построена зависимость числа фотонов $N_{\text{п}}$ в стробе от времени задержки (кинетические кривые) и на ее основе решена обратная задача определения времен затухания флуоресценции компонентов и их парциальных величин Φ_{oi} .

В эксперименте использовались растворы (эмульсии) в дистиллированной воде гумусового вещества Aldrich, нефти, дизельного топлива.

Кривые затухания флуоресценции $N_{fl}(t_{del})$ указанных веществ при их возбуждении 4-й гармоникой ИАГ:Nd лазера ($\lambda_{exc} = 266$ нм) представлены на рис.3. ИНС тренировалась на модельных кинетических кривых.

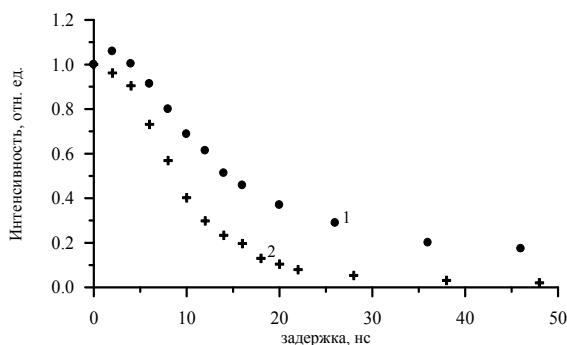


Рис. 3. Кинетические кривые дизельного топлива (1) и гумусового вещества «Aldrich» (2) в дистиллированной воде, $\lambda_{exc} = 266$ нм

Были выбраны две модели флуоресценции:

- Однокомпонентная модель, когда входами нейросетей являлись кинетические уравнения, рассчитанные для диапазона τ от 1 до 40 нс, а выходом являлось искомое время жизни τ .
- Двухкомпонентная модель — для веществ, содержащих два типа флуорофоров. В этом случае мы имеем — время жизни первого флуорофора, τ_2 — время жизни второго флуорофора, и отношение парциальных флуоресцентных вкладов этих флуорофоров Φ_{01}/Φ_{02} .

Результаты решения обратных задач для обеих моделей представлены в Таблице 3.

Таблица 3. Результаты определения фотофизических параметров ВГВ, НН, ДТ с помощью ИНС ($\lambda_{exc} = 266$ нм)

Объект	Однокомпонентная модель		Двухкомпонентная модель	
	τ , нс $\pm \sigma$	τ_1 , нс $\pm \sigma$	τ_2 , нс $\pm \sigma$	$\Phi_{01}/\Phi_{02} \pm \sigma$
ВГВ	3.3 ± 0.1	3.6 ± 0.8	14.6 ± 1.1	3.6 ± 0.6
НН	-	0.7 ± 0.2	20.6 ± 6.2	7.4 ± 1.2
ДТ	-	3.1 ± 0.9	21.8 ± 2.1	7.4 ± 1.2

Разработка в полном объеме строго научно-обоснованного метода флуоресцентной диагностики НЗ in situ в прибрежных морских водах очень сложна. Тем не менее, как видно из таблицы 3, результаты, полученные в работе, показывают, что имеются реальные возможности ее решения на основе развиваемых здесь подходов.

О возможностях флуориметрии насыщения в анализе смесей органических соединений

В работах [5, 6] развита нелинейная флуориметрия (флуориметрия насыщения) как метод определения фотофизических параметров СОС в их однокомпонентных растворах - сечения поглощения, времени жизни возбужденного состояния молекул СОС, квантового выхода в триплетное состояние, константы скорости синглет-синглетной аннигиляции. При этом наилучшие результаты в решении соответствующих обратных задач обеспечивает техника ИНС, натренированных на модельных кривых. Определенные таким образом фотофизические параметры можно использовать для идентификации СОС. Было бы заманчиво применить этот метод к смесям СОС, хотя бы двухкомпонентным. Очевидно, что в полном объеме эта задача значительно сложнее, чем для однокомпонентных объектов [6]. Минимально необходимый для определения набор параметров включает в себя времена жизни флуорофоров τ_1 и τ_2 , сечения поглощения σ_1 и σ_2 , а также соотношение флуоресцентных вкладов Φ_{01}/Φ_{02} .

Подобная пятипараметрическая обратная задача является весьма сложной для решения, и решение ее "за один прием" с приемлемой точностью вряд ли возможно даже с использованием ИНС. Однако комбинация двух спектроскопических методов - кинетической спектроскопии и спектроскопии насыщения флуоресценции - по-видимому, позволит решать эту задачу. Проверка этого предположения будет предметом дальнейших исследований.

В данной работе мы приведем результаты первого шага в этом направлении - результаты решения двухпараметрической обратной задачи определения сечений поглощения σ_1 и σ_2 двухфлуорофорной системы (или смеси двух органических соединений). При этом предполагается, что величины τ_1 , τ_2 и Φ_{01}/Φ_{02} известны и являются фиксированными параметрами модели.

Исходными данными являлись кривые насыщения флуоресценции смеси флуорофоров, которые рассчитывались в соответствии с процедурой, разработанной для нелинейной флуориметрии однофлуорофорной системы [5, 6]. Кривые насыщения рассчитывались для значений σ_1 и σ_2 , изменяющихся в диапазоне $10^{-16} \dots 10^{-17} \text{ см}^2$. Результаты решения этой задачи представлены в таблице 4.

Таблица 4. Зависимость относительной среднеквадратичной ошибки определения сечений поглощения флуорофоров σ_1 и σ_2 (СКО) от уровня шума кривой насыщения флуоресценции смеси флуорофоров

Уровень шума, %	0	1	3	5	10
СКО σ_1 , %	6.6	7.4	9.8	12.0	14.0
СКО σ_2 , %	5.5	6.0	7.8	10.5	15.2

Была решена еще одна обратная задача нелинейной флуориметрии двухфлуорофорной смеси: определялись времена жизни τ_1 и τ_2 при фиксированных значениях σ_1 и σ_2 и Φ_{01}/Φ_{02} . В таблице 5 приведены результаты чис-

ленного эксперимента, в котором диапазон изменения τ_1 составлял $\tau_1 = 1...4$ нс, $\tau_2 = 4...15$ нс, а фиксированные параметры были приняты равными $\sigma_1 = \sigma_2 = 10^{-17}$ см²; $\Phi_{01}/\Phi_{02} = 1$.

Таблица 5. Зависимость относительной среднеквадратичной ошибки определения времен жизни флуорофоров τ_1 и τ_2 (СКО) от уровня шума кривой насыщения флуоресценции смеси флуорофоров

Уровень шума, %	0	1	3	5	10
СКО τ_1 , %	2.6	3.2	6.0	8.2	14.7
СКО τ_2 , %	2.4	2.8	4.8	6.5	12.52

Приведенные в обеих таблицах значения получены с помощью ИНС, обученных с добавлением шума в процессе тренировки. Так же, как и в описанных выше задачах, этот приём позволял существенно улучшить точность определения искомым параметров. Как видно из Таблиц 4 и 5, нейронная сеть позволяет решать описанные двухпараметрические обратные задачи флуориметрии насыщения с хорошей точностью, в том числе и при наличии во входных данных шума с амплитудой до 10%.

Заключение

Результаты анализа, выполненного в работе, указывают на большие потенциальные возможности, которые открываются с применением техники искусственных нейронных сетей в трех "типовых" методах лазерной флуориметрии сложных органических соединений.

Анализ полосы флуоресценции двухкомпонентной смеси СОС позволяет определить вклады компонентов на уровне долей процента.

Решение трехпараметрической обратной задачи кинетической флуориметрии смеси с помощью ИНС позволяет определить времена затухания флуоресценции компонентов с точностью до 8% при 10% ошибках измерения кинетической кривой смеси, причем и в том случае, когда эти времена меньше или сравнимы с длительностями лазерного импульса и строба приемника.

Исследованы возможности определения параметров флуорофоров в их смеси в рамках двухпараметрической обратной задачи нелинейной флуориметрии: либо их сечений поглощения σ_1 и σ_2 , либо времен жизни возбужденных состояний τ_1 и τ_2 . Показано, что ИНС обеспечивает определение этих параметров с погрешностью не хуже 10% при погрешности входных данных 3–5%.

Очевидно, что возможности флуоресцентного анализа смесей СОС возрастают при одновременном применении нескольких подходов. На некоторые из таких "комбинаций" указано в статье.

Литература

1. Карабашев Г.С. *Флуоресценция в океане* (Л., Гидрометеиздат, 1987).
2. Lippman R.P., *IEEE ASSP Mag.*, v. 3, № 2, 7 (1987)

3. Measures R.M. 1984. *Laser Remote Sensing*. (John Wiley & sons, New York).
4. Lewitzka, F. et al., 1999. Quantitative analysis of aromatic molecules in water by laser induced fluorescence spectroscopy and multivariate calibration techniques. *Proceedings SPIE*, 3821: 331-338. Munich, Germany.
5. Fadeev, V.V., Chekalyuk, A.M., and Chubarov, V.V. 1982. Non-linear laser fluorimetry of complex organic compounds. *Sov Phys. Dokl.* 27(1): 69-71
6. Fadeev V.V., Dolenko T.A., Filippova E.M., Chubarov V.V. *Optics Communications*, v.166, 25 (1999).

ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ГРУНТОВЫХ ВОД МЕТОДОМ ЛАЗЕРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ФЛЮОРЕСЦЕНТНЫХ ИНДИКАТОРОВ

Галяутдинов М.Ф.¹, Курбатова Н.В.¹, Антонов Г.П.², Шалин П.А.²

¹ Казанский физико-технический институт КНЦ РАН, 420029, Казань,
² ТатНИПИнефть, 423200, Республика Татарстан, г.Бугульма

При разработке нефтяных месторождений неизбежно наносится ущерб окружающей среде. При этом остро встает проблема контроля за загрязнением высокоминерализованными водами верхних горизонтов пресных вод, поверхностных вод и родников. На территории деятельности ОАО «Татнефть» за 50 лет разработки нефтяных залежей вследствие безответственного отношения к сохранности природных богатств оказались загрязненными бесценные горизонты питьевых вод и, соответственно, родниковые воды.

В настоящее время вкладываются значительные средства в разработку эффективных мероприятий по реабилитации родников. Однако для реализации этих мероприятий вначале необходимо точно установить источник загрязнения, ликвидировать его и затем приступить к очистке загрязненных водоносных пластов.

Для определения площадей зон аэрации, загрязненных минерализованными водами, и глубины их проникновения имеется ряд методов, которые, дополняя друг друга, достаточно успешно позволяют решить данную задачу. Однако точно определить источник загрязнения и локализовать его позволяют только индикаторные методы.

В институте ТатНИПИнефть имеется большой опыт индикаторных исследований по контролю за движением закачиваемых вод для поддержания пластового давления эксплуатационных объектов. В качестве индикаторов здесь используются радиоактивный изотоп водорода — тритий, растворы различных химических реагентов — аммиачная селитра, тиомочевина и др.

В более ранние сроки для определения источника загрязнения пресных вод индикаторный метод не использовался по следующим объективным причинам:

1. Развитая аппаратная база позволяла применять радиоактивные или химические, опасные для здоровья человека, вещества, которые нельзя ис-

пользовать для горизонтов пресных вод вследствие большого риска нанесения вреда здоровью человека.

2. Для экологически безопасных веществ, которые могли бы использоваться в качестве индикаторов, либо отсутствовала измерительная аппаратура, либо существующая имела низкую чувствительность (что требовало большого количества вещества для создания высоких концентраций исходного раствора).

3. Относительная дороговизна реагента.

4. Отсутствие разработанной технологии использования метода в зоне аэрации.

В данной работе предлагается лазерная система для исследования методом флуоресцентных индикаторов фильтрационных свойств водонасыщенных пород с целью контроля за загрязнением горизонтов с пресными питьевыми водами.

Принципиальная основа метода индикаторов в гидрогеологии проста: в воду исследуемого объекта (источника) или территории вводят индикатор, а затем наблюдают за его перемещением во времени и в пространстве, исследуя интенсивность флуоресценции индикатора в пробах, взятых в разных точках контролируемой территории.

Флуоресцентные индикаторы, несмотря на их перспективность (отсутствие токсичности, интенсивная флуоресценция, доступность), в настоящее время при гидрогеологических исследованиях применяются в небольших масштабах, не соответствующих их технико-экономическим возможностям. Это объясняется отсутствием промышленной анализирующей аппаратуры, а также неполнотой развития методических указаний по применению красителей-индикаторов с учетом их физико-химических свойств.

Коллективом авторов создан оригинальный автоматизированный лазерный анализатор красителей (ЛАК). В основе работы ЛАК лежит явление флуоресценции индикатора при облучении его импульсами азотного лазера ($\lambda = 0.3371$ мкм, $\tau_u = 10$ нс). Спектр флуоресценции регистрируется в максимуме интенсивности (рис.1), что позволило вместе с использованием в схеме импульсной регистрации сигнала и принципа усреднения сигнала по большому числу отсчетов для каждой исследуемой пробы добиться высокой концентрационной чувствительности 10^{-7} г/л.

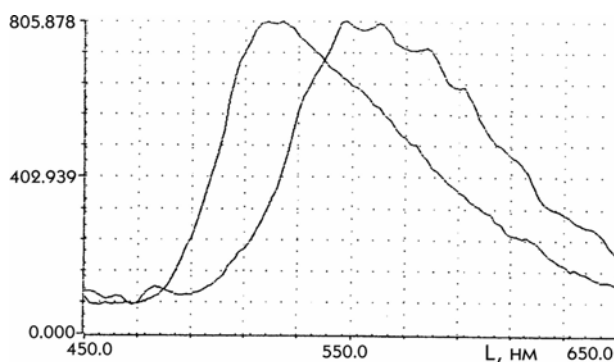


Рис. 1. Спектры люминесценции флуоресценции (1) и эозина (2)

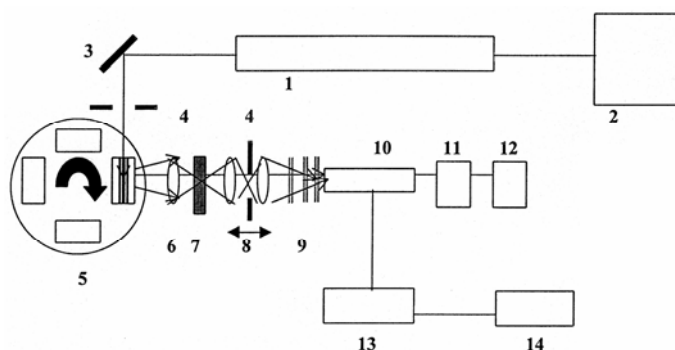


Рис.2. Оптическая схема ЛАК

1 — Лазер ЛГИ-21, 2 — Блок питания лазера, 3 — Поворотное зеркало, 4 — Диафрагмы, 5 — Столик с кварцевыми кюветами, 6 — Конденсор ($f = 10$ мм), 7 — Интерференционный светофильтр (0.54 мкм для флуоресцеина, 0.57 мкм для эозина), 8 — Фокусирующий объектив ($f = 50$ мм), 9 — Светофильтры ОС-11, СЗС-20, ПС-7, 10 — Фотоприемник ФЭУ-84, 11 — Высокоточный преобразователь 1600 В, 12 — Источник питания 24 В, 13 — Импульсный вольтметр В4-17, 14 — Блок связи с компьютером

Оптическая схема лазерного анализатора приводится на рис.2.

Существующими ртутно-кварцевыми приборами можно измерять концентрацию красителей только до 10^{-3} г/л. Внедрение прибора ЛАК позволило сократить использование индикаторов на обследовании одного родника с 5–6 кг до 100–300 г. В качестве индикаторов были использованы — флуоресцеин и эозин натрия. Эти индикаторы не являются токсичными и разрешены санитарными нормами при контроле за загрязнением питьевых вод. Кроме того, они имеют длительный срок хранения и обладают высокой растворимостью в воде.

Для изучения возможности использования метода в зоне аэрации были проведены опытные индикаторные исследования в области питания родников «Бирючевский», д. Малиновка и родника «Змеинная Головка». Проведенные работы позволили однозначно утверждать о реальной возможности использования индикаторов в малых концентрациях для исследования областей питания родников.

В институте ТатНИПИнефть была разработана и отработана на практике технология определения индикаторными методами источника загрязнения родника, которая заключается в следующем:

1) Методом вертикального электроразведывания (ВЭЗ — измерение электросопротивления грунта по глубине и по площади) определяется зона засоления в области питания родника.

2) Проводится исследование скважин, расположенных в зоне засоления, на герметичность и перетоки геофизическими скважинными методами.

3) Проводится геоморфологическое обследование области питания родника и особенно детально в зоне с пониженными сопротивлениями горных пород.

4) Выявляются наиболее вероятные источники выброса в окружающую среду минерализованной воды (кустовые насосные станции, водоводы сточных вод, нагнетательные скважины и др.).

5) В местах вероятных источников минерализованной воды производится введение индикатора в зоне аэрации и контроль за появлением его в родниках. Ввод индикаторного раствора может производиться в водоводы, в экологически потенциально опасные нагнетательные скважины, земляные амбары или специальные шурфы на поверхности почвы, находящиеся в зоне пониженного сопротивления горных пород.

Приведем несколько практических примеров исследований индикаторным методом.

Водоснабжение деревни Карамалы базируется на каптаже родника, находящегося в основании левого берега ручья Карамалинка, а также на индивидуальных колодцах (рис. 3).

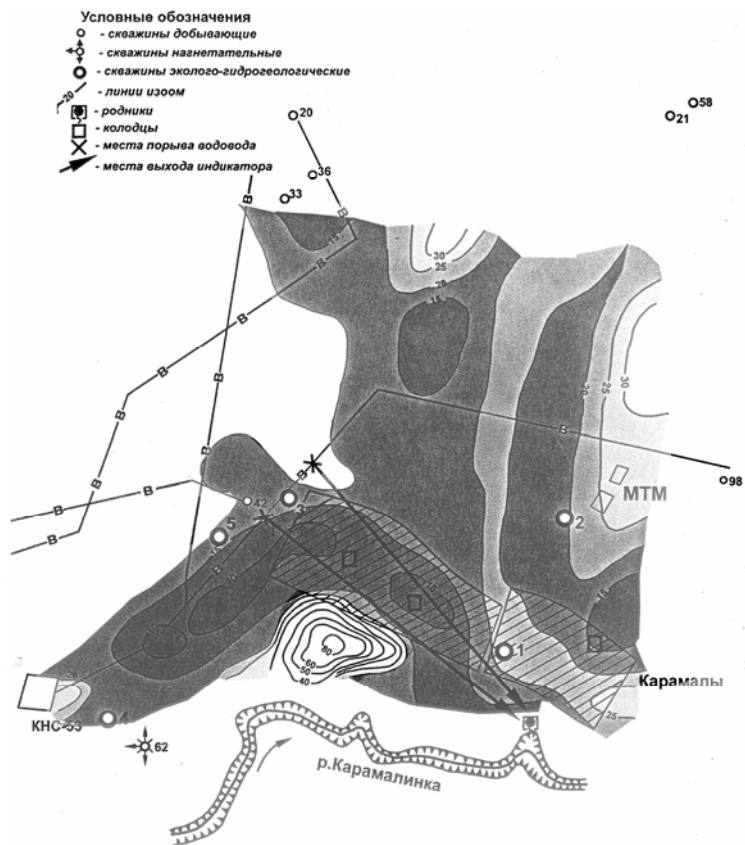


Рис.3 Индикаторные исследования в районе д.Карамалы

После изучения материалов по техническому состоянию нефтепромыслового оборудования, расположенного в области питания родника, результатов бурения и опробования экологических скважин, гидрохимических исследований, электроразведочных работ были выделены следующие источники загрязнения: площадка КНС-53 с водоводами соленых вод и нефтепроводы от добывающих скважин к ГЗУ-42 (ГЗУ — групповая замерная установка, где измеряются дебиты продукции 10–20 скважин).

Более детальный анализ гидрохимической обстановки показал, что площадка КНС-53, являясь сама по себе мощным источником загрязнения водоносных горизонтов участка, не может быть источником загрязнения каптированного родника и колодцев. Зона разгрузки этих вод осуществляется в другом роднике (с минерализацией 3,2–3,7 г/л), выходящем из пласта выше по ручью. Следовательно, существует еще один источник загрязнения, которым может быть высоконапорный водовод от КНС-53 к нагнетательным скважинам. К нагнетательным скважинам проложено два водовода сточных вод (с минерализацией 79,6 г/л), которые огибают д.Карамалы с севера и востока. В результате анализа результатов предварительных исследований было сделано предположение об утечке минерализованной воды из этих водоводов.

Для подтверждения этой версии в водоводы были закачаны растворы флуоресцеина и эозина, с блока-гребенки, расположенного на площадке КНС-53. Всего в оба водовода было закачано около 60 м³ растворов флуоресцеина и эозина с концентрацией 10⁻³ г/л.

Наблюдения проводились в четырех пунктах: каптированном роднике и в трех деревенских колодцах. Появление красителя (флуоресцеина) было отмечено одновременно в колодцах и роднике на третьи сутки после запуска, но с различной концентрацией. Скорость движения индикатора составила 165 м/сут (рис.4)

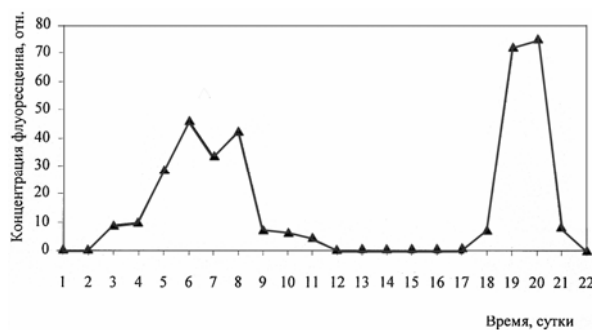


Рис. 4. Изменение концентрации флуоресцеина в роднике д. Карамалы

Отмечается два пика: первый с 3-го по 11-й день (миграция по верхнему водоносному горизонту); второй с 18-го по 21-й день (миграция по нижнему водоносному горизонту). Прохождение индикатора наблюдалось в течение полутра месяцев.

Повторное проведение электроразведочных работ симметричного электропрофилеирования (СЭП) на глубину зондирования 5м вдоль трассы во-

доводов, но ниже по рельефу местности позволило найти место его порыва. Нарушение было приурочено к трещинной зоне, прослеживающейся с севера на юг из области питания в зону разгрузки подземных вод (родник), очень небольшой ширины (около 10 м), поэтому первоначальные геофизические исследования (ВЭЗ), проводимые по сетке

100 × 100 м, не выявили эту зону. Устранение нарушения водовода и очага загрязнения привело к оздоровлению водоносных горизонтов только через 9 месяцев.

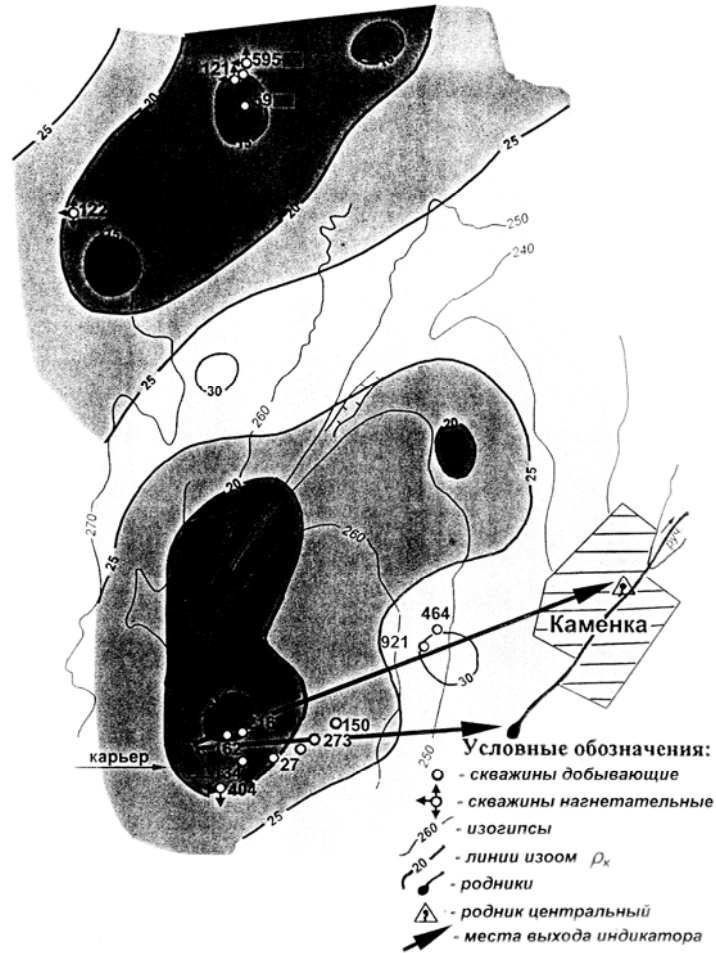


Рис. 5. Индикаторные исследования в районе д. Каменка

В другом случае индикаторный метод исследования целенаправленно был использован для выявления источника засоления центрального родника д. Каменка Альметьевского района (рис. 5). Содержание хлоридов в роднике на начало исследований составляло 850 мг/л.

С целью выявления зоны засоления воды д. Каменка проводилось исследование методом ВЭЗ. По результатам исследований ВЭЗ было высказано предположение, что источником загрязнения может быть ряд нагнетательных скважин. Однако проведенные геофизические исследования показали качественное техническое состояние скважин и отсутствие перетоков пластовых вод в верхние горизонты. Проведение детального геохимического и геоморфологического обследования показало, в районе скв. 404 находится карьер, который к моменту обследования не эксплуатировался и служил местом несанкционированного сброса мусора, остатков технологической жидкости, шлама и замасленного снега. Содержание хлоридов в пробе воды, взятой из карьера, составило более 10 г/л. В карьере в выкопанные шурфы было залито 40 л воды с концентрацией флуоресцеина 1 г/л. Через 20 суток индикатор был зарегистрирован в пробе воды из родника. По результатам исследований карьер был огорожен и были выставлены запрещающие свалку мусора знаки. Через год содержание хлоридов в центральном роднике д. Каменка снизилось в 15 раз до 675 мг/л. По данному участку экономический эффект от индикаторного метода за счет сокращения исследовательских работ по выявлению источника засоления составил 600 тыс. рублей.

Первые практические результаты, полученные с применением лазерного анализатора красителей, открывают большие возможности создания обширной базы данных по контролируемой территории.

ПРИМЕНЕНИЕ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА МОРСКОЙ СРЕДЫ

Лебедев С.А.

Геофизический центр РАН, Москва

Экологический мониторинг морской среды последних лет показала, что наряду с процессами деструкции и осаждения загрязняющих веществ не последнюю роль играет динамика морской поверхности, как основной механизм переноса.

Существующие на настоящее время модели динамики в основном используют океанографическую и метеорологическую информацию, полученную традиционными (контактными) методами измерений, которая уже не удовлетворяет требованиям широты охвата и оперативности получения информации для создания физически обоснованных моделей краткосрочного и долгосрочного прогнозов.

Очевидные успехи в развитии дистанционных методов зондирования океана из космоса позволяют не только поставить задачу морской динамики (а, следовательно, и задачу анализа и прогнозирования антропогенного загрязнения морской среды) на новый, значительно более высокий уровень, но и открывают путь к созданию оперативных систем экологического мониторинга морской среды.

В первую очередь это относится к спутниковой альтиметрии, так как измерения высоты морской поверхности по степени информативности не уступают дистанционным измерениям температуры поверхности океана.

Спутниковая альтиметрия относится к одному из активных методов дистанционного зондирования поверхности с борта космического аппарата. По времени возврата зондирующего радиопульса рассчитывается расстояние от спутника в точке надира до подстилающей поверхности. Форма отраженного фронта несет информацию о высотах поверхностных ветровых волн, а обратное рассеивание – о модуле скорости приводного ветра.

Спектр возмущений высоты морской поверхности, измеряемой методом спутниковой альтиметрии, включает в себя почти все физические процессы от капиллярных и ветровых волн до изменений уровня, обусловленного бароклинностью морской воды и глобальными изменениями климата.

Основные геофизические поверхности, определяющие суть метода спутниковой альтиметрии, представлены на рис. 1.

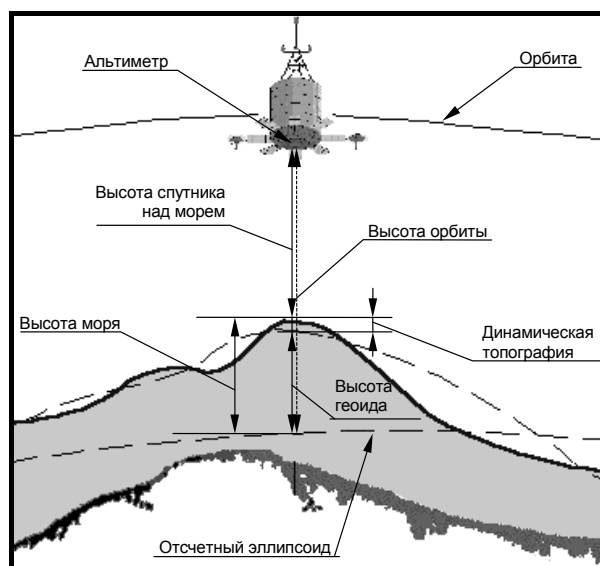


Рис. 1. Принципиальная схема метода спутниковой альтиметрии

Пространственно-временные масштабы и точность спутниковой альтиметрии позволяют [1-2] провести не только ретроспективные исследования (с 1986 года осуществляется непрерывный мониторинг высоты морской поверхности для всего Мирового океана), но и оперативный контроль изменения уровня.

С 1985 года осуществляется непрерывный мониторинг высоты морской поверхности для всего Мирового океана (см. Табл. 1). Программы альтиметрических измерений, как правило, носят геодезический или изомаршрутный характер.

Таблица 1 Основные программы спутниковых альтиметрических измерений

Спутник	Время запуска, год/месяц	Продолжительность, месяц	Высота орбиты, км	Склонение, град	Диапазон широт, град	Продолжительность цикла, сутки	Точность расчета орбиты, м	Точность определения высоты моря, см
Skylab	1973	-	435	130.0	± 50.0		1.0	
GEOS-3	1975/04	43	840	115.0	± 65.0	37	0.5	
SEASAT	1978/07	3	800	108.0	± 72.1	3, 17	~ 0.1	3
ГЕОИК-1,-9	1985/07 – 1995/07	16–1	1500	73.6	±73.6 – ±83.6	-	0.5 – 1.0	20 – 50
GEOSAT (геодезическая программа)	1985/							
GEOSAT (изомаршрутная программа)	1986/10	36	800	108.0	± 72.1	17	~ 0.07	3
ERS-1	1991/07	57	780	98.5	± 81.5	3, 35, 168	~ 0.05	2
Торех/Poseidon	1992/09		1335	65.1	± 65.1	10	~ 0.02	1.7-2
ERS-2	1995/04		780	98.5	± 81.5	3, 35	~ 0.05	2

Геодезические программы (серия российских спутников ГЕОИК, первая фаза работы спутника GEOSAT и специализированная фаза работы спутника ERS-1) в первую очередь призваны решать задачи уточнения формы морского геоида и гравитационной модели Земли. Параметры орбиты спутника выбираются таким образом, чтобы треки (трек — подспутниковый след на подстилающей поверхности) имели более плотное покрытие. Так, например, для спутника GEOSAT плотность покрытия составила около 4 км между треками на экваторе.

Все изомаршрутные программы направлены в первую очередь для исследования изменений высот морской поверхности синоптического масштаба, что важно как для океанологических, так и для геодезических исследований. Для этой цели параметры орбиты спутника выбираются таким образом, чтобы измерения вдоль треков проводились повторно через определенный интервал времени (цикл). Отклонение положения последующего трека от предыдущего при этом не превышает 1–2 километра.

Для исследования синоптической изменчивости высоты морской поверхности, а, следовательно, и динамической топографии Черного моря могут быть использованы данные следующих спутников GEOSAT (цикл 17,5 дней), ERS-1/ERS-2 (3 и 35 суток), TOPEX/POSEIDON (цикл 10 суток). Плотность покрытия данными последнего спутника представлена на рис. 2.

Преимущество альтиметрических измерений перед другими дистанционными методами обусловлено следующими причинами:

- в отличие от ИК-радиометрии они не зависят от погодных условий;
- динамическая топография, определяемая по данным спутниковой альтиметрии, позволяет анализировать динамику поверхностных течений, не имеющих ярко выраженный термический характер, который присущ сильным струйным течениям;

• пространственно-временной масштаб данных о высоте поверхности океана позволяют активно использовать их в различных моделях ассимиляции (усвоения), что дает возможность с высокой точностью делать физически обоснованный прогноз.

В совокупности с другими данными дистанционного зондирования морской поверхности спутниковая альтиметрия дает уникальную возможность исследовать изменения динамики от синоптических до глобальных масштабов [2].

В качестве полигона для отработки подхода использования спутниковой альтиметрии для расчета поверхностных скоростей было выбрано Черное море. Как показано в работах [3-5], в целом динамическая топография, полученная по данным спутниковой альтиметрии для Черного моря, хорошо согласуется с результатами расчетов по гидрологическими измерениями.

В данной работе, в отличие от вышеупомянутых, предлагается другой подход к решению задачи расчета полей поверхностных течений.

На первом этапе по данным гидрологических станций за многолетний период (с 1927 по 1989 годы) строились поля плотности, которые затем использовались в квазигеострофической модели расчетов скоростей течений (рис. 3.).

На втором этапе по данным спутниковой альтиметрии рассчитывались аномалии высот моря с учетом всех необходимых поправок [1] (рис. 4.). В итоге после суммирования получалось синоптическое поле динамической топографии.

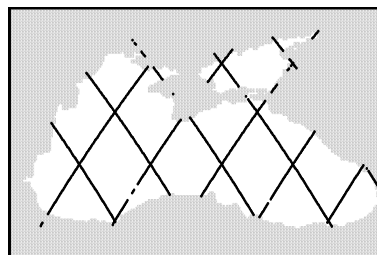


Рис. 2. Положение треков изомаршрутного цикла спутника TOPEX/POSEIDON с периодом повторения 10 суток

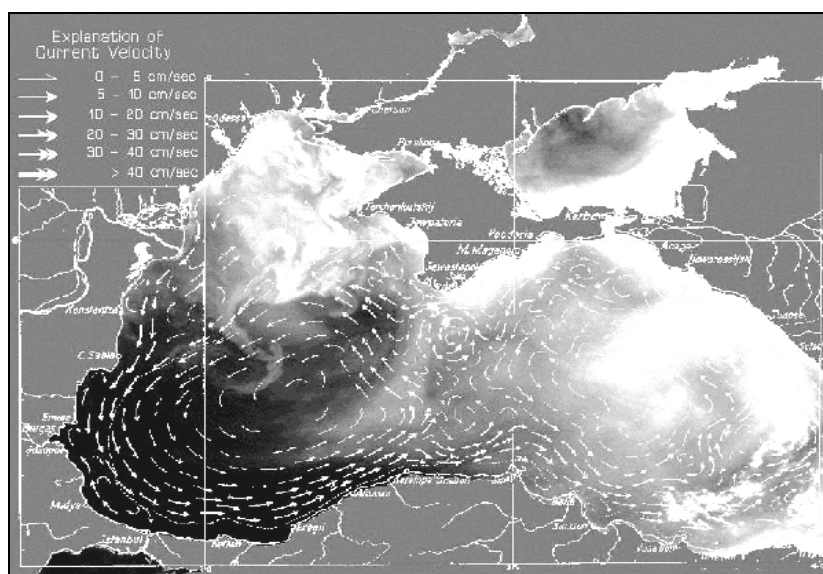


Рис. 3. Среднее поле скоростей поверхностных течений, рассчитанное по данным гидрологических измерений, и поле поверхностной температуры по данным ИК-радиометрии на первую декаду июня 1995 года

Поля поверхностных скоростей, полученных по данным спутниковой альтиметрии, использовались в автоматизированной системе «Региональный экологический мониторинг морской среды» [6] для Черного моря.

Основу системы составляет модель распространения загрязняющих веществ (ЗВ) [7–8], которая базируется на следующих принципах.

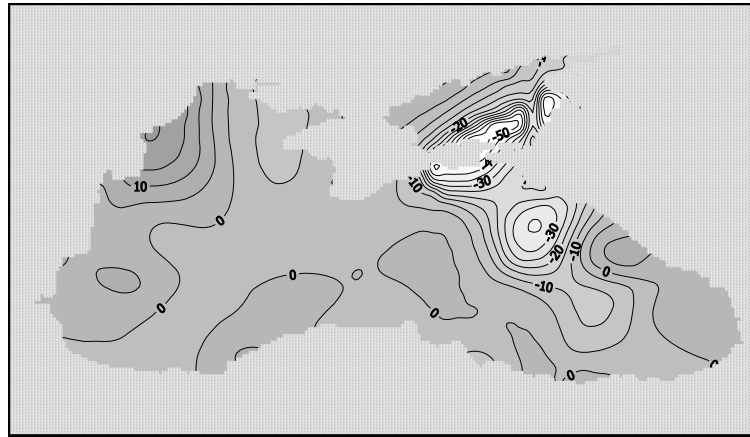
В первом приближении комплексные ЗВ (нефтяные углеводороды, бытовая органика, сбросы металлургического комбината) описываются в виде одного ЗВ, то есть рассматривается бинарная среда (вода, ЗВ).

В основе модельного подхода лежит решение двумерного уравнения эволюции концентрации $C(x, y, t)$ загрязняющего вещества:

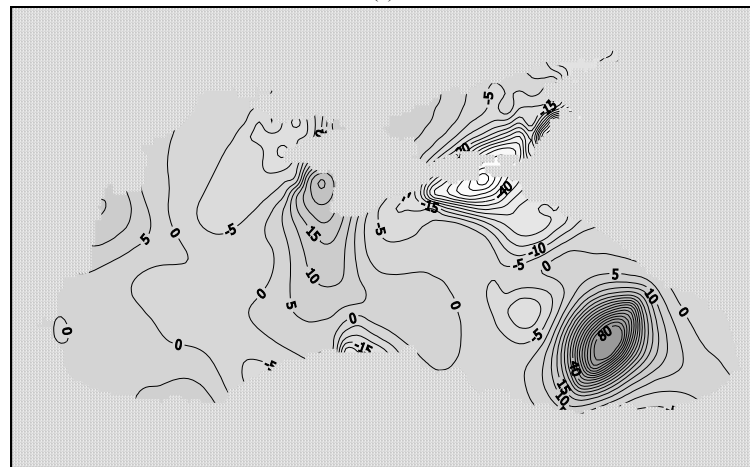
$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} + V \frac{\partial C}{\partial y} = D \Delta C + \frac{q}{\rho} + \frac{P}{\rho}$$

$$\frac{\partial C}{\partial n} = 0$$

где $q = -\lambda C \rho \exp(-\lambda t) - C \rho \beta$, D — коэффициент турбулентной диффузии, U , V — горизонтальные проекции скорости на оси x и y соответственно, $C(x, y)$ — начальное распределение примеси $\lambda(x, y)$ — параметр, определяющий темп биохимической и микробиологической деструкции ЗВ, β — параметр, харак-



(a)



(б)

Рис. 4. Аномалии высот моря (см) по данным альтиметрических измерений спутника TOPEX/POSEDON для 100 цикла (02.06.95–12.06.95) — (а) и 101 цикла (12.06.95–22.06.95) — (б) соответственно

теризующий испарение примеси в атмосферу и удаление ее за счет осаднения, $P(x, y)$ — скорость поступления ЗВ в среду.

Граничные условия задаются следующим образом: на твердых границах — условие непротекания.

Численное решение задачи построено на применении явных разностных схем, причем при интегрировании на каждом временном шаге последовательно рассматриваются адвекция, диффузия и деструкция примеси.

Модель применима к ЗВ двух типов:

- первый тип, условно названный «органика», так как наиболее ярким примером подобного ЗВ являются нефтяные углеводороды — это ЗВ, деструкция которых, в первом приближении, описывается экспоненциальным по времени законом; испарение в атмосферу и осаждение — линейные функции по времени;
- второй тип, «неорганика» — это ЗВ, деструкция которых считается незначительной по сравнению с осаждением.

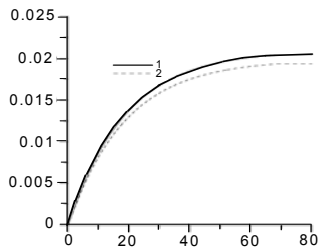


Рис. 5. Временная зависимость суммарной концентрации ЗВ (мг/л) 1 — среднее поле поверхностных течений; 2 — синоптическое поле поверхностных течений по данным 100 цикла (02.06.95–12.06.95) спутника TOPEX/POSEDON

Для оценки влияния синоптической изменчивости полей поверхностных скоростей, которые определялась по данным спутниковой альтиметрии, скорость поступления ЗВ в среду принималась равной 1 кг/сутки условного сброса «органики» в каждой точке расчетной сетки ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$). Сравнение результатов расчета по модели для среднего и синоптического полей поверхностных течений показало, что учет синоптической изменчивости динамики поверхностного слоя приводит к изменению массы загрязняющего вещества, «усвоенного» водоемом до 10%. (рис. 5.). Поле концентрации ЗВ для синоптической ситуации соответствующей 100 циклу изомаршрутной программы спутника TOPEX/POSEIDON для временного интервала 02.06.95–12.06.95 представлено на рис. 6.

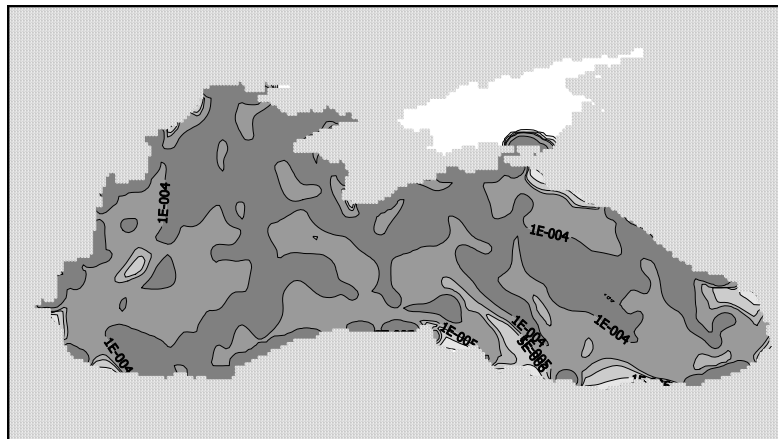


Рис. 6. Установившееся поле концентрации ЗВ (мг/л) для синоптической ситуации, соответствующей 100 цикла изомаршрутной программы спутника TOPEX/POSEDON для временного интервала 02.06.95–12.06.95

Литература

1. Лебедев С.А., Медведев П.П. Интегрированная база данных спутниковой альтиметрии. /VI Международная научно-техническая конференция «Современные методы и средства океанологических исследований», 15 – 17 ноября 2000, Москва. Материалы конференции. Вып. 2, с. 52-57.
2. Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications. /Ed. Lee-Lueng Fu and Anny Cazenave, Academic Press, 2000. – 254 с
3. Коротаев Г.К. Опыт спутникового мониторинга Черного моря. /VI Международная научно-техническая конференция «Современные методы и средства океанологических исследований», 15 – 17 ноября 2000, Москва. Материалы конференции. Вып. 1, с. 88-95.
4. Korotaev G.K., Saenko O.A., Koblinsky S.J. Satellite altimetry observations of the Black Sea. //J. Geophys. Res., 2001, Vol. 106, C1, p. 917-933
5. Knysh V.V., Chernov V.V. Assimilation of altimetry data in the numerical model of the circulation in the Black Sea: the model numerical experiments //Physical Oceanography, 1994, Vol. 5, No 6, p. 423-434.
6. Кеонджян В.П., Кабанов М.И., Лебедев С.А., Леоненко О.И., Шмельков Б.С. Структура и возможности автоматизированной системы «Региональный экологический мониторинг морской среды». //Геохимия, 1993, № 5, с. 760–767.
7. Практическая экология морских регионов. Черное море. /Под ред. Кеонджяна В.П., Кудина А.М. и Терехина Ю.В. – Киев: Наукова думка, 1990. – 252 с.
8. Леоненко О.И., Зильберштейн О.И. Моделирование распространения нефтяных углеводородов в Бургасском заливе Черного моря. /Труды ГОИН, вып. 197. – М.: Гидрометеиздат, 1991, с. 149-155.

ОБНАРУЖЕНИЕ НОЧНЫХ АЭРОЗОЛЬНЫХ ВЫБРОСОВ В Г. МОСКВА
НА ДИСТАНЦИИ ДО 10 КМ ПРИ ЗОНДИРОВАНИИ АТМОСФЕРЫ МИКРОДЖОУЛЬНЫМИ ИМПУЛЬСАМИ ЛИДАРА
НА ДИОДНЫМ ЛАЗЕРЕ

Першин С.¹, Ляш А.², Макаров В.², Тюрин А.²

¹Институт общей физики РАН, Научный центр волновых исследований, ²Институт космических исследований РАН, Москва

Введение

Известно, что одним из ограничивающих факторов применения лидаров для мониторинга среды обитания является требование на безопасный уровень плотности энергии в зондирующем пучке. Вопрос о безопасности применения лидаров рассматривался во многих работах, например, [1, 2]. Только некоторые из них [3-5] могут соответствовать требованиям лазерной безопас-

ности. Так, для видимого (530 нм) и ближнего инфракрасного (700 – 1400 нм) диапазонов длин волн плотность энергии не должна превышать уровня 0.5 мДж см^{-2} и 1 мДж см^{-2} , соответственно [6]. В данном сообщении представлены результаты по зондированию городской атмосферы лидаром обратного рассеяния с энергией импульса не более 1 мДж. При этом плотность энергии в пучке на выходной апертуре объектива передатчика не превышала величины $0.01 \text{ мДж} \cdot \text{см}^{-2}$, что существенно меньше предельно допустимой нормы. Тем не менее, данный лидар позволял регистрировать в ночное время сигнал обратного рассеяния на аэрозольных шлейфах (облака, дымовые выбросы и др.), удаленных на несколько километров.

Очевидно, что такие лидары могут использоваться для зондирования среды обитания без применения специальных мер предосторожности. В докладе приведены примеры детектирования аэрозольных выбросов в г.Москва над тепловой станцией с расстояния 6 км и других шлейфов, пересекающих трассу зондирования на промежуточных дистанциях на высоте 50м от поверхности Земли. Значение отношения сигнал/фон, зарегистрированное в эксперименте, позволяет сделать оценку дальности обнаружения по критерию 3σ подобных шлейфов, которая в данном случае превышает 10 км.

Описание лидара и результатов зондирования

Принцип действия лидара хорошо известен и заключается в измерении сигнала, образованного компонентой аэрозольного рассеяния в обратном направлении излучения зондирующего импульса лазера [1, 2]. Источником рассеянного излучения могут служить также и поверхности топографических мишеней. Наличие мишени, сигнал от которой может быть зарегистрирован на значительно больших дистанциях, чем от атмосферного аэрозоля позволяет расширить возможности зондирования в такой схеме и измерять два параметра состояния атмосферы одновременно:

1. динамику профиля коэффициента обратного рассеяния, обусловленной
2. изменением концентрации аэрозоля или его параметрами;
3. динамику прозрачности/пропускания атмосферы на круговом обходе всей трассы, ограниченной мишенью.

Корреляционный анализ этих данных позволяет обнаружить появление атмосферных неоднородностей на линии зондирования [5] в моменты времени, когда при постоянном значении коэффициента обратного рассеяния или при его уменьшении пропускание атмосферы вдоль всей трассы также падает. Известно, что этот подход может быть использован для также измерения коэффициента связи между коэффициентом экстинкции и обратного рассеяния [7], необходимого в решении обратной задачи лидарного зондирования.

Лидар был собран на импульсном диодном GaAlAs лазере и кремниевом лавинном фотодиоде, работающем в режиме счета фотонов без использования аналоговых предусилителей сигнала. Для получения статистически значимого сигнала лидар излучал с частотой 10 кГц короткую серию из 32000 импульсов, длительность которой могла изменяться в зависимости от уровня сигнала и заданного критерия обнаружения. Между лазерными импульсами измерялся уровень фоновой засветки в режиме фотометра. Компактность исполнения (7 кг), рекордно малое энергопотребление (5 Вт), а также возможность работы без оператора позволяет использовать такой лидар для патрули-

рования воздушного бассейна города в течение длительного времени с подвижных или стационарных платформ с автономным источником питания малой мощности. Данная версия лидара состоит из приемо-передающего блока, блока электроники и соединительных кабелей. Общий вид лидара представлен на рис. 1, где в качестве масштабного элемента для оценки габаритов показан обычный карандаш.

Отметим его отличительные особенности:

(1) — большая частота повторения импульсов обеспечивает малое время интегрирования для достижения статистически значимого отношения сигнал/шум, а также снижение пиковой нагрузки и значения импульсной мощности источника питания;

(2) — цифровые цепи управления и обработки сигнала без применения преусилителей обеспечивают высокую надежность работы в широком температурном диапазоне без специального режима термостатирования и при наличии радиопомех;

(3) — предельно малый уровень мощности зондирующего лазерного излучения передатчика, сравнимый с уровнем солнечной подсветки обеспечивает безопасность для органов зрения и позволяет мониторинг в населенных местах;

(4) — высокая эффективность и экономичность позволяет использовать автономное питание небольшой емкости;

(5) — компактность и малая масса дает портативность исполнения, транспортировку без специальных средств доставки и возможность быстрого развертывания в полевых условиях;

(6) — малый вес и габариты, отсутствие радиопомех и возможность работы в автономном режиме без оператора с обменом по радиолинии позволяют интегрировать лидар в другие системы мониторинга среды обитания;

(7) — отсутствие вакуумных элементов и высоковольтных цепей питания обеспечивает неприхотливость, высокую продолжительность работы и длительность эксплуатации в полевых условиях любых климатических зон;

(8) — особый интерес представляет использование лидара в ночных условиях, когда уровень внешней засветки предельно мал, что обеспечивает максимальное отношение сигнал/шум и максимальную обнаружительную способность лидара.

Уникальные параметры и надежность лидара, разработанного в нашей лаборатории, позволили пройти отборочный конкурс НАСА в США и стать прототипом лидара, который был включен в состав научной аппаратуры для исследования атмосферы Марса. Пройдя весь цикл бортовых испытаний, лидар [8] был установлен на посадочный модуль MARS POLAR LANDER-99, потерпевшего аварию при посадке на поверхность Марса 3 декабря 1999.

Технические характеристики

Диапазон измерения.....	0–10 км (*)
Разрешение вдоль трассы	5–20 м.
Время одного измерения.....	1 сек — несколько минут

(*) до 10 км в ночное время

Передатчик

Источник	диодный лазер
Длительность импульса	10–100 нс
Частота повторения	5–20 кГц
Длина волны	0,5 мкм
Энергия в импульсе	не более 1 мкДж
Мощность в импульсе, не более	50 Вт
Средняя мощность, не более	10^{-2} Вт
Безопасность	IIIa класс безопасности
Расходимость выходного излучения (полный угол)	1 мрад

Приемный канал

Детектор	лавинный фотодиод
Диаметр чувствительной области	0,04–0,5 мм
Режим работы	счет фотонов
Квантовая эффективность	5%
Поле зрения приемного канала (полный угол)	1,6 мрад
Габариты, менее	200×350×450 мм ³
Масса	7 кг
Питание	12 В (0,6 А)
Интерфейс	стандарт RS-232
Скорость обмена	19200 бод

Область применения

По величине рассеянного сигнала может определяться:

(1) — динамика прозрачности атмосферы, (2) — появление дымовых шлейфов и обнаружение несанкционированных выбросов в ночное время; динамика плотности аэрозоля, (3) — высота и динамика изменения высоты облачного слоя, (4) — мощность/коэффициент экстинкции нижней границы облачного покрова, (5) — динамика радиационного потока, падающего на поверхность Земли в полосе приема лидара, (6) — динамика отражательной способности поверхности суши и лесов, (7) — степень загрязнения водной поверхности, картирование нефтяных пятен, (8) — мониторинг шлейфа лесных пожаров и оценка массы выброса продуктов сгорания, (9) — измерение профиля лесных массивов для оценки запасов биомассы и продуктивности кислорода.

На рис.2 представлен характерный сигнала обратного рассеяния при зондировании облачного покрова. Из рисунка видно, что профиль коэффициента обратного рассеяния из однородной атмосферы (первый пик с характерным квадратичным по дальности спадом сигнала) отчетливо регистрируется на дальностях до 1200м при зондировании серией из 32 000 импульсов, излучаемых за 5 секунд. Второй пик на данной гистограмме дает информацию о высоте (2600 метров) нижней границы облачного покрова. Видно, что в момент зондирования граница была неоднородна по структуре и состояла из нескольких слоев. Быстрое затухание сигнала на коротком отрезке внутри облака (спад сигнала) указывает на высокое значение коэффициента экстинкции. Форма затухания сигнала при определенных допущениях [7, 9] может быть

использована для оценки мощности облачного покрова и определения типа облаков, что является важным параметром в метеорологии [1].

На рис.3 представлены результаты мониторинга атмосферы в городских условиях Москвы. Лидар был установлен в ИКИ РАН на Профсоюзной улице около станции метро «Калужская». Трасса лидарного зондирования проходила на высоте 50 метров над уровнем земли. В качестве объекта мониторинга были выбраны шлейфы аэрозольных выбросов над тепловой станцией в районе метро «Ленинский проспект», удаленной на расстояние около 5800м



Рис.1 Общий вид лидара

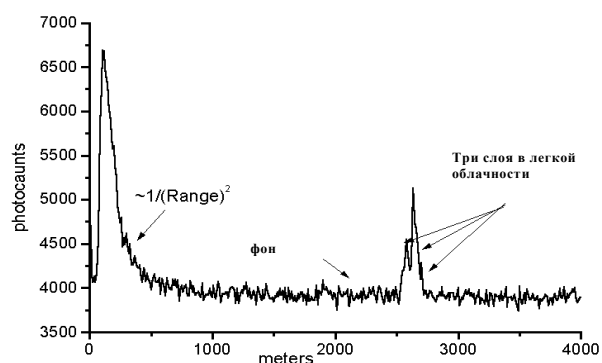


Рис.2 Лидарный сигнал при зондировании атмосферы вертикально вверх

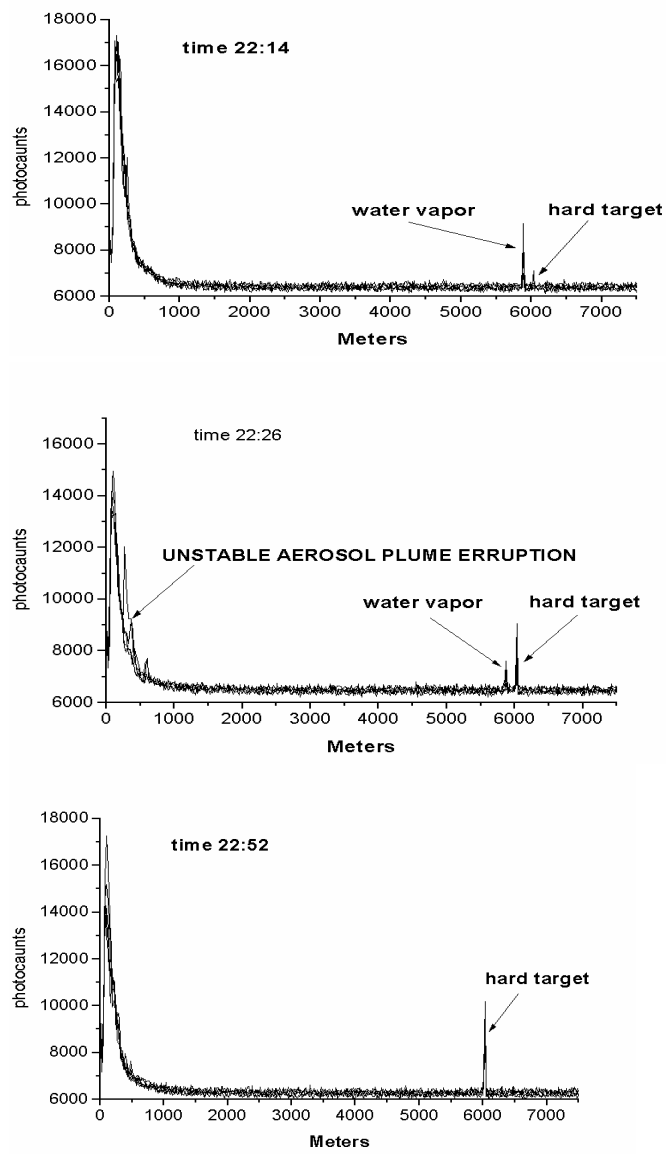


Рис. 3 Динамика аэрозольных шлейфов при зондировании воздушного бассейна г.Москвы на трассе (м. Калужская–м. Ленинский Проспект)

от лидара. При сканировании пучком лидара сектора обзора над станцией помимо сигнала от шлейфов был обнаружен также сигнал от здания, расположенного за станцией на дальности 6050 м от лидара. Это направление азимута было зафиксировано и проведено несколько сеансов зондирования по схеме с закрытой трассой, ограниченной мишенью. Лидар работал в автоматическом режиме с периодом включения 12 минут. Каждый сеанс зондирования занимал 30 секунд на локацию и запись данных.

Из трех профилей обратного рассеяния, приведенных на рис. 3, можно выделить несколько особенностей динамики аэрозольного загрязнения, характерных для городской атмосферы. Прежде всего, это сильное изменение прозрачности атмосферы по линии локации, которое проявляется в значительной модуляции величины сигнала от мишени (последний пик на гистограмме). Причем, существенное влияние на прозрачность атмосферы вдоль трассы оказывает плотность аэрозольного загрязнения над тепловой станцией: чем больше сигнал от шлейфа (на 5800м), тем меньше он от мишени (сравни рис.3 (а) и (б), полученные с интервалом через 12 минут). Кроме этого, на прозрачность атмосферы оказывают влияние и локальные выбросы, обнаруженные в 22:26 на расстоянии 300, 400 и 600 м от лидара. Эти шлейфы могут быть обусловлены выхлопом автомобильных двигателей на улице Обручева (300м), а также предприятиями, над которыми пролегла трасса зондирования. Изменение сигналов по амплитуде скорее всего связано с ветровой обстановкой в районе локации, которая в нашем эксперименте не контролировалась.

Заметим, что рис.3 (б) и (в) демонстрируют пример обнаружения атмосферных неоднородностей на трассе. Так, сигнал от мишени на 3в больше, чем на 3б, хотя сигнал обратного рассеяния из атмосферы (первый пик на 120м) вблизи лидара в 22:26 был меньше, чем в 22:52. Эта антикорреляция обусловлена появлением на трассе дополнительных источников потерь в виде аэрозольных шлейфов над транспортной магистралью и над тепловой станцией, что и указывает на нарушение оптической (по коэффициенту рассеяния) однородности атмосферы. Временная зависимость такого коэффициента корреляции будет отражать динамику прозрачности атмосферы и отслеживать динамику аэрозольного загрязнения выбросами в атмосферу из различных источников.

Заключение

Представленные результаты дистанционного зондирования атмосферы показывают реальные возможности использования портативного лидара обратного рассеяния для детектирования и сравнительного анализа аэрозольного загрязнения на расстояниях до нескольких километров. Экспериментально показана возможность произведения одновременных измерений коэффициента обратного рассеяния, пропускания трассы с топографическим объектом на конце и фоновой освещенности. Это позволяет проводить корреляционные измерения состояния рассеивающих свойств атмосферы вдоль трассы зондирования.

Предельно низкий уровень зондирующего излучения лидара делает его преимущества особенно важными для мониторинга среды обитания, наиболее чувствительной к поражающему действию лазерного излучения. Поэтому представляется перспективным применение представленного в работе миниатюрного лидара для зондирования атмосферы в населенных местах без риска нанесения ущерба окружающей среде. Полученные результаты открывают дополнительные возможности и перспективы для разработки новых классов лидаров с безопасным для глаз уровнем излучения.

Следует отметить, перспективность использования лидара в комплексе с датчиками аэрозоля, анализирующими состав и концентрацию аэрозольных компонент. Значительный интерес для решения задач экологического контроля загрязнения воздушного бассейна города Москвы, представляет сопоставление дистанционных данных лидара, дополненных концентрационными измерениями в локальных точках, с расчетами по теоретическим моделям переноса аэрозоля [10] и данными космического мониторинга состояния атмосферы.

Литература

1. Межерис Р. "Лазерное дистанционное зондирование", Москва, "Мир", 1987 г.
2. Laser Safety Symposium, Boston, Nov. 18, 1992
3. Takeuchi N., Okumura H., Suguta T., Proceedings of CLEO'93, 1993, Paper CMC1 p.12.
4. Spinhirne J.D., Rall J.A., and Scott V.S., Rev. Laser Eng. (Special Issue on Laser Radar) 23, 118-122 (1995).
5. Pershin S. - "Trouble-free compact lidar for in/outdoor atmosphere monitoring" - in Proceeding of SPIE's Europto Symposium, v.2506, Munich, June 6 - 9, 1995
6. Sliney D., "Laser safety concepts are changing", Laser Focus World, May 1994, 185, American National Standards Institute, z-136, 1-173, ANSI, New York, 1973.
7. Jorgensen H.E., Mikkelsen T., Streicher J. et al., Lidar calibration experiments, *Appl. Phys.* B64, 355 (1997).
8. Bukharin A.V., Linkin V.M., Lipatov A.N., Lyash A.N., Makarov V.S., Pershin S.M., Tiurin A.V., Russian compact Lidar for NASA "Mars Surveyor Program 98" in materials of 19th International Laser Radar Conference, Annapolis, Maryland, July- 1998, pp. 241-244.
9. Шаманаев В., Оценка коэффициента рассеяния света в граничной области облаков. Оптика атмосферы и океана, 1992, т.5, с.702-707.
10. Butusov O., Bukharin A., Pershin S. Computer and Lidar aided monitoring of industrial sources of aerosol-polluted zones in city Proc. of SPIE's Europto Symposium v.2506O. Munich, June, 1995

УДК 519.6, 629.78

СВЕРХРАЗРЕШЕНИЕ ПРИ НЕИЗВЕСТНОЙ ФРТ

Терентьев Е.Н., Терентьев Н.Е.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
физический факультет*

Введение

Ситуация, когда Функция Рассеяния точки (ФРТ) прибора не определена или грубо оценена, имеет место почти всегда. В оптическом диапазоне ФРТ (оптика + атмосфера) не определена из-за неопределенных условий со-

стояния турбулентной и рассеивающей атмосферы. Диаграммы направленности радиотелескопов не могут быть измерены наземными методами из-за слишком больших ближних зон. Для оценивания ФРТ предлагается использовать мелкие детали изображений и границы. Полученная оценка ФРТ используется для компенсации искажений ФРТ или получения сверхразрешения.

Для решения задачи сверхразрешения и интерпретации полученного сверхразрешенного изображения применены новые (локальные) понятия: разрешающая функция, фактор шума и величина повышения разрешения.

Изображения с однолучевых приемных систем

Для решения задач компенсации искажений ФРТ мы будем использовать дискретно-дискретную модель формирования изображений:

$$I = O * I_0 + v \tag{1}$$

где I_0 — неискаженное изображение, I — изображение зарегистрированное в области наблюдения D , O — ФРТ или двумерная искажающая функция, соответствующая всем возможным положениям диаграммы направленности на сетке $\{r = (i, j)\}$ области D .

В $O * I$ (1) звездочка означает циклическое произведение (или свертку) O и I функций на дискретной сетке $\{r = (i, j)\}$ области D . Пусть $\{\psi^{kl}\}$ — двумерная система гармоник области D . Модуляционная Передаточная Функция (МПФ) $M = M(O)$ приемной системы получается в результате решения задачи на собственные значения [1]:

$$M(k, l) \times \psi^{kl} = O * \psi^{kl} \tag{2}$$

Метод сверхразрешения для "многолучевых приемных систем", разрешающие функции

Задача компенсации искажений ФРТ O на D ставится как вариационная:

$$\inf_R \left\{ \|R * O - \delta\|^2 \mid \overline{\|R * v\|^2} \leq \varepsilon \right\}. \tag{3}$$

В обозначении задачи $\|R * O - \delta\|^2$ — квадрат расстояния между $R * O$ функцией и δ функцией, $\overline{\|R * v\|^2}$ — математическое ожидание энергии шума Rv . Решением задачи (3) являются разрешающие функции:

$$R(w) = (O * O + w\delta)^{-1} * O, \tag{4}$$

где $w = w(\varepsilon)$ — определено малая величина.

В методе сверхразрешения для многолучевых систем локальные области наблюдения $D_{nm} \subset D$ выбираются малыми для получения более высоких величин повышения разрешения. МПФ M_{nm} (2) и разрешающие функции $R_{nm}(w)$ (4) зависят от размера локальной области D_{nm} . Мы будем использовать квадратные скобки для обозначения функций, имеющих отношения к малым областям D_{nm} . Сверхразрешенное изображение, собранное по этим малым областям обозначим в фигурных скобках $\{R(w)*I\}$.

Сейчас в мире существует несколько многолучевых систем радиовидения реального времени без решения задач сверхразрешения. Не надо полагать, что данная модель относится именно к этим системам. Просто речь идет о том, что исходные данные можно представить в таком виде, как будто они получены с "многолучевой системы". Такое представление по сути связано с разбиением задачи огромной размерности на совокупность задач малой размерности, которые устойчиво решаются [1].

Фактор шума и величина повышения разрешения

Если v — белый шум, то $\overline{\|R*v\|^2} = \|R(w)\|^2 D(v)$ — энергия (дисперсия) шума в одной точке сверхразрешенного изображения $R(w)*I$. Числовые значения фактор шума $N = \|R(w)\|$ приведены около разрешенных O функций на Рис. 2. $R(w)*O$ — полученное разрешение ФРТ O дает возможность оценить величину повышения разрешения. Для сверхразрешенного изображения $R(w)*I$ определим МПФ $RM = M(R(w)*O)$ решением задачи [1] (2): $RM(k,l) \times \psi^{kl} = (R(w)*O) * \psi^{kl}$.

Отношение $Z = \int RM(k,l) ds(k,l) / \int M(k,l) ds(k,l)$ дает нам величину повышения разрешения. Численные значения Z приведены на Рис. 2.

Методика оценивания ФРТ и контроль повышения разрешения

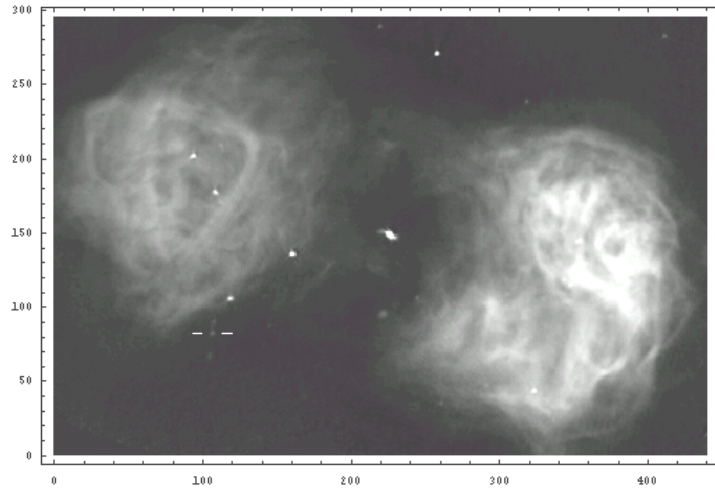
Для сложных приемных систем и в случае когда ФРТ не определена, применялась одно или двух лепестковая модель ФРТ:

$$O(r) = C_N e^{(-r^2/\sigma^2) + \varepsilon \exp(-(r-a)^2/\sigma_a^2)}, \quad r = \sqrt{i^2 + j^2} \quad (5)$$

в которой параметры σ , ε , σ_a^2 определяют форму основного и бокового лепестка, C_N — нормировочный коэффициент: $\int O(r) ds(r) = 1$.

Допустимые ФРТ задаются функцией (5). Объекты малых размеров ищутся в изображении. Если это изображение звездного неба, то ищутся звезды с минимальной шириной. σ Изображения таких звезд будут представлять экспериментальные ФРТ. Теоретическая ФРТ получается подбором числовых параметров допустимых ФРТ с заданной точностью. Теоретические ФРТ использовались в решении проблемы сверхразрешения локально-линейным ме-

тодом [1]. Решение задач сверхразрешения сопровождалось контрольным разрешением теоретической и экспериментальной ФРТ.



Исходное изображение на сетке 296x440

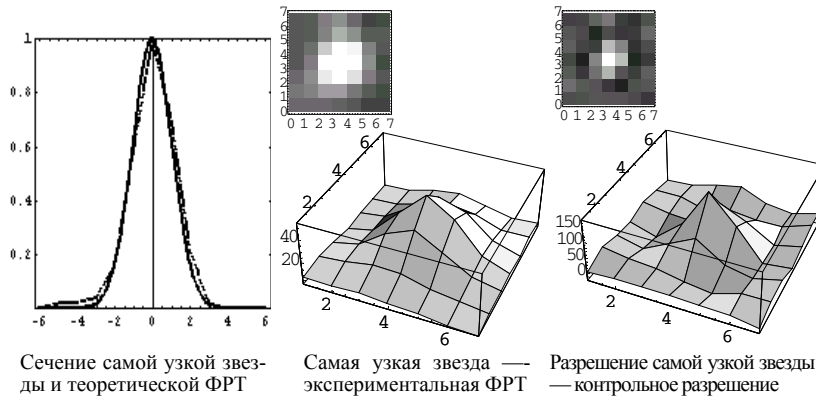


Рис. 1. Исходное изображение, экспериментальная ФРТ с контрольным разрешением

Известные методы решения обратных задач [3] не позволяли реализовать указанный метод. Попытки разрешения ФРТ приводили к тому, что они пропадали в заглаженных решениях. При контрольном разрешении следует убеждаться, что разрешенные ФРТ (звезды) становятся уже и ярче (Рис. 1).

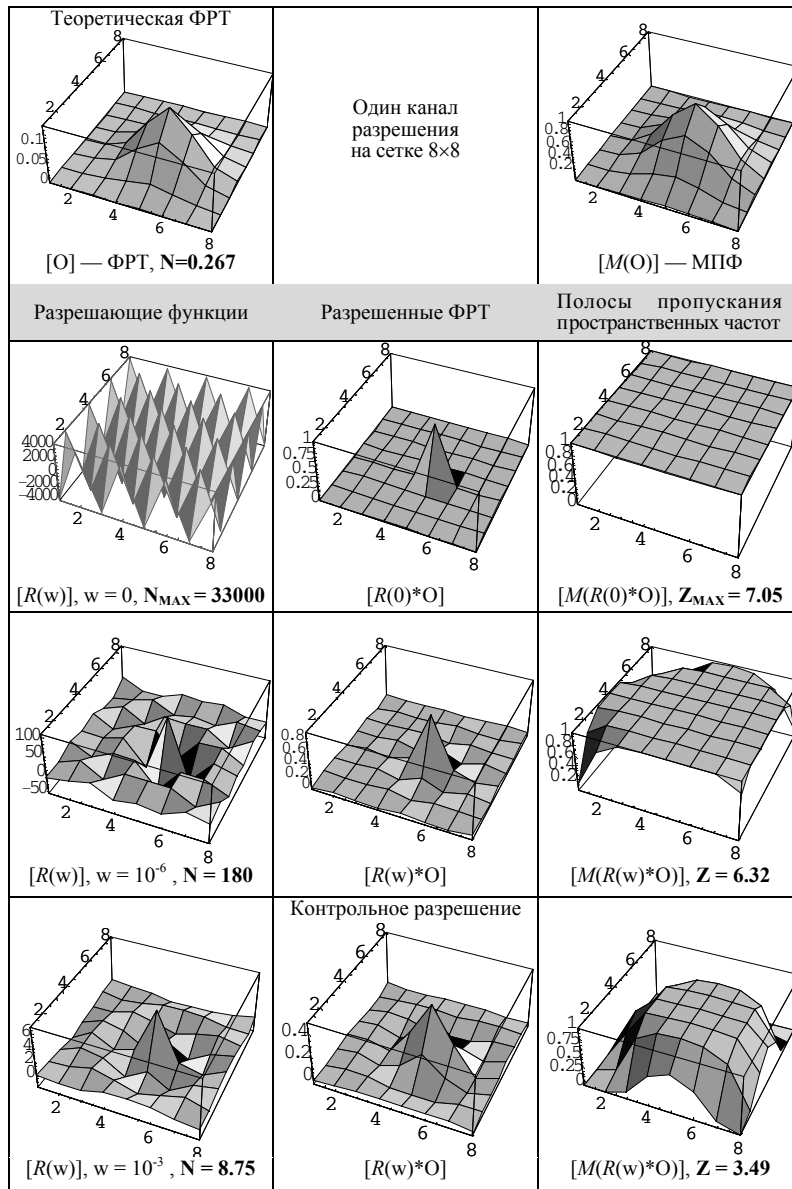


Рис. 2. Оптимизация одного канала разрешения на сетке 8x8

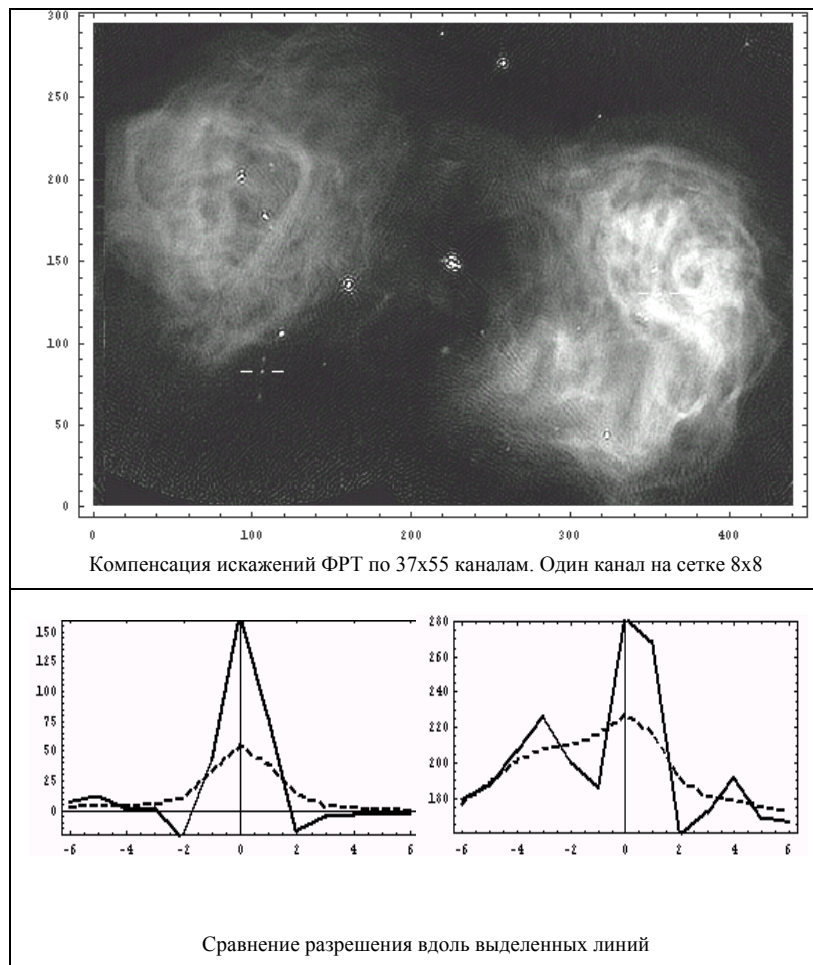


Рис. 3. Полученное разрешение с использованием теоретической ФРТ

Если точечные объекты отсутствуют в изображении, то следует искать объекты с границей. Граница может быть использована для оценки теоретической ФРТ по величине резкости разрешенной границы [2] (Рис. 4)..

Как будет выглядеть разрешенное изображение, если при оценивании ФРТ будет завышена ее ширина σ ? Локально-линейный метод усилит контраст малоразмерных объектов без их потери и заглаживания с "впечатлением" того, что разрешение повышено.

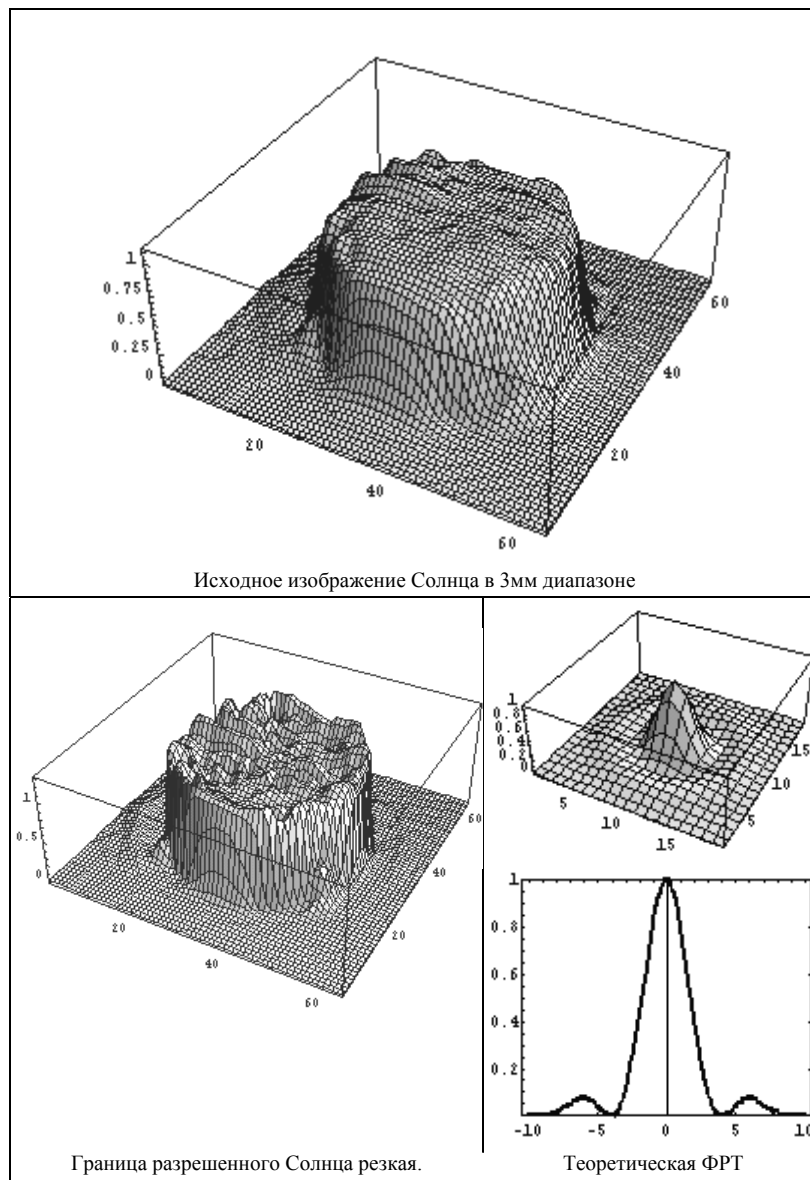


Рис. 4. Оценка ФРТ по резкости границы разрешенного Солнца

Что делать, если в изображении отсутствуют точечные объекты и объекты с границей? Мы полагаем, что следует начинать с минимальной ширины σ предполагаемой теоретической ФРТ. В рамках локально-линейного метода можно реализовать оценку ФРТ и сверхразрешение по результатам, связанным с непрерывным увеличением ширины σ предполагаемой теоретической ФРТ.

Заключение

По-видимому, постановки задач оптимальной фильтрации, интерполяции, компенсации всякого рода искажений должны рассматриваться в относительно устойчивых локальных понятиях. В локальных понятиях удастся решать задачи компенсации искажений ФРТ при низких отношениях сигнал/шум [4].

Литература

1. Terentiev E.N., Pirogov Y.A., Gladun V.V., Ivanov V.S., Terentiev N.E., Additional enhancement of resolution in multi ray radio vision systems, - Proc. SPIE 2000, vol. 4032, pp. 152-156.
2. Terentiev E.N., Pirogov Y.A., Gladun V.V., Rozanov B.A., Pavlov A.S., Tarasova O.A., Problem of the sun radio vision system super resolution in 3mm wavelength range. - Proc. SPIE 1999, vol. 3691, pp. 140-148.
3. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я., Методы решения некорректных задач. М., <<Наука>>, 1974.
4. Pirogov Y.A., Gladun V.V., Terentiev E.N., Ivanov V.S., Super-resolution in multi ray radio vision system with small signal/noise ratio, - Proc. SPIE 2000, vol. 4032.

НОВЫЕ ПОДХОДЫ В ДИСТАНЦИОННОМ ОПРЕДЕЛЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕННОСТИ МОРСКОЙ ВОДЫ МЕТОДОМ ЛАЗЕРНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ

Чурина И.В., Доленко Т.А., Глушков С.М., Великотный П.А

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
физический факультет*

Дистанционное зондирование водных сред — широко применяемый метод для получения экспресс-информации о состоянии воды, позволяющий проводить глобальный мониторинг окружающей среды. Одной из проблем такого мониторинга является разработка наиболее эффективного метода определения температуры и концентрации солей в водной среде. В настоящее время измерения температуры и солёности воды осуществляются с помощью контактных методов, что не всегда удобно (хотя они могут обеспечить точность определения температуры воды 0.1°C). Часто измерения носят локаль-

ный характер и не могут охватить всю необходимую акваторию. Поэтому разработка дистанционных методов мониторинга является актуальной.

Из дистанционных методов определения температуры воды следует отметить метод радиометрии, основанный на измерениях теплового излучения [1]. Достоинства этого метода обусловлены, прежде всего, прозрачностью земной атмосферы для сантиметровых и миллиметровых радиоволн. Но этим методом можно измерить лишь температуру тонкого поверхностного слоя воды, которая сильно зависит от климатических условий и может отличаться от действительной температуры поверхностного слоя мирового океана. Реально с помощью метода радиотеплового излучения измеряют яркостную температуру, а не термодинамическую. Современные радиометрические методы обеспечивают точность измерения температуры воды 0.1°C .

Альтернативным методу радиотеплового излучения является метод дистанционной лазерной спектроскопии комбинационного рассеяния (КР) света молекулами воды. С помощью этого метода характеристики морской воды (температура T , соленость S) определяются по изменению формы валентной полосы КР воды.

Исследования многих авторов зависимости валентной полосы КР жидкой воды от температуры в диапазоне от $0...90^{\circ}\text{C}$ показали [2, 3], что с понижением температуры и интенсивность высокочастотной области уменьшается, низкочастотной — возрастает (рис. 1). При этом максимум полосы смещается в сторону низких частот, полуширина полосы уменьшается. Такая чувствительность указанной полосы к изменению температуры позволяет решать обратную задачу КР спектроскопии — определение температуры воды по спектрам КР.

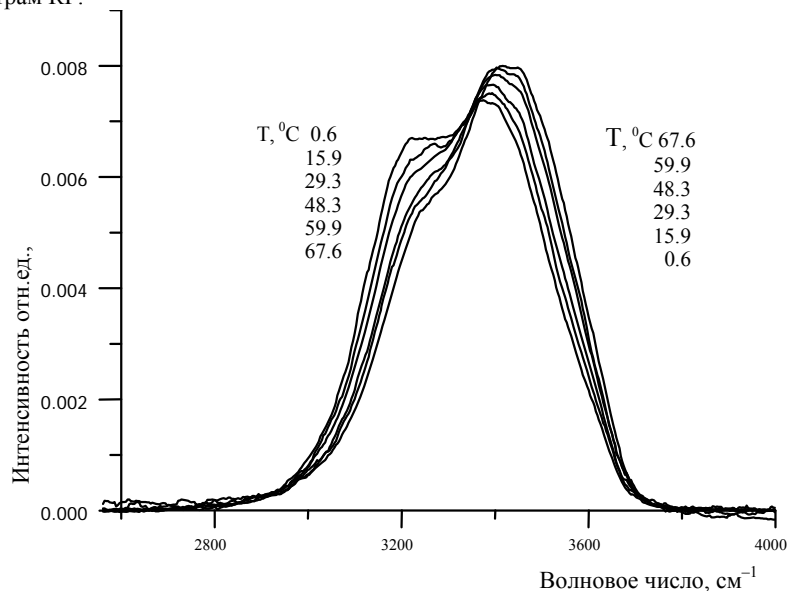


Рис. 1 Температурная зависимость валентной полосы КР света в воде

Первыми предложили использовать валентную полосу КР жидкой воды $3000\dots 3800\text{ см}^{-1}$ для определения температуры Д.А. Леонард, С.Н. Чан и Л.Ю. Юнг [4]. Авторы [4] описали изменение отношения интенсивностей КР высокочастотной $I(\lambda_1)$ и низкочастотной $I(\lambda_2)$ областей функцией температуры $f(T)$. Функция $f(T)$ в диапазоне от 240 до 290 К была аппроксимирована ими прямой линией. Используя эту аппроксимацию и измеряя отношение $I(\lambda_1)/I(\lambda_2)$ валентной полосы КР исследуемой водной среды, можно определить ее температуру. В работах авторов [4] была достигнута точность определения температуры воды таким «двухчастотным» методом в лабораторных условиях $0,5^\circ\text{C}$, в натуральных условиях — 2°C .

В нашей лаборатории методы дистанционного определения T и S морской воды разрабатываются с 1980 г. С этой целью были проведены подробные исследования поведения валентной полосы КР воды в области температуры от 0 до 80°C . Кроме того, было принято во внимание, что на форму указанной полосы также оказывают влияние растворенные в воде соли, обуславливающие соленость S морской воды. Обзор работ лаборатории по этой теме сделан в [5]. В работе [6] впервые была показана возможность одновременного учета воздействия T и S на полосу КР, связанная с ее сложным характером, когда можно ожидать существенных различий во влиянии температуры и примесей на разные компоненты спектра. В результате была решена двухпараметрическая обратная задача одновременного определения температуры и солености морской воды [6]. Достигнутые при этом точности определения T и S в лабораторных условиях составили $0,5^\circ\text{C}$ и $0,7\%$, соответственно.

В последнее время появились новые возможности, связанные как с разработкой принципиально новых алгоритмических подходов к решению обратных задач, так и со значительным увеличением доступных вычислительных мощностей, позволяющих эти подходы реализовывать. Возвращение к активной разработке методик определения температуры и солености обусловлено также осознанием того факта, что T и S являются еще и показателями экологического состояния акваторий: аномалии T , вызванные сбросами ("тепловые загрязнения") бытовых вод, возможная роль соли в изменении флуоресцентных характеристик некоторых органических примесей в воде и т.д.

В настоящей работе представлены результаты определения температуры и солености воды по валентной полосе КР с помощью техники искусственных нейронных сетей (ИНС) [7]. Искусственные нейронные сети являются мощным средством, позволяющим решать разнообразные задачи распознавания образов, классификации и прогнозирования, где требуется параллельная обработка многих гипотез и высокая скорость вычислений.

Известно, что первым этапом работы сети является ее обучение на тренировочном наборе. Оценка натренированности сети производится на тестовом наборе. Тестовый набор создается таким образом, чтобы его примеры не пересекались с примерами тренировочного набора. Это необходимо для того, чтобы предотвратить запоминание сетью шумов и "переучивание" сети. Сам метод искусственных нейросетей не дает алгоритма вычисления ошибок восстанавливаемых параметров, поэтому для оценки точности используются экзаменационные наборы с различными уровнями зашумления, предъявляемые натренированной сети.

Нами были применены два подхода: 1) непосредственное решение обратной задачи с использованием для тренировки ИНС экспериментальных спектров КР воды;

2) создание оптимальной аналитической модели зависимости спектра валентной полосы КР от температуры и солёности (с помощью метода группового учета аргумента (МГУ А)) с последующим обучением ИНС на основе этой модели.

В первом случае искусственные нейронные сети тренировались на экспериментально полученных спектрах. Для оценки точности определения температуры по спектрам КР воды использовалась нейронная сеть с общей регрессией (НСОР) с генетическим поиском оптимального параметра сглаживания [7]. Из полученных экспериментальных спектров валентной полосы КР были сформированы три набора данных для обучения нейросети: тренировочный (89 спектров в диапазоне температур от 0 до 80°C), тестовый (30 спектров в том же диапазоне) и экзаменационный (7 спектров в том же диапазоне). При работе с нейронными сетями использовалась только наиболее информативная центральная часть спектров (200 каналов). Никакого сглаживания кривых не проводилось, так как нейронные сети обладают свойством устойчивости к шумам и могут на фоне шумов распознать полезную информацию, что является их несомненным достоинством.

Расчеты проводились с помощью пакета NeuroShell 2.

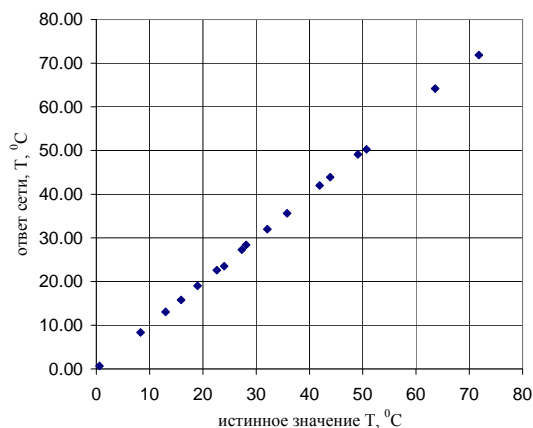


Рис.2 Корреляционная диаграмма истинных и предсказанных нейросетью значений температуры

Полученные результаты приведены в виде корреляционной диаграммы на рис.2, на которой по оси абсцисс отложены истинные значения температуры, а по оси ординат — значения, определенные ИНС. При этом было получено, что относительная среднеквадратичная ошибка определения температуры (на экзаменационном наборе составляет 0.4%, а средняя абсолютная ошибка

не превышает 0.3°C. В Таблице 1 качестве примеров представлены значения температур воды, определенные ИНС] измеренные в процессе эксперимента.

Таблица 1. Истинные и предсказанные ИНС значения температуры.

Истинное значение температуры, °С	Ответ сети, °С	Разность значений
0.6	0.66	-0.06
8.3	8.35	-0.05
13	13.05	-0.05
15.9	15.79	0.11
19	19.02	-0.02
22.6	22.60	0.00
24	23.51	0.49
27.3	27.28	0.02
28.1	28.39	-0.29
32.1	32.00	0.10
35.8	35.62	0.18
41.9	42.00	-0.10
43.9	43.90	0.00
49.1	49.12	-0.02
50.7	50.25	0.45
63.6	64.18	-0.58
71.8	71.83	-0.03

Следует отметить, что полученная с помощью техники ИНС точность! определения температуры по спектрам КР воды превышает точность определение температуры, получаемую другими методами [6].

Второй подход в разработке метода определения температуры воды по валентной полосе КР заключался в тренировке искусственных нейронных сетей на модельных (расчетных) кривых. Для этого с помощью метода группового учета аргумента (МГУА) [8] с использованием экспериментальных данных была построена модель зависимости интенсивности в каждом канале спектра КР воды от температуры.

Комбинаторный метод МГУА [8] использует для поиска оптимальных моделей следующие процедуры. Перебираются модели зависимости интенсивности в канале от температуры со всеми возможными комбинациями степеней аргумента, начиная от модели-константы и заканчивая полными полиномами достаточно высоких степеней (до T^3). Для каждой из моделей рассчитываются регрессионные коэффициенты при всех входящих в модель степенях аргумента, обеспечивающие минимальную погрешность данной модели на "тренировочном" наборе. Затем все полученные модели сравниваются по значению внешнего критерия. Модель с минимальным значением критерия признается оптимальной: она обеспечивает достаточно малую погрешность на

тренировочном наборе и в то же время является достаточно простой, чтобы сохранить хорошую обобщающую способность, т.е. быть адекватной и на независимых данных.

В данном исследовании мы использовали 120 экспериментальных спектров КР воды при различных температурах от 0°C до 80°C. Исследовались температурные зависимости интенсивностей спектров в 200 каналах наиболее интересной центральной части валентной полосы КР воды в диапазоне от 3000 до 3650 см⁻¹. Для каждого из каналов с помощью комбинаторного МГУА находилась оптимальная модель и фиксировались ее коэффициенты и относительная погрешность (среднеквадратичное отклонение) модели. Полученная модель представлена на рис.3.

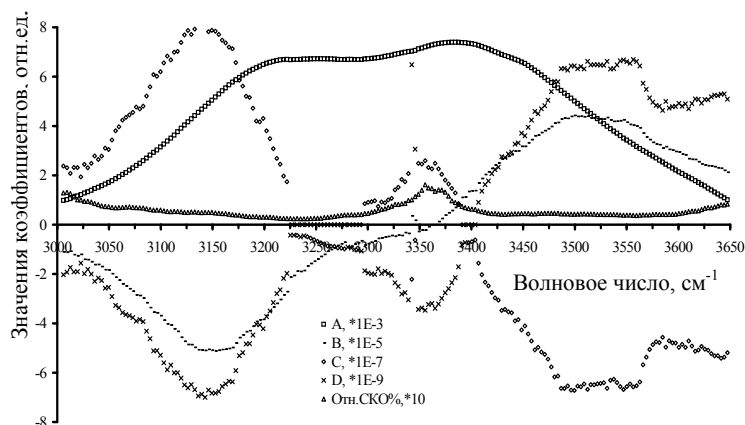


Рис.3 Значения коэффициентов и относительной ошибки модели температурных изменений интенсивности валентной полосы КР воды ($Y(T) = A + BT + CT^2 + DT^3$)

Сложность полученных таким образом моделей в разных каналах варьировалась от линейной модели вида $Y = A + B \cdot T$ до полной кубической модели вида $Y = A + B \cdot T + C \cdot T^2 + D \cdot T^3$. Лишь в области изобестической точки модель представляла собой полный полином четвертой степени. Более сложные модели не были использованы методом ни разу, что свидетельствует о том, что температурные зависимости интенсивности спектров в большинстве исследуемых каналов адекватно описываются моделью не сложнее кубической параболы.

Для определения температуры воды с помощью ИНС по построенной модели были рассчитаны необходимые наборы спектров, которые использовались для обучения и тестирования ИНС. В результате была получена точность определения температуры по модельным кривым 1.5°C. Этот результат свидетельствует о том, что построенная нами модель зависимости интенсивности КР в каждом канале валентной полосы КР воды от температуры не яв-

ляется достаточно точной. В дальнейшем следует искать возможности построения более точной модели.

На следующем этапе предполагается применить технику ИНС для решения другой однопараметрической обратной задачи — определения солёности морской воды. На основании этих результатов будет разработан метод решения двухпараметрической задачи — одновременного определения температуры и солёности морской воды. Как показали результаты применения ИНС для определения температуры воды, можно ожидать повышения точности одновременного определения обоих параметров с помощью техники ИНС.

Литература

1. Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радиоизлучение Земли как планеты. / М.:Наука, 1974, 138с
 2. Whiteman D.N., Walrafen G.E., Yang W.-H., Melfi S.H. Measurement of an isosbestic point in the Raman spectrum of liquid water by use of a backscattering geometry. /Applied Optics, 1999, v.38, n. 12, p.2614-2615.
 3. Ratcliffe C.I., Irish D.E. Vibrational Spectral Studies of Solutions at Elevated Temperatures and Pressures. 5. Raman Studies of Liquid Water up to 300 °C./ J. Phys. Chem., 1982, v.86, N25, p.4897-4905.
 4. Leonard D.A., Chang C.H., Young L.A. Remote measuring of fluid temperature by Raman scattered radiation./ U.S.Patent 3.986.775,1974, Dec.26.
 5. Dolenko T.A., Churina I.V., Fadeev V.V., Glushkov S.M. Valence band of liquid water Raman scattering: some peculiarities and applications in the diagnostics of water media./ J. Raman Spectroscopy, 2000, 31, p. 863-870.
 6. Беккиев А.Ю., Гоголинская Т.А., Фадеев В.В. Одновременное определение температуры и солёности морской воды методом лазерной КР спектроскопии. / Докл. АН СССР, 1983, т.271, N 4, с.849-853.
 7. Specht D. A General Regression Neural Network. IEEE Trans. On Neural Networks, Nov. 1991, v.2, N6, pp.568-576.
 8. Ивахненко А. Г. Индуктивный метод самоорганизации моделей сложных систем. (Киев, Наукова думка, 1982.)
-

СОДЕРЖАНИЕ

РЕШЕНИЕ ТРЕТЬЕЙ ВСЕРОССИЙСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
«ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИИ
(ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ФИЗИКА)»3

СЕКЦИЯ 1

**ЭКОЛОГИЯ ОКОЛОЗЕМНОГО
КОСМИЧЕСКОГО ПРОСТРАНСТВА И АТМОСФЕРЫ**

МЮОННАЯ ТОМОГРАФИЯ — НОВЫЙ МЕТОД ДИСТАНЦИОН-
НОГО МОНИТОРИНГА ГЕЛИОСФЕРЫ И АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ.....5
Борог В.В

ШИРОТНЫЙ ХОД АНИЗОТРОПИИ ГАЛАКТИЧЕСКИХ
КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ СВЕРХВЫСОКИХ ЭНЕРГИЙ ДЛЯ
РАЗЛИЧНЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ИХ ИСТОЧНИКОВ.....14
Горчаков Е.В., Харченко, И.В. .

О ВОЗМОЖНОМ ВЛИЯНИИ СОЛНЕЧНОЙ И ГЕОМАГНИТНОЙ
АКТИВНОСТИ НА ЛЕТНИЕ ПРОИСШЕСТВИЯ.....20
Ляхов А.Н., Козлов С.И., Смирнова Н.В

ВИХРЕВАЯ МОДЕЛЬ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ.....28
Низовцев В.В., Панченко О.

СОЛНЕЧНАЯ АКТИВНОСТЬ И ИНФРАЗВУКОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ
В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ.....34
Сорока С.А

СЕКЦИЯ 2

ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИИ ГИДРОСФЕРЫ

ЦИФРОВАЯ ОБРАБОТКА ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ
ТЕМПЕРАТУРЫ ТОНКИХ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ МОРЯ
И АТМОСФЕРЫ.....43
Аксёнов В.Н., Андреев Е.Г., Тарасов М.И.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ И ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ.....	46
<i>Ефимов В.В., Шокуров М.В., Барабанов В.С</i>	
МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА И ХАРАКТЕРА РАЗВИТИЯ ФИТОПЛАНКТОНА В МОЖАЙСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ.....	54
<i>Гречушников М.Г., Гончаров А.В.</i>	
СТРОЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕЛИНЕЙНЫХ СТАЦИОНАРНЫХ ВОЛН НА ПОВЕРХНОСТИ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ТЕЧЕНИЯ ИДЕАЛЬНОЙ ЖИДКОСТИ С ЛИНЕЙНЫМ ПРОФИЛЕМ СКОРОСТИ.....	60
<i>Зайцев А.А., Руденко А.И., Матвеева Т.Ю</i>	
КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОПТИЧЕСКИХ И ТОПОГРАФИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ.....	69
<i>Запелалов А.С., Показеев К.В., Смолов В.Е.</i>	
ВЛИЯНИЕ ПРИБРЕЖНОЙ ПЛОТНОСТНОЙ КОНВЕКЦИИ НА ВЕСЕННИЙ ПРОГРЕВ ВОДОХРАНИЛИЩА.....	77
<i>Пуклаков В.В.</i>	
ФИЗИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ ПРОНИКНОВЕНИЯ СОЛЕННЫХ ВОД ВВЕРХ ПО РЕКЕ ПРЕГОЛЕ С УЧЕТОМ ВЛИЯНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА.....	80
<i>Чубаренко Б.В., Шкуренко В.И</i>	

СЕКЦИЯ 3

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ

СВЯЗЬ ВАРИАЦИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ ПОЛУОСТРОВА КРЫМ.....	89
<i>Бибикова Т.Н., Проскурякова Т.А., Журба Е.В., Рембовская Е.С.</i>	
ВЫДЕЛЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ ПОВЫШЕННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ПРИМЕРЕ КАВКАЗСКОГО СЕЙСМОАКТИВНОГО РЕГИОНА.....	96
<i>Воронина Е.В.</i>	

СЕЗОННЫЙ ХОД АНИЗОТРОПИИ ТЕПЛОВЫХ НЕЙТРОНОВ ВБЛИЗИ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ (ВОЗМУЩЕННЫЙ ПЕРИОД).....	101
<i>Кужевский Б.М., Нечаев О.Ю., Панасюк М.И., Сигаева Е.А.</i>	
ФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ МОНИТОРИНГА РАДОНА И РАДИОАКТИВНОСТ ПРИРОДНЫХ СРЕД	109
<i>Минеев Ю.В.</i>	

СЕКЦИЯ 5

ФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ МОНИТОРИНГА ПРИРОДНЫХ СРЕД

ДИАГНОСТИКА СМЕСЕЙ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ МЕТОДАМИ ЛАЗЕРНОЙ ФЛУОРИМЕТРИИ	117
<i>Бойчук (Гердова) И.В., Доленко Т.А., Доленко С.А., Фадеев В.В.</i>	
ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ГРУН- ТОВЫХ ВОД МЕТОДОМ ЛАЗЕРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ФЛУО- РЕСЦЕНТНЫХ ИНДИКАТОРОВ	124
<i>Галютдинов М.Ф., Курбатова Н.В., Антонов Г.П., Шалин П.А.</i>	
ПРИМЕНЕНИЕ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА МОРСКОЙ СРЕДЫ	130
<i>Лебедев С.А.</i>	
ОБНАРУЖЕНИЕ НОЧНЫХ АЭРОЗОЛЬНЫХ ВЫБРОСОВ В Г. МОСКВА НА ДИСТАНЦИИ ДО 10 КМ ПРИ ЗОНДИРОВАНИИ АТМОСФЕРЫ МИКРОДЖОУЛЬНЫМИ ИМПУЛЬСАМИ ЛИДАРА НА ДИОДНЫМ ЛАЗЕРЕ	137
<i>Першин С., Ляш А, Макаров В., Тюрин А.</i>	
СВЕРХРАЗРЕШЕНИЕ ПРИ НЕИЗВЕСТНОЙ ФРТ	144
<i>Терентьев Е.Н., Терентьев Н.Е</i>	
НОВЫЕ ПОДХОДЫ В ДИСТАНЦИОННОМ ОПРЕДЕЛЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕНОСТИ МОРСКОЙ ВОДЫ МЕТОДОМ ЛАЗЕРНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ	151
<i>Чурина И.В., Доленко Т.А., Глушков С.М., Великотный П.А</i>	
