

**ФИЗИЧЕСКИЕ
ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИИ
(ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ФИЗИКА)**

К 75-летию физического факультета



№ 15

**Москва
2008**

Московский Государственный Университет
им. М.В. Ломоносова

Физический факультет

**ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ
ЭКОЛОГИИ
(ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ФИЗИКА)**

№ 15

К 75-летию физического факультета



МОСКВА – 2008

УДК 53
ББК 20.1
Ф50

Физические проблемы экологии N 15

Физические проблемы экологии (экологическая физика):

Под ред. В.И. Трухина, Ю.А. Пирогова, К.В. Показеева. — М.: МАКС Пресс, 2008.— №15. — 447 с.
ISBN

Сборник научных трудов сотрудников физического факультета, посвященных проблемам устойчивого развития и физическим проблемам экологии.

В статьях изложены последние результаты исследований в области физических проблем экологии, дано описание новых методов мониторинга природных сред, изложены новые подходы к динамике окружающей среды, обсуждаются проблемы устойчивого развития, в том числе модернизация образования для устойчивого развития

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

УДК 53
ББК 20.1

ISBN

© Авторы, 2008
© Физический факультет
МГУ им. Ломоносова, 2008

Введение

В октябре 2008 года физический факультет отмечает свой Юбилей – 75 лет со дня основания в составе Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

Публикуемый сегодня научный сборник «Физические проблемы экологии (экологическая физика)» посвящается, естественно, этому выдающемуся событию. Вместе с тем, следует отметить, что чуть более 10 лет назад на физическом факультете родилась комплексная научная программа, имевшая именно такое название. Около 20 кафедр факультета, каждая в своем направлении, дали предложения развивать экологическую линию научной деятельности и обучения студентов. Сформировался мощный интеллектуальный поток, позволивший совместными усилиями решить многие научные проблемы, объединить не только университетских физиков-экологов, но и представителей экологической физики всей России.

По инициативе физфака МГУ в 1997-2004 гг. были организованы и проведены четыре Всероссийские конференции по экологической физике, развернуты работы в рамках Федеральной целевой программы «Интеграция», созданы новые лаборатории и разработаны оригинальные научные приборы, проведены многочисленные геоэкологические экспедиции по исследованию физики атмосферы, океана и суши Земли, написан классический университетский учебник «Общая и экологическая геофизика», в Российской экологической академии по инициативе ученых физического факультета создана секция «Физические методы в экологии», совместно с Тверским университетом создан учебно-научный геоэкологический полигон «Волговерховье», сформированы новые учебные программы лекций и семинаров экологической направленности. Публикация данной серии научных трудов также берет начало в объединенной программе экологических исследований физического факультета.

В настоящем, юбилейном сборнике, как и в предыдущих изданиях, представлены труды ученых Московского университета и наших коллег из других организаций, занятых решением проблем экологической физики.

Декан физического факультета МГУ, профессор
В.И.Трухин

Директор Центра магнитной томографии и спектроскопии МГУ,
Профессор физического факультета
Ю.А.Пирогов

Зав. кафедрой физического факультета
К.В.Показеев

ИССЛЕДОВАНИЯ КОНДЕНСАЦИИ ВОДЫ В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ

М.Ю. Березкин

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова,

Географический факультет

В XX в. население земного шара выросло в три раза. За этот же период потребление пресной воды увеличилось в семь раз, а, например, на коммунально-питьевые нужды оно выросло в 13 раз. При таком росте потребления, стало резко не хватать водных ресурсов в целом ряде регионов мира. По данным Всемирной организации здравоохранения более двух миллиардов человек в мире страдают сегодня от нехватки питьевой воды. В ближайшие 20 лет, учитывая современные тенденции роста населения и мирового хозяйства, следует ожидать увеличение потребности в пресной воде не менее чем на 100 км³ в год.

Вода, наряду с энергией и продовольствием, стала одной из основных глобальных проблем человечества.

В настоящее время основным источником пресной воды являются воды рек, озер, артезианских скважин и опреснение морской воды. В то же время, если во всех речных руслах находится 1,2 тыс. км³, то количество воды находящееся в каждый данный момент в атмосфере равно 14 тыс. км³. Ежегодно испаряется с поверхности суши и океана 577 тыс. км³ и столько же потом выпадает в виде осадков. Вода в атмосфере в течение года обновляется 45 раз.

По высоте влага распределена неравномерно. Половина всего водяного пара приходится на нижний, полуторакиллометровый слой атмосферы, свыше 99% - на всю тропосферу. У земной поверхности абсолютная влажность в среднем по миру составляет 11 г/м³. Многие из стран жаркого пояса страдают от отсутствия пресной воды, хотя ее содержание в атмосфере значительно. Например, в Джибути в течение всего года практически не бывает дождей, в то время как абсолютная влажность в приземном слое воздуха колеблется от 18 до 24 г/м³. В пустынях Аравийского полуострова и в Сахаре над каждым квадратом поверхности со стороны 10 км в сутки проносится такое же количество воды, какое содержалось бы в озере площадью 1 км² и глубиной 50 м. Чтобы взять эту воду, надо только открыть символический «кран».

Парадоксально, но факт: самый крупный источник – вода в атмосфере – почти не используется.

Содержание водяных паров в атмосфере зависит от испарения с водной поверхности суши Земного шара, а также выпадающих атмосферных осадков. Количество водяных паров, находящееся в воздухе, определяет его влажность. Испарившаяся влага переносится как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Исследования конденсации в природных условиях достаточно трудоемки, что в частности связано с качеством конденсирующей поверхности, и поэтому аккуратных данных о количестве сконденсированной влаги в естественных условиях достаточно мало, хотя исследования этих процессов начались достаточно давно.

Де ла Метри в 1797 г. в своей книге «Теория Земли» писал, что наряду с дождевой водой грунтовые воды на высоких горах питаются в значитель-

ной степени конденсацией туманов и туч. Б.А.Аполов в книге «Учение о реках» приводит целый ряд наблюдений за явлениями конденсации в природе. Еще в 1884 г. на склоне горы Кагель (Одесса) был установлен вровень с землей цилиндры диаметром 257 мм на глубину 80 и 150 см. На дне их былаложена галька, а сверху - глинистая почва. Из цилиндров шли трубы в мерный сосуд, причем оказалось, что за 24 месяца наблюдений в трех случаях количество просочившейся воды было больше атмосферных осадков. А.Ф.Лебедев пришел к выводу, что почва действительно обогащается водой непосредственно за счет парообразной воды в атмосфере, и что это явление возможно в течение всего года. Для Одессы число дней с конденсацией за март-ноябрь составляло 126-170 (Лебедев, 1936).

По весьма обстоятельным работам Б.П.Орлова на Репетекской песчаной станции в 1914-1929 гг. было установлено, что под слоем 30-40 см сыпучего песка лежал влажный песок слоем около 1 м, а ниже на глубине 1,5 м его подстилал песок малой влажности. Этот слой, по мнению Б.П.Орлова, питался конденсационными водами. Наблюдения показали, что после прекращения весенних дождей влажность в этом слое в летнее время постепенно увеличивалась и к сентябрю с 31-32 мм доходила до 54-55 мм, то есть на 24 мм стала больше, что было связано с конденсацией, так как дождей не было. Исследования в районе Кара-Богаз-Гола показали, что 1 м² поверхности песка может дать в год 60 литров конденсационной воды.

Примером исследования естественной конденсации может служить Крым. Еще в 1930-50-х годах интерес к вопросу конденсации был очень большим. Опытные работы по конденсации проводились на Крымской оползневой станции. В 1932-1933 гг. в ней было оборудовано 4 конденсатора, представляющие собой коробки из оцинкованного железа. Площадь поперечного сечения каждого составляла 1256 см², объем заполненного щелью – 29 тыс. см³. Пористость породы составляла 40%. Максимальная конденсация была зарегистрирована осенью, в октябре. За 1934г в сумме за счет конденсации получили лишь 2,2 мм. В 1955 г. Крымской оползневой станцией были продолжены исследования по конденсации в окрестностях г.Ялты (местечко Эрекли), где были сооружены четыре шурпа-конденсатора с объемом 0,25 м³ каждый. Было установлено, что когда выпадают кратковременные дожди (< 6 мм, составляющих около 80 % всех осадков), то они непосредственно не влияют на процесс конденсации, она практически не снижается. В период, когда дожди выпадают часто, устанавливается устойчивая пониженная температура воздуха, которая может замедлить или даже прекратить процесс конденсации. Опытные конденсаторы в Крыму показали, что количество сконденсированной воды в ночное и дневное время почти одинаковы и некоторые несовпадения выявляются только при сравнении их сумм по пятидневкам. При этом ход изменений температур воздуха несколько отличается от процесса конденсации. Причем превалирование дневной конденсации над ночной (в среднем на 5-10 %) связано с повышением дневной абсолютной влажности из-за морских бризов, приносящий влагу со стороны моря в жаркие летние дни (Головинский, 1896).

Нельзя не обойти вниманием возможности конденсации в горной области Крыма. Ведь горный Крым - классический пример голого карста со всевозможными промоинами, воронками, колодцами и всякого рода пустотами -

является не только естественным аккумулятором талых и дождевых вод, но и обладает всеми микроклиматическими условиями конденсации воды. Об этом можно судить по следующим данным.

Еще в начале прошлого столетия отмечалось увеличение расхода Аянского родника (северо-восток Крымских гор) в дни, когда наблюдались особенно интенсивная конденсация атмосферной влаги на поверхности (Крубер, 1915). Позднее было вычислено, что конденсация обеспечивает 19% расхода Аянского родника (6 млн. м³/год). Расчеты показывают, что конденсация в известняковых массивах Крыма составляет 55 мм/год (при пустотности пород 3%), в пролювиально-обвальных отложениях - 72 мм/год (при пористости 15-17%). В целом для горного Крыма доля конденсации составляет 9% от нормы осадков, а удельная сезонная конденсация - 6,2 л/год для первых и 8 л/год для вторых (Глухов, 1965).

Наиболее представительными являются подсчеты для западной части Долгоруковского массива (Дублянский, 1969). Они были выполнены тремя независимыми методами: 1) микроклиматическим, основанным на непосредственном определении величины конденсации за счет 60 тыс. замеров в 1958-1966 гг. влажности воздуха, давления, температуры, скорости движения и объема воздуха; 2) гидрологическим, состоящим в допущении, что межновый сток формируется полностью за счет конденсации; 3) воднобалансовым, определяющим конденсацию, как разницу между годовым объемом подземного стока и годовой суммой атмосферных осадков. Подсчитанные этими методами результаты характеризовались достаточно хорошей сходимостью друг с другом. По ним получалось, что соотношение объема конденсационной влаги к объему карстовых пустот составило 8 л/м³ в сутки при доли таких пустот 3% от общего объема пород. Среднегодовая величина конденсации составляет в этом районе 7% от нормы осадков. Модуль подземного стока за счет конденсации равен 1,4 л/сек/км², что хорошо увязывается с данными Зибольда. Особенно существенна в водном балансе конденсация в летний период, когда она составляет 92-98% от величины питания подземных карстовых вод.

Существуют расчеты конденсации в восточной части горного Крыма: 40 мм/год при годовой норме осадков 535 мм и испарении 435 мм (Штенгелов, 1972). Если подсчитать эффективность увлажнения, которое представляет собой сумму конденсированной за год воды и годовых осадков за вычетом испарения, то доля конденсации составляет примерно 29% от этой величины.

Стоит упомянуть и о естественной конденсации атмосферной влаги растительностью (так называемые «горизонтальные осадки»). По данным Крымской горно-лесной станции, например, буковый лес получает за счет них около 250 мм воды в год, молодой сосновый лес - 60 мм в год (Ведь, 1971).

Следует сказать, что в некоторых уголках Земли горизонтальные осадки выполняют значительную роль, например, в так называемых мрачных тропических лесах. Они размещаются на высоте 900-1500 м. Весь лес окутан туманом, солнца почти никогда нет. Даже если нет дождя, с деревьев всегда капает: на листьях конденсируется облачная влага, и с них постоянно стекает вода (рис. 1).

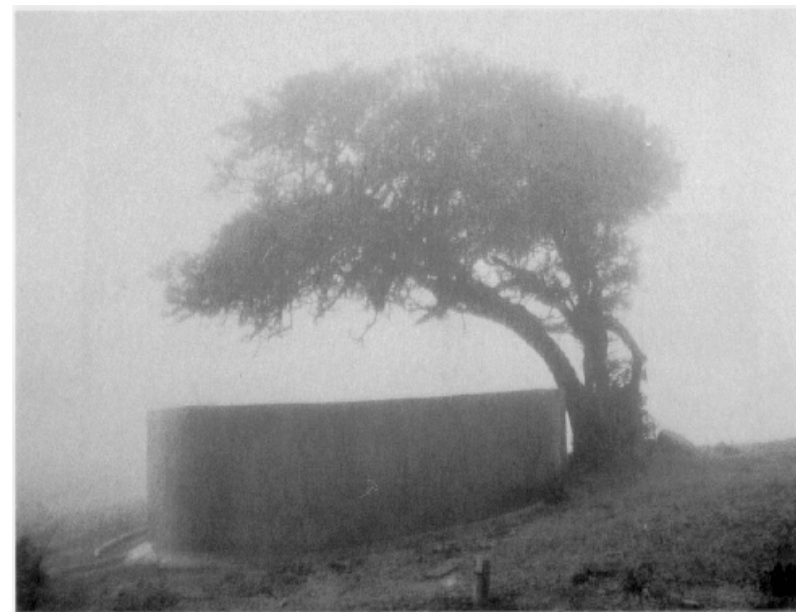


Рис. 1. Пример использования горизонтальных осадков.

Соотношение различных видов конденсации зависит от конкретных физико-географических условий. Химический состав сконденсировавшейся влаги определяется географическим положением района, характером почвенного и растительного покрова, типом хозяйственного использования земель и т. д. Анализ возможных концентраций наиболее токсичных элементов (тяжелые металлы) и соединений (пестициды) в сконденсировавшейся влаге засушливых тропических районов земного шара показал, что нигде они не превышают величин ПДК, установленных ВОЗ, представляя, таким образом, пресную воду высокого качества (Алексеев, Красовская, 1997).

В 1989-1990 гг. в северной части Чили проводился крупномасштабный эксперимент по сбору пресной воды с помощью 50 коллекторов в виде сетей площадью 48 м² каждый, устанавливаемых вертикально (рис. 2). В течение трех засушливых лет, когда в год выпадало от 10 до 80 мм осадков (т.е. эксперимент проводился в экстрааридной зоне) установка в среднем давала 7200 л/сутки. Пять коллекторов площадью 48 м² имели в Ель Тофо среднюю продуктивность в течение первых 16 месяцев эксперимента около 4 л/м² в сутки. Но средняя величина за 30 месяцев оказалась ниже и составила 3 л/м² в сутки (Schemenauer, Cereceda, 1991).



Рис. 2. Сети-коллекторы для сбора воды из тумана (Чили).



Рис. 3. Коллектор для улавливания росы (Оман).

Эксперименты по получению воды данным методом проводятся во многих районах мира. В 47 местах в 22 странах на 5 континентах сбор воды данным методом подтвержден экспериментально. Стоимость производства воды данным методом зависит от многих факторов, в частности от места расположения установки. Подсчитано, что при эксплуатации установки в районе эксперимента стоимость будет составлять 1 доллар за м^3 , при этом сюда включается стоимость изготовления коллекторов. Субсидируемая стоимость доставляемой в данную местность воды составляет 8 долларов за м^3 (Shtmtnauer, Cereceda, 1991).

Если говорить о нашей стране, то данный экологически чистый и дешевый способ получения пресной воды смог бы найти применение в районах Северного Кавказа, Калмыкии и Астраханской области.

Литература

- Алексеев В.В., Березкин М.Ю. Глобальная проблема нехватки пресной воды и эффективные пути ее решения. М.: Изд-во МГУ, 2005. – 91 с.
- Алексеев В. В., Красовская Т. М. Водяные пары как источник пресной воды в аридных районах земного шара // Проблемы освоения пустынь – 1997. №5.
- Аполов Б.А. Учение о реках. – М.: Из-во МГУ, 1963. Глухов И.Г. Роль конденсации в балансе карстовых вод горного Крыма // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 1965. №1.
- Ведь И. Горизонтальные осадки // Наука и жизнь. – 1971. № 1.
- Головинский И. Наблюдения над осадками в почве. С-Пб., 1896.
- Дублянский В.Н. Методика расчета конденсации влаги в трещинно-карстовых коллекторах // Бюлл. НТИ. Сер. гидрологии. – 1969. № 6.
- Крубер А.А. Карстовая область горного Крыма. – Симферополь. 1915.
- Лебедев А.Ф. Почвенные и грунтовые воды. – 1936.
- Штенгелов Е.С. Гидрогеологические условия и особенности карста восточной части Горного Крыма. 1972.
- Schemenauer R., Cereceda P. Fog-water Collection in arid Coastal Locations // AMBIO. 1991. V.20. Ns 7. – P.303—308.

ОСОБЕННОСТИ ЭНЕРГООБМЕНА МЕЖДУ АТМОСФЕРОЙ И ВОДОЕМОМ В ПЕРИОД РАЗВИТИЯ ВЕСЕННЕГО ТЕРМОБАРА

Блохина¹ Н.С., Орданович² А.Е.

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова
¹Физический факультет, ²Механико-математический факультет

Озера и пруды часто определяют своеобразный микроклимат в их окрестностях. Так, в Республике Карелия – в «озерном крае» – климат отличается высокой стабильностью: постепенное похолодание осенью, медленное потепление весной, прохладное лето без засух. Связано это с тем, что весной водоемы накапливают тепло за счет солнечной радиации, и это тепло, в дальнейшем, является стабилизатором микроклимата ближайших районов.

Следует отметить, что нагрев воды в водоеме происходит достаточно сложным путем. Прямой нагрев за счет радиации затруднителен потому, что поверхностная вода быстро нагревается и возникает устойчивая стратификация, которая препятствует перемешиванию и прогреву основной массы воды. При этом за счет прямого теплообмена и испарения в атмосферу уходит значительное количество тепла.

В природных условиях проблема интенсификации нагрева решается за счет возникновения в водоеме **термобара**. Суть явления такова. При подходящих условиях (прежде всего, малая глубина прибрежной зоны и, за счет этого, малая теплоемкость в этой области) прибрежные воды от начальной температуры 0°C (после таяния льда), достаточно быстро нагревается до температуры 4°C и выше. В связи с этим на некотором расстоянии от берега возникает область поверхностных вод с температурой 4°C , которая обладает максимальной плотностью. В этой области вода опускаясь до дна, образуя вертикальный слой с температурой 4°C (термобар) [1-2]. Поверхностная вода, за счет опускания вниз в районе термобара, возбуждая специфическую конвективную ячейку, принуждая двигаться прибрежную теплую воду к термобару, т.е. перемещаться в сторону открытой воды. Опускание воды в области термобара вызывает вторичную конвекцию в основной глубоководной толще воды водоема. В результате поверхностные холодные (температура меньше 4°C) воды центральной части водоема движутся к термобару, нагреваются до температуры максимальной плотности и возвращаются в нижний слой центральной части водоема, что способствует интенсификации нагрева и накопления тепла. Процесс заканчивается, когда термобар достигает центра водоема и вся вода нагревается до температуры, более чем 4°C . Таким образом, время жизни термобара является основной характеристикой интенсивности прогрева водоемов.

Заметим, что прогрев водоема существенно зависит от метеорологических характеристик воздуха (температура, влажность, скорость ветра). Если прибрежные воды уже значительно прогреты, а глубинные еще холодные, то, в зависимости от температуры и относительной влажности воздуха, в разных частях водоема потоки явного и скрытого тепла могут иметь разные знаки, усиливая или охлаждая прогрев поверхностных вод. Это, соответственно, скажется на времени жизни термобара и на значениях потоков тепла между водоемом и атмосферой в целом.

Указанное явление является весьма сложным и многофакторным, поэтому его наблюдение и экспериментальные исследования часто не могут дать полного описания происходящих процессов. В связи с этим представляет интерес математическое моделирование упомянутого явления и изучение основных факторов, определяющих энергетический обмен между атмосферой и водной массой. К таким факторам относятся, прежде всего, температура и относительная влажность воздуха.

Настоящая работа посвящена изучению, на основе математического моделирования, влияния температуры и относительной влажности воздуха на энергетический обмен между водоемом и атмосферой и их влияния на время жизни термобара.

Для моделирования весеннего термического бара в водоеме с наклонным дном использовалась математическая модель, разработанная авторами [3-5]. Для этого использовалась система уравнений Навье-Стокса в приближении Буссинеска.

$$\frac{\partial \vec{U}}{\partial t} + (\vec{U} \nabla) \vec{U} = -\frac{1}{\rho_1} \nabla p_1 + \nu \Delta \vec{U} - \vec{g} \gamma (T - 4^0\text{C})^2 \quad (1)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + (\vec{U} \nabla) T = \lambda \Delta T \quad (2)$$

$$\text{div} (\vec{U}) = 0 \quad (3)$$

Уравнение состояния в районе температуры максимальной плотности записывалось в виде:

$$\rho(T) = \rho_0(\tilde{T}) - \rho_1(T - \tilde{T}) = \rho_0(4^0\text{C}) - \rho_0(4^0\text{C})\gamma(T - 4^0\text{C})^2$$

Здесь \vec{U} – вектор скорости, T – температура, ρ – плотность воды, ρ_0 – плотность воды при 4°C , ρ_1 – отклонение плотности воды от ее максимального значения, \vec{g} – ускорение силы тяжести, t – время, ν и λ – соответственно, коэффициенты молекулярной вязкости и теплопроводности, $\gamma = 0,000075^\circ\text{C}^{-2}$.

Задача решалась в системе координат Ox_1, Ox_2, Ox_3 . Схема половины водоема, симметричного относительно оси Ox_3 представлена на (Рис.1). За начало отсчета принят левый нижний угол. Ось Ox_1 направлена вдоль термобара, ось Ox_3 – вертикально вверх.

Система уравнений (1)-(3) была преобразована соответственно методики выделения крупномасштабных структур в турбулентной среде [6].

При этом считалось, что вдоль оси X_1 движение однородно. Рассматривалась плоская задача, позволяющая введение функции тока ψ .

$$U_2 = \frac{\partial \psi}{\partial x_3}, \quad U_3 = -\frac{\partial \psi}{\partial x_2} \quad (4)$$

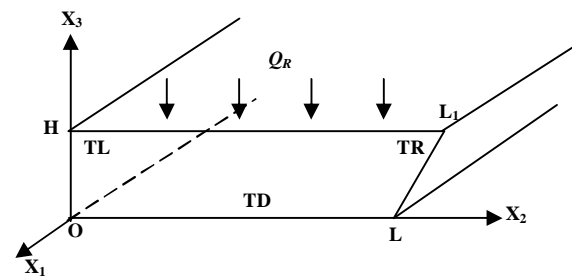


Рис.1. H – глубина водоема, L и L_1 – ширина по дну и поверхности соответственно, Q_R – заданный радиационный балансовый поток тепла на верхней границе водоема, TD , TL и TR – температуры дна водоема, левой и правой верхних границ, заданные в начальный момент времени.

Окончательно в переменных функции тока ψ и вихря φ в безразмерном виде система уравнений принимала вид:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \left(\frac{\partial \psi}{\partial x_3} \frac{\partial \varphi}{\partial x_2} - \frac{\partial \psi}{\partial x_2} \frac{\partial \varphi}{\partial x_3} \right) = \mu \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x_3^2} \right) - 2(T - T_4) \frac{\partial T}{\partial x_2} \quad (5)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \left(\frac{\partial \psi}{\partial x_3} \frac{\partial T}{\partial x_2} - \frac{\partial \psi}{\partial x_2} \frac{\partial T}{\partial x_3} \right) = \mu \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial x_3^2} \right) \quad (6)$$

$$\Delta \psi = \varphi \quad (7)$$

Здесь в качестве масштабов при обезразмеривании приняты: размеров L_m - глубина водоема H , температуры $T_m = 1/\sqrt{\gamma}$, скорости $V_m = \sqrt{gH}$, времени $t_m = \sqrt{(H/g)}$. Масштаб коэффициента турбулентной вязкости $\nu_m = H\sqrt{gH}$, так что $\mu = \nu_T / H\sqrt{gH}$ - безразмерный коэффициент обмена. T_4 - безразмерное значение температуры максимальной плотности пресной воды.

Для замыкания системы уравнений и вычисления коэффициента турбулентной вязкости ν_T используется известное соотношение $\nu_T = C\varepsilon^{1/3}H^{4/3}$. Здесь ε - скорость диссипации турбулентной энергии, которая находится из уравнения баланса турбулентной энергии. Коэффициент C подбирается экспериментально (эта проблема подробно обсуждается в работе [7]).

При этом считается, что:

1. коэффициенты турбулентного обмена постоянны во всей среде и много больше соответствующих молекулярных коэффициентов;
2. турбулентное число Прандтля равно единице, т.е. $\nu_T = \lambda_T$.

Проблема замыкания системы уравнений подробно обсуждается также в работах [4-6].

Учитывая выражения для скоростей U_2 и U_3 через функцию тока (4), уравнение замыкания в безразмерном виде в переменных функции тока приняло вид:

$$\mu^2 = \left(\frac{\nu_T}{H\sqrt{gH}} \right)^2 = \frac{c^3}{s} \int_s \left[4 \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x_2 \partial x_3} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x_3^2} - \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_2^2} \right)^2 - (T - T_4) \frac{\partial T}{\partial x_3} \right] ds \quad (8)$$

где s - безразмерная площадь области решения задачи.

В безразмерном виде граничные условия записываются следующим образом.

На дне водоема - условия прилипания и непроницаемости для скорости и отсутствия потока тепла.

$$\frac{\partial \psi}{\partial x_2} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_3^2} = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial x_3} = 0. \quad (9)$$

На правой наклонной боковой границе ставятся условия прилипания и непроницаемости для скорости и отсутствие потоков тепла.

$$\frac{\partial \psi}{\partial n} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial n^2} = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial n} = 0. \quad (10)$$

На левой границе области ставится условие симметрии для всех переменных.

$$\psi = 0, \quad \varphi = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial x_2} = 0. \quad (11)$$

На верхней границе для скоростей задается условие свободной границы

$$\frac{\partial \psi}{\partial x_2} = 0, \quad \varphi = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_3^2} = 0 \quad (12)$$

и поток тепла

$$-\mu \frac{\partial T}{\partial x_3} = Q, \quad (Q = Q_R + Q_T + Q_L) \quad (13)$$

который складывается из безразмерных явного

$$Q_T = \rho_a c_p C_T (T - T_{air}) V / Q^b, \quad (14)$$

скрытого

$$Q_L = LC_q (q - q_{air}) V / Q^b \quad (15)$$

и радиационного балансового Q_R потоков.

Под радиационным балансовым потоком понимается разность между поглощённой коротковолновой солнечной радиацией и длинноволновым эффективным излучением с поверхности водоема.

В качестве масштабов потоков принята величина $Q^b = \sqrt{\gamma} / c_p \rho_a \sqrt{gH}$; ρ_a и ρ_w - плотность воздуха и воды соответственно; V - скорость ветра на высоте 10 м над поверхностью воды; c_p - теплоемкость воздуха при постоянном давлении; C_D - коэффициент трения; C_T и C_q - коэффициенты Стентона и Дальтона для переноса тепла и влаги соответственно; L - скрытая теплота парообразования, T_{air} - температура и удельная влажность воздуха; T и q - температура поверхности воды и удельная влажность вблизи ее поверхности.

Для вычисления скрытого потока тепла размерное его выражение

$$Q_L^D = Q_L * Q^b = LC_q (q - q_{air}) V$$

было преобразовано. Удельную насыщающую влажность воздуха q вблизи подстилающей поверхности можно выразить через насыщающую влажность Φ при температуре подстилающей поверхности T следующим образом:

$$q = \Phi(T) = \Phi(T_{air} + (T - T_{air})) = \Phi(T_{air}) + \frac{\partial \Phi}{\partial T} (T - T_{air}).$$

Удельную влажность воздуха представим как $q_{air} = f * \Phi(T_{air})$, где f - относительная влажность воздуха. Тогда

$$Q_L^D = LC_q (q - q_{air}) V = (1 - f) \Phi(T_{air}) + \frac{\partial \Phi}{\partial T} (T - T_{air}). \quad (16)$$

Насыщающую влажность воздуха вычисляли по формуле $\Phi(T) = 0.8 * E / (1 + \frac{1}{273} T)$, где $E = E_o * 10^B$. Здесь упругость водяного пара $E_o = 6.11$ мбар, $B = \frac{7.63 * T}{241.9 + T}$.

В начальный момент времени движение жидкости в водоеме отсутствует. Температура на верхней, левой и правой границах изменяется по линейному закону. На верхней границе ($x_3 = H$) от температуры TL до температуры TR. На левой ($x_2 = 0$) границе от температуры TD=4°C до температуры TL. На наклонной границе от температуры TD=4°C до температуры TR. На нижней границе ($x_3 = 0$) температура дна задавалась равной $TD = 4^0 C$. Внутри рассматриваемой области температура так же изменялась по линейному закону от температуры TD до значения температуры на верхней границе в данном i-ом столбце. Начальное поле функции тока ψ и начальное поле вихря φ принимались равными нулю во всей области моделируемого водоема $\psi(k, i) = \varphi(k, i) = 0$.

Задача решалась численно. Система уравнений (5)-(7), граничные условия (9)-(13) и уравнение замыкания (8) записывались в конечно-разностном виде с использованием центральных разностей для аппроксимации пространственных и односторонних для временных производных. Использовалась явная конечно-разностная схема. Уравнение Пуассона решалось методом последовательной верхней релаксации [6]. Расчеты проводились на сетке 26x52. Шаг сетки по вертикали равнялся 0.4 м, а по горизонтали – 20 метров.

Рассматривалось плоское движение жидкости в водоеме с наклонным дном глубиной 10 м и шириной 940 м (половина водоема) (Рис 1). В начальный момент времени температура во всем водоеме была меньше 4°C, температура на дне равнялась 4°C. Считалось, что на поверхность водоема падает постоянный по времени и акватории водоема радиационный балансовый поток $Q_R = 200$ Вт/м². Температура T_{air} и относительная влажность f воздуха так же задавались постоянными по времени и по поверхности водоема. Рассматривались варианты, при которых температура T_{air} изменялась от 0 до 16°C с шагом 2°C, а относительная влажность принималась равной $f = 40, 60$ и 80%. Расчеты проводились при скорости ветра $V = 2$ м/с. Как показали наши исследования [9], малые значения скоростей ветра мало влияют на динамику возникновения и развития термобара, но существенно влияют на величину потоков явного и скрытого тепла.

В результате расчетов были получены поля распределения температуры (T), функции тока (ψ), значения явного (Q_s) и скрытого потоков (Q_L) на поверхности водоема и оценено время жизни термобара для различных значений температуры и относительной влажности воздуха.

Распределение явного потока тепла по поверхности водоема и его изменение во времени представлены на Рис.2(а, б, в). На этих и всех последующих рисунках положительное значение потоков соответствует оттоку тепла с поверхности воды, т.е. ее охлаждению, а отрицательное значение – нагреву. По

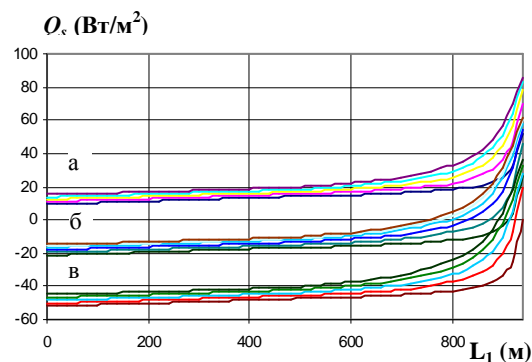


Рис.2. Значения явного потока тепла Q_s при относительной влажности воздуха $f = 80\%$ и температуре воздуха $T_{air} = 0^0 C$ (а), $T_{air} = 8^0 C$ (б), $T_{air} = 8^0 C$ (в). В каждой серии кривых нижняя соответствует моменту времени $t = 11.1$ ч. после возникновения термобара, а верхняя - $t = 55.5$ ч. с шагом по времени 11.1 часа.

оси абсцисс отложено расстояние от центра до берега водоема по его поверхности. Прямой зависимости явного потока тепла Q_s от относительной влажности воздуха f нет. Однако для различных значений f и одной и той же температуре воздуха Q_s все же отличаются, так как при разных значениях f существенно изменяется суммарный поток тепла, а следовательно, и температура поверхности вод. Это и приводит к изменению перепада температуры вода-воздух и незначительному изменению значения явного потока тепла. Так максимальное расхождение в значениях Q_s при одной и той же температуре воздуха и разных значениях f (40 и 80%) составляет не более 10 %.

На рисунке Рис.2 все результаты приведены для относительной влажности воздуха $f = 80\%$. Потоки тепла существенно различаются для прибрежной зоны и центральной части водоема. Характерной для всех рассмотренных ситуаций является значительный положительный поток тепла (охлаждение поверхности) в прибрежной зоне, несмотря на ее существенный нагрев.

В глубоководной части водоема поток явного тепла мало изменяется при удалении от берега и зависит, в основном, от температуры воздуха. В случае достаточно теплой атмосферы вклад явного тепла отрицателен (водоем нагревается) и может достигать до 25% от радиационного балансового потока.

Большую роль в энергообмене между атмосферой и водоемом имеют скрытые потоки тепла (Q_L), которые зависят как от перепада температуры вода-воздух, так и от его влажности (16).

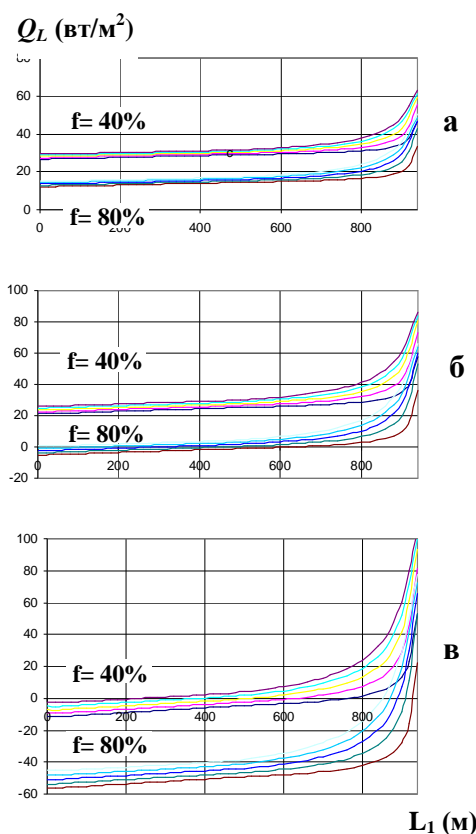


Рис.3. Значения скрытого потока тепла Q_L по акватории водоема при температуре воздуха $T_{air}=0^{\circ}\text{C}$ (а), $T_{air}=8^{\circ}\text{C}$ (б), $T_{air}=16^{\circ}\text{C}$ (в) и относительной влажности воздуха $f=40\%$, $f=80\%$. В каждой серии кривых нижняя соответствует моменту времени $t=11.1$ ч. после возникновения термобара, а верхняя - $t=55.5$ ч. с шагом по времени 11.1 часа.

щееся испарение действует как отрицательная обратная связь, препятствуя перегреву воды в мелководной прибрежной зоне. В глубинной части водоема потока скрытого тепла Q_L существенно зависят от влажности воздуха. При низких температурах воздуха испарение дает значительный охлаждающий эффект, тем больший, чем ниже влажность атмосферы («сухой воздух») (Рис.3а). При

На Рис.3 (а, б, в) представлены зависимости потоков скрытого тепла по акватории водоема для значений температуры воздуха $T_{воз}=0^{\circ}\text{C}$ (Рис.3а), $T_{воз}=8^{\circ}\text{C}$ (Рис.3б), $T_{воз}=16^{\circ}\text{C}$ (Рис.3в), при относительной влажности воздуха $f=40\%$ (верхние серии кривых) и $f=80\%$ (нижние серии кривых) в моменты времени $t=11.1$, 22.2, 33.3, 44.4, 55.5 часов после начала прогрева водоема. Напомним, что положительное значение потоков соответствует оттоку тепла с поверхности воды, т.е. ее охлаждению, а отрицательное значение – нагреву. По оси ординат показано расстояние от центра до берега водоема по его поверхности.

Так же, как и в предыдущем случае, в прибрежной зоне потоки скрытого тепла положительны при любой влажности, т.е. существенно охлаждают поверхность за счет испарения. Особенно это проявляется при малой влажности воздуха, когда охлаждающие потоки достигают 50% от значения балансового потока Q_R (Рис.3в). Происходит это потому, что прибрежная вода интенсивно нагревается и увеличиваю-

относительной влажности $f=40\%$ охлаждение за счет испарения сопоставимо с потоком явного тепла. Увеличение влажности до 80% существенно уменьшает скрытый поток тепла.

При повышении температуры воздуха влияние испарения (или конденсации) существенно увеличивается. Так при температурах воздуха 16°C и значительной влажности воздуха (80%) (Рис.3в) интенсивно происходит процесс конденсации. В этом случае поток скрытого тепла отрицательный (идет нагрев водоема) и по своему значению может достигать до 20-30% от радиационного балансового потока. Заметим, что с увеличением времени прогрева водоема и развитием термобара дополнительный нагрев водоема за счет скрытого потока тепла уменьшается. При относительной влажности 40% дополнительный нагрев водоема наблюдается лишь в начальной стадии развития термобара.

Таким образом, в нашем случае, дополнительный нагрев водоема за счет скрытого потока тепла может наблюдаться только при высоких температурах и влажности воздуха. Он может составлять в глубинной его части до четверти от заданного радиационного балансового потока тепла ($Q_R=-200$ Вт/м²). Охлаждение же за счет испарения происходит при небольших температурах воздуха на всей акватории водоема.

В целом, суммарный поток скрытого и явного тепла, при определенных условиях может достигать до 50% от заданного потока Q_R (-200 Вт/м²). Таким образом, метеоусловия могут существенно влиять на энергообмен между атмосферой и водоемом.

Как уже указывалось, критерием влияния метеоусловий является время жизни термобара, т.е. время в течении которого весь водоем прогревается до температур выше 4°C . На Рис. 4 показан график зависимости времени жизни термобара от температуры и влажности воздуха. Наиболее быстро термобар развивается при высокой температуре и относительной влажности воздуха. Так термобар от берега до центра водоема (940 м) при температуре воздуха 15°C и $f=80\%$ проходит за $t_{TB}=46$ часов непрерывного прогрева водоема, в то время как при $f=40\%$ - за $t_{TB}=57$ часов. Разница во времени жизни термобара составляет порядка 11 часов. Для низких температур воздуха эта разница порядка 5 часов. По этому графику можно определить какие метеорологические ситуации соответствуют одному и тому же времени существования термобара. Например, $t_{TB}=57$ часов соответствует следующим ситуациям: $T_{воз}=0^{\circ}\text{C}$, $f=80\%$; $T_{воз}=4^{\circ}\text{C}$, $f=60\%$; $T_{воз}=15^{\circ}\text{C}$, $f=40\%$.

Заметим, что заданный при расчетах в модели радиационный балансовый поток тепла Q_R является завышенным. При меньших значениях этого потока явный, и, особенно, скрытый потоки тепла могут достигать значений, сопоставимых с заданным радиационным потоком. Проведенные исследования учитывают только два важнейших метеопараметра.

Существенное влияние на энергообмен между водоемом и атмосферой могут оказать ветер, вариации радиационного потока (как за счет облачности и, особенно, за счет суточного хода) и ряд других факторов. Однако одно временно учет всех параметров затруднителен и малоэффективен.

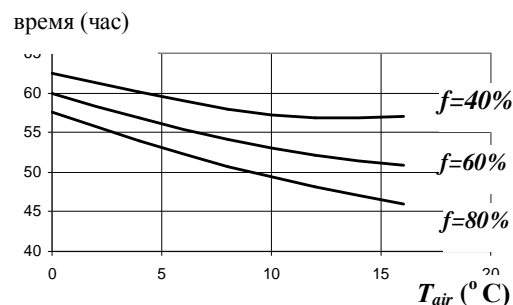


Рис.4. Время жизни термобара в зависимости от температуры воздуха T_{air} для различных значений относительной влажности воздуха f .

зависит от метеорологических условий. Возникающие на границе раздела потоки тепла в весенний период развития термобара могут быть значительными и существенно влиять на локальные изменения погодных условий в районе озер и водохранилищ.

Работа выполнена при финансировании РФФИ (гранты № 06-05-64911-а).

Литература

1. Тихомиров А.И. О термическом баре в Якимварском заливе Ладожского озера. Изв. Всесоюзного географического общества, 1959, т.91, №5, с. 424-438.
2. Тихомиров А.И. Термика крупных озер. Л.: Наука, 1982. 232 с.
3. Блохина Н.С., Савельева О.С., Орданович А.Е. Математическое моделирование весеннего термобара. Физические проблемы экологии (экологическая физика), т.4, под ред. В.И.Трухина, Ю.А.Пирогова, К.В.Показеева. изд-во Физического фак-та МГУ, Москва, 1999, с.54-61.
4. Блохина Н.С., Орданович А.Е., Савельева О.С. Модель возникновения и развития весеннего термобара. Водные ресурсы, 2001, т.28, № 2, с.224-228.
5. Блохина Н.С., Овчинникова А.В., Орданович А.Е. Математическое моделирование весеннего термобара в неглубоком водоеме, Вестник Московского университета. Серия 3, Физика. Астрономия, 2002, № 2, с.60-66.
6. Ковалев В.А., Орданович А.Е. Физико-математическая модель турбулентного горизонтального стратифицированного потока с учетом когерентных структур. //Препринт Московский Университет. , 1981.
7. Т.В. Глуховская, А.Е. Орданович. О турбулентной конвекции в плоском горизонтальном слое. Механика жидкости и газа, 1993, №6, с.49-56.

Данное исследование позволяет выбрать характерные режимы температуры и влажности в период развития термобара и, используя их, расширить область исследований влияния других факторов.

Таким образом, математическое моделирование показало, что возникновение и развитие термобара существенным образом

8. Роуч П. Вычислительная гидродинамика. изд-во «Мир», Москва, 1980. 616 с.
9. Блохина Н.С., Соловьев Д.А. Влияние ветра на динамику развития термобара в период весеннего прогрева водоема, Вестник Московского университета. Серия 3, Физика. Астрономия, 2006, № 3, с. 59-63.

СВЯЗЬ КОЛЕБАНИЙ ОЗОНОВОГО СЛОЯ ЗЕМЛИ С ПАРАМЕТРАМИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Ю.А.Борисов, А.А.Гальченко, С.П.Перов

Введение

В 1996 году Геофизическим отделением физического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова была организована и проведена конференция «Взаимодействие в системе литосфера-гидросфера-атмосфера», цель которой была - сконцентрировать внимание исследователей на назревшей необходимости рассмотрения оболочек Земли (сфер) как единой системы с акцентом на процессы контактных зон или поверхностей раздела. За прошедшие годы не достигнуто пока еще существенного продвижения в этом направлении, несмотря на появление ряда заслуживающих внимание работ, например [7], о воздействии короткоживущих подкоровых (т.е. в коре Земли) локальных возмущений на поверхность суши, океана и атмосферу (включая озоновый слой).

В общей проблеме изучения взаимодействия геосфер и воздействия на них внешних факторов важно найти наиболее чувствительные связи и индикаторы таких связей. В этом смысле уникальными особенностями обладает озон земной атмосферы. Консервативность озона в тропосфере и нижней стратосфере, т.е. его большое время жизни в этих слоях по сравнению с временем синоптических процессов делает его естественным трассером широкого спектра атмосферных движений. В верхней части озоносферы (средняя и верхняя стратосфера и вся мезосфера) время жизни озона исчисляется минутами и часами, и здесь он находится в фотохимическом равновесии с радиационным полем от Солнца и Земли, что также позволяет исследовать динамические процессы (например при распространении, отражении и взаимодействии внутренних атмосферных гравитационных волн, поскольку эти движения влияют на перераспределение озоноактивных малых газовых составляющих (МГС) – окислов азота, водорода, галогенов, поразному реагирующих с озоном. В данной работе это демонстрируется на примере анализа возмущенного периода августа 1997 года – фазы развития самого мощного в XX веке явления Эль-Ниньо 1997-98 гг, когда в фотохимическом слое произошло перемешивание всех МГС, что привело к абсолютно аномальной ситуации – практически полному отсутствию антикорреляции озона и температуры в глобальной озоносфере (30-50 км) (Рис. 1).

В работе исследуются колебательные процессы в озоносфере и возникающие при этом квазистационарные структуры (рис.2) и их возможная связь с когерентными структурами в океане. Заметим, что термин

«когерентные структуры» применяется для обозначения спонтанно возникающих устойчивых образований, сохраняющих некоторые закономерные свойства на фоне хаотических флуктуаций (В.И. Татарский). Появление когерентных структур типа стоячих волн хорошо идентифицируется при анализе полей общего содержания озона (ОСО) по данным спутниковых наблюдений [3], а также при анализе данных, полученных при уникальных орбитальных наблюдениях с помощью аппаратуры CRISTA в ноябре 1994 и августе 1997 годов [1,2,4]. В работе сопоставлены пространственно-временные структуры в полях температуры и уровня поверхности океана со структурами в полях ОСО и характеристиками озоносферы на различных высотных уровнях. При этом были использованы данные спутников ASTRO-SPAS-CRISTA-1, -2), Earth Probe (TOMS), TOPEX/POSEYDON, Jasson (Altimeters). Наибольший интерес для поставленной задачи представляет 1997 год, период формирования и развития явления Эль-Ниньо, экстремального природного явления такого типа в XX веке, повлиявшего на динамику всей озоносферы (рис. 1) [6].

ТРЕНДЫ И КОЛЕБАНИЯ ОЗОНОВОГО СЛОЯ

Данные наблюдений многочисленных (более 100) наземных станций и озонометрических орбитальных приборов (TOMS, SAGE, BUVS, TOVS), ведущих наблюдения за динамикой озоносферы, общим содержанием озона - ОСО, его вертикальным распределением, и приземной концентрацией озона регулярно публикуются и обсуждаются научной общественностью и позволяют делать достоверные выводы об эволюции озонового слоя за последние 30-40 лет (первые регулярные наблюдения ОСО на нескольких станциях начались по инициативе английского геофизика Добсона еще в конце 20-х годов прошлого века, однако достаточно массовый уровень они приобрели после начала Международного геофизического года в 1957 году. Генерация озона происходит в основном там, где существует избыток ультрафиолетового излучения - в тропической стратосфере на высотах 30-40 км, где озон образуется при фотолизе молекулы кислорода на атомы с быстрым последующим превращением в реакции трех частиц с участием атома и молекулы кислорода, а также молекулы азота. Разрушается же озон при фотолизе его молекулы солнечным светом с длиной волны менее 1 мкм и в каталитических циклах (цепных реакциях) с участием гид-роксидов, оксидов азота, хлора, брома и ряда других соединений. Из тропической стратосферы озон разносится воздушными течениями в средние и полярные широты. Таким образом, строение и динамика озонового слоя определяются фотохимией и динамикой атмосферы. Расчеты и наблюдения свидетельствуют: в последние 20-25 лет за счет естественных и антропогенных факторов характеристики динамики атмосферы, ее циркуляция и химический состав газокатализаторов, определяющих фотохимический сток озона, изменяются [5,6]. При этом определяющим фактором, по-видимому, является глобальный процесс изменения циркуляции в атмосфере, а частое появление отрицательных аномалий озона в средних широтах (т.н. «мини-дыр») можно объяснить частыми вторжениями воздуха нижней тропической стратосферы,

обедненной озоном, в стратосферу умеренных, а иногда и полярных широт [2, 6, 9].

В пользу точки зрения, в соответствии с которой наблюдаемые изменения озонового слоя являются последствиями атмосферно-динамических процессов, в частности, глобального изменения циркуляции, свидетельствуют следующие факты: 1)- наблюдаемые изменения озонового слоя хорошо согласуются с изменениями метеорологических параметров климатообразующих центров действия атмосферы (Азорский и другие субтропические циклоны - центры действия, как их называют метеорологи, Сибирский антициклон и др.); 2) - озоновые аномалии, возникающие в Северном полушарии, отличаются существенной сезонностью, что представляется необъяснимым, если исходить из предположения о глобальном истощении озоновой продуктивности фотохимически активного слоя; 3)- при аномально низких содержаниях общего содержания озона на всех станциях Северного полушария основной дефицит парциального давления озона наблюдается в области ниже озонового максимума (15-20 км), что находится в полном соответствии с атмосферно-динамическим механизмом, описанным ранее. Этот же механизм подтверждается и тем фактом, что высота озонового максимума на всех станциях Северного полушария имеет значимый положительный тренд.

В [10] методами вейвлет-анализа были проанализированы ряды ОСО по данным TOMS с 1978 по 2000 год, зонально усредненные с шагом 10 градусов по широте и 1 месяц по времени. Целью анализа являлось уточнение природы медленных изменений (трендов), наблюдаемых в рядах общего содержания озона и установление взаимосвязей между этими изменениями в различных широтных зонах. Кроме того был проведен анализ статистической значимости различного вида трендов, что важно для проблемы климата также. Полученные вейвлет-образы зональных рядов и остатки разложения прежде всего были исследованы на наличие линейных и параболических трендов. Оказалось, что остатки разложения статистически значимых трендов не имеют, что еще раз подтвердило эффективность использования версии вейвлет-анализа с точки зрения улучшения соотношения сигнал/шум в рядах данных наблюдений. Применительно к вейвлет-образам параболические тренды оказались значимыми на 95% уровне для всех широтных, а линейные - для всех кроме двух, прилегающих к экватору. Временной ход этого минимума от экваториальной зоны к полюсам заставляет предположить, что возможный источник таких долговременных изменений озонового слоя планеты расположен в приэкваториальной зоне и может быть связан с долговременным изменением циркуляционных (в т.ч. и волновых) характеристик тропической атмосферы [3], зависящих от параметров экваториальных и тропических вод океана и выбросов (стримеров) озона от экватора к полюсам (см. ниже). На базе вейвлетной модели, учитывающей сезонные особенности, по тем же самым среднемесячным данным TOMS за период 1979-1997 созданы два компьютерных анимационных фильма, визуализирующих эволюцию озонового слоя, в которых показана главная роль глобальных климатических событий (Эль-Ниньо, Ла-Ниньо, извержения вулканов) в возникновении, развитии и исчезновении озоновых аномалий с временным масштабом

несколько месяцев - год в различных районах Земли. Их можно рассматривать как возникающие и исчезающие стоячие волны, причем хорошо видно разделение озоносферы на тропическую и внетропические части. В тропической части хорошо заметна динамика структурирования, часто охватывающая все долготы, с несколькими типами положительных и отрицательных вытянутых вдоль экватора вейвлетов: +/-, -/+, +/-/+, -/+/-, + и -. При этом отрицательные аномалии более интенсивны, особенно после извержения вулканов (Эль-Чичон, 1982 и Пинатубо, 1991) и событий Эль-Ниньо (1983, 1987), Ла-Ниньо (1988) и наблюдаются в основном над Тихим океаном. Сильные положительные вейвлеты наблюдались только в периоды 1978-1982 гг. и 1988-93 гг., т.е. в максимумы 21-го и 22-го 11-ти летних солнечных циклов и тоже в основном над Тихим океаном. Отметим, что для периода минимума активности Солнца 1984-1987 гг. характерна в целом более спокойная обстановка со слабыми аномалиями обоих знаков, с преобладанием отрицательных. Во внетропических широтах наибольшие амплитуды аномалий характерны для зимнего и начала весеннего сезонов.

Таким образом можно утверждать, что физическими причинами эволюции озонового слоя Земли как части открытой системы, какой является атмосфера, являются глобальные изменения, происходящие в океане особенно в периоды потеплений (Эль-Ниньо) и похолоданий (Ла-Ниньо) температуры воды в самом верхнем слое тропической восточной части Тихого океана, а также и в других геосферах планеты при воздействии также и внешних факторов. Последние, хотя и могут быть слабыми с энергетической точки зрения (например, космические лучи), однако могут приводить к реализации усилительных меха-низмов с большим энерговыделением. Одним из основных факторов, воздействующих на атмосферную динамику и эволюцию озонового слоя, можно считать глобальное потепление (в т.ч. океана) и связанное с ним изменение атмосферной циркуляции. Важную роль играет также изменение океанической циркуляции. Все эти и другие факторы интерактивного и в общем случае нелинейного взаимодействия приводят к изменению спектра колебаний ат-мосферы и в том числе озонового слоя. Прогнозирование такой сложной системы представля-ет в настоящее время пока неразрешимую задачу и поэтому необходимо искать новые подходы к анализу таких сложных систем, какой является наша Земля. Самым убедитель-ным свидетельством о крайне ограниченной возможности современного модельного физико-математического (иногда его называют гидродинамическим, поскольку оно основано на классических уравнениях гидродинамики) прогнозирования может служить существенное расхождение между реальным и модельным состоянием атмосферы при численном экспе-рименте «из прошлого в настоящее», причем не только для климата тропосферы, но и для такой сра внительно простой среды как мезосфера и мезопауза, где за последние десятиле-тия зарегистрирован темп охлаждения воздуха около 1 градуса в год (!) [11].

Возможно, что изменение глобальной циркуляции и связанная с ней эволюция озонового слоя будут продолжаться и в XXI столетии (весь вопрос – в каком направлении!). Выше было показано движение минимума параболических трендов озона от экваториальной зоны к полюсам, что можно

считать подтверждением ключевой роли энергонасыщенной тропической атмосферы в глобальных изменениях циркуляции.

РОЛЬ МИРОВОГО ОКЕАНА

Пока еще плохо изученная изменчивость процессов в Мировом океане априори играет одну из основных ролей в климатической системе (в т.ч. озоносфере). Основное тепло океанской воды сосредоточено в экваториальной части между 15 градусами широты в обоих полушариях, где хорошо развит т.н. термоклин - слой воды с вертикальным градиентом те-мпературы большим, чем в выше- и нижележащих слоях. Существование любого термоклина определяется притоком или отдачей тепла на поверхности вместе с процессами пе-ремешивания, другими словами на него влияют метеорологические и геофизические процессы в атмосфере, гидросфере и твердой Земле. Считается, что термоклин образуется благодаря потоку холодной воды, идущему от полюсов к экватору, и потоку теплой воды в противоположном направлении. Термоклин подвержен суточным, сезонным и более дол-говременным вариациям. В последние десятилетия разработаны различные модели термо-халинной циркуляции, в которых учитывается зависимость между циркуляцией и термоклином. Важный результат моделирования Гольфстрима был представлен акад. А.С.Саркисяном на Кибелевских чтениях 19.10.2004 г.: совпадение численных экспериментов с наблюдениями возникает скачком при уменьшении шага пространственной сетки менее 100 км - весьма интересный факт и для моделирования атмосферных процессов. Ведь для корректного учета потоков тепла, импульса и примесей необходимо учитывать весь спектр пространственно-временных колебаний параметров среды - от самых малых до самых больших.

Крупномасштабная океаническая циркуляция состоит из потоков, управляемых ветрами (несколько сот метров верхнего слоя), течениями, управляемыми потоками тепла и свежей (пресной) воды через поверхность с последующим смешением теплой и соленой вод (т.н. термохалинная циркуляция), и из гравитационных лунных и солнечных приливов. Эти потоки, взаимодействуя между собой нелинейным образом (т.к. течения изменяют распределения теплой, холодной, пресной и соленой воды) и формируют достаточно стабиль-ную циркуляцию. Однако при достаточных возмущениях в системе атмосфера-океан (например, явления Эль-Ниньо, Ла-Ниньо, связанных с Южным колебанием [6]) управляемые ветром поверхностные течения, могут влиять на апвеллинг (подъем глубинных вод - дивергенция Экмана). Возмущение может быть связано с действием пресной поверхност-ной воды на механизм термохалинной циркуляции (с ее сильно нелинейной реакцией), приводящей к большим изменениям в транспорте тепловой энергии. Возмущающее действие приливов также необходимо учесть, поскольку они принимают участие в эволюции климатической системы, формируя один из главных источников турбулентной энергии для перемешивания океана (дополнительно к тому, который производится ветром).

Глобальная термохалинная циркуляция («conveyor belt») в сильно упрощенном виде состоит из замкнутых глобальных потоков: приповерхностного, глубоководного и придонного и связана с мощным

антарктическим циркумполярным западным течением, охватывающем всю глубину океана вокруг ледяного континента. От этого течения ответвляется поток, следующий к экватору вдоль тихоокеанского побережья Южной Америки, далее по экватору через Индонезийский архипелаг и Индийский океан в Атлантический океан, огибая Африку и устремляясь через экватор в Мексиканский залив, где формируется мощный Гольфстрим. Эта система поверхностных течений заканчивается в трех основных районах формирования глубоководных источников - Северной Атлантике и в Антарктических морях Росса и Уэдделла. Некоторые важные оценки мощности этих источников даны в [13]; там же приведена оценка потока тепла в субтропическом Гольфстриме - она может достигать 10(15) Вт, увеличивая температуру воздуха в Северной Атлантике на 10 градусов.

Большую роль в современных исследованиях океана и климата вообще играют наблюдения высоты уровня океана со спутника TOPEX/POSEIDON (США/Франция), дополненными в последние годы наблюдениями с аналогичных спутников Jason. Они зафиксировали с 1992 г подъем уровня мирового океана на несколько сантиметров (как считают из-за глобального потепления). Был накоплен огромный статистический материал по пространственно-временной изменчивости и обнаружены мезомасштабные, кластерные и крупномасштабные структуры (аномалии высоты обоих знаков от - 18 см до + 14 см), т.н. «холмы» и «долины», возникающие в различных областях Мирового океана и имеющие преимущественное движение в открытых частях океана на запад со средней скоростью несколько десятков км в сутки. В субполярных частях океанов может возникать противоположная или нулевая фазовая скорость, также как в крупных заливах или закрытых морях видны вращающиеся стационарные структуры [13]. При этом они могут в течении недель менять свои параметры, исчезать и появляться вновь.

Одна из ключевых ролей мирового океана в современных представлениях о климате связана с колоссальным резервуарным количеством углекислого газа, содержащегося в нем (в 50 раз больше, чем в атмосфере), а также метана, связанного в донных осадках в газогидраты. Динамическое равновесие (или его нарушение) потоков CO_2 между атмосферой и океаном, а также роль в этих процессах планктона, требуют отдельного рассмотрения в рамках глобального углеродного цикла. (Отметим, что реакция планктона в открытых антарктических водах на возросшую УФ-Б радиацию из-за возникающей там в сентябре-октябре озоновой аномалии («дыры») недостаточно изучена, хотя и не является однозначно катастрофической, как предсказывалось в 1980 годы [2]). По последним данным основной источник CO_2 в океане находится в восточной тропической части Тихого океана между 5 град. с.ш. и 15 град. ю.ш. (до 12 молей/кв.метр/год), а его сток - в умеренных широтах Атлантического, Индийского и Тихого океанов в обоих полушариях (до -10 молей/кв.метр/год) [12].

Важную роль в пространственно-временной структуре озонового слоя играют изменения в облачных полях: во-первых, вследствие увеличения за счет альбеда уходящей фотохимически активной видимой (в основном) и УФ-радиации Солнца и, во-вторых, формирование и эволюция облаков связаны с

выделением скрытой теплоты конденсации, воздействующей на формирование и распространение целого спектра внутренних гравитационных волн (ВГВ), воздействующих на озоносферу. Что касается первого фактора, то оценки показывают, что на высоте 35-40 км концентрация озона может уменьшиться на 10%, а температура - на 2-3 градуса. Таким образом, этот слой атмосферы является дополнительным к тропосферному источником возникновения внутренних волн, причем всех типов - экваториальных, приливных, гравитационных (если их период одного порядка с временем существования облачных масс). Формирование облаков и облачных масс (кластеров) во многом определяется процессами конвекции (особенно в тропиках), в т.ч. связанными с температурой поверхности океана, а также особенностями систем циркуляции в тропосфере (внутритропическая зона конвергенции, тропические циклоны, Эль-Ниньо и т.д.). На рис. 2 представлены пространственно-временные спектры общего содержания озона (ОСО) для экваториальной области для августа 1997 (а, б) и августа 2004 гг (в, г), иллюстрирующие основные «гармоники» в распределении ОСО и альбеда (в основном облаков) по данным наблюдений прибором TOMS со спутника Earth Probe, сканирующем поле ОСО и суммарное альбеда в местный полдень, так что в течение одних суток получается 180 значений («минут») вдоль экватора. Полученный за месяц ряд из 5400 значений анализировался с помощью скользящего спектрального окна. (метод СВАН диаграмм (см. «Атлас...» [10]). Основная гармоника ОСО для августа 1997 г. (рис 3 а) имеет «период» один сутки (0,06. 10(-1)) циклов в «минуту») с амплитудой около 5 е.Д., а другие гармоники с амплитудами 2 и 1 е.Д. - всего же регистрируется 8 гармоник; кроме того в нижней части диаграммы видны 5-6 дневные периоды колебаний ОСО. 9 основных гармоник видны и для альбедных характеристик этой же зоны: наиболее мощная - третья, причем амплитуда меняется с течением времени для всех гармоник. В целом видна хорошая корреляция спектров на рис. 2 б с рис. 2 а. Другая картина наблюдается для августа 2004 года (рис 2 в и г): несмотря на большее число гармоник (11) пространственно-временного поля глобальной экваториальной облачности, основная энергия спектра ОСО сосредоточена в одной гармонике - это пространственное распределение одного максимума и одного минимума ОСО вдоль экватора.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГЕОСФЕР И ОЗОНОВЫЙ СЛОЙ

Как указывалось выше в тропической зоне обнаружены меридианы (0,180, +/-90 градусов долготы) преимущественного появления озонных волн с волновыми числами 1, 2, 3, 4-7 (Рис.9 в [2]). Эти данные можно интерпретировать как проявление тектонических регулярностей в геологическом строении Земли.

Известно, что предвестники землетрясений обнаруживаются не только в литосфере, но и в различных слоях атмосферы, ионо- и озоносфере. В нижней атмосфере над регионами подготовки (!) сильных континентальных землетрясений часто наблюдаются необычные перистые облака. Некоторые сезонные особенности «сейсмоозонных» эффектов, по-видимому, связаны с особенностями распространения высокочастотных гравитационных и акустогравитационных (инфразвуковых) волн в озоносфере.

Земля подвергается постоянному воздействию сейсмо-акустических шумов даже в дни, когда не происходит землетрясений (диапазон частот 2 – 7 мГц). Уровень ежедневного возбуждения этого гула соответствует величине около 6 землетрясениям и это невозможно объяснить суммированием всех землетрясений в это время. Источники этого гула находятся в северной части Тихого океана зимой и в Южном океане также в зимний период. Считается, что этот гул генерируется в результате взаимодействия между атмосферой, океаном и дном океана из-за преобразования энергии штормов в инфрагравитационные океанические волны, которые взаимодействуют с топографией дна.

В результате выполнения российско-американских исследований распространения акустических сигналов по трассе Пирл-Харбор (Гавайи) – Дальневосточное побережье России была обнаружена пространственно-временная корреляция сейсмологических возмущений в литосфере с особенностями акустического поля в океане, в т.ч. в периоды непосредственно предшествующими землетрясениям под дном океана [8]. Предполагается, что это явление связано с активизацией процессов в разломных зонах на дне океана и поэтому может служить как предиктор сейсмологического события в определенном районе Тихого океана. Предварительный анализ поведения озонового слоя в период, предшествующий двум самым мощным за последние десятилетия землетрясениям в Индийском регионе (25.01.2001 и 26.12.2004) указывает на необходимость применения метода анализа рядов наблюдений ОСО для их возможного прогноза. В связи с этим следует упомянуть результаты анализа пространственно-временных характеристик ОСО до Чернобыльской катастрофы и в день выброса радиоактивного облака из саркофага 4-го блока ЧАЭС 25.01.2001 (совпадение с мощным землетрясением в Индии!): в обоих случаях накануне над районом Чернобыля наблюдался хорошо выраженный локальный максимум ОСО. Аналогичные максимумы озона наблюдались за 1-2 дня до извержения вулкана Пинатубо (Филиппины) в июне 1991 года.

Анализ среднемесячных для августа 1997 г. полей температуры и ОСО в восточной части Тихого океана южнее экватора (-90 з.д. - 160 з.д., 0,5 – 40,5 ю.ш.) показал отсутствия пространственной корреляции аномалий этих двух параметров. Так, например, максимальная положительная аномалия температуры поверхности океана наблюдалась вблизи экватора (90-120 з.д., 0-5 ю.ш.) – до 5 градусов, а максимальная отрицательная аномалия ОСО (до 30 е.Д.) в области 90-110 з.д. и 20-35 ю.ш. В то же время хорошо просматриваются квазистационарные (в т.ч. мезомасштабные - порядка ста км и даже меньше) структуры в обоих полях, связанные с особенностями циркуляции в атмосфере и гидросфере в данный период. В частности на рис. 3 видны мезомасштабные когерентные структуры в озоносфере, существовавшие по данным CRISTA-2 в течение 8 дней в районе австралийского сектора южной части Индийского океана. На этом рисунке дана глобальная карта распределения высот максимального отношения смеси озон\воздух (шкала в км над уровнем океана – справа). Минимальные высоты 24...26 км наблюдаются в южном полушарии, плавно переходя к значениям 38...40 км, характерным для нескольких мелкомасштабных структур в районе 25...55 ю.ш.

и 80...130 в.д. Тропическая область северного полушария характеризуется фоном 30...32 км, на котором наблюдается несколько ромбовидных мелкомасштабных (100...500 км) понижений до 28...30 км, южная часть тропиков, напротив, показывает квазипериодические структуры больших масштабов как в долготном, так и в широтном направлениях с характерными размерами 1000 и более км. Анализ полей температуры и отношения смеси озон-воздух в диапазоне высот 20-50 км с шагом 5 км показал присутствие в зимнем зональном стратосферном западном потоке Южного полушария распространяющихся в восточном направлении волн с волновыми числами 1 – 3 и 2-х квазипостоянных вихревых структур.[1,3]. Предварительная интерпретация квазипостоянных мелко-масштабных структур заключается в эффекте взаимодействия распространяющихся в вихре волн друг с другом и с активными зонами в океане и мантии. Об этом также свидетельствуют, по-видимому, пяти-, четырех и треугольные структуры хорошо различимые в антарктическом и других регионах Земли; возможной причиной их появления может служить феномен короткоживущих подкорковых локальных возмущений [7].

ВЫВОДЫ

1. Анализ глобальных процессов в 1997 г. в средней атмосфере показал мощное воздействие Эль-Ниньо 1997/98 г. на озоновый слой начиная с начальной фазы (апрель) вплоть до окончания процесса весной 1998 г.. Впервые обнаружено (в августе 1997 г.) нарушение фотохимического равновесия в фотохимически активном и обычно равновесном слое тропической озоносферы (35-50 км), что свидетельствует о необычайно сильной волновой активности в тропической, субполярной и среднеширотной (Южное полушарие) зонах средней атмосфере в этот период.

2. Для экваториальных широт спектральные пространственно-временные (в т.ч. долготные) характеристики ОСО и суммарного альбеда для августа 1997 года показывают хорошую корреляцию ОСО (центр тяжести которого лежит в основном на 20 – 35 км) и облачных (тропосферных - ниже 10 – 16 км) образований, что подтверждает определяющую роль фазовых переходов воды в генерации широкого спектра внутренних гравитационных волн (в т.ч. приливных, экваториальных Кельвина и Россби-смешанных), чрезвычайно мощных именно в этот период и связанных с положительными аномалиями температуры океанов.

Исследованы корреляционные связи между структурными характеристиками полей температуры и уровней (отклонений от нормы) поверхности океана и ОСО для некоторых, наиболее интересных районов Мирового океана и определены их масштабы. Прямой зависимости между явно выраженными мезомасштабными структурами в поле озона (рис. 3) и характеристиками подстилающей поверхности океана не обнаружено, что свидетельствует, по-видимому, о более сложных механизмах взаимодействия геосфер, чем предполагалось нами при постановке одной из основных задач этого исследования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (Гранты 01-05-7452, 03-05-64790)

Литература

1. Галкина И.Л., Крученицкий Г.М., Перов С.П. Трехмерные структуры полей озона и температуры по данным лимбового зондирования атмосферы// В кн.: Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов (Москва, 10-12 ноября 2003 г.). Сб. статей под ред. д-ра тех. наук Е.А.Лупяна; М.: Полиграфсервис, 2004, с.409-4142.
2. Перов С.П., К.В.Показеев. Физические основы глобальных изменений окружающей среды; в кн.: Современные глобальные изменения природной среды, том 2, М: Научный мир, 2006, с.708-737.
3. Stanford J.L., Ziemke J.R., McPeters R.D., Krueger A.J., and Bhartia P.K. Spectral analysis, Climatology, and Interannual Variability of Nimbus-7 TOMS Version 6 Total Column Ozone, NASA Reference Publ. 1360, April 1995, 80 p.
4. Галкина Ирина Львовна. Статистические свойства трехмерных полей озона и температуры по данным лимбовых спутниковых измерений. Диссертация на соискание уч. ст. кандидата физико-математических наук. Центральная аэрологическая обсерватория, г.Долгопрудный - 2004, 191 с
5. Черников А.А., Борисов Ю.А., Звягинцев А.М., Крученицкий Г.М., Перов С.П. и др. Тенденции изменений озонового слоя по наблюдениям с помощью спутниковой аппаратуры TOMS и наземной озонометрической сети.- Исследование Земли из космоса, 2000, No 5, с. 1-10.
6. Черников А.А., Борисов Ю.А., Звягинцев А.М., Крученицкий Г.М., Перов С.П., Стасюк О.Г. Воздействие явления Эль-Ниньо 1997-1998 гг. на озоновый слой Земли.- Метеорология и гидрология. 1998. N 3, с. 104-110
7. Беспрозванный П.А., Бородзич Э.В., Перов С.П., Тимашев С.Ф. О геодинамической обусловленности короткопериодной изменчивости озонового слоя Земли. Терра инкогнито и короткоживущие подкорковые локальные возмущения, М.: «Папирус ПРО», 2002, с. 34-59
8. Левин Б.В. Новое в сейсмологии и акустике океана // Альманах науки, 3 марта 2005 р/станция «Эхо Москвы».
9. Перов С.П., Крученицкий Г.М., Ермаков В.И., Звягинцев А.М., Суббарайа Б.Х., Чакараврти С.Ц., Джайараман А., Гупта С.П., Лал С., Иванов А.В., Нерушев А.Ф., Арефьев В.Н., Васильев В.И., Кузнецов Г.И., Уткин Е.Ф., Вавилов Ю.Н., Ерлыкин А.Д., Черенкова Е.П., Тимашев С.Ф., Костюченко И.Г., Старик А.М., Хабаров О.С., Ходатаев К.В. Новое в проблеме глобальных изменений и физико-экологический подход к устойчивому (регулируемому) развитию, Физическая экология (физические проблемы экологии), М.: МГУ, физический ф-т, т.5, 1999, с. 7-19.
10. Крученицкий Г.М., Перов С.П. Исследование глобальных озоносферных процессов методами вейвлет-анализа.- Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Природные и социальные сферы как части окружающей среды и как объекты воздействия, 2002 г., М.: «Янус-К», с. 364-369.
11. Е.В.Лысенко, С.П.Перов, А.И.Семенов, Н.Н.Шефов, Г.В.Гивишвили и др

- Долговременные тренды среднегодовой температуры на высотах от 25 до 110 км. Известия АН, ФАО, т.35, No.4, 1999, сс. 435-443
12. Takachashi T. Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂ and seasonal biological and temperature effects. Deep-Sea Res. II, v.49, 2002, p.1601-1623. Stefan Rahmstorf. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years.- Nature, v.419, 12 Sept. 2002, p. 207-214
 13. Isern-Fontanet J., Garcia-Ladona E., and Font J, Identification of Marine Eddies from Maps.- Journ. Atm. and Ocean. Techn., 2003, p. 772-778.

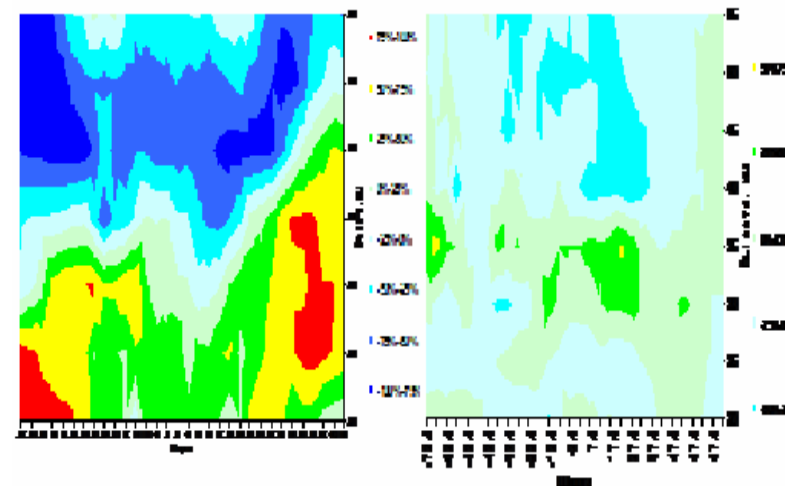


Рис.1. Широтно-высотный разрез кросс-корреляции отношения смеси озона и температуры воздуха по данным первой (ноябрь 1994) и второй (август 1997) миссии CRISTA.

Среднезональный коэффициент взаимной корреляции КК температуры и озона как функция широты и высоты по результатам анализа данных космического эксперимента CRISTA-1 (ноябрь 1994 г. – справа) и CRISTA-2 (август 1997 г. период развития мощного Эль-Ниньо – справа). В нормальных условиях в средней и верхней стратосфере КК достигает -80-100% (самые темные области на рисунке слева), переходя (с шагом 25%) к положительным значениям на высотах 20-30 км.

На рисунке справа корреляция практически отсутствует во всем слое 20-50 км; лишь в отдельных широтно-высотных зонах КК лежит в пределах -25...-50% (выше 40 км) и 25...50 (ниже 35 км). Это указывает на преобладающую роль динамики в области фотохимического равновесия озона (с характерными временами от часа (50 км) до суток (30 км)). Впервые получено в [1,4].

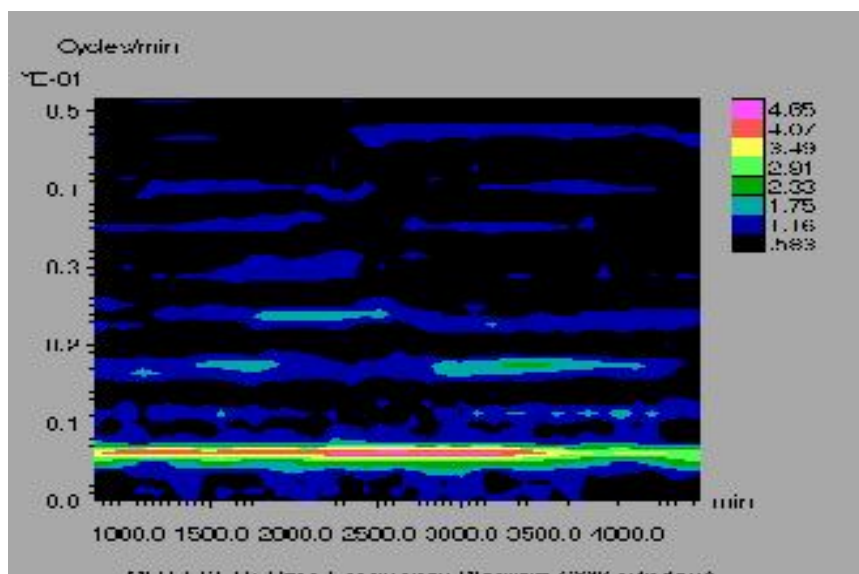


Рис. 2 а.

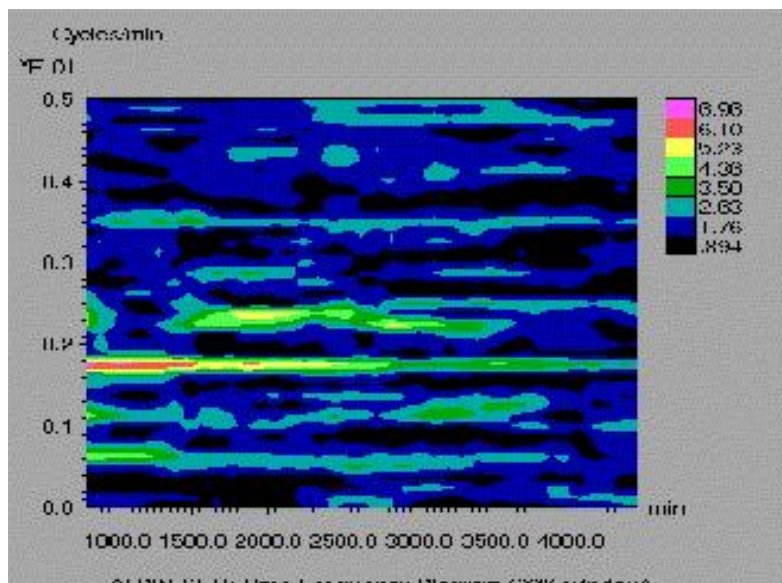


Рис.2 б.

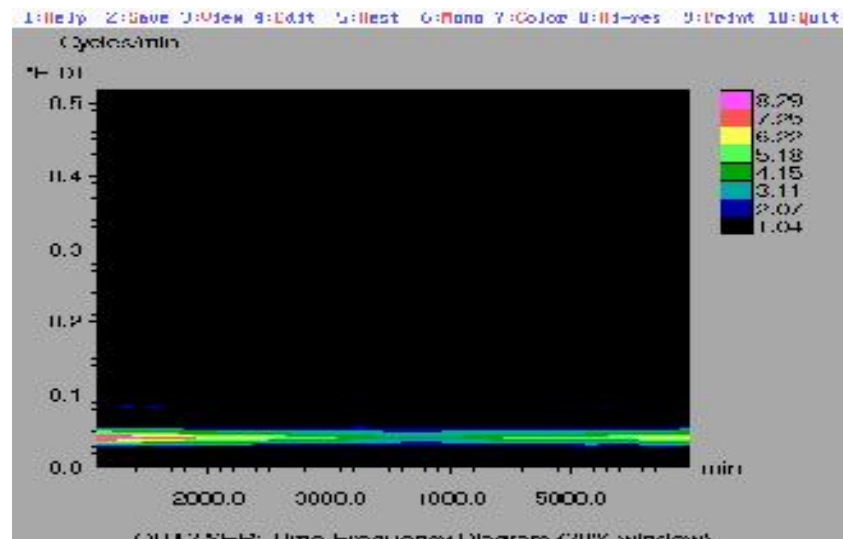


Рис.2 в

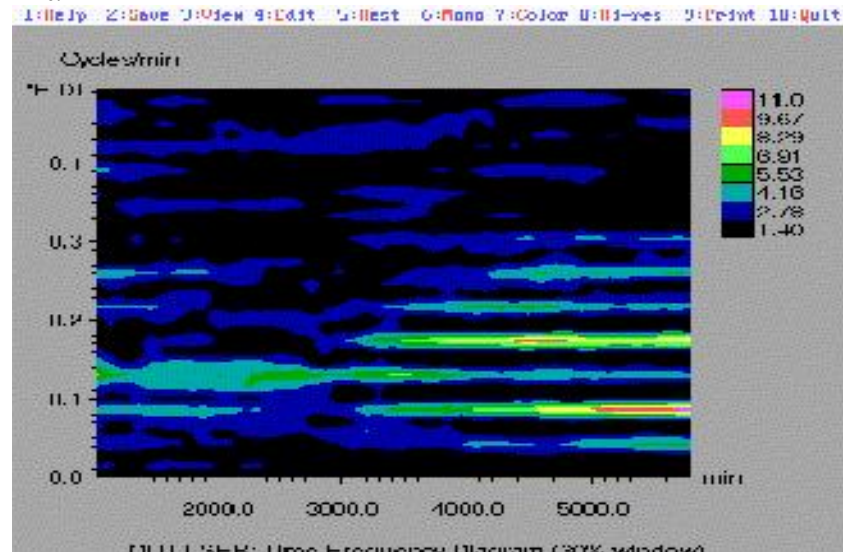


Рис. 2 г.

Рис. 2. Пространственно-временные спектры ОСО для экваториальной области для августа 1997 (а, б) и августа 2004 гг (в, г), иллюстрирующие основные «гармоники» в распределе-нии ОСО и альbedo (в основном облаков) по дан-ным наблюдений прибором TOMS со спутника Earth Probe.

Высота максимума отношения

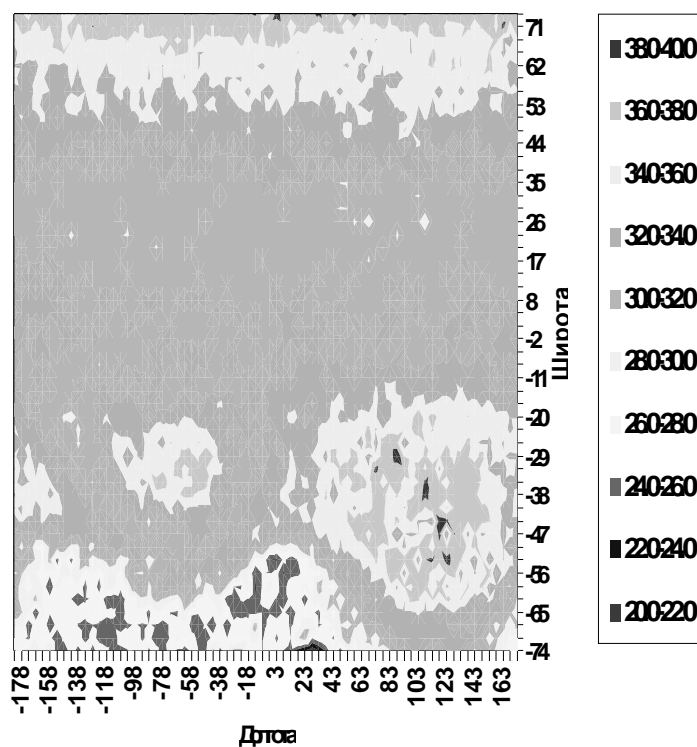


Рис.3. Когерентные структуры в озоносфере, существовавшие по данным CRISTA-2 в течение 8 дней в районе австралийского сектора южной части Индийского океана: дана глобальная карта распределения высот максимального отношения смеси озон/воздух (шкала в км над уровнем океана – справа).

ПОИСК ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ В МИГРАЦИИ ЗОН ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Н. П. Булатова

Институт физики Земли РАН, г. Москва

Представлена методика поиска закономерностей в развитии глобальных процессов изменения Земли (на примере миграции зон потенциальной сейсмической активности). На примере Луны рассматривается динамика широтной миграции зон сейсмической активности в зависимости от углового расстояния ее положения относительно экваториальной плоскости Земли. Исследованы миграции зон сейсмической активности для землетрясений с величиной магнитуды $M \geq 4,0$. Ранее миграции для сильных землетрясений в Тихоокеанском бассейне как D -волны (без указания источника этого процесса) были исследованы методом распознавания образов Ш. Губерманом [1]. Пространственно-временная технология, на которой основана предложенная методика анализа причинно-следственных связей миграции зон землетрясений, кратко представлена в этой работе. Особенностью этого исследования является анализ ряда широтных распределений планетарной сейсмичности Земли (семи гистограмм с интервалом 1° по широте) за один лунный «метоновый» цикл (1982-2002 гг.). В приведенных тонких структурах, при угловых расстояниях 28° , 23° , 18° и 0° относительно экваториальной плоскости в северном, южном полушарии и на экваторе прослеживается широтная миграция максимумов сейсмической активности в соответствии с широтным перемещением Луны.

Введение

Особенности строения Земли позволяют отнести ее в физическом смысле к суперсложным системам, исследование которых на современном этапе требует нового подхода. В настоящей работе представлен этот подход для поиска общих закономерностей в миграциях зон потенциальной сейсмической активности. Для проверки влияния на миграцию космических источников, закономерное движение которых отличается большой устойчивостью, была применена пространственно-временная технология (ПВТ). Предложенная автором в 1996 г. и опубликованная в течение ряда лет, она включает в себя для исследования процессов внутри Земли трехмерную модель Земли и «Метод движущегося источника» (МДИ). МДИ, опираясь на фундаментальные законы природы (сохранения энергии, материи и количества движения во времени и пространстве) [2, 3], позволяет рассматривать явления в широком диапазоне масштабов от микро до макро масштаба, от геологического до астрономического. ПВТ позволяет осуществлять переход между ними, дополняя недостаток существующей информации о природных явлениях в одном масштабе сведениями из других. Ранее эта технология использована для анализа ситуаций возникновения землетрясений. Автором выявлены некоторые закономерности влияния динамики перемещения источников гравитационных и др. полей на планетарную сейсмичность Земли [2, 4]; тектонику и геодинамику [2]; сканирования Земли

космическими лучами [2, 5]. Также был проведен анализ факторов, влияющих на возникновение землетрясения (на примере сопровождавшегося цунами землетрясения в декабре 2004г.) [6]. Здесь приведена информация, необходимая для решения задач, поставленных в рамках проблемы интерпретации распределений глобальной сейсмичности и сопоставление их визуализаций с изменениями хорошо известных параметров движений светил.

Ранее в работах автора [2,4] исследовались трехмерные визуализации гистограмм широтно-временных распределений планетарной сейсмичности (от 90° северной широты до 90° южной за 1982-2002 гг.) Для этого были использованы сейсмические данные каталогов Американского Геологического общества NEIC^{*}.

В результате статистического анализа были выявлены некоторые широтные области постоянной сейсмической активности, к которым можно отнести и области 33-35° в северном и южном полушариях. Существование этих зон исторически связывают с областями деформации [7] максимального сжатия земной коры под воздействием внешних источников. *Verronnet* [8] предположил, что возникновение этого сжатия происходит в результате прецессии и нутации Солнца и Луны и установил в процессах сжатий и растяжений на параллели 35° три последовательных временных максимума: а) полумесячный, б) годовой и в) 18-летний [8].** Такие же временные закономерности проявляются и в изменении широтных распределений землетрясений. Это математическое утверждение было подтверждено автором в [4], где показано, что в изменении сейсмичности Земли отражаются закономерности относительного движения Солнца, Земли и Луны. Максимальное отклонение от экваториальной плоскости Земли: а) Луны – периодически дважды за лунный месяц; б) Солнца – дважды в год; в) Луны – в течении 18,6 летнего *метонового* цикла. Было сделано предположение, что одновременно с перемещением мест пересечения вектором «источник – Земля» поверхности Земли, могут мигрировать и зоны изменения напряженности земной коры (потенциальной сейсмической активности), образующиеся под воздействием гравитационных полей этих источников. Поиску закономерностей изменения расположения таких зон посвящена эта работа.

О пространственно-временной технологии и «методе движущегося источника»

Предложенный новый подход в построении 3-х мерной модели динамичной Земли, которая внешне оставаясь неподвижной, статичной для постороннего наблюдателя, одновременно может включать в себя учет всевозможных

* Каталог Global Hypocenters Data Base, NEIC/USGS, Denver, CO., - 1973 – Present.[13]

** А. Веронне пишет: «отклонение максимальное от экватора уменьшается до нуля на параллели 35°, где оно меняет знак. Из этого следует, что поверхностные слои на этой параллели сжимаются и разжимаются, следуя той же периодичности, которой подчиняется сама нутация.»

изменений, происходящих под влиянием источников (C) полей, внешних – при $S_c \geq R_0$ и внутренних – при $S_c \leq R_0$), где S_c – расстояние от точечного источника, а R_0 – радиус Земли, алгоритм представлен в [7], дал возможность объединения земных и астрономических координат в одной модели.

В качестве же движущихся источников C и их потенциальных полей (U_m) МДИ рассматривает [3]: • в масштабе космоса – воздействия внешних источников физических полей (Солнце, Луна и др.) на Землю в целом или на отдельные ее области в виде полей или излучений U_m , где индекс m соответствует либо виду поля (гравитационного, электромагнитного и др.), либо виду излучения (света, тепла, радиации и др.); • в геологическом масштабе – рассматриваются воздействия внутренних источников, проявляющихся в виде областей: а) локальных; б) региональных; в) глобальных.

а) области механических перемещений, как центры нестабильности, возникшие в результате нарушения равновесия в геосистеме при нарастании градиентов физических и физико-химических параметров (температуры, давлений, плотностей, вязкостей, влажности, деформационных напряжений и т.д.);

б) гравитирующие массы, очаги землетрясений и вулканы;

в) внутренние поля, ядра Земли, и т.д.

Основные черты этого подхода заключается в том, что:

1) Трехмерная Земля, состояние которой описывается суммой полей, помещена в геоцентрическую сферическую систему координат (*матем.*) как в гипотетическую сферическую камеру с радиусом R . При параметризации модели этой геосферы для каждой N_j точки (или элемента объема тела геофизической среды) в момент t записывают в сферических и декартовых координатах: P - (I) и $OXYZ$ - (II). Системы I и II жестко связаны с телом Земли; ось OZ совпадает с осью вращения Земли в P , а ось OX проходит в полдень через нулевой меридиан Земли.

Для каждой точки N , можно рассматривать тот или иной спектр из n геофизических полей (U_n) Земли с параметризацией их свойств во времени (F_m) и сил, действующих на нее в начале и конце интервала t . Оригинальный алгоритм, объединяющий системы географических и временных координат, позволяет рассматривать движения внешних и внутренних источников и их полей в геоцентрических координатах Земли [5].

2) При исследовании традиционно используемую при решении геофизических задач в качестве базы пару, состоящую из азимута и нормали (из точки наблюдателя в зенит или вниз по отвесу), используем координаты, соответствующие направлениям осей геоцентрической системе координат Земли (II). Они включают в себя линию, параллельную оси вращения Земли, и плоскость, параллельную плоскости экватора.

3) Дает возможность рассматривать одновременное воздействие нескольких внешних источников на все элементы геосферы (точки N_j , элементы объема).

Для параметризации исследуемой области в трехмерной модели геосферы примем, что в рассматриваемый момент времени для каждой j точки (элемента) N_j объема тела Земли, на которое воздействует поле от источника можно записать (1):

$$\begin{pmatrix} \varphi_j \\ \lambda_j \\ R_j \\ n \cdot F_{n_{jt}}; m \cdot F_{m_{jt}} \end{pmatrix} \begin{matrix} A1 \\ \\ \\ \end{matrix} \begin{pmatrix} X_j \\ Y_j \\ Z_j \\ n \cdot F_{n_{jt}}; m \cdot F_{m_{jt}} \end{pmatrix} \begin{matrix} A2 \\ \\ \\ \end{matrix} \begin{pmatrix} \alpha_j \\ \gamma_j \\ S_j \\ n \cdot F_{n_{jt}}; m \cdot F_{m_{jt}} \end{pmatrix} \quad (1)$$

где: A1 и A2 – известные операторы; N_j – точка в теле Земли с координатами: φ_j – (широта), λ_j – (долгота), R_j – (радиус) и X_j, Y_j, Z_j – двух геоцентрических систем сферической и декартовой (I) и (II), соответствующих N_j ; $F_{n_{jt}}$ и $F_{m_{jt}}$ – величины соответствующих параметров в точке j в момент t и в физической среде источника; α, γ, S – координаты этой точки в III источника. $F_{m_{jt}}$ – представляется как вектор-функция с соответствующим направлением и величиной воздействия гравитационного и др. источников полей на эту точку N .

Модель Земли и составляющие ее поля (область А)

Предлагаемая модель аккумулирует полученные ранее данные из геофизических моделей в приближении сферически-симметричной симметрии [5], такой, например, как модель ПРЕМ [9].

Приняв за основу предполагаемое моделью распределение величин параметров, отражающих ее состояние как сумму n скалярных полей $\sum_1^n n \cdot F_n$, с

распределением свойств F_n по элементам объема тела Земли как $F_n = f_n(R_{\oplus})$, МДИ рассматривает геофизическую среду тела Земли как сумму n трехмерных скалярных, векторных, тензорных полей (U_n) каждый со своей областью A_{n_i} , в совокупности эти поля образуют одну общую область А. В момент времени t форма А – произвольна, а распределение каждого из свойств в этой области обозначается как вектор-функция (F_n). И тогда скалярным полям: $U_\rho, U_T, U_P, U_{vp, vs}$ и U_n – плотностей, температур, давлений, скоростей сейсмических волн и т.д. соответствуют вектор-функции $F_\rho, F_T, F_P, F_{vp, vs}$ и F_n , соответственно:

$$U_A = \sum_1^n U_n(x, y, z) = \sum_1^n U_n(\lambda, \varphi, R).$$

Результат одновременного воздействия различных полей на каждую точку среды N_j , представляется в МДИ как совокупность их вектор-функций F_n и сравнения их с наблюдениями реальных событий.

Источник и окружающее его поле (область В)

Точечный источник, помещен в точку C – центр сферической системы координат $Pc(S, \gamma, \alpha)$, физические поля вокруг него в совокупности образуют область В, которую в общем виде представим как сумму m скалярных и векторных полей (U_m) источника.

$$U_B = \sum_1^m U_m(x, y, z) = \sum_1^m U_m(\gamma, \alpha, S),$$

где S – расстояние от центра источника, γ – широта, α – долгота в Pc . Изменение свойств полей F_m от источника обозначим как вектор-функцию $F_m = F_m(S)$. Если рассматривается изменение F_m по лучу от источника потенциального поля: U_g, U_{em}, U_v и т.д. (гравитационного, электромагнитного, радиационного и т.д.), то F_g, F_{em}, F_v и т.д. будут означать интенсивность воздействия этих полей на расстоянии S от него.

Источник оказывает воздействия на А в виде суммы скалярных и векторных физических полей U_m – областей V_m . Если источников несколько, то осуществляется суперпозиция полей U_m и геосфера попадает под воздействие нескольких из них (областей V_m) и рассматривается суперпозиция m полей как суперпозиция действующих сил различной природы F_m . Для мониторинга изменяющейся Земли вводится параметризация свойств F_n для ΔV на протяжении времени наблюдения, т.е. структура n параметров: геофизических и термодинамических условий и т.д.

Взаимодействие внешних и внутренних источников может приводить к динамическим и тектоническим процессам: перемещению масс, полей в разных масштабах, к изменению физических полей на макро уровне. Изменение вещества Земли на микро уровне может приводить к взаимному движению блоков горных пород, обмену энергией между ними, вследствие физико-химических преобразований и геохимических превращений. В связи с этим отметим, что т.к. движение внешних источников носит упорядоченный характер, то и сейсмическая активность может проявляться не хаотически, а носить закономерный характер, например [11].

Динамика перемещений в системе Солнце–Земля–Луна

Формально во всех масштабах относительное движение Земли (область А) и движущегося точечного источника C и окружающее его поле (область В), рассмотрены как перемещение одной сферической системы координат источника с его лучами – $Pc(S, \gamma, \alpha)$ относительно другой, геосферы – $P(R, \lambda, \varphi)$, помещенной в декартову – $OXYZ$. При относительном движении двух сферических систем координат в STAT-ситуациях рассматривают как: а) относительное расположение их центров, б) – относительное расположение их осей координат и, конечно, направление прямой соединяющей центры геосферы и источника.

Учет направлений воздействий $F_m(S)$ источника определяют геометрически, как изменение направления вектора $r_m(\gamma, \alpha)$ внешнего движущегося источ-

ника во времени T и t (где T и t). В работе [7] взаимное относительное движение во времени в системе Солнце – Земля – Луна в геоцентрических координатах было трансформировано в изменение зависящих от времени двух углов вектора $r(\gamma, \alpha)$ Земля – Солнце: $\gamma = f_r(T)$ и $\alpha = f_i(t)$, соединяющих центры Земли и источников. Для внешнего источника в масштабе космоса эти углы носят название: зенитный угол полярного расстояния (γ) и часовой (α). Их величины зависят от времени T и t (T , в сутках, и t , в часах) как $\gamma = f_r(T)$ и $\alpha = f_i(t)$. В геологическом масштабе для внутренних источников эти же углы вектора в системе координат Земли соответствуют вертикальному γ – с осью вращения Земли (ось OZ в II) или параллельной ей, а α – углу в плоскости экватора или горизонтальной ей плоскости OXY , измеряемому от оси $-OX$ против часовой стрелки.

Тогда для системы Солнце – Земля – Луна получим модель одновременно винтового поступательно-вращательного движения Солнца и Луны, каждого со своей скоростью. Векторы такого движения можно разложить на две компоненты: вертикальную – поступательного движения, вкrest широтам Земли и горизонтальную, соответствующую вращательному движению, который включает в себя сумму движений собственного вращения Земли и относительного движения Луны или Солнца. Поступательное движение соответствует изменению углового расстояния от экваториальной плоскости и отражается в изменении астрономического склонения δ° . Известно [12], что для Солнца δ° анализа происходящих изменений на всей поверхности изменяется от $\delta = 23,5^\circ$ до $\delta = -23,5^\circ$ за год, а для Луны от $\delta = 28,5^\circ$ до $\delta = -28,5^\circ$ за 1982 – 2002 гг.

Руководствуясь МДИ, автором [2, 8] исследованы скорости изменения вертикальных компонент ($\Delta\delta^\circ/\Delta t$) при движении светила вкrest широтам Земли с севера на юг и с юга на север. Оценены, как скорости изменения вертикальной компоненты этого вектора, так и времена пребывания их на разных широтах – Δt . При постоянном угловом расстоянии от экваториальной плоскости были определены как максимальные Δt пребывания светил при максимальных удалениях светил от экваториальной плоскости, а минимальные, при их нахождении на экваторе. Следует заметить, что если точка N геосферы одновременно попадает под воздействие m полей (областей B_m), то в области суперпозиции полей их воздействие на вещество Земли в точке N_j в области A_n определяют в виде суммы m вектор-функций ($m F_m$). Этот подход позволяет наблюдателю в любой точке Земли, рассматривать эффект действия различных источников, их вектор-функций, как сумму действующих сил, и получить возможность анализа их одновременного воздействия. Например, рассматривали разную интенсивность приливообразующей силы воздействия на Землю как отражение одновременного воздействия на поверхность Земли Солнца и Луны или двух сил, порождаемых каждым из них: центробежной и силой гравитации в виде соответственно направленных векторов [6, 10]. Очевидно такое рассмотрение динамических (DIN) ситуации во всей полноте сопряжено с большими трудностями, поэтому обычно ее разлагают на несколько сравнительно простых статических ($STAT$) ситуаций, подобно $STAT-1$ [10], где визуализированы результаты сложения гравитационных сил источника и центробежных, свя-

занных с относительным движением пары: Земля – источник. Одновременное влияние Солнца и Луны на Землю может быть представлено как $STAT-2$ и т.д. Рассмотрев для каждой статичной ($STAT$) ситуации моментальное распределение действующих сил (замедленное по сравнению с природными процессами), можно приблизиться к суммарному описанию динамичной (DYN) ситуации миграции потенциально зон сейсмоактивности. В предположении, что эти зоны связаны с точками Земли, где максимально влияние приливообразующих сил.

Применение МДИ для определения динамики влияния Луны на зоны повышенной сейсмоактивности

На основании общего закона тяготения гравитационное поле источника Ug притягивает в отдельности каждую частицу N Земли. Будем исследовать распределение широтной планетарной сейсмической активности на примере Луны, гравитационное воздействие которой на Землю максимально.

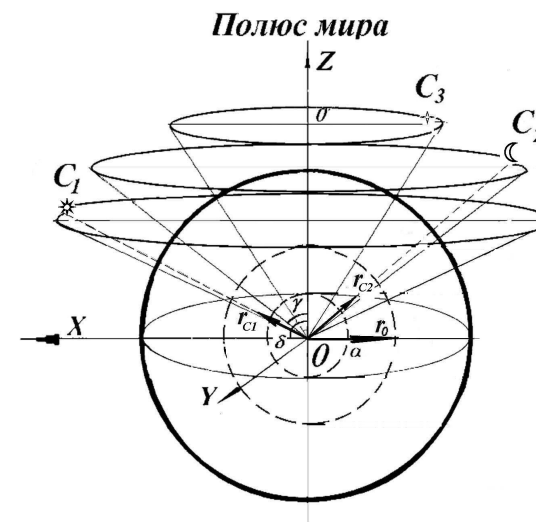


Рис. 1. Конические поверхности вращения, описываемые векторами при движении источников относительно Земли: конические для векторов r_{C1} – Земля–Солнце и r_{C2} – Земля–Луна, r_{C3} – Земля– другие источники (эллипс в центре с r_0 – экваториальная плоскость).

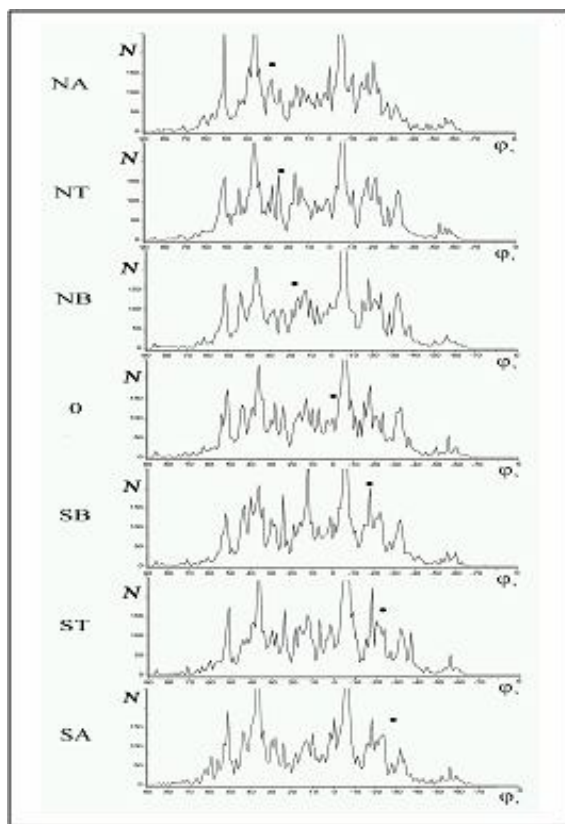


Рис. 2. Гистограммы распределения частот землетрясений с величиной магнитуды $M=4$ по широте (с 1° интервалом) за 1985 – 2002г. при положениях Луны при угловых расстояниях от экваториальной плоскости (справа): NA $\delta_{NA}=28.5^\circ$ с.ш.; NT $\delta_{NT}=23.5^\circ$ с.ш.; NB $\delta_{NB}=18.5^\circ$ с.ш.; 0 $\delta_0=0.0^\circ(0)$, SB $\delta_{SB}=18.5^\circ$ ю.ш.; ST $\delta_{ST}=23.5^\circ$ ю.ш.; SA $\delta_{SA}=28,5^\circ$ ю.ш..

Среднее направление всех сил, действующих на различные точки Земли вследствие ее притяжения, совпадает с линией, проходящей через центры Земли и Луны. Средняя величина равна силе притяжения Луны в центре Земли F_0 и возникает как результат сложения сил гравитационного воздействия источника – Луны F_{g0} и центробежной силы F вращения пары Луна-Земля [10]. В результате возникают два приливных горба, расположенных на линии, прохо-

дящей через центры Земли и Луны. Первый в точке 1, ближайшей к Луне, а второй в 2, наиболее удаленной от нее. Эти различия сил, действующих в точках 1 и 2, которые мы будем называть приливообразующими силами, приблизительно равны между собой и меняются обратно пропорционально кубу расстояния Луны от Земли, направлены в разные стороны прочь от земного центра [10]. Предполагается, что в дальней точке -2 в направлении Луны центробежная сила преобладает над притяжением, что и указывается стрелкой, направленной из 2 прочь от Луны. Отсюда следует, что там, где притяжение какой-либо частицы более среднего притяжения, оно преобладает над центробежной силой, а где притяжение меньше средней величины, там центробежная сила преобладает над притяжением.

Для системы Земля-источник, показано [10], что в результате суммирования U_g и центробежных сил может возникать два горба, расположенные на прямой $r(\gamma, \alpha)$, проходящей через центры Земля-источник. Расположение этой прямой в некоторые моменты может совпадать с потенциальными сейсмоактивными зонами (потенциальными источниками сейсмической опасности), которые могут проявляться под воздействием приливообразующих сил. Так как прямая постоянно перемещается, то и их проявление также может мигрировать.

Для каждой STAT-1 ситуации, здесь выбраны временные интервалы, где угловое положение Луны δ° [12] – оставалось постоянным в течении 1982-2002 гг. Из каталога [13] для этих временных интервалов выбраны группы землетрясений, каждая из которых соответствует своему положению Луны, «зафиксированному» как критерий для выборки этих групп. Широтные распределения этих групп (с интервалом в 1°) представленные изменяющимися гистограммами на рисунке 2 имеют тонкую структуру, и вероятно зависят от положения Луны относительно экваториальной плоскости происходят в том числе и при перемещении источников полей. Наибольшее влияние при этом оказывает Луна.

Широтное расположения потенциальных сейсмоактивных зон

В качестве иллюстраций ряда STAT-1 ситуаций на рис. 2 рассмотрен ряд гистограмм, демонстрирующих распределение планетарной сейсмичности по широтам от полюса до полюса при выбранных положениях (угловых расстояниях Луны: 28° , 23° , 18° в северном и южном полушарии и 0° на экваторе).

Для выделения каждой группы землетрясений из каталога эпицентральных сейсмических событий 1982–2002 гг. [13] были сделаны выборки по критерию времени нахождения источника на данном расстоянии [12] и зарегистрированного времени сейсмического события (интервалы времени Δt определялись для одинаковых δ , выбранных с точностью $\Delta\delta \leq 1^\circ$). На гистограммах продемонстрированы изменения, происходящие в широтных распределениях количества землетрясений для каждой из выбранных групп NA, NT, NB, 0, SB, ST, SA. Черной точкой на каждом рисунке обозначено угловое расстояние Луны от экваториальной плоскости. Сейсмичность, связанная с влиянием Солнца и вращением Земли может проявляться на них как погрешность и величина случайная.

На рисунке 2 прослеживается движение относительных максимумов, синхронное с перемещением Луны вкост широтам (с δ последовательным изменением δ от 28°N до 28°S), которое вероятно можно объяснить с связью с максимальным действием приливообразующих сил. Удивляет подобие гистограмм двух STAT-ситуаций NA и SA, когда Луна располагается на максимальном расстоянии 28°N и 28°S от экваториальной плоскости. Характерна сравнительно «пустая» центральная часть, что соответствует уменьшению сейсмичности на экваторе в моменты максимального удаления Луны от экваториальной плоскости, и относительное увеличение сейсмичности в области широт 30–40° и 50° в северном полушарии, которое можно объяснить устойчивым в течении нескольких суток нахождением Луны на максимальном удалении от экваториальной плоскости. Анализ этого ряда гистограмм демонстрирует вероятную широтную миграцию сейсмоактивных зон при перемещении Луны.

Заключение

Предложенный метод позволяет при обработке данных экологического мониторинга решать проблему установления причинно-следственные связи влияния космических источников (здесь Солнца, Луны) на события, происходящих на Земле. Эта возможность соединить разномасштабные модели полей Земли в одну общую модель на основе единства места и времени происходящих событий актуально для экологических исследований. Пример анализа широтных распределений сейсмических событий и миграций потенциальных сейсмических зон Земли демонстрирует эту возможность.

Литература

1. Губерман Ш.А. Д-волны и дискретность распределения сильных землетрясений по широте// «Вычислительная сейсмология». Вып. 16. М. Наука, 1984. С. 51-58.
2. Булатова Н.П. «Пространственно-временные исследования Земли»/ М. Панорама России. 2007. 156 с.
3. Булатова Н. П. “Метод движущегося источника” и его применение к исследованию Земли// «Вестник ОГГГН РАН», М. ОИФЗ, 2000. №2(12). т.1. С.110-125. URL:http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2000/bulatova.htm.
4. Булатова Н.П. Широтное распределение сейсмичности в зависимости от положения Солнца и Луны// «Вулканология и сейсмология». 2005. № 2. С.56-89.
5. Булатова Н.П. К вопросу о нейтринной томографии Земли. О геометрии сканирования Земли пучками солнечных нейтрино//«Физика Земли». №2, 1999. С.70-80.
6. Булатова Н.П. О связи сильных землетрясений ($M > 7$) с относительным положением Солнца и Луны (о землетрясении 26 декабря 2004 г.)// «Геофизика XXI столетия: 2006 год». (Сб. тр. VIII Геофиз. чт. им. В.В. Федынского. Москва. 2006). Тверь: «ГЕРС», 2007. 488 с. (С. 279-285).
7. Магницкий В.А. О возможном характере деформации в глубоких слоях Земли в подкорковом слое// «Бюлл. МОИП», № 2, 1948.

8. Véronnet A. Rotation de l'ellipsoïde heterogene. et figure exacte de la Terre// «Journal de Mathemat pures et appliquees». Sixieme serie, 8, 1912.
9. Dziewonski A., Don L. Anderson. Preliminary reference Earth model (PREM)/ «Phys. Earth Planet. Inter.» V. 25. 1981. P.297-356.
10. Дарвин Дж. «Приливы и родственные им явления в Солнечной системе»/ М. Наука. 1965. 251с.
11. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. «Сейсмический процесс в блоковой среде». М.: Наука. 1991. 96 с.
12. Астрономические таблицы ежегодных наблюдений. 1981-2003, С.-Петербург: ИПА РАН, Т. 1982-2003.
13. Global Hypocenters Data Base, NEIC/USGS, Denver, CO., - 1973 –Present.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ НЕФТЯНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ И ГУМИНОВЫХ ВЕЩЕСТВ В ВОДЕ МЕТОДАМИ КЛАССИЧЕСКОЙ И ЛАЗЕРНОЙ ФЛУОРИМЕТРИИ

Волков П.А.¹, Гречищева Н.Ю.², Кравцов В.А.¹, Перминова И.В.², Фадеев В.В.¹

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова
(1) – физический факультет, (2) – химический факультет,
fadeev@lid.phys.msu.ru

Введение

Одной из целей мониторинга природных вод является выявление и ликвидация нефтяных загрязнений (НЗ). Большую роль здесь играют флуоресцентные методы, позволяющие *in situ* и экспрессно фиксировать количественные и качественные изменения загрязняющих веществ, находящихся в водной среде.

Задача определения флуоресцентных параметров нефтяных загрязнений осложняется неизменным присутствием в воде растворенных гуминовых веществ (ГВ). Спектр флуоресценции ГВ представляет собой широкую (порядка 100 нм на полувысоте) бесструктурную полосу и является "флуоресцентным фоном", на который накладывается спектр флуоресценции нефтей и нефтепродуктов (вообще, нефтяных углеводородов – НУ) причём, в большинстве реальных ситуаций, вклад НУ очень мал, и его выделение представляет непростую проблему. Для ее успешного решения необходимо располагать информацией о флуоресцентных свойствах как нефтепродуктов, так и гуминовых веществ. Поскольку ГВ как флуоресцирующий объект пока еще мало изучен, то его исследования в данный момент в основном имеют целью накопление экспериментального спектроскопического материала. Необходимо выявить связи между получаемыми в эксперименте флуоресцентными характеристиками (и рассчитываемыми по ним фотофизическими параметрами) ГВ и их химическими свойствами. После этого можно будет предсказывать флуоресцентные свойства различных классов ГВ и эффективно решать задачу выделения сигнала флуоресценции НЗ на фоне ГВ. Таким образом, задача определения НЗ в водной среде приводит к необходимости исследовать свойства растворенных гу-

миновых веществ как в отсутствие, так, особенно, в присутствии НУ, с учётом возможного взаимодействия между НУ и ГВ.

Известно, что ГВ, обладающие сложным составом и строением, способны взаимодействовать с различными химическими соединениями. В частности, ГВ содержат реакционные центры, которые связывают металлы и различные типы органических соединений, например ароматические углеводороды. Последний класс веществ рассматривается особенно внимательно, поскольку полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) являются экотоксикантами и в несвязанной форме представляют угрозу для существования живых организмов. Предельно допустимые концентрации некоторых ПАУ составляют десятки микрограммов на литр. Присутствие гуминовых веществ, как показывают исследования, снижает концентрацию свободных ПАУ. Это влечет за собой несколько следствий. Во-первых, взаимодействие между ГВ и ПАУ следует учитывать при измерении флуоресцентного отклика НУ, растворенных и эмульгированных в природной воде, поскольку некоторые ПАУ входят как составляющая часть в нефтепродукты. Во-вторых, возникает интересная задача "конструирования" гуминовых веществ с максимальной связывающей способностью по отношению к ПАУ, а также разработка методики очистки водной среды от экотоксикантов при помощи ГВ, обладающих определенными свойствами. Исследование взаимодействия ГВ с ПАУ, а также с нефтепродуктами в целом, представляет интерес не только с прикладной точки зрения (обнаружение нефтяных загрязнений), но и с точки зрения фундаментальной науки.

Данная работа представляет собой первый шаг в исследовании взаимодействия ГВ и ПАУ флуоресцентным методом. Целью является получение данных о фотофизических параметрах как самих растворенных ГВ, так и комплексов, образующихся в результате взаимодействия. Связь между такими группами параметров, возможно, позволит сделать некоторые выводы о характере взаимодействия ПАУ с ГВ.

Дальнейшее развитие темы предполагает изучение взаимодействия не только ПАУ, но и других составляющих и различных фракций нефтей и нефтепродуктов с гуминовыми веществами. Конечная цель исследований состоит в определении эффективности и характера взаимодействия, а также в получении данных о механизмах взаимодействия ГВ с НУ, находящимися в воде в растворенном, эмульгированном состоянии, а также в виде тонкой поверхностной пленки.

Таким образом, данная работа является частью обширной программы исследования взаимодействия растворенных в воде гуминовых веществ с наиболее распространенным классом загрязняющих веществ – нефтяными углеводородами (нефтями и нефтепродуктами).

Гуминовые вещества (ГВ) образуются в результате химического и биологического разложения растительных и животных остатков, а также в процессе синтетической деятельности микроорганизмов [1].

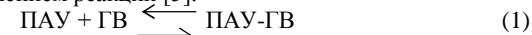
Благодаря карбоксильным, гидроксильным, карбонильным группам и ароматическим фрагментам гумусовые кислоты вступают в ионные, донорно-акцепторные и гидрофобные взаимодействия [2].

Способность ГВ вступать в различные виды взаимодействий проявляется в связывании гуминовыми веществами как металлов, так и ряда органических соединений. Наличие гидрофобного каркаса в гуминовых веществах определяет их способность связывать нефтяные углеводороды. В [3] исследовалось влияние гуминовых веществ на токсичность нефти, в качестве биологического тест-объекта использовались растения пшеницы. По значениям длины растения и сухой биомассы рассчитывался коэффициент детоксикации. Так, при изменении массовой доли вносимого в почву гумата от 0.01 % до 0.1 % коэффициент детоксикации возрастал от 0.2 до 0.4. Это свидетельствует о детоксицирующей способности препаратов ГВ по отношению к нефти.

Утверждение о связывающей способности ГВ по отношению к нефтепродуктам подтверждается и спектроскопическими данными. В работе [4] делается замечание о наблюдаемом тушении флуоресценции НЗ в присутствии ГВ, что проявляется в уменьшении флуоресцентного параметра смеси на 10 – 15 % по сравнению с парциальными параметрами компонентов. Изменения формы полос ГВ и НЗ при этом замечено не было.

Наибольшее внимание в литературе уделяется взаимодействию ГВ с такими компонентами нефтяных загрязнений, как полиядерные ароматические углеводороды (ПАУ). ПАУ образуют класс химических соединений, обладающих токсическими, мутагенными и канцерогенными свойствами. Молекулы ПАУ состоят из бензольных колец, сконденсированных при помощи двух или более общих соседних углеродных атомов. К ПАУ относятся такие вещества как антрацен, фенантрен, флуорантен, пирен, нафталин и др.

Связывание ПАУ гумусовыми веществами можно упрощенно описать следующим уравнением реакции [5]:



Количественной характеристикой такого взаимодействия является константа связывания, записываемая как:

$$K = \frac{[\text{ПАУ-ГВ}]}{[\text{ПАУ}][\text{ГВ}]} \quad (2)$$

где [ПАУ-ГВ] - равновесная концентрация молекулярного комплекса ПАУ-ГВ; [ГВ] и [ПАУ] - равновесные концентрации свободно растворенных ГВ и ПАУ, соответственно.

Как правило, в природных средах общая концентрация ГВ ($C_{\text{ГВ}}$) намного больше таковой для ПАУ ($C_{\text{ПАУ}}$). Поэтому равновесную концентрацию ГВ можно принять равной общей концентрации ГВ: $[\text{ГВ}] \cong C_{\text{ГВ}}$. Тогда выражение для константы связывания преобразуется к следующему виду:

$$K_{\text{oc}} = \frac{1-\alpha}{\alpha} \times \frac{1}{C_{\text{ГВ}}} \quad (3)$$

где K_{oc} - константа связывания ПАУ гуминовыми веществами в расчете на массовую концентрацию ГВ, выраженную в кг органического углерода (кг С) на л, α - доля свободного ПАУ, которую рассчитывают по формуле:

$$\alpha = \frac{[\text{ПАУ}]}{C_{\text{ПАУ}}} \quad (4)$$

Как видно из уравнения (4), для определения K_{oc} необходимо осуществить измерение концентрации ПАУ, несвязанного гуминовыми веществами.

Одним из наиболее распространенных методов, позволяющим определять концентрацию свободного и связанного с гуминовыми веществами ПАУ без их предварительного разделения, является метод тушения флуоресценции. Использование данного метода исключает появление артефактов, вызываемых смещением равновесия в системе ПАУ-ГВ. Кроме того, использование данного метода не требует определения точной концентрации ПАУ в растворе. Метод тушения флуоресценции основан на измерении уменьшения интенсивности флуоресценции флуорофора (ПАУ) в присутствии тушителя (ГВ). При этом механизм тушения флуоресценции может быть динамическим или статическим. Динамическое тушение обусловлено столкновением тушителя и флуорофора в результате диффузии в течение времени жизни возбужденного состояния. Вследствие контакта флуорофор возвращается в основное состояние без излучения фотона. В случае статического тушения между флуорофором и тушителем в основном состоянии образуется комплекс, который не флуоресцирует [6].

Информация о типе тушения позволяет сделать предположение о механизме взаимодействия между тушителем и флуорофором. Для идентификации механизма тушения изучают зависимость тушения флуоресценции от температуры и вязкости растворов, изменение спектров поглощения флуорофора и времени затухания флуоресценции в отсутствие и в присутствии (тушителя). Так, в случае статического тушения, флуоресценция обусловлена только несвязанными в комплекс флуорофорами, и, следовательно, $\tau_0/\tau = 1$. Для динамического тушения наблюдается пропорциональное уменьшение интенсивности (F) и времени затухания флуоресценции $\tau_0/\tau = F_0/F$ [6].

Исследованию механизмов тушения ПАУ гумусовыми кислотами посвящен целый ряд работ [7-12]. Однако ввиду сложности изучаемой системы их выводы зачастую противоречивы. Так, в работе [10] была исследована температурная зависимость процессов тушения флуоресценции флуорантена гуминовыми кислотами почв. Увеличение температуры от 283 до 313 К оказывало незначительный эффект на степень тушения (F_0/F) ПАУ гуминовыми кислотами. В работах [8, 10] отмечена неизменность времен затухания флуоресценции (τ_0/τ) некоторых ПАУ в присутствии ГВ в широком диапазоне концентраций. Авторы [11] наблюдали незначительное уменьшение времени жизни пирена ($\tau_0/\tau = 1.2$) в присутствии 50 мг/л ГВ Aldrich. Однако измерение интенсивности флуоресценции пирена в присутствии и отсутствие данных ГВ не показало аналогичного уменьшения. Описанные результаты позволили авторам вышеуказанных работ предположить преобладание статического механизма тушения ПАУ гумусовыми кислотами над динамическим.

Для количественной оценки константы связывания ПАУ гумусовыми кислотами в предположении образования нефлуоресцирующего комплекса

ПАУ-ГВ используют уравнение Штерна-Фольмера. Вывод данного уравнения основан на предположении, что интенсивность флуоресценции ПАУ в присутствии ГВ пропорциональна концентрации его свободной формы ([ПАУ]). Тогда формулу (4) можно представить в следующем виде:

$$\alpha = \frac{F_0}{F} \quad (5)$$

где F_0 и F - интенсивности флуоресценции ПАУ в отсутствие и в присутствии ГВ, соответственно. Уравнение (3), в свою очередь, преобразуется к выражению (6), известному как уравнение Штерна-Фольмера [7]:

$$\frac{F_0}{F} = 1 + K_{oc} \times C_{ГВ}, \quad (6)$$

справедливого при выполнении ряда приближений [7].

В случае динамического тушения ПАУ гумусовыми кислотами константа связывания представляет собой произведение бимолекулярной константы скорости тушения флуоресценции ПАУ гумусовыми кислотами (k_q) и времени затухания флуоресценции ПАУ в отсутствие ГВ [6].

В случае комбинации двух типов тушения - статического и динамического уравнение Штерна-Фольмера приобретает вид уравнения второго порядка относительно $C_{ГВ}$ [6]:

$$\frac{F_0}{F} = (1 + K_{дин} \times C_{ГВ}) \times (1 + K_{стат} \times C_{ГВ}) = (1 + K_{каж} \times C_{ГВ}) \quad (7)$$

$$K_{каж} = (K_{дин} + K_{стат}) + K_{дин} K_{стат} \times C_{ГВ}, \quad (8)$$

где $K_{каж}$ - кажущаяся константа Штерна-Фольмера для комбинации динамического и статического тушения; $K_{дин}$ - динамическая константа Штерна-Фольмера в случае динамического механизма тушения ПАУ гумусовыми кислотами.

Постановка эксперимента

В эксперименте, выполненном в данной работе, можно выделить 2 этапа: а) исследование тушения флуоресценции ПАУ различными гуминовыми веществами; б) определение фотофизических параметров ГВ, взаимодействующих с ПАУ. Первый этап подразумевал решение следующих задач:

- экспериментальная проверка возможности связывания выбранных ПАУ гуминовыми веществами различного происхождения;
- получение количественных характеристик тушения флуоресценции ПАУ – констант связывания K_{oc} ;
- выбор наиболее подходящей пары ПАУ – ГВ для определения фотофизических параметров.

Для выбранных на первом этапе веществ далее проводились эксперименты по снятию кинетических кривых и кривых насыщения флуоресценции с целью определения различий в фотофизических параметрах взаимодействующих и невзаимодействующих с ПАУ ГВ.

Объекты исследования

В качестве модельных ПАУ использовали пирен и флуорантен. На рис. 1 представлены структурные формулы этих веществ, а в таблице 1 – некоторые их свойства.

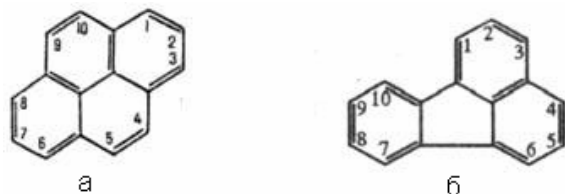


Рис. 1. Структурные формулы пирена (а) и флуорантена (б).

Табл. 1.

	Пирен	Флуорантен
Молярная масса, г/моль	202.26	202.26
Температура кипения, °С	399	382
Растворимость в воде	нет	нет
Предельно допустимая концентрация (санитарная норма)	0.1 мг/м ³	-

Модельные ПАУ растворяли в ацетонитриле, после чего перемешивали с водой. Исходная концентрация ПАУ составляла 60 мкг/л.

В качестве тушителя использовались препараты гуминовых веществ (ГВ), представленные в таблице 2.

Табл. 2.

Индекс	Описание
LHS	ГВ, выделенные из угля леонардита
NHS	ГВ, выделенные из угля “Назаровский”
SHS	Коммерческий препарат “Сахалинский”
THS	Коммерческий препарат “Техноэкспорт”
FLA12	Модифицированные препараты ГВ
FLA16	
FLA23	

Растворы препаратов ГВ готовили растворением навески препарата (10 мг) в 1 мл 0.1 М щелочи, с последующим разбавлением дистиллированной водой до 50 мл. Затем pH полученных растворов доводили до ~ 6 азотной кислотой и доводили объем раствора до 100 мл.

Исходная концентрация ГВ составляла 100 мг/л, после чего препараты разбавлялись до концентраций 1 – 10 мг/л.

Методика определения констант связывания

Для определения констант связывания ПАУ гуминовыми веществами готовили серии из пяти растворов постоянной концентрации ПАУ и различным содержанием ГВ. Для этой цели в мерные колбы на 25 мл вносили аликвотные части рабочего раствора ГВ и доводили их до метки водным раствором ПАУ при постоянной концентрации. Концентрации ГВ в приготовленных растворах составляли 1, 3, 5, 7, 10 мг /л. Растворы перемешивали и первое измерение интенсивности флуоресценции проводили в среднем через 5 мин после добавления ГВ.

Снимались спектры флуоресценции приготовленных растворов. Далее измерялась интенсивность флуоресценции в одном из максимумов полосы ПАУ (F). Из спектра флуоресценции чистого ПАУ определялось значение интенсивности флуоресценции в отсутствие ГВ (F₀). Исходя из уравнения Штерна-Фольмера (6), зависимость величины F₀/F от концентрации C_{ГВ} аппроксимировалась прямой. По тангенсу угла наклона прямой определялась константа связывания K_{ос}.

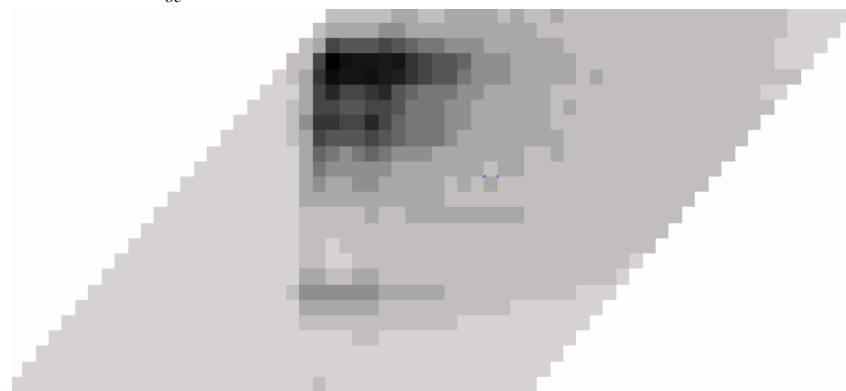


Рис. 2. Типичное отображение TLS-спектра смеси ГВ-ПАУ.

Экспериментальное оборудование

Для проведения классической флуориметрии использовался ламповый флуориметр FluorImager M52. Он позволяет получить полный спектр флуоресценции (в координатах $\lambda_{\text{возбуждения}} - \lambda_{\text{испускания}}$), обозначаемый в англоязычной литературе аббревиатурой TLS (Total Luminescence Spectra). Отображение типичного TLS смеси ГВ - ПАУ представлено на рис. 2. Такой спектр представляет собой зависимость интенсивности флуоресценции образца от двух длин волн – возбуждения и испускания. На рис. 2 по вертикали отложено значение длины волны возбуждения, а по горизонтали – испускания флуоресценции. Значение $\lambda_{\text{возбуждения}}$ меняется снизу вверх от 240 нм до 360 нм;

$\lambda_{\text{испускания}}$ - слева направо от 260 нм (левый нижний угол) до 575 нм (правый верхний). Значение интенсивности флуоресценции показано цветами, серому цвету соответствует минимальное значение, черному – максимальное.

В качестве сигнала флуоресценции удобно измерять интенсивность в максимуме TLS-спектра (самая черная точка на рис. 2).

Для снятия спектров флуоресценции, а также проведения экспериментов по нелинейной и кинетической флуориметрии использовался лазерный спектрометр на основе Nd:YAG лазера с умножителями частоты излучения. Энергия в импульсе 4-ой гармоники (длина волны 266 нм) составляла 1.2 мДж при длительности импульса 13 нс и частоте повторения импульсов 10 Гц. Сигнал флуоресценции регистрировался оптическим многоканальным анализатором (ОМА), состоящим из полихроматора и ПЗС-матрицы в качестве фоточувствительного элемента. Спектральный диапазон ОМА – 250 .. 800 нм. Схема лазерного флуориметра представлена на рис. 3.

Для снятия кривых насыщения флуоресценции лазерный луч фокусировали линзой в кювету и изменяли мощность излучения с помощью ячейки Поккельса. Для снятия кинетических кривых использовали режим переменного наносекундного стробирования, предусмотренный в ОМА.

Структура спектров ПАУ и ГВ

Полученные в эксперименте спектры флуоресценции пирена и ГВ представлены на рис. 4, 5. Спектр пирена имеет ярко выраженные максимумы при длинах волн 373, 384, 394, 416 нм. Спектр флуоресценции ГВ представляет собой широкую полосу с максимумом в районе 450 нм; полоса с максимумом на длине волны 291 нм – валентная полоса комбинационного рассеяния (КР) воды.

Исследования формы спектра пирена показали, что её трансформации не происходит ни при добавлении ГВ в широком диапазоне концентраций, ни при изменении мощности возбуждающего излучения на 2 порядка. Поэтому для определения константы связывания использовалось значение интенсивности флуоресценции пирена при длине волны 373 нм (самый коротковолновый максимум в спектре). Аналогичная ситуация наблюдалась и для спектров флуорантена, где использовалась длина волны регистрации 375 нм. При сравнении спектров ПАУ и ГВ хорошо видно, что они перекрываются в области 350 – 440 нм. Поэтому для получения значений интенсивности флуоресценции ПАУ (F) снимались два спектра: ГВ, смешанных с ПАУ, и ГВ в отсутствие ПАУ. После вычитания спектров определялось значение F по интенсивности флуоресценции в максимуме полосы ПАУ. Для исключения влияния нестабильности мощности лазерного излучения на результаты все измеренные значения делились на сигнал комбинационного рассеяния воды.

Тушение флуоресценции пирена и флуорантена в присутствии ГВ проявляется в уменьшении соответствующих сигналов флуоресценции, тем больше, чем выше концентрация ГВ, как это показано на рис. 6, 7 (измерения проводились на лазерном спектрометре).

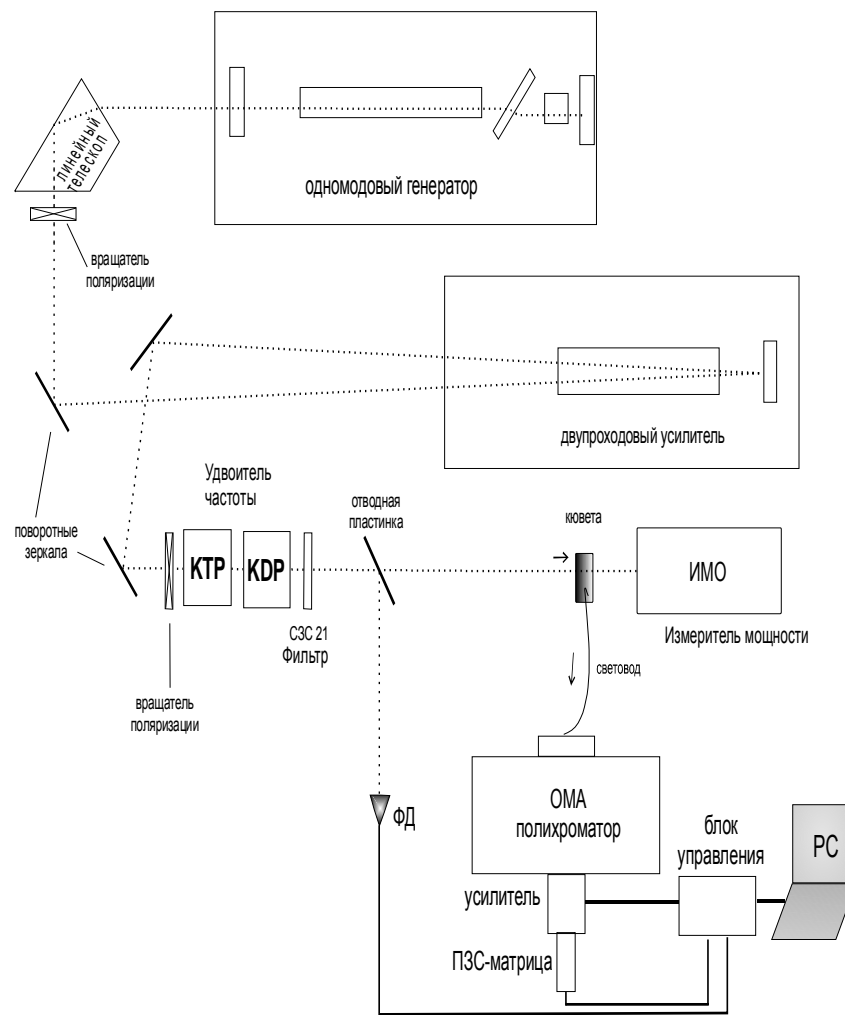


Рис. 3. Схема лазерного спектрометра.

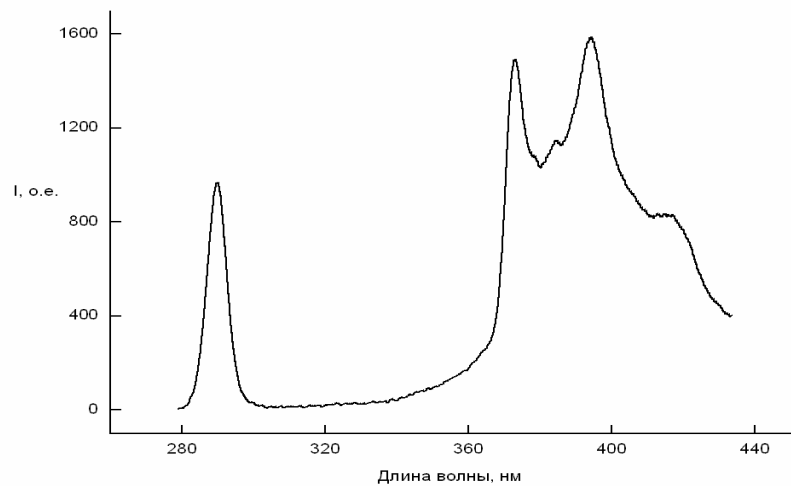


Рис. 4. Спектр оптического сигнала при возбуждении водного раствора пирена излучением с длиной волны 266 нм.

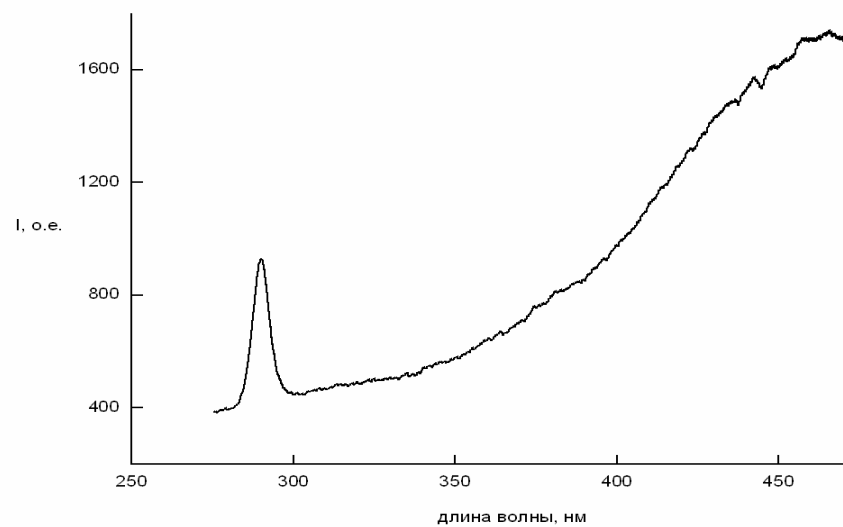


Рис. 5. Спектр оптического сигнала при возбуждении водного раствора ГВ излучением с длиной волны 266 нм.

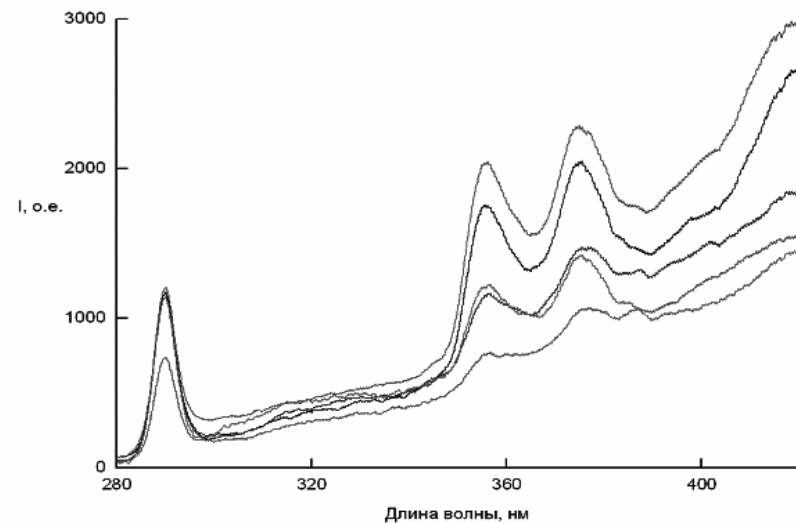


Рис. 6. Тушение флуоресценции флуорантена препаратом LHS: спектры сверху вниз соответствуют увеличивающейся концентрации LHS (от 1 мг/л до 10 мг/л).

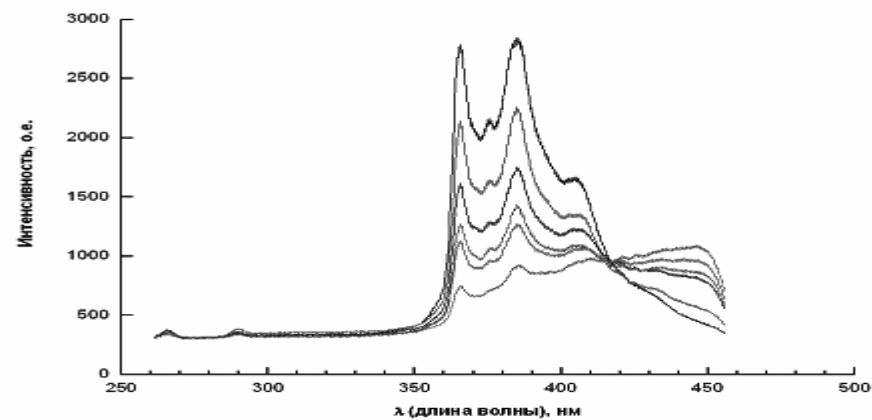


Рис. 7. Тушение флуоресценции пирена препаратом THS: спектры сверху вниз соответствуют увеличивающейся концентрации THS (от 1 мг/л до 10 мг/л).

Определение констант связывания

Получаемую в эксперименте зависимость $F_0 / F(C_{ГФК})$ аппроксимировали прямой линией методом наименьших квадратов, рис. 8.

Табл. 3.

Константы связывания флуорантена препаратами ГВ

Индекс	$K_{oc} * 10^{-5}$
FLA16	$2,1 \pm 0,4$
FLA23	$1,6 \pm 0,3$
FLA12	$1,4 \pm 0,2$
SHS	$1,6 \pm 0,1$
NHS	$0,8 \pm 0,1$

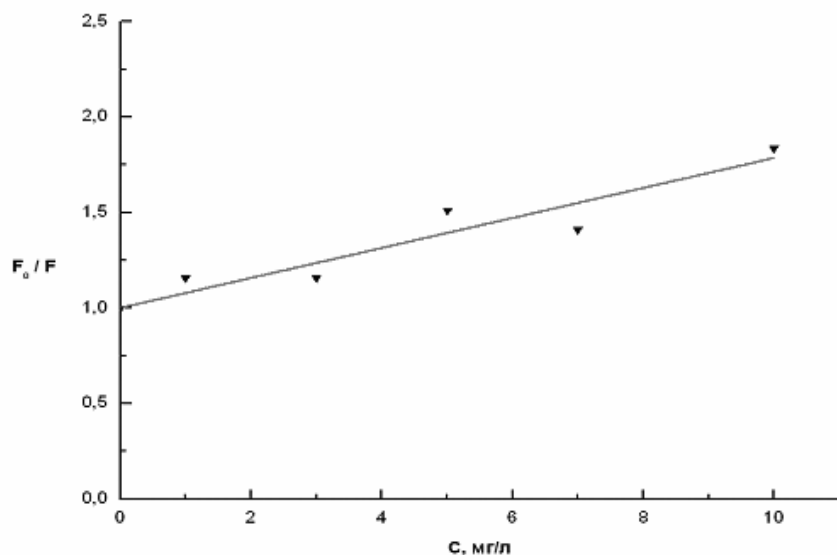


Рис. 8. Аппроксимация зависимости $F_0 / F(C_{ГВ})$, согласно (6).

Значения констант связывания флуорантена различными препаратами ГВ приведены в таблице 3.

Аналогичные значения для пирена представлены в таблице 4.

Табл. 4.

Константы связывания пирена препаратами ГВ

Индекс	$K_{oc} * 10^{-5}$
LHS	$2,9 \pm 0,2$
THS	$3,1 \pm 0,2$
SHS	$1,5 \pm 0,1$
NHS	$2,8 \pm 0,3$

Из полученных результатов следует, что наибольшей константой связывания в нашем эксперименте обладает пара THS – пирен. Эти препараты были выбраны для проведения экспериментов по нелинейной и кинетической флуориметрии, поскольку для них можно ожидать наиболее сильного проявления влияния взаимодействия ПАУ – ГВ на фотофизические параметры данных веществ.

Определение молекулярных фотофизических параметров флуорофоров ГВ методами лазерной флуориметрии

Кинетическая флуориметрия

Для снятия кинетических кривых применялось наносекундное стробирование ОМА с изменением времени задержки строба. Ширина строба составляла 10 нс, задержка строба изменялась с шагом 2.5 нс. Положение “нулевого” строба определялось по максимуму сигнала комбинационного рассеяния воды.

Времена жизни ГВ (1..10 нс) намного меньше соответствующих значений для пирена (сотни нс). Поэтому на начальном участке кинетической кривой вкладом пирена в общий сигнал флуоресценции можно пренебречь. Наоборот, при задержках строба порядка 50 нс, где флуоресценция ГВ уже не проявляется, можно было бы регистрировать кинетику флуоресценции пирена, однако по техническим причинам эти измерения на данном этапе работы выполнены не были.

Кинетические кривые были сняты для 3-х образцов:

- 1) препарат THS, растворенный в воде (концентрация 3 мг/л);
- 2) раствор THS (3 мг/л) в присутствии пирена (60 мкг/л);
- 3) раствор THS (7 мг/л) в присутствии пирена (60 мкг/л).

Полученные кинетики затухания флуоресценции ГВ приведены на рис. 9. Значения времен жизни для каждой кривой получены с помощью программы, реализующей вариационный алгоритм по подбору значения времени жизни для наилучшей аппроксимации кинетической кривой. Алгоритм учитывает временной профиль импульса как гауссов.

Восстановленные с помощью вариационного алгоритма значения времен жизни получились следующими:

- 1) для чистого ГВ (препарата THS, концентрация 3 мг/л) – 3 нс;

2) для ГВ (препарата THS, $C_{ГФК} = 3 \text{ мг/л}$) в присутствии пирена (60 мг/л) - 5 нс;

3) для ГВ (препарата THS, $C_{ГФК} = 7 \text{ мг/л}$) в присутствии пирена (60 мг/л) - 5 нс.

Далее при обработке кривых насыщения эти значения считались заданными.

Нелинейная флуориметрия

Для снятия кривых насыщения изменяли мощность лазерного излучения и регистрировали сигнал флуоресценции. Вид кривой насыщения в координатах $I_{фл}(I_{КР})$, где $I_{фл}$ - интенсивность сигнала флуоресценции, а $I_{КР}$ - интенсивность сигнала КР воды, показан на рис. 10.

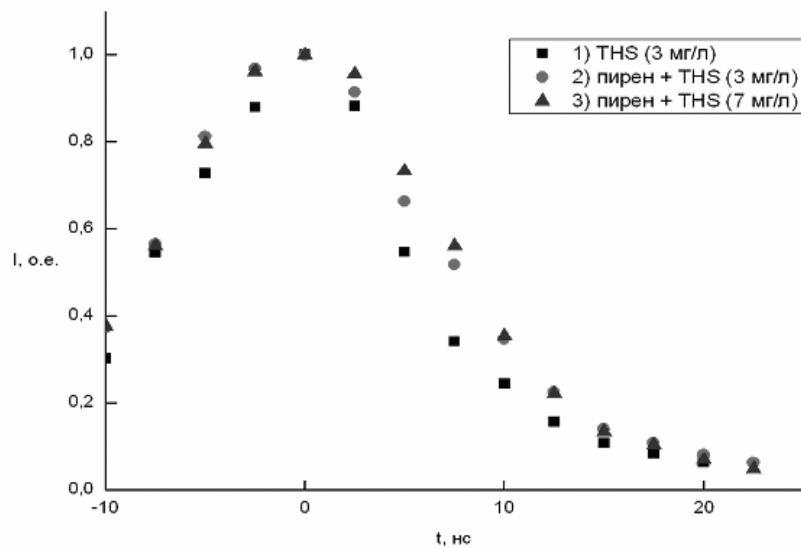


Рис. 9. Кинетические кривые флуоресценции препарата THS в отсутствие (1) и в присутствии (2, 3) пирена.

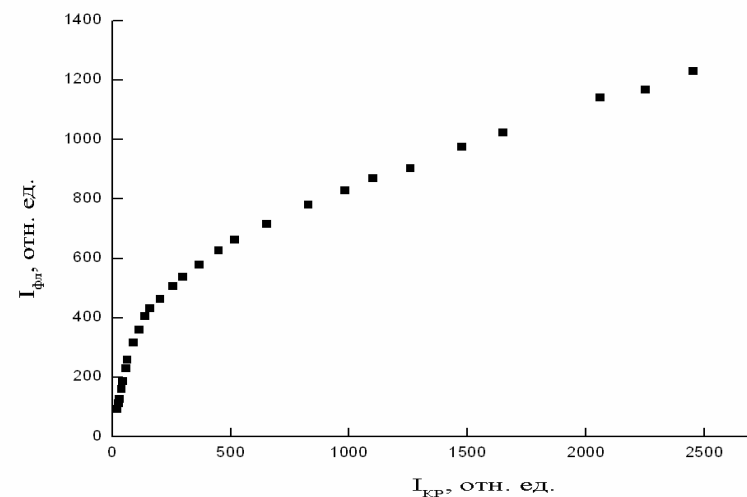


Рис. 10. Типичная кривая насыщения флуоресценции сложного органического соединения в координатах $I_{фл}(I_{КР})$.

При снятии кривых насыщения значение плотности потока фотонов F лазерного излучения с длиной волны 266 нм менялось от 10^{24} до $10^{26} \text{ см}^{-2}\text{с}^{-1}$, значение сигнала КР линейно зависело от F , коэффициент пересчета определялся из калибровочной кривой. Далее рассчитывался флуоресцентный параметр Φ , равный отношению интенсивностей сигналов флуоресценции и КР. Экспериментально полученные кривые насыщения в координатах $\Phi^{-1}(F)$, где F - плотность потока фотонов возбуждающего излучения, представлены на рис. 11. На рис. 11 помещены 3 кривые насыщения флуоресценции препарата ГВ для трёх случаев, описанных выше.

Для этих трёх случаев различия в кривых насыщения очень хорошо заметны. Чтобы описать эти различия количественно, была проведена обработка кривых насыщения вариационным методом, позволившим восстановить два фотофизических параметра: сечение флуоресценции $\sigma_{фл}$ и квантовый выход в триплетное состояние η_{32} (время жизни возбужденного синглетного уровня считалось известным). Восстановленные значения фотофизических параметров приведены для всех трех случаев в табл. 5.

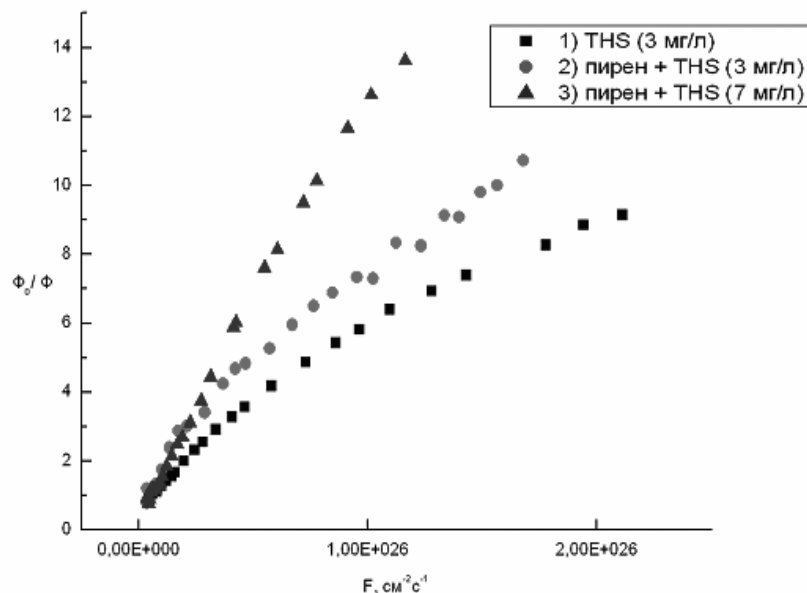


Рис. 11. Кривые насыщения флуоресценции препарата THS ГВ в отсутствие (1) и в присутствии (2, 3) пирена.

Табл. 5.

Фотофизические параметры препарата THS ГВ в отсутствие и в присутствии пирена

Параметр	$\sigma_{fl}, \text{см}^2$	η_{32}	$\tau, \text{нс}$
THS, 3 мг/л	$(3.5 \pm 0.2) * 10^{-16}$	не более 0.01	3
THS (3 мг/л) в присутствии пирена (60 мг/л)	$(2.1 \pm 0.3) * 10^{-16}$	0.01	5
THS (7 мг/л) в присутствии пирена (60 мг/л)	$(1.9 \pm 0.3) * 10^{-16}$	0.02	5

Выводы

Исследовано тушение флуоресценции модельных ПАУ (флуорантена и пирена) в присутствии различных препаратов ГВ; получены количественные характеристики взаимодействия модельных ПАУ с ГВ – константы связывания.

Результаты, полученные в экспериментах по лазерной флуориметрии, показали, что взаимодействие ГВ с ПАУ (на примере пирена) приводит к изменению фотофизических параметров ГВ. При этом форма спектра ПАУ не зависит ни от концентрации взаимодействующих ГВ, ни от мощности возбуждающего излучения. По-видимому, не изменяется и время жизни возбужденного состояния молекул ПАУ, однако, чтобы утверждать это с уверенностью, необходимо провести серию экспериментов по снятию кинетических кривых для различных условий взаимодействия ПАУ с ГВ.

Результаты экспериментов позволяют сделать предположение, что молекулы ПАУ, переходя из свободного состояния в связанное, перестают флуоресцировать, но участвуют в процессах переноса энергии внутри молекулярных комплексов гуминовых веществ, что влечет за собой изменение величин фотофизических параметров ГВ. Чтобы проверить такую гипотезу, следует провести определение фотофизических параметров не только для ГВ, но и для взаимодействующих с ними ПАУ.

Работа выполнена в рамках междисциплинарного научного проекта МГУ (МНП-4/2008) при поддержке РФФИ (грант № 08-05-00892).

Литература

1. Орлов Д. С. Химия почв. М., Изд-во МГУ, 1992.
2. Перминова И.В. Гуминовые вещества – вызов химикам XXI века. // Химия и жизнь, 1, 2008.
3. Салеев К.М.А. Использование гуминовых препаратов для детоксикации и биодegradации нефтяного загрязнения. // Дисс. канд. физ.-мат. наук. М. 2003.
4. Гердова И.В. Лазерная флуориметрия смесей сложных органических соединений в водных средах. // Дисс. канд. физ.-мат. наук. М. 2002.
5. Паркер С. Фотолюминесценция растворов. М., Мир, 1972.
6. Лакович Дж. Основы флуоресцентной спектроскопии. М., Мир, 1986.
7. Morra M.J., Corapcioglu M.O., Wadruzka R.M.A., Marshall D.B. // Soil. Sci. Am. J., 1990, v. 54, p. 1283-1288.
8. Danielsen K.M., Chin Y.P., Buterbaugh J.S., Gustafson T.L., Traina S.J. // Environ. Sci. Technol., 1995, v. 29, p. 2162-2165.
9. Chin Y.P., Gschwend P.M. // Environ. Sci. Technol., 1992, v. 26, p. 1621-1626.
10. Chen S., Inskeep W.P., Williams S.A., Callis P.R. // Environ. Sci. Technol., 1994, v. 28, p. 1582-1588.
11. Kumke M.U., Lohmannsroben H.G., Roch T. // Analyst, 1994, v. 119, p. 991-1001.
12. Bakhus D.A., Gschwend P.M. // Environ. Sci. Technol., 1990, v. 24, p. 1214-1223.
13. Фадеев В.В. Нелинейная флуориметрия как метод диагностики природных органических комплексов. Вестник МГУ. Сер.3. Физика, астрономия. 1998, № 4, с.49-58.

О СНИЖЕНИИ УРОВНЕЙ ШУМА В ПОМЕЩЕНИЯХ ЖИЛЫХ, ОБЩЕСТВЕННЫХ ЗДАНИЙ И НА ТЕРРИТОРИИ ЖИЛОЙ ЗАСТРОЙКЕ В ДИАПАЗОНЕ НИЗКИХ И ИНФРАЗВУКОВЫХ ЧАСТОТ

Гончаренко Б.И.

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова,

Физический факультет

Приведены данные исследования шумового поля в помещении, расположенного, около транспортной магистрали. На низких звуковых частотах уровень шума, зарегистрированный на верхнем этаже здания, превышает соответствующий уровень шума на первом этаже и состоит из проникающего шума и из структурного шума. На основе анализа экспериментальных данных показано, что на низких звуковых частотах для правильной оценки уровней шумового поля в помещении нормированию должны подлежать как уровень звукового давления, так и уровень колебательной скорости частиц среды. Рассмотрены экспериментальные данные звукового поля проходящего скоростного электропоезда типа ЭМ4 «Спутник» на разных расстояниях от акустического экрана. Шумозащитные свойства акустического экрана на низких звуковых частотах уменьшаются при удалении шумового источника от экрана. Проведенные сравнения шумового поля скоростного и обычного электропоезда показали, что уровни звукового давления, а также компонентов колебательной скорости V_y и V_z для скоростного электропоезда (ЭМ4 «Спутник») превышают соответствующие уровни обычного электропоезда (ЭР2) на 10 - 17 дБА.

Введение

Одна из важнейших проблем современного градостроительства является обеспечение комфортных акустических условий для человека при его длительном нахождении на рабочем месте и в помещениях жилых и общественных зданий. Об актуальности этой проблемы свидетельствуют такие, например цифры как нахождение 70% территории города Москвы в зоне шумового загрязнения, где превышение допустимого уровня шума на отдельных территориях города, в помещениях жилых, общественных зданий и на территории жилой застройки достигает 15-25 дБА [1]. Это в звуковом диапазоне частот и в эквивалентных единицах измерения по приведенной шкале типа А, в которой уровень звука на нижней границе звукового диапазона частот – 31 Гц ослаблен по отношению к 1000 Гц на 40дБ, т.е. практически влияние низкочастотного диапазона не учитывается.

Что касается инфразвукового диапазона частот, то вопросы воздействия инфразвука в городе на сегодняшний день изучены недостаточно, в связи с чем требуется проведение исследований и оценки существующей степени инфразвукового воздействия на территорию жилой застройки, а также на жилые и общественные здания [1].

Важным аспектом в решении задачи снижения акустического загрязнения окружающей среды и предотвращения роста негативного воздействия шумово-

го загрязнения в диапазоне низких и инфразвуковых частот является разработка нормативных документов. Именно они должны обоснованно и объективно устанавливать критерии безопасности и безвредности для проживания человека. Кроме того, необходимо иметь метрологически обеспеченные методики контроля за уровнем шумности и оценки степени ослабления внешних шумов.

Результаты и их обсуждение

В настоящее время действуют Санитарные нормы (СН 2.2.4/2.1.8.562-96), которые устанавливают классификацию, нормируемые параметры и предельно допустимые уровни шума на рабочих местах, допустимые уровни шума в помещениях жилых, общественных зданий и на территории застройки в звуковом диапазоне частот.

Однако в этом документе имеется ряд недостатков, которые не позволяют правильно оценить измеренные уровни звукового давления на объектах. Останемся на этих недостатках.

В действующих Санитарных нормах в допустимых уровнях при оценке значениями эквивалентных и максимальных уровней звука наличие **структурного шума** внутри помещения не регламентируется.

В звуковом диапазоне частот отечественные санитарные нормы регламентируют допустимые уровни звукового давления, эквивалентные и максимальные уровни звука **проникающего шума** в помещениях жилых и общественных зданий. Допустимый уровень шумов – это уровень, который не вызывает у человека значительного беспокойства и существенных изменений показателей функционального состояния систем и анализаторов, чувствительных к шуму. В соответствии с определением представленном в Санитарных нормах **проникающий шум** – это шум, возникающий вне данного помещения и проникающий в него через ограждающие конструкции, системы вентиляции, водоснабжения и т.д.

Однако шум, возникающий внутри помещений зданий, которые находятся, например, вблизи транспортных магистралей можно разделить на две составляющие: на **проникающий шум**, являющийся результатом проникновения в помещение шума источника по воздуху, и на **структурный шум**, являющийся результатом излучения звуковых волн вибрирующими поверхностями стен, пола и потолка помещения. Уровень структурного шума напрямую связан с проникновением вибраций внутрь здания и зависит от формы колебаний поверхности конструктивных элементов помещения, а также от акустических и геометрических характеристик помещения. В спектральном составе вибрации преобладают октавные полосы со среднегеометрическими частотами 31,5 Гц и 63 Гц (низкие частоты звукового диапазона).

Таким образом, суммарный уровень шума в помещении может быть значительно повышен за счет возникновения низкочастотного структурного шума.

В качестве иллюстрации приведены результаты шумов, порождаемых проходящим трамваем внутри одного из учебных корпусов Московского энергетического института, расположенного на Красноказарменной улице.

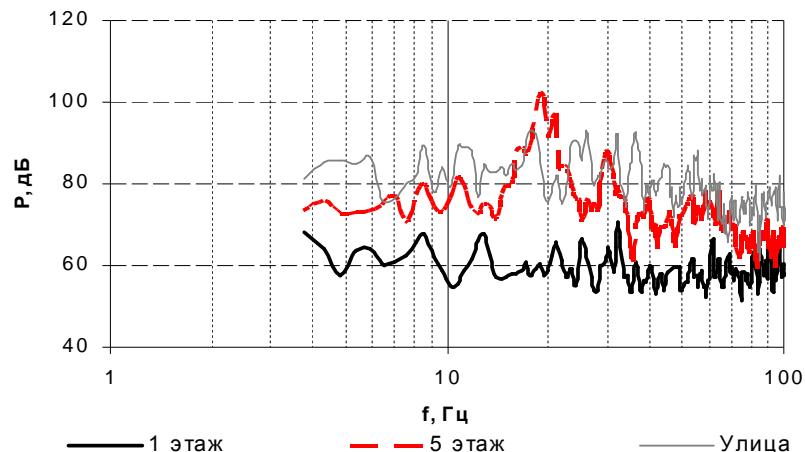


Рис. 1. Спектральные уровни звукового давления, зарегистрированные на 1-м, 5-м этажах здания и на улице в момент прохождения трамвая мимо здания.

Как следует из приведенных данных на рис.1, уровень шума на 5 этаже здания, расположенного около трамвайных путей, в диапазоне частот ниже 100 Гц превышает на 10 – 20 дБ уровень шума на 1 этаже. Анализ измеренных значений уровня составляющих колебательной скорости на 1, 5 этажах и на улице показал, что проникновение шума на 5 этаж происходит не только через окно, но и посредством излучения звука полом и фасадной стеной здания, причем это излучение на пятом этаже больше, чем на первом этаже [2].

Из сказанного следует, что не обосновано допустимые уровни в звуковом диапазоне частот характеризовать уровнем звукового давления в октавных полосах и одночисловыми значениями эквивалентных и максимальных уровней звука только **проникающего шума** в помещения жилых и общественных зданий. Это приводит к неправильным оценкам измеренного уровня звукового давления на объектах.

Далее сопоставим значения допустимых уровней звукового давления в октавных полосах со среднегеометрическими частотами в низкочастотной области звукового диапазона частот, взятыми из Санитарных норм - СН 2.2.4/2.1.8.562-96 с соответствующими уровнями звукового давления для инфразвукового диапазона частот, взятыми из Санитарных норм - СН 2.2.4/2.1.8.583-96.

Граница инфразвукового диапазона частот в отечественных Санитарных нормах четко определена. Инфразвук – это звуковые колебания и волны с частотами, лежащими ниже полосы слышимых (акустических) частот – 20 Гц. Граница шума в звуковом диапазоне частот также определена и заключена в диапазоне от 31,5 до 8000 Гц. В реальной жизни четкой границы между инфразвуком и низкочастотным диапазоном звуковых частот нельзя определить. Учитывая это, следовало бы ожидать, что значения допустимых уровней звукового давления в октавных полосах в помещениях жилых и общественных зданий и на территории жилой застройки не должны друг от друга сильно от-

личаться при переходе от звукового диапазона частот к инфразвуковому диапазону частот или уж характер изменения по мере понижения частоты должен оставаться тот же самым.

Таблица №1. Результаты сравнения допустимых уровней звукового давления в октавных полосах в помещениях жилых и общественных зданий и на территории жилой застройки при переходе от звукового диапазона частот к инфразвуковому диапазону частот.

Назначение помещений или территорий	Уровни звукового давления, дБ, в октавных полосах со среднегеометрическими частотами, Гц							
	для инфразвука				для звукового диапазона частот			
	2	4	8	16	31,5	63	125	250
Помещения жилых и общественных зданий	75	70	65	60	79	63	52	45
Территория жилой застройки	90	85	80	75	90	75	66	59

Как следует из приведенных данных в таблице №1, при переходе от звукового диапазона частот (частота 31,5 Гц) к инфразвуковому диапазону частот (частота 16 Гц) существует необъяснимое резкое уменьшение допустимых уровней звукового давления. Так значения допустимых уровней звукового давления в помещениях жилых и общественных зданий на частоте 31,5 Гц составляют 79 дБ, а на следующей частоте 16 Гц – составляют 60 дБ, т.е. уменьшены почти на 20 дБ (в десять раз!). Для территории жилой застройки значения допустимых уровней звукового давления на частоте 31,5 Гц составляют 90 дБ, а на следующей частоте 16 Гц – составляют 75 дБ, т.е. различаются почти на 15 дБ. Таким образом, для соседних частот, но заимствованных из разных нормативных документов, имеется необъяснимое резкое уменьшение допустимых уровней звукового давления, а тенденция увеличения допустимых уровней звукового давления по мере понижения частоты при переходе от звукового диапазона частот к инфразвуковому диапазону частот не сохраняется.

Остановимся на нормировании уровней шума в жилых и общественных зданиях и на территории жилой застройки в диапазоне низких и инфразвуковых частот.

Для низкочастотного и инфразвукового диапазонов частот проблема нормирования уровней шума и оценки существующей степени инфразвукового воздействия на территорию жилой застройки, а также на жилые и общественные здания на сегодняшний день изучены недостаточно.

В настоящее время исследователи по-разному трактуют о физиологическом воздействии инфразвука на живой организм. Прежде всего, следует отметить, что физические особенности инфразвука таковы, что в этом диапазоне частот амплитуда колебаний во много раз больше, чем у звуковых волн при равных мощностях источников звука. Кроме того, инфразвук отличается от слышимых звуков значительно большей длиной волны, поэтому при его распространении более выражено явление дифракции, вследствие чего они легко проникают в помещения и обходят преграды, задерживающие слышимые звуки.

Многие исследователи придерживаются резонансной теории воздействия инфразвука. Можно представить человека в виде механической колебательной системы, состоящей из оболочки с эластичными стенками, внутри которой через упругие связи подвешены элементы массы. Если упругость подвесок и величина масс соответствует реальному органу, то каждый такой элемент будет иметь собственную частоту колебаний. В спокойном состоянии система уравновешена действующими на неё силовыми факторами. При помещении системы в довольно существенное поле звуковых давлений низкой частоты под их влиянием эластичные стенки приходят в колебательное движение, напоминающее работу пульсирующей сферы, либо раскачивание под действием градиента звукового давления. При этом подвергаются раздражению механорецепторы внутренних органов, тканей мышц и кожи, в результате чего рефлекторным путем в организме возникают ряд сдвигов [3]. Пока нет четкого представления, какой механизм возбуждения колебаний внутренних органов более существенен: пульсирующий под действием переменного звукового давления или колебательный под действием градиента звукового давления.

Важно, что реакция колебательной системы организма на акустическое воздействие низкой частоты определяется не только уровнем звукового воздействия, но и колебательной скоростью частиц среды, возникающей под действием градиента звукового давления, а также амплитудой их смещения от положения равновесия.

В низкочастотном и инфразвуковом диапазонах частот, когда длина волны велика, связь между звуковым давлением и колебательной скоростью частиц среды не является однозначной. В замкнутых пространствах (помещениях, салонов автомобилей, тоннелях, на станциях метро) в этом диапазоне частот имеется возможность возникновения стоячих и близких к ним инфразвуковых волн. Поскольку в стоячей волне сдвиг фаз между звуковым давлением и колебательной скоростью частиц среды равен $\pi/2$, то область максимума колебательной скорости соответствует минимуму звукового давления. Аналогичное явление наблюдается и тогда, когда исследуемая область находится в ближней зоне излучателя шума, которая для низких частот и инфразвука составляет десятки и сотни метров. Учитывая это, сильное воздействие на организм и измерительные приборы может происходить в области пространства, в которой измеренное значение звукового давления близко к нулю. Однако в этих областях обычно наблюдается пучность градиента звукового давления (колебательной скорости частиц среды).

Как было отмечено выше, проведены исследования поля шумов, порождаемого проходящим по улице трамваем около и внутри одного из учебных

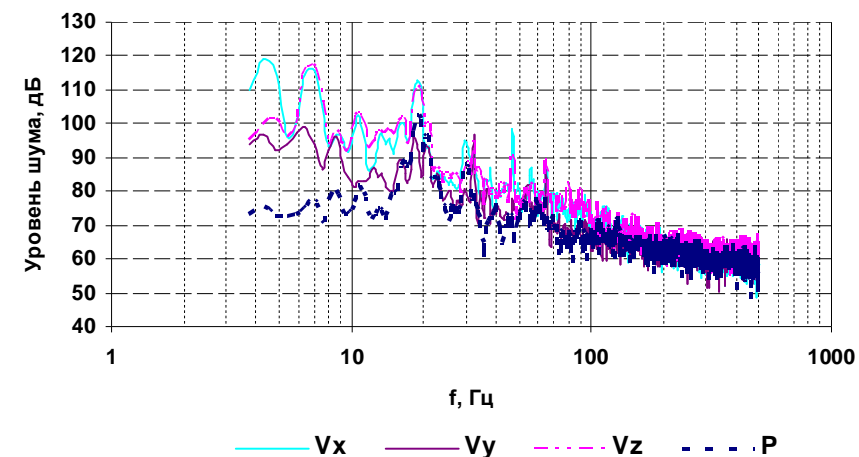


Рис.2 Спектральные уровни звукового давления и трех взаимно ортогональных компонент колебательной скорости частиц среды, зарегистрированных на пятом этаже здания, порождаемого проходящим по улице трамваем.

корпусов Московского энергетического института на Красноказарменной и на улице. Были получены спектры уровня звукового давления, трех взаимно ортогональных компонент колебательной скорости частиц среды, зарегистрированных на пятом этаже здания в диапазоне частот 4 Гц – 500 Гц. При этом канал V_x векторного приёмника направлен перпендикулярно трамвайным путям, канал V_y – вдоль трамвайных путей и канал V_z – направлен вертикально.

Из приведенных данных на рис. 2 следует, что в диапазоне частот выше 100 Гц характер изменения амплитудно-частотных характеристик колебательной скорости и звукового давления одинаков: спектр не имеет выраженных экстремумов, их уровни равномерно убывают с возрастанием частоты и не имеют существенных различий по амплитуде. Это свидетельствует о том, что в диапазоне частот выше 100 Гц шумовое поле является диффузным и шум проникает в здание в основном через окна (по воздуху).

Следовательно, для оценки уровней шумового поля в помещениях на высоких звуковых частотах достаточно измерять величину звукового давления.

В диапазоне частот ниже 100 Гц уровни составляющих колебательной скорости V_x , V_y и V_z , на 10-35 дБ превышают соответствующие уровни звукового давления и достигают на отдельных частотах 110-115 дБ. Такое же превышение по всем компонентам колебательной скорости уровня звукового давления в диапазоне частот ниже 100 Гц зарегистрировано при расположении приемной системы на улице.

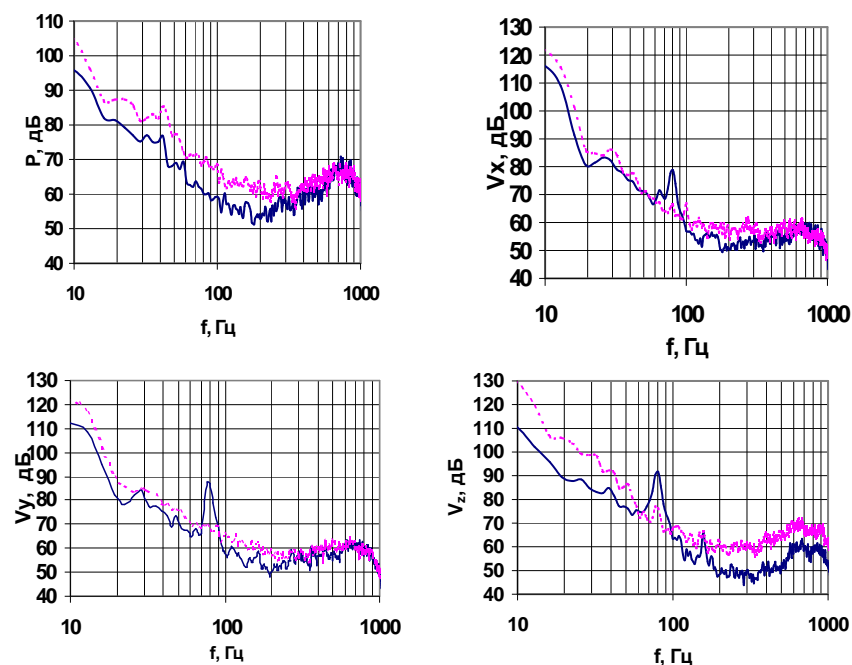


Рис.3. Сравнение уровней компонент звукового поля проходящего скоростного электропоезда на различных расстояниях от экрана. Сплошная кривая соответствует расстоянию между источником шума и акустическим экраном $r=26$ м. пунктирная кривая – $r = 35$ м.

Таким образом, на низких и инфразвуковых частотах для правильной оценки уровней шумового поля регламентированию должны подлежать как уровень звукового давления, так и уровень его градиента (или уровни колебательной скорости частиц в волне), а в помещениях и замкнутых объемах необходимо учитывать еще и их пространственную структуру.

В городских условиях одним из источников низкочастотных и инфразвуковых шумов является железнодорожный транспорт. Уровни шума железнодорожного транспорта зависят как от интенсивности и скорости движения составов, так и от характеристик поездов, состояния железнодорожных путей. Шумовая характеристика железнодорожного транспорта при интенсивности движения 3-4 пары/час на расстоянии 25 м составляет 71 - 82 дБА в зависимости от состава потока (пассажирские или грузовые поезда). Проезд железнодорожного состава обуславливает возрастание уровня шума в среднем на 10-20 дБА над фоновыми значениями шума на прилегающей жилой территории. Наиболее эффективными мероприятиями по снижению уровня шума от железно-

рожного транспорта на прилегающие территории являются строительно-акустические - установка шумозащитных экранов вдоль участков железных дорог, приближенных к жилым кварталам [1]. Однако при использовании акустических экранов с целью снижению уровня шума от железнодорожного транспорта на прилегающие территории, могут возникнуть трудности, поскольку на низких звуковых частотах эффективность акустических экранов, установленных вдоль участков железных дорог, существенным образом зависит от взаимного расположения источника шума, акустического экрана и территории жилой застройки.

Нами были проведены работы по изучению акустического шума проходящего скоростного электропоезда при наличии акустического экрана на низких звуковых частотах. Натурные работы проводились в районе платформы Яуза на Ярославском направлении Московской железной дороги. В качестве источников звука использовались шумы скоростных электропоездов типа ЭМ4 «Спутник», проходящим по различным путям. Источники шума и приемная система располагались по разные стороны от акустического экрана. Приемная система включала в себя приемник звукового давления и трёхкомпонентный векторный приемник (ВП) с взаимно-ортогональными каналами. Канал V_x векторного приемника был направлен в сторону железнодорожных путей, канал V_y - вдоль железнодорожных путей, а канал V_z - вертикально. Таким образом, в каждой точке измерения одновременно регистрировались уровни звукового давления и трех взаимно ортогональных составляющих колебательной скорости проходящих электропоездов. Высота акустического экрана, установленного вдоль железнодорожных путей в районе проведения экспериментальных работ составляла примерно 4м, материал, из которого выполнен акустический экран - листовая сталь толщиной 2 мм ступенчатого профиля.

На рис. 3 приведены данные изменения уровней компонент звукового поля проходящего скоростного электропоезда ЭМ4 «Спутник» на различных расстояниях от акустического экрана. Приемная система располагалась за акустическим экраном на расстоянии от него примерно 27м. По другую сторону акустического экрана был расположен источник шума.

Как следует из приведенных экспериментальных данных на высоких звуковых частотах по каналам P , V_x , и V_y уровень звукового поля остаётся примерно постоянным при увеличении расстояния между источником шума и экраном. Однако в диапазоне частот 10 - 300 Гц, т. е. когда длина волны становится больше или соизмеримой с высотой акустического экрана, уровни по каналам P , V_x , и V_y возрастают примерно на 10 дБ, т.е. в три раза. Что касается вертикальной составляющей колебательной скорости V_z , то ее уровень с удалением источника шума от акустического экрана возрастает во всем рассматриваемом диапазоне частот примерно на 10-12 дБ, т.е. в три - четыре раза.

Таким образом, с удалением источника шума от акустического экрана шумозащитные его свойства в диапазоне низких и инфразвуковых частот уменьшаются. А если иметь в виду, что в городской черте в районе расположения железнодорожных станций, имеется несколько железнодорожных платформ, которые разнесены в горизонтальном направлении на десятки метров, то при разгоне и торможении или при проходе по дальнему пути по отношению к акустическому экрану его эффективность будет существенно снижена.

И последнее что рассмотрим это, каким образом снижается уровень внешних шумов разрабатываемых новых, современных модификаций электропоездов в плане выполнения «Концепции снижения уровней шума и вибрации в городе Москве» [1].

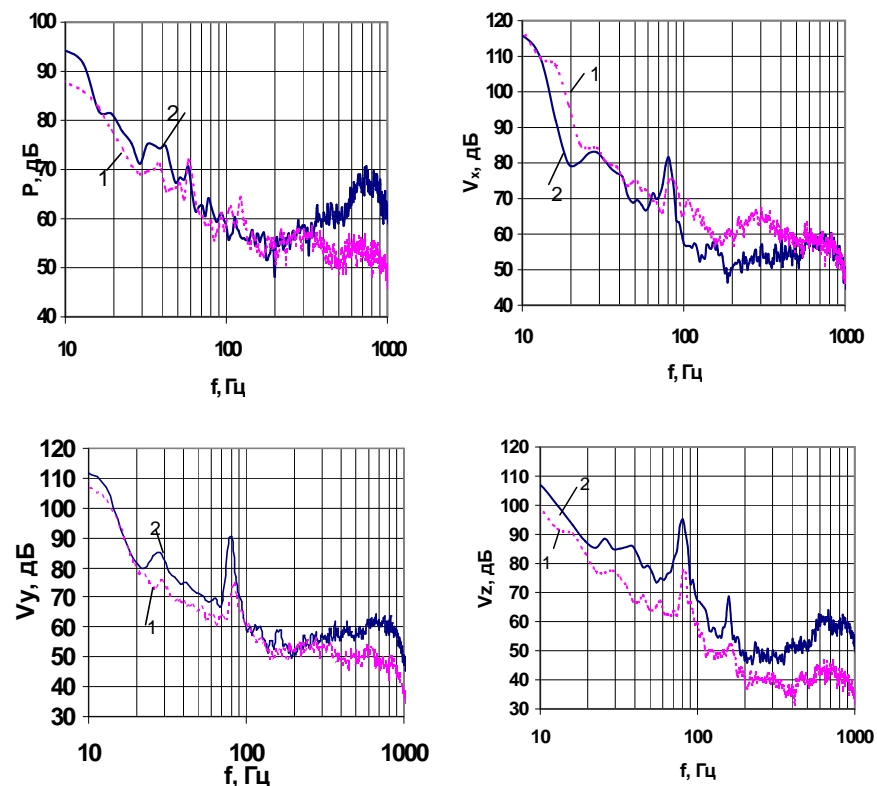


Рис.4. Сравнение уровней шума звукового поля проходящего скоростного (ЭМ4 «Спутник») и обычного электропоездов (ЭР₂). Кривая 1 соответствует проходу обычного электропоезда, кривая 2 – скоростному электропоезду.

В последнее время на различных линиях железных дорог стали курсировать более комфортабельные скоростные электропоезда, например, типа ЭМ4 «Спутник». Представляется целесообразным оценить создаваемые уровни внешнего шумового поля при проезде скоростного электропоезда и сравнить создаваемые уровни внешнего шумового поля скоростного и обычного электропоездов.

Приведенные на рис. 4 спектральные характеристики поля акустических шумов по звуковому давлению и составляющим колебательной скорости V_x , V_y , и V_z для проходящих скоростного (ЭМ4 «Спутник») и обычного (ЭР₂) электропоездов соответствуют случаю, когда канал V_x векторного приёмника направлен перпендикулярно железнодорожным путям, канал V_y – вдоль железнодорожных путей и канал V_z – направлен вертикально.

Скорость движения скоростного электропоезда составляла примерно – 75км/час, скорость обычного электропоезда – 70 км/час, т.е. скорости их движения различались не значительно.

Превышение сигнала уровня собственных шумов во всем рассматриваемом диапазоне частот и по всем каналам для проходящего скоростного электропоезда составляла примерно 15-20 дБА, а для обычного электропоезда 12-15 дБА.

Из приведенных экспериментальных данных видно, что уровни по каналам V_x , V_y , и V_z на низких звуковых частотах, как для скоростного, так и для обычного электропоездов превышают уровень канала Р примерно на 10 – 12 дБ и достигают величины 110 -115дБ. В звуковом диапазоне частот (300 – 1000 Гц) уровни звукового давления и V_y , для скоростного электропоезда превышают соответствующие уровни для обычного электропоезда примерно на 10-15 дБ, уровни V_z – имеют соответственное превышение во всем рассматриваемом диапазоне частот на 10-15 дБ (в 3 – 5 раз). В то же время следует отметить иной характер изменения для колебательной скорости V_x , направленного в сторону железнодорожных путей. В диапазоне частот 100 – 400 Гц уровни для обычного электропоезда примерно на 10-15 дБ превышают соответствующие уровни скоростного электропоезда

Таблица 2. Приведены данные сравнения уровней по каналам Р, V_x , V_y , и V_z для скоростного и обычного электропоездов в приведенных единицах измерения по шкале типа А.

	Р, дБА	V_x , дБА	V_y , дБА	V_z , дБА
ЭМ4 «Спутник»	69	62	69	73
Электропоезд ЭР ₂	59	63	58	56

Как следует из приведенных данных, уровни звукового давления, а также компонентов колебательной скорости V_y и V_z для скоростного электропоезда (ЭМ4 «Спутник») превышают соответствующие уровни обычного электропоезда (ЭР₂) на 10 - 17 дБА, т.е. в 3 – 7 раз.

Литература

1. Концепция снижения уровней шума и вибрации в городе Москве. Приложение 1 к постановлению Правительства Москвы от 16 октября 2007 г. N 896-ПП
2. Гончаренко Б.И., Гордиенко В.А. Некоторые аспекты подходов к нормированию уровня шума на рабочих местах и в помещениях жилых и общественных зданий на низких и инфразвуковых частотах // В сборнике трудов Физические проблемы экологии (экологическая физика), № 11, М. 2003, с. 149-157.
3. Фролов К. В., Гончаревич И. Ф., Лихнов П. П. Инфразвук, вибрация, человек. М.: Машиностроение, 1996, 368 с.

ВЫСОКОЧАСТОТНЫЕ ОПЕРАТИВНЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Гордиенко В.А.*, Гордиенко Т.В.*, Марапулец Ю.В.***, Щербина А.О.**

**Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Россия, 119992, ГСП, Москва, Ленинские горы,
Тел.: (095) 939-2969; Факс: (095) 932-8820. E-mail: vgord@list.ru*

***Институт космических исследований и распространения радиоволн (ИКИР) Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Россия, 684034, с. Паратунка, Елизовский р-н, Камчатская обл.
Тел.: (415-31) 33-1-93; Факс: (415-31) 33- 7-18,
E-mail: ikir@ikir.kamchatka.ru*

Обсуждаются особенности аномалии сигналов геоакустической эмиссии, выступающей в качестве возможного высокочастотного оперативного предвестника землетрясений. Для регистрации сигналов использовался комбинированный гидроакустический приемник, регистрирующий одновременно в области малых волновых размеров акустическое давление и три взаимно ортогональных компонента его градиента, установленный в сейсмоактивной зоне п-ова Камчатка в районе Авачинской губы. Представлены результаты исследований анизотропии аномалии геоакустической эмиссии в сейсмически спокойные периоды и на заключительной стадии подготовки землетрясения.

Введение

Ежегодно на Земле происходят несколько сотен тысяч землетрясений, и около ста из них – разрушительные, в результате которых гибнут люди. Безусловно, возможность предсказания землетрясений не вызывает сомнений, так как накопление огромных количеств упругой энергии не может протекать без каких-либо изменений свойств окружающей среды. Однако критерии, на которые можно было бы опираться в таких предсказаниях, сформулировать до сих пор не удалось. Научно-технический прогресс на данном этапе оказался бессильным перед этой страшной стихией.

Основу современных представлений о возникновении очага землетрясения составляют положения механики разрушений. Согласно подходу основателя этой науки Гриффитса, в какой-то момент трещина теряет устойчивость и начинает лавинообразно распространяться. В неоднородном материале перед образованием крупной трещины обязательно появляются различные предвещающие этот процесс явления – предвестники. На этой стадии увеличение по каким-либо причинам напряжений в области разрыва и его длины не приводит к нарушению устойчивости системы. Интенсивность предвестников с течением времени снижается. Стадия неустойчивости – лавинообразное распространение трещины, возникает вслед за уменьшением или даже полным исчезновением предвестников.

Если применить положения механики разрушений к процессу возникновения землетрясений, то можно сказать, что землетрясение – это лавинообразное распространение трещины в неоднородном материале – земной коре. По-

этому обычно считается, как и в случае материала, этот процесс предвещают его предвестники, а непосредственно перед сильным землетрясением они должны полностью или почти полностью исчезнуть.

Постановка задачи

В работе обсуждаются особенности исследования геоакустической эмиссии на Камчатке в районе Авачинской губы. Геоакустическая эмиссия (ГЭ) – возникновение отклика земных пород на локальную перестройку структуры, сопровождающуюся испусканием упругих волн. Интенсивность ГЭ чувствительна к слабым изменениям состояния земной коры [1]. Известно, что амплитуда и частота заполнения сигналов ГЭ определяются размерами трещины. Оценка размеров r трещин при частоте заполнения наблюдаемых импульсов $f = 3$ кГц дает значение порядка 1 м [2]. Считается, что при понижении частоты заполнения f размер трещин возрастает как $1/f$. В связи с сильным затуханием [3] высокочастотные сигналы ГЭ не передаются на большие расстояния из очагов будущих землетрясений. Поэтому традиционная сейсмология в качестве предвестников акустического характера в основном ориентируется на форшоки – мощные толчки, обусловленные наличием достаточно крупных трещин в коре Земли или, как это было во время спитакского землетрясения, на относительно низкочастотные сигналы ГЭ, частота заполнения которых, как правило, не превышает 1-1,5 кГц [4] и которые, к сожалению, присутствуют не перед каждым землетрясением.

Ранее мы уже сообщали [5] об обнаруженном нами новом эффекте, – существовании аномалий высокочастотных (4-11 кГц) геоакустических шумов, обусловленных напряжениями, возникающими при подготовке сильных сейсмических событий, и выступающих в качестве оперативных предвестников готовящегося землетрясения. Под аномалиями мы понимаем повышение на два-три порядка частоты следования шумовых импульсов, а при регистрации в интегральном режиме, такое же увеличение амплитуды шумов над фоновым уровнем в выбранном частотном диапазоне. Пример проявления одной из таких аномалий ГЭ приведен на рис. 1.

Появление аномальных шумов происходит, как правило, примерно в суточном временном интервале перед сильными сейсмическими событиями с энергетическим классом $K_S \geq 11$. Продолжительность аномалий варьируется от десятков минут до нескольких часов.

Вследствие сильного затухания в грунте эти высокочастотные сигналы не могут генерироваться в зоне субдукции готовящегося землетрясения. По существу они являются вторичными эффектами подготовки землетрясений и обусловлены трещинообразованием под действием деформаций [3], которое распространяется из очага землетрясения и создает вблизи пунктов наблюдений в эпицентральной области сдвиговые напряжения, определяющие преимущественную ориентацию трещин. Как следствие, появляется направленность колебательного движения частиц среды с переносом акустической энергии в направлении от зоны субдукции и очага готовящегося землетрясения. Интенсивность ГЭ, как правило, растет с увеличением напряжений. Дальность распространения и напряженность деформаций определяется размером очага. Для

землетрясений энергетического класса $K_S > 10-11$ эти сигналы могут регистрироваться до расстояний 200–250 км от эпицентра готовящегося землетрясения.

Поскольку размеры трещин обычно сравнительно малы, вызванные ими упругие колебания находятся в более высокочастотной части спектра по сравнению с волнами, которые создаются основной фазой сейсмического события и поэтому выходят за границы используемых в традиционной сейсмологии частот, регистрируемых стандартными сейсмодатчиками.

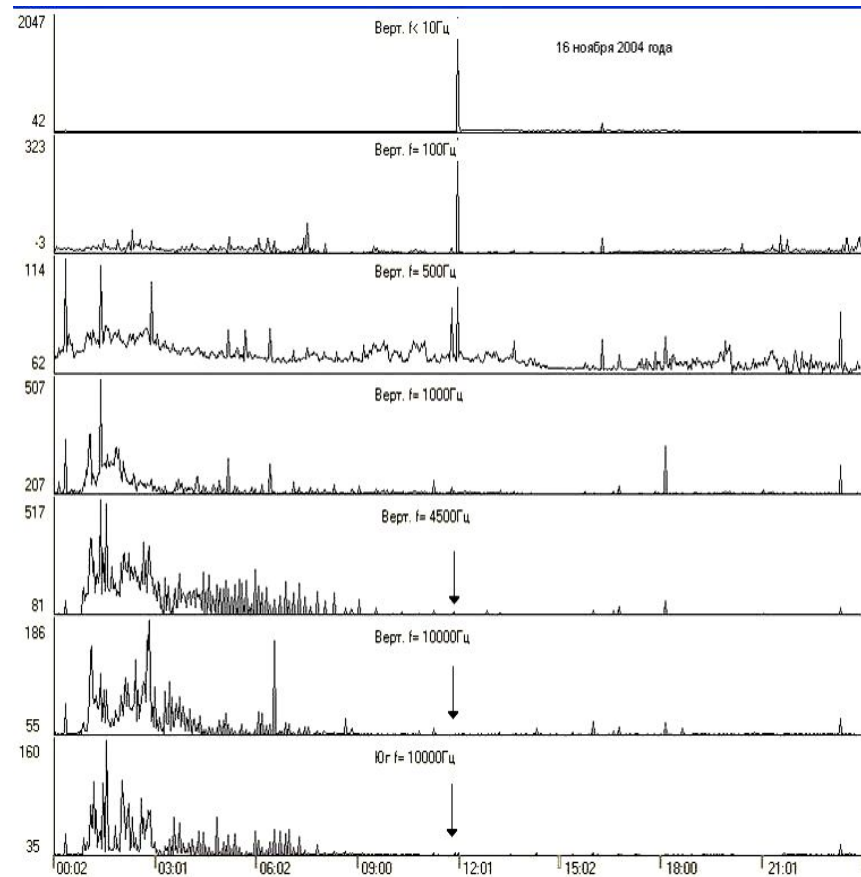


Рис. 1. Высокочастотные аномалии, зарегистрированные на оз. Микижа перед событием 16 ноября 2004 г., произошедшим в 11 час. 57 мин. ($K_S = 12.8$). Момент землетрясения показан стрелкой (Верг. – сигналы с вертикального канала КП). Указаны средние частоты пропускания 1/3-октавного фильтра.

Аномальные шумы всегда пространственно анизотропны. По характеру движения частиц среды в волне (поляризации волны) можно осуществлять локацию областей подготовки сейсмических событий в горизонтальной плоскости. Однако для этого требуется регистрировать характер движения частиц среды в проекции, по крайней мере, на два горизонтальных взаимно ортогональных направления без каких бы то ни было амплитудно-фазовых искажений. В работе анализируется характер и особенности проявления сигналов ГЭ в периоды их аномалий на примере нескольких землетрясений, произошедших на п-ве Камчатка в последние годы.

Методика

Для регистрации сигналов ГЭ использовался высокочастотный комбинированный приемник (КП) [6], который позволял регистрировать в одной и той же точке пространства акустическое давление и три взаимно ортогональных компонента его градиента (или колебательной скорости частиц среды) в частотном диапазоне до 11 кГц. Согласование приемного модуля с грунтом на столь высоких частотах – задача трудоемкая. Поэтому при проведении описываемых экспериментов мы разместили КП в водной среде. Измерения проводились в сейсмоактивной зоне п-ова Камчатка в районе Авачинской губы. Одна из приемных систем была установлена вблизи дна оз. Микижа (площадь поверхности которого $200 \times 700 \text{ м}^2$, а наибольшая глубина 4 м), вторая – в искусственном водоеме объемом $2 \times 2 \times 2 \text{ м}^3$, в пункте комплексных геофизических наблюдений на р. Карымшина, на удалении 20-ти км к северу в оз. Микижа.

Безусловно, при переходе сигнала из грунта в воду некоторые специфические характеристики сейсмоакустического сигнала оказались утерянными. Однако общее направление прихода акустической энергии, по крайней мере, в горизонтальной плоскости сохранялось. Тем не менее, сохранение информативной составляющей сигналов требует принятия дополнительных мер, обеспечивающих «правильную» регистрацию сигналов ГЭ.

Основная проблема заключается в том, что анализ информации возможен лишь в течение очень короткого промежутка времени. Характерный сигнал, регистрируемый в воде КП, представляет собой череду достаточно коротких по времени ударных импульсов, весьма различающихся по амплитуде (рис. 2). Учитывая наличие реверберации, информативной с точки зрения определения направления на очаг готовящегося землетрясения оказывается лишь начальная часть этих импульсов, не превышающая 1-2 периодов (рис. 2, а, б). Поэтому применяемые в гидроакустике методы пеленгования с использованием частотного анализа с последующим временным усреднением [6], оказываются малоэффективными.

Один из наиболее простых и вместе с тем эффективных подходов к обработке информации, заключается в анализе траекторий движения частиц среды на начальном участке соответствующего импульса [6]. Для его реализации требуется, чтобы частота дискретизации была достаточно высокой (не менее 20–25 точек на период). Различие между фоновыми составляющими и сигналами порой могут достигать 100 дБ и более. Последнее означает, что необходимо использовать АЦП, имеющее не менее 24-х разрядов. Поэтому при необходимости организации непрерывной записи сигналов ГЭ с частотой заполнения 11-

12 кГц в течение длительного времени нужны значительные объемы памяти. Кроме того, для правильной обработки требуется считывание информации с отдельных каналов звукоприемника с задержкой не более 20-30 мкс между любой парой каналов КП (из расчета наличия 8 каналов регистрации, т.е. хотя бы двух разнесенных в пространстве приемных систем на базе КП).

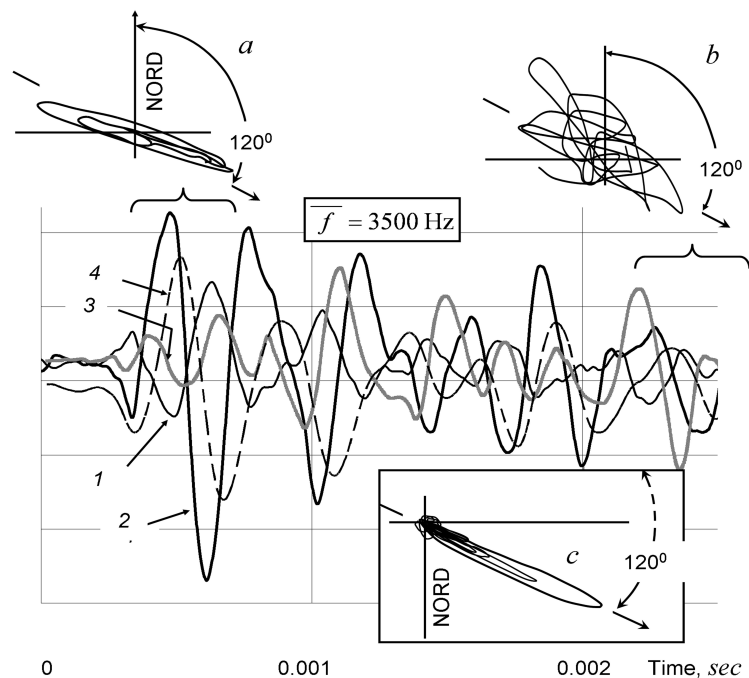


Рис. 2. Характерная траектория частиц среды в озере для сигналов геоакустической эмиссии во время проявления ее аномалии 4 августа 2004 г.: а) начальный участок сигнала; б) область появления реверберации; в) направление на землетрясение в горизонтальной плоскости, определенное КП. Цифрами обозначены каналы КП: 1 – X; 2 – Y; 3 – Z; 4 – P.

Наиболее просто эта проблема решается введением в каждый канал регистрации устройства выборки-хранения (УВХ) информации, запускаемого синхронно импульсом, поступающим с некоторого опорного генератора. Чтобы обеспечить необходимый динамический диапазон при одновременно длительной непрерывной записи большого объема информации в полевых условиях, была разработана и опробована схема записи, реализуемая на базе относительно не-

дорогих энергоэкономичных малоразрядных АЦП с УВХ специальной конструкции на входе, упрощенный вариант блок-схемы которой приведен на рис. 3.

Конструкции УВХ обычно не вызывают проблем при правильном выборе комплектующих элементов. В предлагаемом варианте устройства, считывание информации происходит синхронно, а затем с небольшой скоростью эта информация по очереди записывается в соответствующий блок памяти. Кроме того, используется искусственный прием расширения динамического диапазона. Сигнал с каждого канала поступает на вход 3-х канального усилителя. Коэффициенты усиления K_i подобраны таким образом, что изменение усиления эквивалентно переносу запятой в числе, записанном в двоичном коде. Для 16-ти разрядного АЦП коэффициенты усиления составляют 1/8, 1 и 8. При использовании 12 разрядного АЦП – соответственно 1/32, 1 и 32.

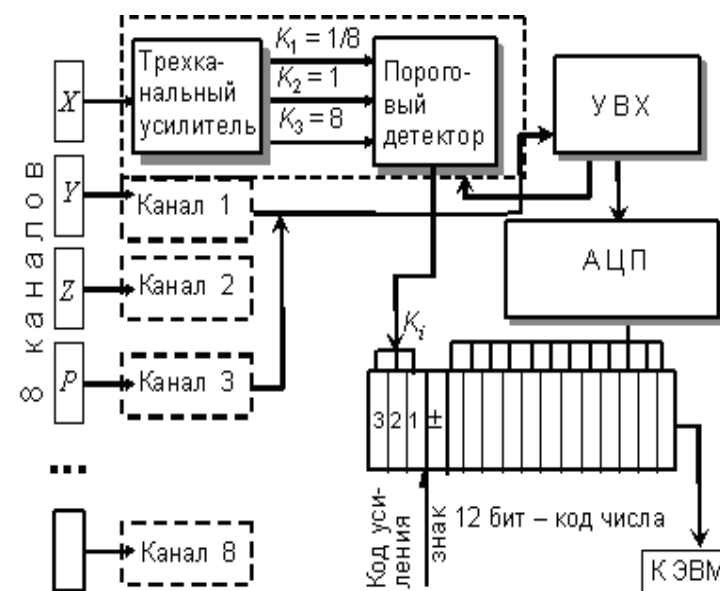


Рис. 3. Упрощенная схема реализации цифровой записи сигнала с простым АЦП, но большим динамическим диапазоном.

Пороговый детектор позволяет применять для записи всегда канал, в котором используется наибольшее количество значащих цифр АЦП, так что погрешность оцифровки снижается. В 2-х первых битах для 12-ти разрядного или 3-х для 16-ти разрядного АЦП записывается код коэффициента усиления. В результате динамический диапазон АЦП возрастает почти в 100 раз, т.е. на базе 12-ти разрядного АЦП (динамический диапазон около 65-70 дБ) реализуется АЦП с

динамическим диапазоном не менее 100 дБ, на базе 16-ти разрядного – более 120 дБ при использовании минимум 4 бит на отсчет.

Построение годографа колебательной скорости, определяющего направление переноса энергии сигналами ГЭ, осуществлялось с помощью специальной программы. Поскольку наиболее интенсивными при распространении в воде являются преимущественно P -волны, при выраженной эллиптичности движения частиц среды направление распространения энергии определяет как правило, большая ось эллипса траектории.

В рамках работы произведено устранение неоднозначности пеленга *вперед-назад*. Для этого мы использовали определение проекций вектора Умова $I_i = P(t) V_i(t)$ на соответствующие координатные оси, характеризующего направление переноса энергии в волне (здесь $P(t)$ и $V_i(t)$ – сигналы с выхода канала акустического давления и проекций колебательной скорости на ось i , $i = x, y, z$) (рис.2, в). Далее определяется вектор потока акустической мощности

$$\mathbf{W} = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} \mathbf{I}(t) dt = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} P(t) \mathbf{V}(t) dt.$$

Сокоочастотные векторные приемники, измеряют градиент звукового давления, которое с точностью до константы связаны с колебательной скоростью известным из акустики соотношением $V(t) \sim -\int \text{grad } P(t) dt$.

Формальное перемножение сигналов, регистрируемых каналом давления и каналом векторного приемника, определяет только величину реактивной составляющей энергии. Для определения вектора Умова необходимо «широкополосно» проинтегрировать сигналы с выхода каналов градиента давления КП. Эта операция наиболее просто осуществляется после выполнения операции БПФ. В данном случае из-за существенной нестационарности регистрируемых сигналов данный способ практически неосуществим. Широкополосное численное интегрирование также представляет собой трудоемкий вычислительный процесс. Наиболее просто осуществить широкополосный сдвиг на 90° фазы сигнала, регистрируемого каналом давления КП. Это можно сделать путем численного дифференцирования зависимости $P(t)$. В этом случае направление произведения полученных сигналов будет совпадать с направлением вектора Умова. Однако при этом следует с осторожностью сравнивать энергетические характеристики импульсов по потоку акустической мощности с различной частотой заполнения.

В соответствии с известным механизмом формирования вектора потока акустической мощности \mathbf{W} его направление будет совпадать с направлением распространения волны. Как показали ранее проведенные исследования [7] в случае эллиптически поляризованных волн для P -волн это обычно длинная ось эллипса, а для S -волн – короткая.



Рис.4. Количество импульсов геоакустической эмиссии в зависимости от частоты в период наблюдения аномалий и в период их отсутствия (а); полная энергия геоакустической эмиссии в зависимости от частоты, в период наблюдения аномалий и в период их отсутствия (б); средняя энергия, приходящаяся на один импульс в период наблюдения аномалий и в период их отсутствия (в). Период отсутствия аномалий показан штрихованной линией.

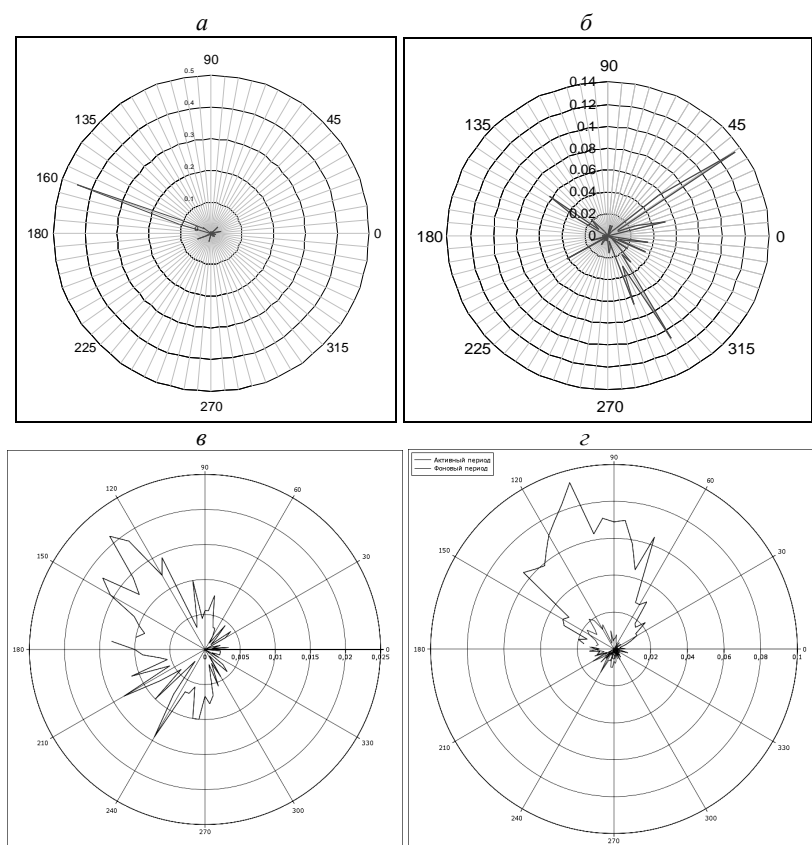


Рис.5. Диаграмма направленности прихода акустических сигналов, определенные с учетом эллиптичности движения частиц в период наблюдения аномалий 11 февраля 2007 г (а) и в период отсутствия аномалий 6 февраля 2007 г. (б) и 7 ноября 2007 г. (в). Сравнение уровня и характера анизотропии фона и активного периода для землетрясения, произошедшего 7 ноября 2007 г. (г)

Экспериментальные данные

В качестве иллюстрации на рис. 4-5 приведены выборочные результаты анализа отдельных импульсов, отражающих наиболее общие обнаруженные закономерности. Выбранные дни наблюдений (6, 11 февраля 2007 г) соответствовали времени с имевшей место достаточно выраженной аномальной временной областью следования импульсов и за 5 дней до этого в период отсутствия аномалии (рис. 4, а). Наблюдаемая 11 февраля выраженная аномалия импуль-

сов ГЭ могла явиться признаком надвигающегося землетрясения, которое действительно последовало в ближайшие сутки. Это землетрясение представляло серию толчков, самый сильный из которых произошел на удалении 25.94 км ($K_s = 11.8$).

На рис. 4, б приведены сравнительные значения полной энергии импульсов ГЭ, тех же частотных диапазонов, что и на рис. 4, а, полученные путем суммирования квадратов амплитуд импульсов в каждом их выделенных частотных диапазонов. На рис. 4, г представлена средняя энергия, приходящаяся на один импульс для каждого частотного диапазона в период наблюдения аномалий и в их отсутствие. Обращает внимание, что в период аномалий энергия высокочастотных импульсов, превышает почти в 2 раза, аналогичную среднюю энергию импульсов в период наблюдения фона.

На рис. 5 представлены диаграммы направленности прихода акустических сигналов, определенные с учетом эллиптичности движения частиц в пределах примерно 20-ти минутной записи.

В период наблюдения аномалии пеленги группировались в диапазоне углов от 150 до 170 градусов по отношению к направлению на север, что хорошо соответствовало последовавшему менее чем через сутки землетрясению (рис. 5, а). При этом в период отсутствия аномалий мы наблюдали разброс значения пеленга (рис. 5, б), в случаях наблюдения аномалий перед другими землетрясениями он регулярно достигал 50-60 градусов (рис. 5, в). Фон может быть как относительно сильно флуктуирующим по направлению, так и иметь достаточно хорошо выраженную направленность. При этом характерным признаком готовящегося землетрясения является не анизотропия фона, а появление высокочастотных аномалий геоакустических шумов.

Именно в этот период, анизотропия в распределении сигналов по направлениям указывает на эпицентр готовящегося события. Пеленг на источники в кластере может меняться в пределах нескольких градусов, а между кластерами разброс достигать несколько десятков градусов. Однако средний пеленг по кластерам в пределах 10° в большинстве случаев совпадает с направлением на эпицентр землетрясения.

Заключение

Проведенные исследования показывают, что аномалии сигналов высокочастотной ГЭ перед землетрясениями существуют. Приведем некоторые цифры. За период наших наблюдений было зарегистрировано 73 (38 на р. Карымшина и 35 на оз. Микижа) сейсмических события с энергетическим классом $11 \leq K_s < 12$ и 62 (40 на р. Карымшина и 22 на оз. Микижа) – с $K_s \geq 12$.

Из 38 наблюдений на р. Карымшина для событий с $11 \leq K_s < 12$ 28 имели аномальное повышение уровня акустического сигнала в высокочастотной части спектра примерно за сутки до события, что составляет 74%. Из 35 наблюдений на оз. Микижа 28 имели геоакустический отклик (78%).

Из 40 сейсмических событий с $K_s \geq 12$ на р. Карымшина имели отклик на подготовку 38, что составляет 95%, а из 22 на оз. Микижа имели отклик 18 событий (82%).

Необходимо отметить, что наблюдению высокочастотных предвестников может мешать наличие, так называемых зон «неслышимости», существование

которых связано с особенностями геологического строения района нахождения эпицентров, а также геологией трассы распространения деформаций от зоны готовящегося землетрясения до пункта наблюдений.

Еще одной особенностью данного метода является то, что если землетрясение происходит в плоскости геологического разлома земной коры, расположенного в непосредственной близости к приемной системе, то в суточном временном интервале до землетрясения возникают аномальные увеличения геоакустической активности по направлениям, соответствующим направлениям на этот разлом. Поэтому, в данном случае, возможно определение направления распространения волны только в угловом спектре, характеризующем размеры разлома, в пределах которого произойдет землетрясение.

Поэтому выбор точек слежения за аномалиями ГЭ требует дополнительных исследований. А для уверенной их регистрации требуется сеть разнесенных в пространстве приемных станций, работающих в диапазоне частот до 10...11 кГц.

Литература

1. *Беляков А.С., Кузнецов В.В., Николаев А.В.* Акустическая эмиссия в верхней части земной коры. Физика Земли. 1991. № 10. С. 79 – 84.
2. *Виноградов С.Д. и др.* Физическая природа разрыва и излучение сейсмических волн// Физические процессы в очагах землетрясений. М. Наука. 1980. С.129-140.
3. *Соболев А.Г., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники., М.: Наука. 2003. 270 с.
4. *Моргунов В.А., Любошевский М.Н., Фабрициус В.З., Фабрициус З.Э.* Геоакустический предвестник Спитакского землетрясения // Вулканология и сейсмология. 1991. №4 С.104 – 106.
5. *Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Купцов А.В., Маратулец Ю.В., Шевцов Б.М., Рутенко А.Н.* Геоакустическая локация областей подготовки землетрясений // ДАН, 2006. Т.406, № 6. С. 669 – 672.
6. *Гордиенко В.А.* Векторно-фазовые методы в акустике. – М.: Физматлит, 2007. – 480 с.
7. *Гордиенко В.А., Гончаренко Б.И.* Векторно-фазовые методы в низкочастотной аэро- и сейсмоакустике // «Физическая и нелинейная акустика». Сб. трудов сем. научн. школы проф. Красильникова.– М.: Физфак МГУ, 2002.– С.209-229.

ЭКОЛОГИЯ – SYNOPSIS* XXI ВЕКА

Гордиенко В.А., Старкова М.В.

*Московский Государственный Университет им. М.В.Ломоносова,**Физический факультет*

«Современная наука требует, чтобы каждая специальность рылась в своей собственной ямке. Никто не привык заниматься разборкой и сопоставлением того, что было добыто из разных ямок».

Тур Хейердал

«По всему миру природные сообщества заменяются искусственными. Однако чтобы эти искусственные общины процветали, необходимо сохранять принципы, которые управляют жизнью естественных сообществ. Люди должны думать не о том, чтобы победить Природу, а о том, чтобы работать вместе с Природой. Кроме того, каждый человек должен понять свою взаимозависимость с остальной Природой, в том числе – со своими соотечественниками по виду – с другими людьми. Чтобы сохранять жизнь на Земле, люди должны учиться, чтобы регулировать и подстраивать естественное природное равновесие, которое изменяется из-за их деятельности».

ЦЕЛИ ЭКОЛОГИИ*(Комптоновская Энциклопедия)***Введение. Экология как система мегазаний**

Совсем не случайно данная статья начинается с известного высказывания Тура Хейердала. Хорошо известно, что узконаправленный подход зачастую приводит к тому, что блестящее решение, найденное в одной области, оборачивается катастрофой в другой. А экологические проблемы, которые предстоит решать человечеству в наступившем XXI веке по значимости, по-видимому, станут одними из главных.

Термин «экология» был введен в употребление немецким естествоиспытателем Э. Геккелем в 1866 году и в дословном переводе с греческого обозначает науку о доме**.

Практически на протяжении целого века с момента своего появления вплоть до 1970-х годов «Экология» развивалась в рамках биологии. Такой подход подразумевал, что в экологических системах взаимоотношения человека со средой подчиняются преимущественно социальным, а не биологическим закономерностям и поэтому являются объектом общественно-философских наук, формально выходящих за пределы экологии. Из-за этого стало складываться мнение о природе как среде, существующей отдельно от человека, и, следовательно, не стоящей большого внимания.

* *Synopsis* (греч.) – сводное, суммарное изложение различных взглядов по какому-либо вопросу; обозрение различных точек зрения.

** *Ойкос* – дом, жилище; *логос* – учение

В настоящее время термин «экология» существенно трансформировался. Она стала больше ориентированной на человека в связи с его исключительно масштабным и специфическим влиянием на среду. Во многом это было связано с появлением нового словосочетания, еще недавно вызывавшего тревожные чувства и ощущения надвигающейся опасности, – «экологический кризис».

Обострение экологических проблем привело к необходимости выявления причин их возникновения и разумного пути преодоления наметившегося кризиса.

Современную экологию стали рассматривать как науку, занимающуюся изучением взаимоотношений организмов, в том числе и человека, со средой, определением масштабов и допустимых пределов воздействия человеческого общества на среду, возможностей уменьшения этих воздействий или их полной нейтрализации. В стратегическом плане – это наука о выживании человечества и выходе из экологического кризиса, который приобрел (или приобретает) глобальные масштабы – в пределах всей планеты Земля.

Как результат, возникла необходимость в *мегаэкологах*, как специалистах обладающих знаниями в смежных дисциплинах биологии, химии, физики, геологии и т.д. А сама экология превратилась в «синтетическую» науку, которая должна внести существенный вклад в развитие экономики, политики, культуры.

Однако обостренный интерес к новому циклу знания привел к тому, что все стали «экологами», науку захлестнул поток непрофессионализма, началась профанация экологического просвещения. Не имея экологов-профессионалов, коллективов специалистов и серьезной научной экологической общественности, экологоэкологическое бурление порождает массу информационных шумов.

Вместе с тем, от частого употребления стал стираться смысл самого термина «экология». По мнению Реймерса [1] многие собственно экологические проблемы, стали подменять местными санитарными задачами, решение которых заменило работу над сложными и требующими глубокого понимания их существа экологическими проблемами.

Знакомство с многочисленными монографиями по экологии, справочными пособиями и учебными программами свидетельствует о большом разном, царящем до сих пор в представлениях о содержании экологической науки, последовательности и соотношении ее частей.

На наш взгляд, из отечественных ученых лишь Н.Ф. Реймерсу удалось удовлетворительно представить структуру современной экологии (рис. 1) и тем самым создать исходную базу для разработки учебных программ преподавания этой науки. В его неопубликованных программных набросках преподавание экологии предполагалось начать с изложения общих проблем жизни на Земле, знакомства с законами Природы, с характеристики философских и мировоззренческих основ возникновения и функционирования биосферы.

Человек является естественной составляющей частью биосферы. Выдающийся мыслитель Б. Спиноза отмечал, что «Человек в природе является не государством в государстве, а частью целого». Ведь очевидно, что биосфера может существовать без человека, а человек без биосферы нет. Биота Земли устроена таким образом, что способна с высочайшей точностью поддерживать пригодное для жизни состояние окружающей среды. Согласно современным представлениям (см. ниже), даже незначительное изменение температурного режима, влажности,

химического состава атмосферы и т.д. приведет к гибели цивилизации. Поэтому несоблюдение человечеством законов биосферы, это прямой путь к самоуничтожению. Гомеостаз человечества, как биологического вида, непосредственно зависит от его способности следовать общим законам развития биосферы и обеспечения ее стабильности.

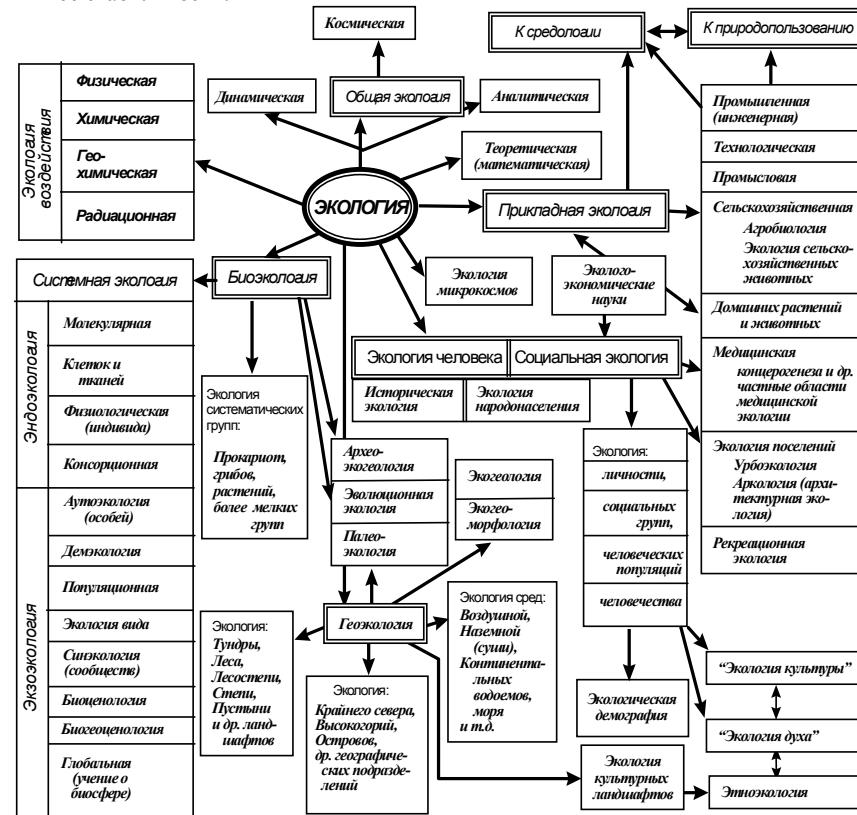


Рис 1. Структура экологических знаний (по Н.Ф. Реймерсу).

Неверное представление об экологии и ее проблемах – печальная реальность нашей общественной жизни. Но оно недопустимо для специалистов, от практической деятельности которых в решающей мере зависит возможность предотвращения трагических последствий неграмотной эксплуатации природных ресурсов и вмешательства в природные процессы. К таким специалистам можно отнести и экономистов (определяющих экономическую политику и стратегию как отдельных фирм и организаций, так и государств в целом) и юристов, формирующих своды правил, узаконивающих те или иные действия отдельных лиц, корпора-

ций и государств, и многих других специалистов, деятельность которых на первый взгляд никак не связана с проблемами экологии.

Сказанное вынуждает нас дополнить определение «экологии» и несколько переобозначить задачи, которые она призвана решать в настоящее время.

Фактически на современном этапе развития нашей цивилизации все отчетливее обозначается треугольник **Человек – Природа – Общество**. Становится все очевиднее, что разрешение многих проблем невозможно осуществить без анализа такой его составляющей как «природа». Изучение этих вопросов традиционно входило в круг наук, которые принято называть *естественными*. И здесь конечно, заглавное место принадлежит физике (в дословном переводе – *природа*).

Человек в этом ракурсе представляет лишь составную часть Природы. Как в свое время отмечал академик Н.Н.Моисеев [2], общество, политика – все это, в некоем смысле, вторичное, лишь некий способ существования вида *homo sapiens*, судьба которого и есть наша главная забота. *Если человек не найдет нужного ключа в своих взаимоотношениях с Природой, то он обречен. Каковы бы не были политика, демократия, государственное устройство!*

Все должно начинаться с общепризнанного, мировоззренческого воспитания человека, утверждающего в сознании человека этот принцип. В противном случае не помогут никакие официальные запреты и законы. Именно после осознания исходного принципа о необходимости поиска своего места в Природе и своей позиции во взаимоотношениях с ней, чтение не только учебников по физике, химии, биологии, но и трудов Платона, Аристотеля, Пoppers, Фейерабенда и других философов и великих мыслителей будет восприниматься не как догма, а как попытки мудрых людей ответить на жизненные вопросы своего настоящего и будущего.

Сейчас рождается новое, в определенном смысле, гуманитарное мировосприятие, которое уже «спровоцировало» не только появление зеленого движения, но и попытки серьезного понимания характера взаимоотношений Природы и человека. Такая система взглядов конечно должна иметь определенный философский фундамент и опираться на биологические знания. Но этого, к сожалению, оказывается мало.

В одной из своих работ Нильс Бор высказал замечательное утверждение: *никакое сложное явление нельзя описать с помощью одного языка*. Безусловно, базовый язык, на котором человек произносит свои первые слова, все же должен быть, иначе и другие интерпретации им не будут поняты¹. Экология пользуется экспериментально установленными правилами и законами, устанавливающими взаимную связь различных видов, как между собой, так и с природой в целом. Однако становится все более ясным, что, несмотря на огромный накопленный (в том числе и экспериментальный) материал, человек достаточно мало знает об истинных законах Природы и среды, в которой он живет, особенно о ме-

¹ Конечно, речь не идет напрямую об иностранных языках для данного индивидуума. Это скорее «другие» специальные языки, например язык математики или формальной математической логики, язык физики или даже язык философа, с помощью которых можно сформулировать и получить те или иные умозаключения и выводы.

ханизмах, которые формируют и сохраняют среду. Раскрытие этих механизмов (закономерностей) – одна из важнейших задач современной экологии и экологического образования. Ясно, что она может решаться лишь при условии изучения не только «дома», но и его обитателей, их образа жизни.

Поэтому мы склонны понимать *экологию* не как отдельно взятую науку, а скорее как **систему междисциплинарных знаний** о взаимоотношении Человека (возможно как социума) и Природы в целом.

При этом изучение законов природы не должно происходить по той же схеме, что и для физиков или химиков. Здесь существенен не сам объем знаний как таковой в области естественных наук, а скорее методические подходы к оценке ценности полученных и получаемых научных знаний на примере наиболее значимых научных открытий, или тех, которые будут получены позднее (завтра, через пять, десять лет...), с целью формирования своего личного мировоззрения, наиболее соответствующего современной ситуации развития Мирового сообщества. Таким образом, на первый план, по нашему мнению, должны выходить не сами знания законов Природы как таковые, а логический анализ этих данных, например, по отношению к полученным ранее, в том числе, какими-либо другими (может быть даже и «вненаучными») способами.

Эта задача чрезвычайно трудная. Однако может быть именно на примере анализа достижений точных наук, которые к счастью до сих пор, остаются преимущественно не идеологизированными, это будет сделать намного проще.

Эйнштейну принадлежит знаменитая фраза *«как много мы знаем, и как мало мы понимаем»*. Знание и понимание – это вовсе не одно и то же. Основываясь во многом на фактах и знаниях, которые нам дали квантовая физика и теория относительности, мы вынуждены признать, что должна существовать множественность пониманий, поскольку каждое из «пониманий» или *интерпретаций* того или иного явления связано с неповторимыми особенностями конкретных логических цепочек, построенных с помощью нашего разума. Тем не менее, все эти «человеческие понимания», формирующие то, что сегодня часто называют «коллективным разумом», обнаруживают некоторый общий вектор, связанный, может быть, не только с общими знаниями, но и *интуицией* – реальным, но малопонятным, свойством человека.

Мировоззренческий феномен современной науки состоит как раз в том, что при множественности интерпретаций (*в том числе и не научных*) возникает, тем не менее, некая единая картина, которая и оказывает определяющее влияние на формирование современной цивилизации.

Насколько точны научные знания и насколько ложны так называемые «донаучные» представления о Мире? Насколько далеко наши научные достижения позволяют продвинуться в понимании этих представлений? Вряд ли сегодня можно дать достаточно определенные ответы на эти вопросы. Разобраться здесь хотя бы частично можно лишь определив цепочки логических связей (в том числе, в контексте истории развития познания), в которых должны быть учтены не только достижения современной науки, но и те противоречия, которые при этом возникли, те связующие ниточки, которые вдруг возникли между современными научными представлениями и знаниями предшествующих поколений, например, между квантовой физикой и представлениями древних греков, между современными астрономией и астрофизикой, работами Чижевского и Вернадского с одной стороны, и ка-

лендарями Древних инков и египтян, культурой древнего Востока, древнеегипетских жрецов и шумеров – с другой.

Таким образом, в основу обучения должен быть положен подход к междисциплинарному изучению экологии.

Именно чтобы подчеркнуть эту специфичность подхода к «обучению» экологии мы решили вынести в заголовок статьи греческое слово «*synopsis*» в его первоначальном, редко используемом смысле.

2. Место Человека в треугольнике «Человек–Природа–Общество»

В обозначенном выше треугольнике **Человек–Природа–Общество** существует и еще одна сторона, о существовании которой нельзя забывать, изучая законы взаимодействия Человека, как биологического вида (или популяции) и Природы. Это **Разум** и специфическая форма **Интеллекта** человека, существенно отличающие его от многих других видов и популяций на Земле.

Многие ошибки в толковании этой проблемы восходят к непониманию смысла самих терминов «разум» и «интеллект». Философский словарь формально определяет эти термины следующим образом: «*интеллект* (от лат. *intellectus* – разум, ум, рассудок) – способность мышления, рационального познания. В схоластике употребляется для обозначения высшей познавательной способности, в противоположность разуму, как низшей познавательной способности.»

Тем не менее, в рамках традиционных представлений остается необъяснимой возможность появления мыслей и мыслеформ, с которыми человек, никогда нигде ранее не сталкивался. Дать относительно разумное объяснение этому феномену можно лишь с позиций синергетики, рассматривая *мысль – как нелинейное явление*.

При взаимодействии с окружающей средой происходит изменение энергетических состояний системы, соответствующее запоминанию новой информации. Внешне этот процесс аналогичен изменению состояния «памяти» компьютера при вводе в него информации. Однако существуют принципиальные отличия в «запоминании» полученной извне информации компьютером и биологическим объектом, человеком в частности.

Память компьютера (при современных технологиях их производства) – сугубо линейная система. Если при подаче сигнала на один из битов памяти компьютера, происходят несанкционированные изменения в соседних битах, говорят о сбоях в его работе. Иное дело живой организм, например, человек. Запоминание информации происходит на уровне квантовых систем. Поэтому всегда (например, в силу существования таких утверждений как соотношения неопределенности Гейзенберга, или волны Де Бройля) возникает взаимное влияние (как правило, нелинейное) элементов памяти. В процессе запоминания информации, например, при чтении книги или попытках при «размышлениях» воспроизвести ранее записанную в мозг информацию, за счет нелинейного взаимодействия с соседними энергетическими уровнями (несущими определенную «информацию») может возникнуть бифуркация, приводящая к изменению энергетического состояния элементов памяти, которое будет соответствовать новой, ранее неизвестной для размышляющего субъекта информации, т.е. появлению новой мысли.

Таким образом, если компьютер принимает решения, исходя из заложенного в него алгоритма, то живой организм может это делать тремя способами: че-

рез алгоритм в виде наследственности («запись» в структуре ДНК – так называемый инстинкт, или безусловный рефлекс), алгоритм, записанный в памяти по результатам «жизненной практики» (условный рефлекс) или взятый из средств массовой информации и книг, и через возникновение решения в результате бифуркации.

Принятие решения через бифуркацию – это и есть проявление интеллекта, или разума. Таким образом, *интеллект* есть способность принимать решения, не используя метод перебора вариантов решения проблемы (или известных алгоритмов).

С этих позиций термин *искусственный интеллект*, который часто употребляют применительно к современным компьютерам вряд ли следует считать удачным. Компьютер как линейная система, обладать интеллектом не может.

Но с другой стороны, не любая квантовая система является «живой». Чтобы разум (интеллект) проявился, необходимо, чтобы объем для хранения информации был достаточно велик. *Получение информации или информационный обмен – это изменение энергетического состояния упорядоченной системы.* С точки зрения такого подхода принципиально, что любой объект как живой, так и неживой природы в состоянии участвовать в информационном обмене. В последнее время имеются публикации о наблюдении этих эффектов у кристаллов. Однако для хранения большого объема информации нужны устойчивые образования из достаточно большого числа жестко связанных между собой исходных объектов системы («ячеек» памяти). Именно эти функции выполняют в живых организмах высокомолекулярные белковые соединения. С этих позиций *к живым* мы должны относить объекты, для которых объем памяти превысил некоторый критический, или, говоря языком философии, *увеличение количество информации, которое может воспринять объект, привело к переходу его в новое качественное состояние, именуемое живой объект.*

На первый взгляд с позиций физики между живой и неживой материей есть только качественное различие. Вернадский даже полагал, что количество информации, накопленное в массе, например, такого небесного тела, как Земля, может превышать объем памяти человека. Поэтому увеличение количества накопленной Землей информации может также перевести ее в целом в новое качество. По Вернадскому Землю, как впрочем, и многие другие космические объекты, следует рассматривать как живые.

Однако здесь существует принципиальное различие. Отсутствие возможности мыслить (в плане данного выше определения) отличает системы из низкомолекулярных соединений (нелинейность проявляется слабо) от живой материи. **Косная материя при принятии решений следует фундаментальным законам Природы (физики), человек и высокоразвитые биообъекты – больше эмоциям. Это, прежде всего, отличает косную материю от живой.**

Однако чтобы нелинейность взаимодействий проявлялась, требуется целый ряд достаточно жестких условий, при выполнении которых, фактически и может быть реализовано состояние материи, называемое *живое*.

Во-первых, объект должен быть построен на базе *высокомолекулярных* соединений, чтобы объем записываемой информации был достаточно большой. Эволюционно первым элементом, способным объединять атомы в достаточно длинные цепочки, был углерод. Другой такой элемент – кремний, появился в дос-

таточных количествах существенно позже. Поэтому, если в нашей Вселенной существует жизнь на других планетах, скорее всего она будет весьма похожа по внутреннему функционированию на земную, и построена на базе углеродных соединений. И именно поэтому обнаружение биологически сходных объектов на метеоритах и других планетах не может служить однозначным подтверждением теории панспермии (космического происхождения живого на Земле).

Во-вторых, температура не должна быть слишком высокой. В противном случае за счет энергии теплового движения произойдет «сброс» информации с метастабильных состояний (человек, например, при высоких температурах теряет сознание). Но, температура не должна быть и слишком низкой. В этом случае взаимодействие между элементами системы будет затруднено, нелинейность будет проявляться слабо, т.е. фактически будут отсутствовать мысли (состояние «упадка сил» у человека при понижении температуры тела).

В-третьих, чем больше объем информации, воспринимаемый живым организмом, тем больше число метастабильных состояний и, следовательно, меньше допустимые флуктуации температуры, в пределах которых не произойдет «сбрасывания» накопленной информации. У человека, млекопитающих, птиц этот диапазон около градуса (у человека это 36,3 ... 37⁰С, у птиц в среднем 41- 42⁰С). У рыб – меньше возможностей, поэтому и диапазон возможных изменений температуры больше. У растений более низкая организация, но и большие возможности выживания при большом диапазоне изменения температур.

Отметим, что перечисленные признаки являются лишь необходимыми, но не достаточными для перехода материи в живое состояние. Полного определения живой материи пока не существует. Ясно одно, что эволюция видов и усложнение функций организма с позиции синергетики связывается с увеличением количества информации, которую может воспринять живой объект и, как следствие, с уменьшением интервала возможных вариаций параметров внешней среды, еще не приводящих к гибели организма. Так же, как *увеличение объема информации, которое может «нелинейно» хранить объект, привело к переходу объекта в новое качественное состояние, именуемое живой объект*, так и аналогичное его увеличение привело к появлению качественно нового типа живого объекта, именуемого человек.

Нелинейность мышления и наличие интеллекта позволяют решить задачу, не имея никакого алгоритма (то, что не умеет делать компьютер). Но, вместе с тем, принятие решений, основывающихся на интеллекте субъекта, вряд ли всегда будет правильным. Во многих случаях эмоциональная окраска мышления может оказаться доминирующей. Бытует даже мнение, что разум – излишен. По этому поводу лауреат Нобелевской премии *Анри Бергсон* даже высказался следующим образом: *«Интеллект характеризуется природным непониманием жизни. Наоборот инстинкт отливается по форме жизни... Существуют вещи, которые интеллект способен искать, но которых он сам по себе никогда не найдет. Только инстинкт мог бы их найти, но он никогда не станет их искать»*.

Именно специфический Разум человека «заставил» его по каким-то причинам развиваться своеобразным путем, который в последнее время часто стали называть тупииковой ветвью эволюции...

Еще в начале XX века В.И.Вернадский отмечал, что человек становится основной геологообразующей силой планеты. Человек оказался единственным видом в биосфере, определяющим ее судьбу в историческом малом отрезке времени. Деятельность человека вносит все более глубокие изменения в окружающий Мир.

Согласно общепринятой концепции, выделение человека из Природы произошло после неолитической революции, ставшей своеобразным экологическим кризисом. До этого периода человечество, судя по всему, жило в согласии с законами биосферы (т.е. подчинялось «разуму» Природы). Далее уже говорят о «социуме». Именно социальная деятельность человека привела к принципиально новому взаимоотношению человека со средой и ее коренному изменению, масштаб которого, к сожалению, непрерывно увеличивается.

Кант вопрос «что такое человек?» формулирует как основной вопрос философии. Человек, по его мнению, принадлежит к двум различным мирам – природной необходимости и нравственной свободе. Разграничивая антропологию, Кант делит ее на *«физиологическую»* («...что делает из человека природа...») и *«прагматическую»* («...что он, как свободно действующее существо, делает или может и должен делать из себя сам»). В этом проявляется дуализм человека как особой ветви живой материи на современном историческом этапе. Поскольку человек включен в природную связь явлений, он обязан подчиняться биологическим закономерностям. На уровне же «сознательной» психики и личности он обращен к социальному бытию.

Отличительной чертой взаимодействия человека и биосферы является создание искусственных вещей и орудий. Бергсон даже ввел понятие *homo faber* – человек-ремесленник. При помощи искусственных приспособлений человек пытается расширить свои возможности. Плохо видят глаза – наденьте очки, медленно передвигаетесь – воспользуйтесь общественным или личным транспортом, хотите летать – воспользуйтесь самолетом. Н.А.Умов считал, чем создание элементарнее, тем больше оно слито со средой. По мере его развития начинается все более и более активное приспособление среды под собственные нужды. Русские космисты еще в XIX веке предвидели, что такой путь не может быть основным для человечества. Н.Ф.Федоров («изумительный философ», как называл его Циолковский) предлагал даже исследовать механизм питания растений, предвосхищая идеи Вернадского об автотрофности человека.

Появление земледелия и скотоводства, а затем и использование полезных ископаемых, положило начало созданию искусственных биогеохимических циклов и введение в круговорот веществ тех элементов, которые были накоплены Землей в предыдущее время. Следующим шагом, стало использование синтетических материалов, которые не встречаются в Природе. Меж тем современное представление человека о своем месте в Природе, по мнению академика Н.Н.Моисеева, мало чем отличается от того, которое имел наш предок, живущий в начале неолита.

3. Два типа культуры, как точка бифуркации в эволюции человека

Среда жизни человека отличается от среды жизни всех других живых существ, прежде всего, социальным компонентом. В связи с этим, необходимо ввести понятие культуры – как социальной системы, организованной при помощи норм и ценностей, функционально полезных, закрепившихся в общественной практике и сознании общества форм человеческой деятельности.

Обладая выраженным «интеллектом» в понимании, определенном выше, люди, тем не менее, часто не осознают возможных опасностей, и *человечество должно обладать определенной культурой*, чтобы преодолеть противоречие между экономическими амбициями и требованиями, необходимыми для сохранения экологически обусловленных условий жизни.

Академик Ю.М. Лотман, считал, что культура представляет собой коллективный разум или сверхиндивидуальный интеллект, «механизм, восполняющий недостатки индивидуального сознания и, в этом отношении, представляющий неизбежное ему дополнение» [3]. Таким образом, культура представляет собой индивидуальность второго порядка, включающую в себя личные индивидуальности, сохраняя при этом их отдельность и самостоятельность. Разматывая клубок истории, И. Пригожин показал, что активнейшим фактором исторической и космической жизни является интеллект, а, следовательно, огромную роль играет уровень развития человеческой культуры.

Исторически так сложилось, что два типа культуры на Земле – восточный (*жизнь в гармонии с природой*) и западный (*европейский, или техногенный*) фактически определили два практически противоположных принципа взаимодействия человека и биосферы. Не вдаваясь в рамках данной работы в особенности восточного типа культуры, отметим лишь, что именно западный тип культуры определил сегодня сложившуюся на Земле экологическую ситуацию.

Запад и Восток в данном контексте мы рассматриваем не как географические, а как **геосоциокультурные понятия**. Под термином «Запад» обычно понимают особый тип цивилизационного и культурного развития, который сформировался в Европе примерно в XV-XVII вв. Поэтому цивилизацию этого типа можно также назвать техногенной.

Ее характерные черты – быстрое изменение техники и технологий, благодаря систематическому применению в производстве научных знаний. Следствием такого применения являются научные, а затем и научно-технические революции, меняющие отношение человека к природе, и его место в системе производства². По мере развития техногенной цивилизации происходит ускоряющееся обновление той искусственно созданной человеком предметной среды, в которой непосредственно протекает его жизнедеятельность. В свою очередь, это сопровождается возрастающей динамикой социальных связей, их относительно быстрой трансформацией. Иногда на протяжении жизни одного-двух поколений происходит изменение образа жизни и формирование нового типа личности.

Именно в Европе в XVII в. наука стала рассматриваться в качестве способа увеличения благосостояния населения и обеспечения господства человека над природой. Декарт, например, писал: «Вместо спекулятивной философии, которая лишь задним числом понятийно расчлняет заранее данную истину, надо найти такую, которая непосредственно приступает к существу и наступает на него, с тем, чтобы мы добыли познания о силе и действиях огня, воды, воздуха, звезд, небесного свода и всех прочих окружающих нас тел ... Затем мы ... сможем реализо-

² Под научной или научно-технической революцией мы понимаем, согласно Куну, смену соответствующей парадигмы.

вать и применить эти познания для всех целей, для которых они пригодны, и таким образом эти познания сделают нас хозяевами и обладателями Природы». Хорошо известна крылатая фраза времен Лысенко в СССР, приписываемая Мичурину: «Нам некогда ждать милостей от природы. Все что нам нужно, мы должны взять сами...». Современник Декарта Ф. Бэкон, много сил потративший для обоснования необходимости развития науки как средства покорения Природы, выдвинул знаменитый афоризм: «Знание – сила».

Далеко не случайно, что наука возникла не только в определенное время, но и в определенном месте – в Европе XVI века. Причина возникновения науки – своеобразный тип новоевропейской культуры, соединившей в себе чувственность с рациональностью: чувственность, не дошедшую, как, скажем, в китайской культуре, до чувствительности, и рациональность, не дошедшую до духовности (как у древних греков). Причудливое сочетание особой чувственности с особой рациональностью и породило науку как феномен культуры, которую, как мы уже говорили, принято называть западной.

Западную культуру не зря называли рациональной, и ее не похожая на греческую рациональность оказалась очень хорошо увязана с капиталистическим строем. Она позволила все богатство мира свести в однозначно детерминированную систему, обеспечивающую за счет разделения труда и технических нововведений (тоже следствия рационализма) максимальную прибыль.

В настоящее время воздействие человека на Природу стало опасным, прежде всего, из-за того, что в оценке своих взаимоотношений с Природой люди в основной своей массе скорее склонны изменять Природу, чем свои представления о разумности потребностей. Но именно этот путь может оказаться губительным для нашей цивилизации. Причины этого мы обсудим ниже.

4. «Дарвинизм» и естественный отбор в свете синергетики и современная экология

Сегодня считается достаточно очевидным, что жизнь на Земле, первоначально появилась в водной среде. Довольно быстро биологическая эволюция привела к появлению сине-зеленых водорослей, выделяющих в процессе фотосинтеза свободный кислород. Это, в свою очередь, привело к постепенному насыщению кислородом водной среды и способствовало возникновению дышащих кислородом водных организмов, после чего жизнь вышла на сушу.

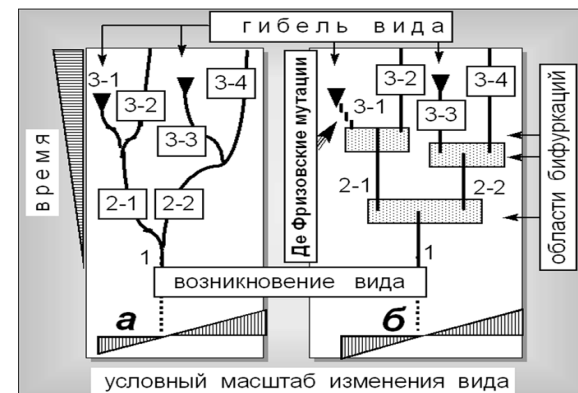


Рис. 2. Дерево эволюции: а) по Дарвину (континуальное представление); б) с позиций синергетики (через бифуркации).

Сегодня чаще всего считается, что основным механизмом процесса эволюции живых организмов на Земле является механизм «биологической эволюции», предложенной Ч. Дарвином, который постулировал, что движущими силами эволюции живого являются *изменчивость, наследственность и естественный отбор*. В ходе биологической эволюции на Земле образовались многие миллионы сменявших друг друга видов живых организмов.

Однако Дарвин ошибался, когда считал, что материалом, на основе которого действует естественный отбор, являются небольшие непрерывные, случайные изменения, обязательно встречающиеся даже в наиболее однородной популяции, ибо сегодня доказано, что эти изменения не наследуются. В свете развития квантовой физики и синергетики, можно с уверенностью утверждать, что механизм эволюции по Дарвину вряд ли состоятелен. Он предполагает плавное непрерывное (континуальное) изменение видов под действием внешних изменяющихся условий (как это представлено в упрощенном виде на рис. 2,а).

Для несложных систем (процессы кристаллизации, возможно, даже размножение вирусов³) сценарий, предложенный Дарвином, может быть реализован на практике. Для основной же массы биообъектов наличие столь сложной структуры как клетка с цепочками ДНК, не позволяет реализовать механизм «континуальной» эволюции за счет мутаций (см., например, [4]).

Для изменения вида должна произойти синхронизированная система мутаций многих систем жизнеобеспечения биообъекта, не приводящая к их взаимному противодействию (отторжению). Вероятность такой одновременной синхронной мутации чрезвычайно мала. В случае если такое событие все же произойдет, то оно будет, скорее всего, напоминать скачок (бифуркацию), соответствующий существенному изменению вида (формально – появлению нового вида, а не плавному его изменению). Такой тип скачкообразного появления нового вида приведен схематично на рис. 2,б.

С позиций современной генетики считается, что мутации должны быть редким событием, какими они в действительности и оказываются. Действительно, самопроизвольная мутация, представляющая небольшую ступеньку в изменении вида «испытывается» вслепую, с риском, что изменение может оказаться вредным. Вероятность возникновения вредной мутации выше, так как в Природе ей соответствует больше вариантов (как и в случае вытягивания выигрышного и невыигрышного билетов в лотерею). Поэтому, чтобы не очень вредить естественному отбору, мутации должны быть достаточно редким событием. Если бы мутации были

³ Согласно установившимся традициям в биологии, к «живым» относят организмы, имеющие клеточное строение. Вирусы к таковым не относятся. Именно с фактором отсутствия достаточной устойчивости структуры у простых самоорганизующихся систем типа вирусов, объясняют сегодня трудности эффективной борьбы с ними с помощью медицинских препаратов, т.к. вирусы с помощью небольших мутаций легко модифицируются под их структуру. Новые, появившиеся после мутации, разновидности вирусов легко, без противоречий начинают сосуществовать с этими препаратами. Возможно только временное приостановление роста популяции вирусов на период, достаточный для создания достаточно крупной их колонии с видоизмененной структурой. Для сложных биообъектов такой вариант невозможен.

частыми, то существовала бы большая вероятность появлений у одной особи, например, десятка различных мутаций, среди которых вредные, как правило, преобладали бы над полезными, и виды, вместо того чтобы улучшаться путем отбора, оставались бы неулучшенными или погибали: для реальной Природы характерен сравнительный консерватизм биологических объектов, являющийся результатом высокой устойчивости. Природа «не любит» мутаций.

Но насколько доказательно такое постоянство биологических структур?

Ответ на этот вопрос очевиден без какого-либо специального исследования. Например, почему человек, проживший столько лет в условиях холода, до сих пор зимой вынужден одеваться в теплую одежду? В жизни мы также часто говорим о наследственности. Мы признаем почти абсолютным постоянство, связанное с передачей от родителя к ребенку той или иной особенностью: формы носа, длины пальцев, предрасположенности к ревматизму и т.д. В действительности из поколения в поколение, без заметного изменения в течение столетий передается весь фенотип, вся видимая и явная природа индивидуума. При этом в каждом поколении передача осуществляется материальной структурой ядер тех двух клеток, которые соединяются при оплодотворении.

Безусловно, определенные изменения вида за счет небольших мутаций все же возможны (ветвь 3-1 на рис.2,б). Сегодня, например, известно, что мутации наследуются так же хорошо, как первоначальные неизмененные признаки. Обычно *мутация* является изменением в наследственном багаже и обуславливается каким-то изменением наследственной субстанции. Мутации, благодаря свойству передаваться потомкам, служат материалом для естественного отбора, который формально может производить виды, как это описано Дарвином, элиминируя непригодные и сохраняя наиболее приспособленные. Однако диапазон такого «приспособления» к изменяющимся внешним условиям достаточно невелик⁴, так что при существенном изменении внешних условий популяция в целом все-таки должна будет погибнуть.

Человек с его консервативным геномом оказался неспособным серьезно адаптироваться к негативным явлениям, происходящим в окружающей среде.

Исходя из этого, становится ясно, что экстенсивный путь развития является тупиковым для цивилизации.

5. Что такое «экологическое образование»

Один из известных популяризаторов экологических знаний, профессор МГУ Н.Ф. Реймерс, неоднократно указывал, что сегодня для людей Земли путь виришь закончился: планета освоена практически нацело. Активная деятельность человека оставляет вполне заметный след в окружающем (по крайней мере, ближайшем) пространстве. Для обозначения этого следа даже введен специальный термин – *антропогенное воздействие*.

Согласно современным представлениям, биосфера представляет собой сложную термодинамически открытую систему, необратимую во времени. Наша Вселенная неоднородна и пребывает в неравновесном состоянии. При достижении определенного критического значения внешних параметров система может переходить в качественно новое состояние. На сегодняшний день, одной из важнейших проблем человечества является определение условий устойчивости биосферы, по-

⁴ И тем меньше (как указывалось выше), чем более сложным является биообъект.

теря которой может привести к резкому изменению потоков в биосфере. И как следствие, разрушение природных экосистем, потерю биоразнообразия на Земле и нарушению способности биосферы гасить на основе обратных связей возникающие возмущения.

Одна из самых известных моделей *хищник – жертва* на простых примерах показывает, что даже незначительное нарушение равновесия приводит к экологическому кризису с возможностью выхода из него, либо путем деградации вида, либо при помощи расширения экологической ниши (совокупности факторов, обеспечивающих устойчивое существование того или иного вида животных или растений [9]). Второй путь связан с изменением образа жизни и требует адаптация к новым условиям, который при их существенном изменении не всегда возможен.

Сегодня, монополия человека стала беспрецедентной. Люди занимают практически всю планету, поэтому расширение экологической ниши, по крайней мере, на нашей планете невозможно. Исходя из этого, становится понятно, что и кризисы носят не локальный характер, а *общепланетарный*. Поэтому первоочередной становится проблема коэволюции естественного развития Природы и общества, преодоление рассогласованности между цивилизацией (законами общества) и Природой (ее законами), необходимое для обеспечения будущего, ведь иначе остается единственно возможный путь – деградация.

Хаотичность преобразования и использования Природы в эпоху дефицита естественных благ сохранить не может. Со всей очевидностью сегодня мы должны отказаться от принципов антропоцентризма, основанных на представлении об абсолютном могуществе человека, «равного богам».

И хотя в современном мире трудно найти человека, которого не волновали бы экологические проблемы, еще более тяжело найти человека, который бы в полном объеме понимал правила взаимоотношений Человека и Природы.

Практически повсеместное увеличение энергопотребления и использование сложной современной техники нарушило равновесие между человеком и средой его обитания, и спровоцировало в ряде случаев, необратимые процессы. Следствием этого стало резкое ухудшение экологической обстановки в течение последнего столетия, и, как результат, существенно увеличилась нагрузка на природу, общество, человека, которые оказались, к сожалению, неподготовленными [5].

Известно, что все вопросы, связанные с обеспечением защиты жизнедеятельности включают два основных аспекта: собственно защита населения и природных ресурсов в условиях катаклизмов природного и антропогенного происхождения, и профилактические мероприятия, цель которых по-возможности предотвратить само возникновение катаклизмов, приводящих к негативному воздействию на биосферу.

Уже в рамках классической медицины профилактические мероприятия, например, по предотвращению эпидемий, оказывались более эффективными, чем непосредственно лечение больных во время эпидемий.

Несомненно, что при решении задачи сохранения биосферы Земли, профилактические меры могут явиться едва ли не самыми эффективными. Однако эта задача, несомненно, более сложная, чем профилактика эпидемий путем обычных прививок. Здесь речь должна идти о кропотливой работе по изменению внутреннего мира человека, его привычек, миропонимания, т.е. *в конечном итоге, о форми-*

ровании нового типа мировоззрения, соответствующего сложившейся в настоящее время экологической ситуации.

В таких условиях возникает необходимость в развитии нового типа знаний, включающих помимо знания частных, изучаемых отдельными науками, понимания наиболее общих законов, которым подчиняется Природа, и помогающих целостному восприятию окружающего мира. Эти законы существуют независимо от волеизъявления отдельных личностей, а знание их необходимо при разработке различных программ действий.

Синтез наук, на стыке различных областей знания назрел уже более 100 лет назад. По своей сути он должен подготовить необходимые условия для возникновения нового витка эволюции человечества, основанного на новом типе мышления, опирающемся не только на рациональное знание, но и нравственные законы, создав, таким образом, все предпосылки для формирования нового типа мировоззрения.

Под термином мировоззрение, как уже отмечалось выше, мы понимаем, систему представлений о мире и месте в нем человека, об отношении человека к окружающей его действительности и к самому себе, а также обусловленные этими представлениями основные жизненные позиции и установки людей, их убеждения, идеалы, принципы познания и деятельности, ценностные ориентации.

Для формирования мировоззрения человеку необходимо, прежде всего, стремление к познанию. Ведь как говорил еще Аристотель в «Метафизике»: «Удивление – вот что побуждает к философскому размышлению как прежде, так и теперь». Разобщенные предметы не создают целостного восприятия мира, необходимого для широкого кругозора. Множество вопросов остается за пределами. Однако жизнь представляет собой единую целостность, в которой все взаимосвязано. В связи с этим уместно еще раз напомнить высказывание Тура Хейердала, вынесенное в эпиграф.

Внимательный взгляд историка, увидит, что судьба человеческой цивилизации, а, следовательно, и благополучие народов, напрямую связаны с умением учитывать и использовать экологические факторы. Академик Н.Н.Моисеев отмечал, что «сегодня понятие «экология» ближе всего к изначальному пониманию греческого термина «*oikos* (обиталище) + *logos* (учение)» как науки о собственном доме, т.е. о биосфере, особенностях ее развития и роли человека в этом процессе». В связи с этим человечество должно знать «...законы развития биосферы, знать возможные причины ее деградации, знать то, что людям дозволено и где та роковая черта, которую человек не должен переступать ни при каких обстоятельствах». Таким образом, экология должна стать системой знаний, изучающей не только сам дом – *oikos*, но и устанавливающей правила поведения в нем, стать своеобразным фундаментом для всех остальных наук, играющей особо важную роль для гуманитарных направлений.

Как подчеркивал И.Кант, наши знания только в системе могут поддерживать существенные цели разума и содействовать этим целям. «То, что мы называем наукой, возникает не технически ввиду сходства многообразного или случайного применения знания *in concreto* к всевозможным внешним целям, а архитектурно-технически ввиду сродства и происхождения из одной высшей и внутренней цели» [6].

Система знаний должна опираться на общий понятийный аппарат и иметь общую методологическую базу, для того, чтобы можно было любое исследова-

дование систематизировать и сравнить. В противном случае может возникнуть ситуация, схожая с известным спором о направлениях изменения климата в Центральной и Средней Азии, между Л.С.Бергом и Г.Е. Грум-Гржимайло. Первый на основе анализа отдельных факторов пришел к выводу о том, что существует тенденция к увлажнению климата, второй, рассмотрев синтетически двухтысячелетнюю историю Азии – к усыханию.

Экологическое образование ставит своей задачей формирование мировоззрения человека, определяющего его поведение. В основе этого мировоззрения должно лежать фактическое, внутреннее уважение к Природе, всем формам жизни.

Очевидно, что деятельность человека не может быть противопоставлена функционированию биосферы, поскольку она является одной из форм, принадлежащих глобальному круговороту вещества и энергии в Природе, и не может существовать вне этого круговорота.

С другой стороны, мы не представляем себе развитие современного общества без развития и усовершенствования производства, а, следовательно, без увеличения воздействия со стороны общества на Природу.

«Экономист» в классическом смысле этого слова, как правило, решает вопросы, а «юрист» закрепляет их законодательно, исходя, прежде всего, из «сегодняшних» прибылей или убытков даже при долговременном планировании. Тем не менее, очевидно, что на самом деле следует искать пути такого планирования общественного развития, при котором достигалась бы оптимизация всего процесса развития, как общества, так и неразрывно связанной с ним Природы.

Лишь при такой постановке задачи становится достижимой цель относительно неограниченного во времени прогрессивного развития общества. Это, в свою очередь, предполагает, что планирование социально-экономического развития должно осуществляться людьми, хорошо представляющими законы развития окружающего нас Мира.

Знание законов Природы – основа разумного подхода к планированию взаимоотношений Природы и общества.

Отдавая должное биологии, из недр которой вышла экология, хотелось бы отметить, что в рамках базовых экологических знаний (например, вынесенных на рис.1) опорными должны стать сведения первостепенно значимые, фундаментальные, *опирающиеся на весь комплекс естественнонаучных знаний о Природе*. Эти сведения должны быть не только многосторонни, конкретны, но и *объективны, доступны и достаточны*. Вместе с тем, информации *должно быть не очень много* перед взором непрофессионала: не имеет смысла давать больше сведений, чем их способно охватить внимание среднего человека. Среди бесчисленного множества сведений не должны затеряться главные, – определяющие направление действий и безопасность поведения.

Отсюда вытекает вся сложность и дискуссионность структуры экологии, непрерывающиеся споры о пределах и содержании ее элементов, что значительно осложняют методические подходы к ее преподаванию.

Если для классических наук (таких, например, как физика, химия, биология и пр.), в настоящее время представляются достаточно ясными связь различных направлений обучения, соотношение их составляющих, необходимый минимум изучаемого материала в зависимости от специализации обучающихся, то для эко-

логии, относительно недавно вставшей на самостоятельный путь развития, эти проблемы пока остаются нерешенными в полной мере.

Потребность для современных людей в понимании окружающего Мира, в объяснении протекающих в нем процессов очень велика. Люди используют полученные знания, чтобы использовать различные предметы и явления Природы для облегчения труда, улучшения условий жизни. Развитие науки о Природе дало в руки человека современную технику. Это, в свою очередь, привело к существенному воздействию человека на окружающий Мир, к преобразованию окружающего нас Мира. Следует отметить огромный вклад естественных наук и физики, в частности, в развитие военной техники. Именно эта техника ответственна в значительной степени за проявление неимоверного потребительства природных ресурсов.

Поэтому необходимо говорить о введении в образование *базового блока* внутренне согласованных между собой *дисциплин*, связанного с осмыслением законов взаимоотношения человека с окружающим Миром, возможно единого для большинства высших учебных заведений, который должен стать отправной точкой к изучению других дисциплин.

Научные знания в этой области необходимо донести до всего общества.

Но сами знания еще не являются мировоззрением. Как заметил Р.Фейнман, даже блестящее знание правил игры в шахматы не означает умение играть в них. Формирование мировоззрения – процесс сложный во всех отношениях, происходящий под действием многих факторов, которые нельзя игнорировать.

По мнению академика Н.Н. Моисеева образование должно быть чем-то похоже на холст живописца. Для того чтобы краски хорошо ложились, необходим грунт. Сегодня таким грунтом должен стать естественнонаучный образовательный блок дисциплин, но не как набор разрозненных сведений об отдельных, хотя и значительных достижениях науки, а как некая единая *система знаний о собственной доле*, о том, что он из себя представляет, как должен в нем жить человек для того, чтобы обеспечить свою гармонию с Природой и обеспечить будущность следующим поколениям.

Большинство этих вопросов традиционно *входило в круг интересов физики как науки, главным объектом которой является Природа* и законы, управляющие всеми без исключения процессами, происходящими вокруг нас.

Это, конечно, не означает, что естествознание и физика важнее всех наук. Как Земля не есть центр Мира, так и физика не есть центр всех наук. Но не было бы человека на Земле, не было бы и столь ярко выраженных проблем экологии и необходимости развития науки.

Самая трудная проблема экологического образования сегодняшнего дня – образование взрослого населения. В специальных статьях на тему экологического образования населения очень часто прибегают к шаблонным, возможно и формально правильным утверждениям типа:

«... Экологическое образование основывается на общих принципах свободного развития личности в демократическом ответственном государстве, признающем приоритет гуманистических ценностей, свое единство с мировым сообществом, ответственность перед другими государствами и всем человечеством за сохранение природных богатств, устойчивости биосферы и здоровья людей...

Необходимые условия развития экологической культуры населения включают: 1) сознательную консолидацию с прогрессивными международными решениями и планами действий в области решения проблем природопользования и предотвращения экологического кризиса; 2) *опору на социальные институты, отражающие долгосрочные интересы общества*: государственные стратегические программы, науку, образование, религию, искусство и пр.; 3) *государственную ответственность* за полномасштабную реализацию, организационную и материальную поддержку развития экологического образования; 4) плановое осуществление *государственной программы* экологического образования и просвещения населения; ...», и т.п. (см., напр. [6], курсив наш).

К сожалению, практика показывает, что даже общественный контроль за принятыми решениями в виде круглых столов, специальных слушаний, массовых акций по контролю за качеством окружающей среды, организуемый непрофессионалами, в большинстве случаев не только не приводит к правильным результатам, но уводит массы населения далеко от истинного пути решения той или иной проблемы.

В современных средствах массовой информации большей частью преобладают сомнительные стереотипы, рожденные скорее стремлением к сенсационности, чем научными знаниями.

К сожалению, не всегда можно рассчитывать и на «мудрость» государственной власти. Достаточно вспомнить времена контрреформации в инквизиции (XVI – XVII век) и середины нашего столетия (вмешательство Гитлера, в сферу внимания которого попала теория относительности, запрещение в СССР работ по генетике и кибернетике и официальное объявление их «лженаучными»).

Тем не менее, именно естественные науки (в отличие от гуманитарных и философских) развивались в основном по собственным законам.

В свете сказанного остается практически единственный путь, – профессионально на базе естественнонаучных знаний нести в массы необходимые знания. Но не в виде догм (как это одно время практиковалось при изучении марксистско-ленинской философии во многих вузах страны), а как информацию к размышлению, опирающуюся на строго аргументированные доводы.

И здесь огромную роль играет преемственность поколений в науке.

Именно о значимости этой стороны воздействия на передовые слои общества на примере России писал в своих воспоминаниях один из старейших профессоров МГУ, биофизик по призванию С.Э. Шноль (цитируется по [8], выделение авторов статьи).

«...То, что сейчас происходит в нашем обществе, не перестройка, а типичный социальный метаморфоз. Разрушаются существующие структуры. Образуется новые. Тревожное чувство неопределенности, неясности даже ближайшего будущего характерно для таких периодов. Когда происходит биологический метаморфоз, например, гусеница превращается в бабочку, ...условие [его] благополучного завершения – сохранение нервной системы. Нервные центры – скопление нервных клеток (ганглиев) – видоизменяются, но сохраняются, а с ними сохраняется память о приобретенных личинкой рефлексах и способах поведения. А потом в этом кажущемся хаосе формируются новые органы: суставчатые ко-

нечности, другой ротовой аппарат (чтобы питаться нектаром, а не грызть листья), образуются мохнатые антенны для ориентировки и прекрасные крылья...

Видна прямая аналогия: сохранение интеллектуального каркаса (нервной системы общества) – условие его возрождения [после различных катаклизмов]...

Интеллектуальная основа общества сохраняется лишь при условии связи поколений, при непосредственном общении «отцов» и «детей».

Значительную часть такого каркаса в дореволюционной России составляли специалисты гуманитарного профиля, владеющие словом, искусством убеждать слушателей и читателей, т.е. прежде всего, философы, историки, филологи, теологи, поэты, писатели. *«...На них, прежде всего, обрушились репрессии – с самого начала советской власти. Эта часть интеллектуального каркаса общества была почти уничтожена к 1933 году.*

Роль хранителей нравственных и интеллектуальных традиций страны перешла к представителям естественнонаучной и технической интеллигенции. ... Их [было труднее уничтожить. Потому что их] труд был нужен государству. [Это, прежде всего задачи укрепления обороны страны, разработка нового вооружения, затем атомный проект и создание атомной и водородной бомб, космическая программа, и т.д.]. Их приходилось терпеть... Во время Великой Отечественной войны гнет и репрессии... несколько ослабели. Нужно было воевать. А.Н. Туполева и С.П. Королева освободили из заключения. Вся страна сажала картошку сорта «лорх» неарестованного сотрудника Н.И. Вавилова – профессора А.Г. Лорха...

Замечательный период краткого радостного расцвета был сразу после войны... и оказал сильное влияние на интеллектуальную жизнь страны... Поколение послевоенной интеллигенции составило основу регенерации нервной системы общества... Их ученики и последователи связывают своими жизнями почти разорванную цепь времен – от дореволюционной России до нынешнего «послеперестроечного» времени. Они образуют островки и скопления нервной и нравственной ткани общества, которые необходимы для возрождения нашей науки... Это их задача» [8].

Возможно поэтому естественные науки и, прежде всего, физика, как исторически менее всех пострадавшая от идеологизации науки, и должны составить фундамент экологической системы знаний, т.е. в формировании мировоззрения существенную роль должен играть блок дисциплин, опирающийся на фундаментальные знания о Мире в целом.

Очевидно, что первая составная часть в познании Мира и формировании мировоззрения – *наблюдения* за явлениями Природы. Попытки разобраться в ритмах и закономерностях вообще располагают к *философствованию*. Но практика показывает, что просто философствовать – мало. Необходимо иметь некую систему философствования (сейчас ее называют *логикой рассуждений*) и предмет в виде фактов (в большинстве случаев в виде наблюдаемых в Природе явлений). Это и есть основа *натурфилософии* – родоначальницы физики и в последствие других точных наук.

Третья составная часть – **«язык»** для изложения обнаруженных закономерностей. Этим языком для физики является математика. Математика, прежде всего, полезна там, где мы имеем дело с большим числом объектов в сложной об-

становке. А совместное использование математической записи законов Природы и правил математики, позволяет путем *формализма математических преобразований* перейти от одной совокупности утверждений к другой. Таким образом, математика не просто язык. Это язык плюс рассуждения, т.е. **язык** и **логика** вместе. При помощи математики можно связать одно утверждение с другим.

Философию в рамках такого подхода мы склонны, присоединяясь, например, к Н.А. Бердяеву, трактовать скорее как *искусство*. Искусство мыслить, искусство грамотно и логично сопоставлять различные факты, искусство делать правильные выводы из такого сопоставления. Философия это искусство познания. Искусство – потому что в философии личность творца запечатлевается не менее, чем в поэзии и живописи.

Философия, по мнению Шредингера, не является частью самого здания науки, но подобна строительным лесам, без которых нельзя обойтись при постройке здания. Однако после завершения строительства леса больше не нужны и должны быть убраны. Ибо иначе (добавляет Эрнст Мах) философские системы становятся не только бесполезными (особенно в естествознании), но и создающими вредные бесплодные мнимые проблемы.

Использование математического аппарата и формул при изложении материала должно быть сведено до минимума. По поводу данного тезиса однажды хорошо высказался известный акустик-теоретик Е. Скучик: *«В основе любого исследования и прогресса в науке лежит научная интуиция, обусловленная глубокими теоретическими знаниями, искусством эксперимента и четким представлением о границах технических возможностей. Математика используется лишь как инструмент исследований, поскольку, чем лучше мы понимаем физику явления, тем меньше требуется математики и тем короче наши вычисления»*. Полный отказ от использования формул был бы также неоправдан, поскольку существует целый ряд понятий, которые проще и нагляднее объяснить, используя математическую форму записи.

С другой стороны, при объяснении многих явлений и понятий в современной фундаментальной физике, для которых *рационализм* нашего мышления не всегда в состоянии предложить достойные «образы», необходимо использовать методы наглядных аналогий, зрительных образов. Возможно, они оказываются не всегда адекватны реальной ситуации, но, тем не менее, во многих случаях полезны и настраивают слушателя на творческое восприятие материала.

Понятно, что для всякой практической деятельности нужна теоретическая основа. Физика, как наиболее фундаментальная наука о природе, накопила огромный опыт исследования закономерностей физических процессов, протекающих в оболочках Земли. Широкий спектр физических методов, можно использовать как основу для эффективных средств мониторинга экосистем различного уровня. Ведь, помимо описательной деятельности, необходимо научиться предвидеть надвигающиеся кризисы.

Ярчайший пример синтеза знаний всемирно-исторического процесса и естественных природных факторов был продемонстрирован А. Чижевским. Он применил законы физики и математики для изучения исторического процесса и социальной эволюции. Сам А. Чижевский отмечал *«... в области наук о природе*

происходит процесс, имеющий огромную важность: применение методов одних наук к другим и синтетическое объединение наук воедино».

Отдельные исследования необходимо направить на изучение того, как согласовываются законы управления обществом с законами Природы. Под термином общество, мы понимаем, систему, поведение которой определяется развитием ее внутренней структуры и ее взаимосвязью с окружающей средой.

Человечество довольно давно использует карательные меры, для преступивших законы общества людей. У природы также существуют свои законы, в том числе и карательные. По аналогии, необходимо создать систему взаимоотношений между людьми и Природой, основанную на законах Природы. Ведь как показывает история, несоблюдение законов Природы приводит к катастрофам, о чем свидетельствовали еще древние греки. Аристотель в своей «Политике» говорил о том, что законодатель при создании законов должен принимать во внимание не только природу человека, но и окружающую среду, условия климата и поверхности Земли.

Новая экономическая теория также должна подчиняться единому контексту для решения задач. Учитывая общие принципы рационального использования природных ресурсов человеческим обществом, стремясь не к уничтожению, а к стабилизации природной среды. Для того чтобы экономика была направлена во благо, необходимо, прежде всего, перестать бездумно относиться к Природе, разумно соизмеряя собственные потребности с ее возможностями. Примером может служить энергетическая проблема современного общества. Широко известно высказывание Д.И. Менделеева, о том, что «нефть не топливо – топить можно и асигнациями». Японский прогнозист С.Яно отмечал, что отсутствие собственного минерального сырья может быть благом для страны. Пример экономики Японии может служить подтверждением этого прогноза.

Заключение

Мы надеемся, что сформулированные подходы к определению понятия экологии на современном этапе и ее изучению, в определенной мере помогут ликвидировать пробелы в знаниях при изучении вопросов взаимного влияния окружающей среды, включая физические поля, и объектов живой и неживой Природы, и будут способствовать формированию мировоззрения, наиболее соответствующего сложившейся сегодня ситуации.

Литература

1. *Реймерс Н.* Начала экологических знаний. – М.: изд-во МНЭПУ, 1995 г.
2. *Моисеев Н.Н.* Восхождение к разуму. – М.: ИздАТ, 1993. – 192 с.
3. *Лотман Ю.М.* Избранные статьи в трех томах. – Таллинн: Александра, 1992. Т.1, стр.44.
4. *Э.Шредингер.* Что такое жизнь. Физический аспект живой клетки. Ижевск.: Ижевск. респ. типография. 1999. 96 с. (Cambridge, University Press, 1944).
5. *Ханцеверов Ф.Р., Хата З.И.* Валеология, эниовалеология: история, состояние, перспективы// Материалы научно-практической конференции «Вопросы защиты жизнедеятельности человека, животных и растений». – М.: Изд-во ИИКЦ «Эльф-3», 2002. – С.10-18.
6. *Кант И.* Сочинения. – М.: Мысль, 1964. Т.3. С. 681.

7. Марфенин Н.Н. Необходимые условия развития экологической культуры населения// Тез. докл. 4-й Междун. конф. по экологическому образованию. Экологическое образование и просвещение населения. Пушино, 1998.– М.: Изд. МНЭПУ, 1998.– С. 30-32.

8. Шноль С.Э. Герои и злодеи российской науки.– М.: КРОН-ПРЕСС, 1997.– 464 с.
9. Трухин В.И., Показеев К.В., Куницын В.Е., Шрейдер А.А. Основы экологической геофизики. – СПб.: Издательство «Лань», 2004. 304 с.

ФИТОПЛАНКТОН КАК ФЛУОРЕСЦЕНТНЫЙ БИОИНДИКАТОР КАЧЕСТВА ПРИРОДНЫХ ВОД

Т. С. Гостев¹, Ф. И. Кузьминов¹, Е. Г. Максимов²,
В. З. Пашенко², В. В. Фадеев¹.

Московский Государственный Университет им. М. В. Ломоносова,
¹ – физический факультет; ² – биологический факультет;
fadeev@lid.phys.msu.ru

Введение

Биоиндикация – один из перспективных подходов в экологическом мониторинге природных вод. В качестве биоиндикатора качества воды используют, в частности, микроводоросли (фитопланктон), состояние которых зависит от факторов окружающей среды (освещенности, присутствия токсиантов и т. п.). Об изменении состояния клеток водорослей можно судить по результатам биологических тестов, например, по изменению скорости деления клеток и т. д. Однако эти тесты инерционны и малопроизводительны, они не позволяют получать оперативную информацию и контролировать большие акватории.

В [1] было предложено использовать для получения информации о состоянии экосистемы флуоресценцию фитопланктона при лазерном возбуждении. Как показали предыдущие исследования, определение характеристик самой полуволны флуоресценции, таких как форма и положение максимума, не может дать удовлетворительного ответа о влиянии различных внешних факторов на состояние фотосинтезирующих организмов. Необходимы были другие подходы к решению данной проблемы.

Один из них – определение отношения интенсивностей переменной и постоянной флуоресценции, которое может быть выполнено методом Pump-and-Probe [2-4] с использованием как классических, так и лазерных источников оптического излучения. Это отношение, называемое эффективностью первичного разделения зарядов в реакционных центрах или эффективностью фотосинтеза, отражает возможное блокирование цепи транспорта электрона в реакционных центрах под действием какого-либо химического ингибитора, например, диурона.

В работах [1, 5, 6] показано, что более информативным и обеспечивающим наибольшую чувствительность может быть подход, основанный на определении молекулярных фотофизических параметров пигментов фотосинтезирующего организма. Для этого используется метод нелинейной флуориметрии или флуориметрии насыщения, который, в отличие от классических методов, определяющих параметры клетки в целом, позволяет восстановить молекулярные фотофизические

параметры флуорофоров (σ – сечение возбуждения молекул хлорофилла a , τ – время дезактивации возбужденных состояний молекул основного пигмента хлорофилла a , определяемое всеми процессами, кроме синглет-синглетной аннигиляции, γn_0 – максимальная скорость синглет-синглетной аннигиляции возбужденных состояний молекул хлорофилла a), характеризующих свойства и процессы взаимодействия пигментов, прежде всего – хлорофилла a [1, 7-9].

Применение метода флуориметрии насыщения для определения молекулярных фотофизических параметров фотосинтезирующих организмов до сих пор было ограничено тем фактом, что из экспериментальных данных в ходе решения обратной задачи восстанавливался только один (интегральный) параметр насыщения – $A = \tau^2 \sigma \gamma n_0$ [9]. Но поскольку параметр A является произведением трех молекулярных фотофизических параметров, происходит потеря информации о поведении каждого из параметров σ , τ и γn_0 в зависимости от различных внешних факторов и процессов, протекающих в клетке, хотя и определение только параметра A значительно повысило чувствительность флуоресцентной биоиндикации по сравнению с методами линейной флуориметрии.

В настоящей работе сделаны первые шаги для отдельного определения всех указанных параметров. Создан алгоритм решения четырехпараметрической обратной задачи флуориметрии насыщения с учетом реальной формы лазерного импульса, возбуждающего флуоресценцию, что позволяет восстанавливать все исходные параметры модели. Этот алгоритм использовался для определения изменения фотофизических параметров под воздействием ионов тяжелых металлов.

Теория

Метод нелинейной флуориметрии, использованный в данной работе, изложен в [9]. В начале данного раздела приводятся основные положения, необходимые для понимания разработанного нами алгоритма отдельного определения фотофизических параметров σ , τ и γn_0 флуорофора в фотосинтетической единице, в дополнение к флуоресцентному параметру Φ_0 (см. ниже).

При возбуждении флуоресценции фитопланктона лазерными импульсами длительностью $\tau \approx 10^{-10} - 10^{-8}$ с и с плотностью потока фотонов $F \geq 10^{20}$ см⁻² с⁻¹ возникает насыщение флуоресценции, которое проявляется в нелинейной зависимости числа квантов флуоресценции N_{fl} от плотности потока возбуждающего излучения F . Эта особенность лежит в основе метода нелинейной флуориметрии.

Возможны по крайней мере три механизма насыщения флуоресценции ФП: насыщение цепи миграции экситонов в антенне, насыщение поглощения (динамическое обеднение основного состояния) и синглет-синглетная аннигиляция. В настоящее время считается, что последний является доминирующим механизмом, ответственным за явление насыщения флуоресценции. Из-за очень высокой локальной концентрации пигментов в светособирающей антенне, синглет-синглетная

аннигиляция начинает проявляться при сравнительно низких (для импульсных лазеров) плотностях потока фотонов $F \approx 10^{21} \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$.

В реальном эксперименте снимается зависимость относительного числа фотонов флуоресценции (отсчетов фотодетектора) от плотности потока фотонов возбуждающего излучения. Для перехода к абсолютным величинам применяется нормировка числа регистрируемых квантов флуоресценции $N_{\text{фл}}$ на некоторый реперный сигнал, пропорциональный плотности потока фотонов возбуждающего излучения. В качестве реперного сигнала можно использовать излучение самого лазера, направленное отводной пластинкой во второй фотодетектор, а там, где позволяют условия эксперимента, полосу комбинационного рассеяния молекулами основного компонента среды (например, воды) [10].

Таким образом, реально измеряемой величиной является флуоресцентный параметр $\Phi = \frac{N_{\text{фл}}}{N_{\text{репер}}}$, где $N_{\text{фл}}$ – некий опорный сигнал. Параметр Φ

является абсолютной величиной, зависящей, в частности, от концентрации флуорофоров (хлорофилла *a*). Если необходимо исключить из рассмотрения эту зави-

симость, следует перейти к фактору насыщения $\Gamma = \frac{N_{\text{фл}}^0}{N_{\text{фл}}}$, где

$N_{\text{фл}}^0 = F \times \lim_{F \rightarrow 0} \frac{dN_{\text{фл}}}{dF}$ – число квантов света, которое было бы испущено

объектом в отсутствие эффекта насыщения. Нетрудно найти связь между Φ и Γ :

$\Gamma = \frac{\Phi_0}{\Phi}$, где $\Phi_0 = \lim_{F \rightarrow 0} \Phi(F)$ – ненасыщенный флуоресцентный параметр,

не зависящий от F .

В отсутствие насыщения $N_{\text{фл}} \approx F$, и фактор насыщения $\Gamma = 1$. При насыщении зависимость $N_{\text{фл}}(F)$ становится нелинейной, а $\Gamma(F)$ перестает быть константой, равной единице (рис 1). Зависимости $N_{\text{фл}}(F)$, $\Phi^{-1}(F)$, $\Gamma(F)$ называются кривыми насыщения флуоресценции.

Экспериментальная кривая насыщения используется для решения обратной задачи, заключающейся в восстановлении значений параметров некоторой модели, описывающей флуоресцентный отклик фотосинтетической единицы фитопланктона (ФСЕ). ФСЕ – это основное структурное образование фотосинтезирующего организма (и фитопланктона, в частности), в котором протекают первичные процессы фотосинтеза. Оно представляет собой сложный пигмент-белковый

комплекс, состоящий из молекул светособирающей антенны и сопряженного с ней реакционного центра.

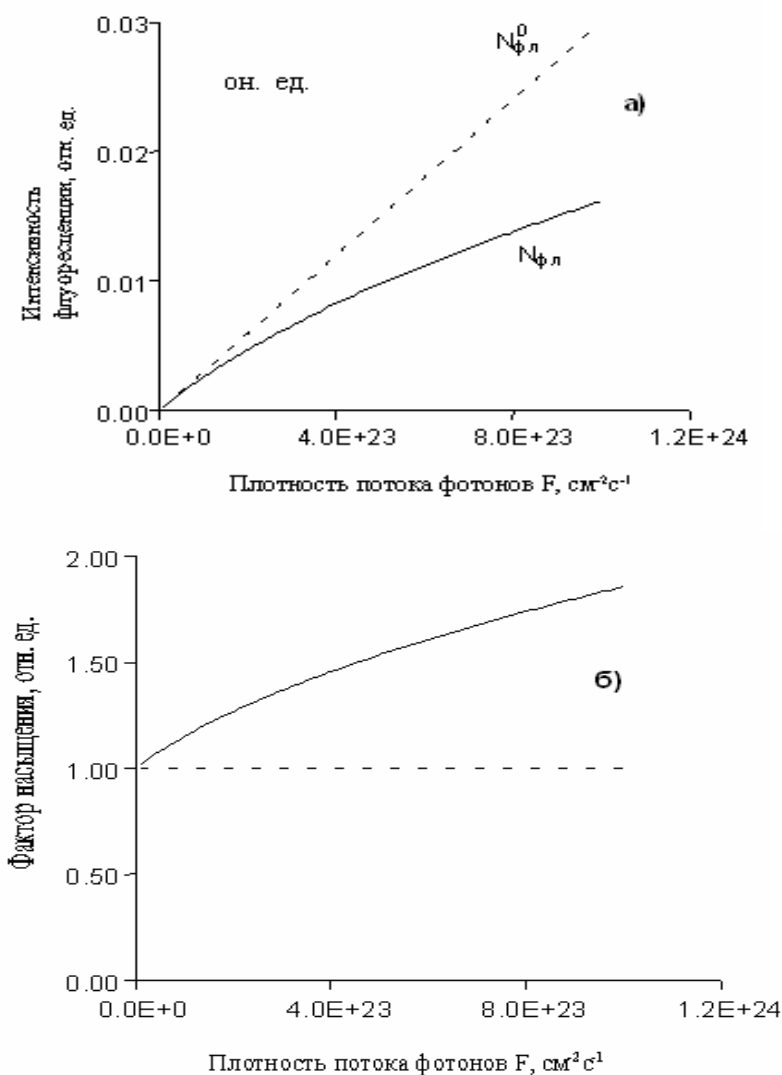


Рис. 1. Зависимость числа фотонов флуоресценции $N_{\text{фл}}$ и фактора насыщения Γ от плотности потока фотонов возбуждающего излучения F . Сплошные линии – реальная зависимость (кривые насыщения), пунктирные – зависимости в отсутствие эффекта насыщения.

К настоящему времени предложен ряд моделей формирования флуоресцентного отклика ФСЕ при лазерном наносекундном возбуждении [7, 8, 11, 12].

В работах [8,11] показана возможность описания процессов формирования флуоресцентного отклика ФП при наносекундном лазерном возбуждении малопараметрической моделью. Данная модель описывается следующим кинетическим уравнением для концентрации (населённости) n возбужденного состояния молекул хлорофилла a (Хл-а):

$$\frac{dn}{dt} = F \cdot \sigma \cdot (n_0 - n) - \frac{n}{\tau} - \gamma \cdot n^2. \quad (1)$$

Здесь

n – концентрация возбужденного состояния молекул Хл-а;

n_0 – концентрация молекул Хл-а;

F – плотность потока фотонов возбуждающего излучения;

σ – сечение возбуждения молекул Хл-а, учитывающее как прямое поглощение света молекулами хлорофилла a , так и перенос возбуждения на них со вспомогательных пигментов;

τ – время линейной релаксации возбужденных состояний Хл-а, учитывающее как внутримолекулярные каналы дезактивации возбуждения (излучательные и безызлучательные), так и перенос возбуждения на реакционные центры в различных состояниях;

γ – константа скорости синглет-синглетной аннигиляции возбужденных состояний молекул Хл-а, γn_0 – максимальная скорость синглет-синглетной аннигиляции, соответствующая ситуации, когда все молекулы находятся в возбужденном состоянии.

Уравнение (1) можно переписать в безразмерном виде:

$$\frac{d\bar{n}(t,r)}{dt} = F \cdot \sigma \cdot \left(1 - \bar{n}\right) - \frac{\bar{n}}{\tau} - \gamma_0 \cdot \bar{n}^2 \quad (2)$$

В этом уравнении фигурируют безразмерная концентрация возбужденных состояний молекул Хл-а $\bar{n} = \frac{n}{n_0}$ и три фотофизических параметра σ , τ и γn_0 .

В предыдущих работах [8, 9, 14] при решении уравнения (2) делался ряд допущений. Во-первых, так как характерные времена внутримолекулярной дезактивации возбужденного состояния молекул Хл-а в клетках фитопланктона не превышают 1 нс, а длительность импульсов использовавшегося лазерного излучения

превышала 10 нс, выполнялось так называемое квазистационарное приближение, при котором можно полагать производную в левой части уравнения (2) равной нулю. Во-вторых, особенностью клеток фитопланктона является высокая локальная концентрация молекул хлорофилла, в связи с чем основным механизмом, ответственным за насыщение флуоресценции (при плотностях потока фотонов возбуждающего излучения $F < 10^{24} \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$), является синглет-синглетная аннигиляция, а ее максимальная скорость γ_0 намного превышает скорость линейной де-

зактивации: $\gamma_0 \gg \frac{1}{\tau}$. И, в-третьих, распределение интенсивности лазерного

излучения по времени и пространству считалось прямоугольным. Тогда, для фактора насыщения можно получить весьма простое выражение:

$$\Gamma(F) = \frac{1}{2} \left(1 + \sqrt{1 + 4AF} \right). \quad (3)$$

В работе [9] показано, что отклонение распределения интенсивности лазерного импульса от прямоугольного может быть достаточно точно учтено введением в (3) коэффициентов $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$:

$$\Gamma(F) = \alpha_1 + \sqrt{\alpha_2 + \alpha_3 AF}, \quad (4)$$

где коэффициенты $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ зависят от типа распределения.

Как видно из (3) и (4), фотофизические параметры модели σ , τ и γn_0 входят в выражение для фактора насыщения Γ в виде произведения и их раздельное определение из кривых насыщения флуоресценции не представляется возможным.

В данной работе исследована возможность такого разделения путем изменения условий эксперимента, по сравнению с принятым в [9], так чтобы ни квазистационарность, ни условие доминирования синглет-синглетной аннигиляции над другими процессами, обуславливающими распад возбужденных состояний молекул хлорофилла, не выполнялись. Для этого обратная задача нелинейной флуориметрии была решена с использованием точного решения уравнения (2) (распределение фотонов во времени и в поперечном сечении считалось прямоугольным) в более широком диапазоне плотностей потока фотонов ($F \approx 10^{20} - 10^{26} \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$).

Нами были рассмотрены два варианта, каждый из которых, как оказалось, позволяет решить поставленную задачу – в результате решения обратной задачи нелинейной флуориметрии раздельно определить все три параметра модели (σ , τ и γn_0), а также параметр Φ_0 .

При этом, на первом этапе каждого из вариантов решается двухпараметрическая задача на определение параметров A и Φ_0 из снятых при возбуждении 10-наносекундными лазерными импульсами кривых насыщения с использованием формулы (3). Вторые этапы различаются. По одному алгоритму параметры σ , τ и γn_0 восстанавливаются также из 10-наносекундной кривой насыщения, но снятой в другом диапазоне плотностей потока фотонов. Для реализации второго алгоритма необходимо использовать субнаносекундные лазерные импульсы. Как показало численное моделирование, выполненное для импульсов длительностью 300 пс, в условиях, когда экспериментальные кривые зашумлены, второй вариант предпочтительнее с точки зрения точности определения фотофизических параметров.

Остановимся подробнее на первом из этих алгоритмов - алгоритме восстановления параметров модели с использованием только 10-наносекундных кривых насыщения с учетом реального распределения интенсивности лазерного излучения во времени.

Решение обратной задачи проходит в два этапа: на первом из начального участка кривой насыщения $\Phi^{-1} = \Phi_0^{-1} \times \Gamma(F)$ определяются параметры Φ_0 и $A = \tau^2 \sigma \gamma n_0$ по формуле (4):

$$\Gamma(F) = \alpha_1 + \sqrt{\alpha_2 + \alpha_3 A F},$$

где $\alpha_1 = 0.64$, $\alpha_2 = 0.13$, $\alpha_3 = 0.43 = 0.64$ - коэффициенты для распределения интенсивности лазерного излучения по времени «тангенс гиперболический», а в поперечном сечении пучка – «прямоугольник». На втором этапе уже найденные значения параметров A и Φ_0 используются для нахождения па-

раметров σ и τ , а, следовательно, и параметра $\gamma n_0 = \frac{A}{\tau^2 \sigma}$.

Таким образом, в результате решения обратной задачи можно определить четыре фотофизических параметра – Φ_0 , σ , τ и γn_0 .

Эксперимент

Образцы

Первая апробация предлагаемого алгоритма флуоресцентной биоиндикации качества воды была выполнена для случая присутствия в воде ионов тяжелых металлов. В качестве биоиндикатора использовалась водоросль *chlorella*, выращенная в условиях, максимально приближенных к натурным. Исходный образец (водоросль в буферном растворе) был разделен на три части: к первой части были добавлены ионы меди в концентрации 10^{-6} моль/л, ко второй – ионы ртути в той же концентрации, третья использовалась для контроля. В эксперименте образцы разбавлялись буфером приблизительно в 1000 раз. Измерения проводились в услови-

ях низкой освещенности в течение двух суток - через 2, 26 и 50 часов после добавления ионов металлов. Для исследования зависимости фотофизических параметров от времени и типа металла нами использовался метод нелинейной лазерной флуориметрии.

Экспериментальная установка

Эксперимент выполнялся на установке, блок-схема которой изображена на рисунке 2. В качестве источника возбуждающего излучения использовался YAG:Nd лазер (1) с удвоением частоты на кристалле ниобата лития. Из-за жестких требований температурного синхронизма ($\pm 0,5^\circ\text{C}$), нелинейно-оптический кристалл помещен в термостат (2). Основное излучение лазера на длине волны 1,06 мкм подавлялось фильтром (3). Выходящее из удвоителя частоты излучение с длиной волны 532 нм имело следующие характеристики: энергия в импульсе – 10 мДж, длительность импульсов по полувысоте – 10 нс, период следования импульсов – 100 мс. Далее лазерное излучение проходило через ячейку Поккельса (4), линзу (5) с фокусным расстоянием 40 см, ирисовую диафрагму (6) и падало на поворотное диэлектрическое зеркало (7). Такой тип зеркала был применен из-за достаточности больших плотностей потока падающего излучения. После поворота на 90° лазерный пучок попадал на кювету с исследуемым образцом (8). За ней расположен пироэлектрический детектор (9) измерителя мощности Ophir. Система регистрации сигнала флуоресценции состояла из линзового объектива (10), фильтра КС-14 (11), фотоэлектронного умножителя с предварительным усилителем (12) и АЦП (13). За синхронизацию всех узлов экспериментальной установки отвечал блок управления (14).

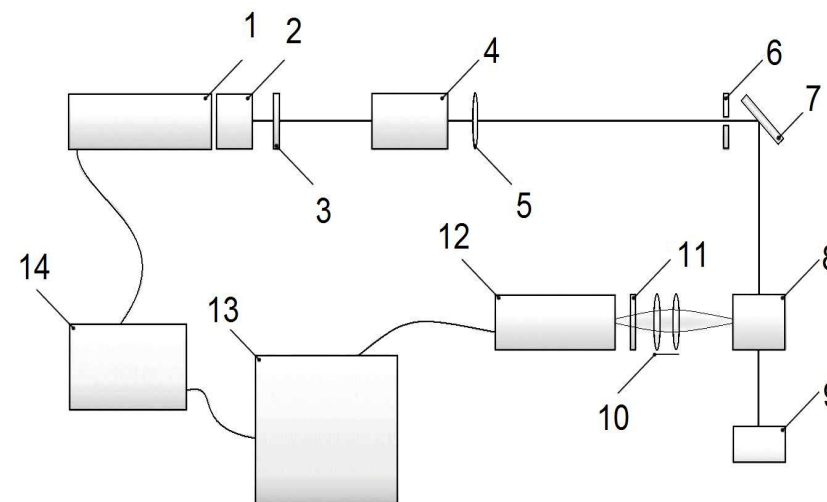


Рис. 2. Блок-схема экспериментальной установки.

В качестве АЦП сигнала с фотоэлектронного умножителя было решено использовать скоростной осциллограф TDS5104B фирмы Tektronix, разрешение которого в режиме усреднения входного сигнала достигает 16 бит, а возможность использования маски для регистрируемого сигнала позволяет практически полностью подавить шумы ФЭУ. При снятии экспериментальных кривых было задано усреднение по 128 лазерным импульсам.

Для предотвращения оседания клеток водоросли на дно кюветы во время эксперимента применялась специальная система прокачки воздухом «аэролифт». При этом система была сьюстирована таким образом, чтобы пузырьки воздуха не попадали в лазерный пучок и не вносили вклад в рассеяние Ми, увеличивающее паразитный сигнал.

Первая экспериментальная точка на кривой насыщения измерялась при максимальной плотности потока фотонов, а затем лазерное излучение ослаблялось изменением напряжения, подаваемого на элемент DKDP ячейки Поккельса. Для контроля негативного влияния мощного лазерного излучения на клетки, а также для повышения точности решения обратной задачи за счет усреднения получаемых экспериментальных значений, после окончания первого экспериментального цикла проводился второй в обратном порядке: снятие кривой насыщения начиналось при минимальном значении плотности потока фотонов F^* , а заканчивалось при максимальном. Полученные в обоих циклах результаты совпадали в пределах экспериментальной погрешности, что свидетельствует о практически неизменном состоянии исследуемого объекта в ходе измерений.

Снятие кривых насыщения проходило в двух диапазонах плотностей потока фотонов:

$F \approx 5 \cdot 10^{22} - 1.5 \cdot 10^{24} \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$ и $F \approx 10^{24} - 1.5 \cdot 10^{25} \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$. При этом, исходя из предложенного алгоритма, из первого участка кривых насыщения определялись параметры Φ_0^{-1} и A , а из второго – σ , τ и γn_0 с использованием найденных ранее Φ_0^{-1} и A в качестве известных констант.

Результаты

На рисунке 3 представлены некоторые из экспериментально полученных кривых насыщения.

Результаты их обработки представлены в таблице 1.

Обсуждение результатов

Из экспериментальных данных видно, что в течение двух часов после добавления к раствору водоросли ионов тяжелых металлов (ТМ) происходит увеличение в несколько раз (в случае ртути на порядок) параметров τ и τ (в обоих случаях больше чем на порядок), параметр γn_0 снижается на 2 порядка. Все это говорит о сильном влиянии, оказываемом тяжелыми металлами на процессы, происходящие в клетках.

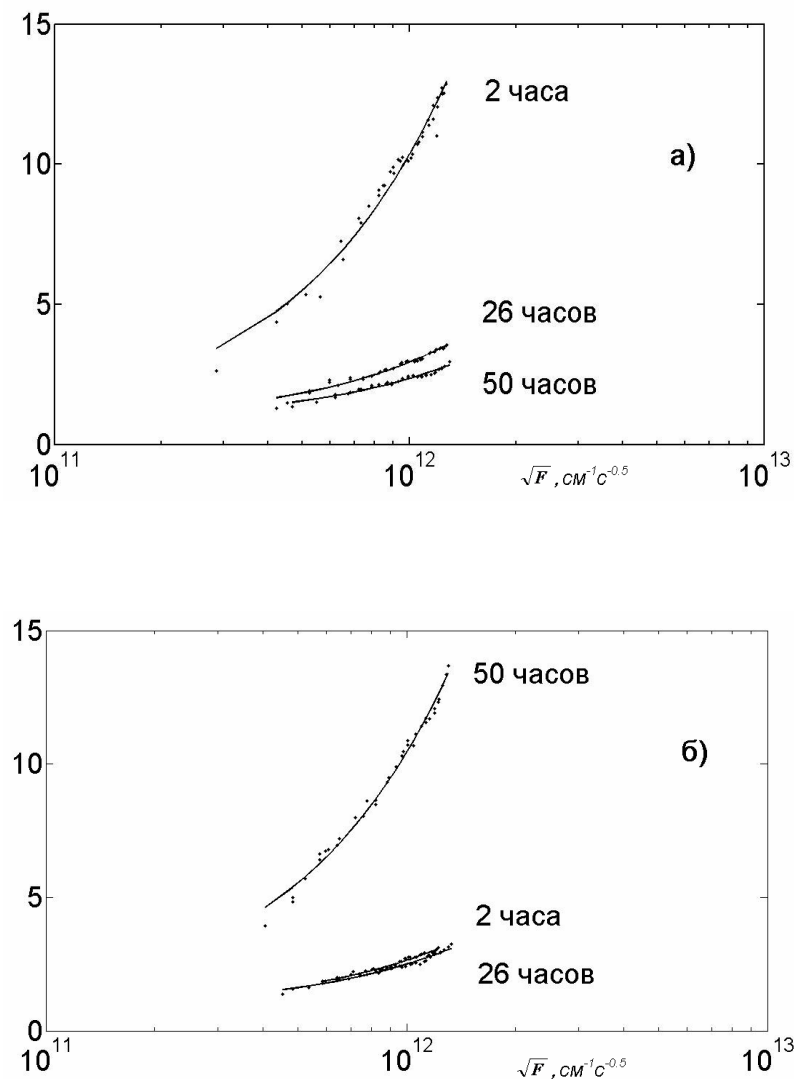


Рис. 3. Кривые насыщения для водоросли chlorella через 2, 26 и 50 часов после добавления ионов меди в концентрации 10^{-6} моль (а) и для контроля (б).

Таблица 1. Значения фотофизических параметров водоросли *Chlorella*.

Время с момента добавления ионов тяжелых металлов		$A \times 10^{-22}$, $см^2 с$	Φ_0 , отн. ед.	τ , нс	$\sigma \times 10^{-15}$, $см^2$	$\gamma n_0 \times 10^{-10}$, $с^{-1}$
2 часа	<i>Chlorella</i> + Cu	2,2	0.38	1,9	2,0	3
	<i>Chlorella</i> + Hg	3,9	0.39	3,3	1,9	2
	<i>Chlorella</i> контроль	0,1	0.87	0,3	0,1	200
26 часов	<i>Chlorella</i> + Cu	0,1	0.59	0,6	1,4	2
	<i>Chlorella</i> + Hg	0,1	0.75	0,3	0,1	83
	<i>Chlorella</i> контроль	0,1	0.61	0,3	0,1	130
50 часов	<i>Chlorella</i> + Cu	0,1	0.65	0,6	0,3	6
	<i>Chlorella</i> + Hg	0,11	0.49	0,6	0,7	4
	<i>Chlorella</i> Контроль	2,2	0.11	1,5	1,4	7

В дальнейшем (спустя 26 и 50 часов) наблюдается снижение значений параметров τ и σ до значений близких к контролю. Параметр γn_0 в пределах погрешности практически не изменяется у тех образцов, к которым были добавлены ионы меди и ртути.

Увеличение τ говорит о том, что нарушается процесс передачи возбуждений на реакционный центр, которое может быть вызвано, например, окислительным стрессом и инактивацией РЦ ФС II [13]. В этом случае действие ионов ТМ схоже с действием гербицида диурона, который блокирует цепь электронного транспорта и приводит к закрытию РЦ. Изменение сечения поглощения при добавлении ионов ТМ говорит о неких конформационных изменениях в фотосинтетическом аппарате, приводящих к изменению скорости переноса энергии с вспомогательных пигментов на хлорофилл а. То же можно сказать и о параметре γn_0 , но в этом случае речь идёт о переносе энергии между возбуждёнными молекулами хлорофилла а. Необходимо отметить, что через двое суток после добавления ионов ТМ параметры σ и γn_0 у образцов с медью и ртутью и контроля близки. При этом, как видно из таблицы 1, фотофизические параметры водорослей в контрольном образце через 50 часов достаточно сильно изменились: произошло значительное увеличение сечения поглощения и уменьшение синглет-синглетной аннигиляции, по-видимому, из-за старения и гибели клеток водоросли. Можно предположить, что данный диапазон значений σ и γn_0 соответствует характеристикам «погибающей» клетки.

Выводы

Полученные в работе результаты свидетельствуют о том, что тяжёлые металлы влияют на фотофизические параметры, причем действие меди и ртути различно. Это открывает возможность определять, действию какого именно ТМ подвергся фитопланктон. Мы планируем провести эксперимент с расширенным набором токсикантов, что позволит сделать более глубокие выводы о перспективах использования фитопланктона как биоиндикатора качества воды.

Работа выполнена в рамках междисциплинарного научного проекта МГУ (МНП-4/2008), при поддержке РФФИ (грант № 08-05-00892).

Литература

1. В.В. Фадеев, Д.К. Бунин, П.С. Венедиктов. Методы лазерного мониторинга фотосинтезирующих организмов (обзор). Квантовая электроника, 1996, т. 23, № 11, с.963-972.
2. Z. Kolber, P. Falkowski. Use of active fluorescence to estimate phytoplankton photosynthesis in situ. Limnol. Oceanogr., 1993, v.38(8), pp.1646-1665.
3. Д.Н. Маторин. Использование флуоресцентных методов измерения активности фотосистемы II при биомониторинге фитопланктона. Биофизика, 2000, т.45, вып.3, с.491-494.
4. М.Ю. Горбунов, В.В. Фадеев, А.М. Чекалюк. Метод дистанционного лазерного мониторинга эффективности фотосинтеза фитопланктона. Вестник Московского Университета. Серия 3 физика, астрономия. 1991, т.32, №6, с.63-71.
5. Д.В. Маслов, Е.Е. Остроумов. Метод дистанционной лазерной биоиндикации качества воды. Сб. статей «Физические проблемы экологии (экологическая физика)», Москва: МАКСПресс, 2005, №12, с.166-177.
6. Д.В. Маслов, Л.В. Ильяш, Е.Е. Остроумов, С.И. Погосян, В.В. Фадеев. О возможностях диагностики состояния фотосинтетического аппарата фитопланкто-

на методом нелинейной лазерной флуориметрии. Биофизика, 2005, т.50, №5, с.843-850.

7. И.Г. Иванов, В.В. Фадеев. Лазерная флуоресцентная диагностика фитопланктона в режиме насыщения. Квантовая электроника, 1988, т.15, № 1, с.191-197.

8. Д.В. Маслов, В.В. Фадеев, П.Н. Литвинов. Трёхпараметрическая модель формирования флуоресцентного отклика фотосинтезирующих организмов при импульсном лазерном возбуждении. Вестник Московского Университета. Серия 3 физика, астрономия. 2002, №1, с.34-37.

9. Д.В. Маслов, Е.Е. Остроумов, В.В. Фадеев. Флуориметрия насыщения сложных органических соединений с высокой локальной концентрацией флуорофоров (на примере фитопланктона). Квантовая электроника, 2006, т.36, №2, с.163-168.

10. Д.Н. Клышко, В.В. Фадеев. Дистанционное определение концентрации примесей в воде методом лазерной спектроскопии с калибровкой по комбинационному рассеянию. ДАН СССР, 1978, т.238, №2, с. 320-323.

11. Д.В. Маслов, С.А. Буриков, П.Н. Литвинов. Трёхпараметрическая модель формирования флуоресцентного отклика фитопланктона - шаг к созданию метода биоиндикации качества воды *in situ*. Сборник статей «Физические проблемы экологии (экологическая физика)», Москва: изд. физического ф-та МГУ, 2002, №9, с. 169-179.

12. Д.К. Бунин, М.Ю. Горбунов, В.В. Фадеев, А.М. Чекалюк. Формирование флуоресценции хлорофилла "a" *in vivo* при наносекундном импульсном лазерном возбуждении. Квантовая электроника, 1992, т. 19, №5, с.421-423.

13. В.А. Польшов, Д.Н. Маторин, Д.В. Вавилин, П.С. Венедиктов, Действие низких концентраций меди на фотоингибирование фотосистемы II у *Chlorella vulgaris* (Beijer), Физиология растений, 1993, т. 40, №5, с.754-749.

14. Д.В. Маслов. Определение фотофизических параметров фитопланктона методом нелинейной лазерной флуориметрии. Диссертация на соискание ученой степени кандидата физ.-мат. наук. М.:МГУ, физический ф-т, 2003, 132 с.

ИНФОРМАЦИОННАЯ ДИНАМИКА ЦИВИЛИЗАЦИИ ПРИ ГЛОБАЛЬНЫХ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ОГРАНИЧЕНИЯХ

Долгоносов Б.М.

Институт водных проблем РАН

Предложен информационный подход к долговременной динамике численности населения в мире. Показано, что накопление информации человечеством при сохранении функциональных характеристик мозга человека является причиной наблюдаемого гиперболического роста численности населения в течение всей его истории. Разработана модель глобальной демографической динамики, описывающая эпоху гиперболического роста, а также современный переходный режим с постепенным прекращением роста, возможным падением численности в дальнейшем и установлением гомеостатического равновесия с биосферой.

Постановка задачи

Человечество может существовать в довольно узком диапазоне условий окружающей среды [1, 2]. Однако интенсивное использование ресурсов планеты приводит к разрушению биосферы, хаотизации климата, загрязнению среды обитания, истощению жизненно необходимых ресурсов и в конечном итоге к такому радикальному изменению условий среды, которое представляет серьезную угрозу устойчивому существованию цивилизации. В связи с этим насущной необходимостью становится развитие теоретических представлений, которые способны ответить на острые вызовы современности, в частности показать, каким образом экспансия цивилизации приходит в противоречие с возможностями биосферы поддерживать свой гомеостазис, каковы глобальные ограничения, которые накладывают состояние окружающей среды на численность человечества. Глобальная постановка проблемы предопределяет такой же крупномасштабный подход к ее решению, при котором для описания динамики цивилизации используются интегральные характеристики, а влияние среды опосредуется через действие неких обобщенных факторов, влияющих на численность людей на планете.

В ряде работ [3–8] было показано, что глобальные демографические данные, дополненные оценками палеодемографии и палеоантропологии, хорошо описываются гиперболическим законом $N \propto 1/(t_1 - t)$. При приближении к точке сингулярности t_1 этот закон дает взрывной рост численности населения N , более быстрый, чем мальтузианский экспоненциальный рост. Эпоха экстенсивного роста по гиперболическому закону охватывает временной интервал длительностью 1.6 млн. лет, включая палеолит, неолит и исторический период [6]. Сейчас она заканчивается на наших глазах – человечество пройдет воображаемую точку сингулярности уже в первой четверти текущего века. Это событие сопровождается переходным периодом, в течение которого в игру вступают глобальные ресурсные ограничения, вызывающие смену механизмов регуляции численности, замедление роста и отклонение от гиперболического закона с тенденцией к стабилизации численности и даже с возможным ее снижением в дальнейшем [6, 9]. По оптимальному сценарию ООН к началу следующего века численность приблизится к стационарному уровню 12 млрд. чел. Модель [5–7] прогнозирует более высокий уровень – 14 млрд. чел., но достигнут он будет позже, к концу XXII века.

Гиперболическому закону отвечает скорость роста народонаселения, пропорциональная квадрату его численности $dN/dt \propto N^2$, что принято называть режимом роста с обострением. Между тем, в популяционной экологии животных скорость роста популяции пропорциональна численности в первой степени. И только для малых популяций, когда размножение лимитируется частотой образования брачных пар, происходит переход к квадратичному закону [10].

Человечество, несмотря на этнические различия и государственные границы, представляет собой единую популяцию, которая связана мощными миграционными, материальными, энергетическими, финансовыми и информационными потоками. Размер человеческой популяции в индустриальную и особенно постиндустриальную эпоху огромен, так что говорить о трудностях в образовании пар не приходится. Почему же тогда скорость роста столь крупной популяции не линейна, а квадратична? С чем связано необычайная длительность этого режима роста, действующего практически всю историю человечества, несмотря на беспреце-

дентное изменение его численности – от ста тысяч до нескольких миллиардов человек? Можно ли указать движущую силу глобального демографического процесса, обеспечивающую рост в режиме с обострением? И, наконец, что ожидает цивилизацию после прекращения бурного роста – стабилизация или падение численности?

Ответы на эти вопросы надо искать в способности человеческой популяции производить знания (ценную информацию) и передавать их следующим поколениям, что превращает эту популяцию в цивилизацию.

Впервые влияние информационных факторов на глобальную демографическую динамику было изучено в работе [11], где цивилизация рассматривалась как открытая эволюционирующая система, наделенная памятью и способная производить информацию. Оказывается, что именно информационные факторы – количество накопленной человечеством информации и скорость ее производства – решающим образом влияют на численность населения. В настоящее время скорость производства новой информации по каналам генетической, нейронной и внешней памяти примерно одинакова и составляет $\sim 10^1 - 10^2$ бит/(чел.год). Количество накопленной информации во внешней памяти (фонды библиотек) $\sim 10^{14}$ бит, в генетической памяти $\sim 10^{13}$ бит, в нейронной памяти $\sim 10^{12} - 10^{13}$ бит. Информационная динамика цивилизации строилась в [11] на основе принципа наименьшего действия, из которого выведены уравнения производства информации в разных режимах. Связь между скоростью производства информации и численностью населения позволила перейти от информационной к демографической динамике. Рассмотрены разные режимы изменения численности населения, среди которых наиболее общим является колебательный режим с затуханием. В этом режиме численность быстро растет и по инерции проходит точку равновесия с окружающей средой. Рост продолжается еще некоторое время, но из-за избыточной численности разрушается среда обитания и наступает экологический кризис. Он приводит к коллапсу популяции, в результате которого ее численность обрушивается до уровня, ниже равновесного. За время коллапса среда постепенно восстанавливается, а вслед за этим возрастает и численность популяции, которая после нескольких колебаний входит в фазу стабилизации. Частным случаем такого поведения является режим с возвратом, когда после достижения максимума численность снижается до равновесного уровня (без серии затухающих колебаний).

В настоящей работе показано, что популяционные уравнения для режима с возвратом можно получить и без явного использования уравнений информационной динамики. Для развития теории всегда важна возможность вывода основных уравнений разными методами. Использование разных предпосылок повышает уровень доверия к полученным результатам.

Производство информации

Рассмотрим основные предпосылки, необходимые для вывода уравнений глобальной демографической динамики.

В отличие от популяций животных человек не только использует естественные ресурсы, но и непосредственно участвует в формировании своей ресурсной базы. Реализуется это двумя способами: 1) через создание технологий добычи и

переработки ресурсов и 2) через организацию ресурсных циклов, воспроизводящих ресурсы и восстанавливающих окружающую среду. Незрелое общество пользуется, главным образом, естественными ресурсами, одновременно накапливая информацию для совершенствования способов их добычи и переработки. Вместе с тем, постепенно формируются простейшие ресурсные циклы. В развитом обществе производство товаров растет в процессе накопления информации не столько за счет развития технологий, сколько благодаря созданию ресурсных циклов, организуя которые «человек всё более взваливает на себя бремя восстановления ресурсной базы, тем самым постоянно отодвигая обусловленный природой предел, но платя за это удорожанием ресурсов» [12].

Такая деятельность может развиваться только путем непрекращающегося производства информации, ее накопления и распространения. Именно в этом состоит исключительная роль информации в развитии цивилизации. Накопленная информация, стимулируя рост производства товаров и восстанавливая, хотя бы отчасти, ресурсную базу, должна оказывать решающее влияние на численность человечества. Мысль о том, что «не скорость размножения, а именно совокупный опыт, взаимодействия, распространение и передача из поколения в поколение знаний, обычаев и культуры качественно отличают эволюцию человечества и определяют скорость роста населения», была высказана еще в работе [13].

Конкретизируем смысл понятия информации (синонимы: знания, ценная информация или, наконец, макроинформация по Чернавскому [14]), имея в виду разные каналы ее накопления и передачи – это каналы генетической, нейронной и внешней памяти.

Генетический канал служит для накопления и передачи информации, ценной для вида. Изменение генетической информации происходит медленно, в эволюционном масштабе времени. Для более быстрой обработки информации служит нейронный канал – человеческий мозг. Он выполняет функцию процессора для обработки поступающих сигналов и извлечения ценной информации и одновременно функцию памяти для хранения информации. Вместе с тем для хранения информации используются различные материальные носители: книги, электронные запоминающие устройства и пр. (т.е. внешняя память). Различные факты накапливаются в памяти и анализируются с целью выработки правил, которые можно применять в типовых ситуациях. Совокупность фактов и правил образует знания человека. Индивидуальные знания, пройдя через процедуру публикации, становятся достоянием всего человечества и используются им для решения практических задач и производства новых знаний. Именно об этих обобществленных знаниях цивилизации идет речь в данной работе. Их количество характеризует уровень развития цивилизации.

Знания позволяют распознавать различные состояния мира, о которых можно судить по поступающим сигналам. В соответствии с определением количества информации по Шеннону [15, 16] связь между количеством знаний человечества q и числом распознаваемых им состояний R задается соотношением $q = \log_2 R$. Эта формула подразумевает равновероятность всех состояний, что, конечно, упрощает реальную ситуацию, но, тем не менее, дает качественно верную связь между количеством рецептируемой безусловной информации R , получаемой в виде сигналов из внешнего мира, и количеством условной информации q , генерируемой мозгом в процессе анализа этих сигналов [14]. Из приведенного соотношения следует, что

при данном уровне знаний q человечество способно распознавать $R = 2^q$ состояний. Таким образом, рост знаний экспоненциально расширяет кругозор цивилизации и ее возможности в сфере использования и воспроизводства ресурсов.

Скорость производства знаний ограничена функциональными возможностями мозга. В ходе эволюции появление развитой речи позволило людям свободно обмениваться информацией. В результате отпала биологическая потребность в росте объема мозга, как это было на ранних этапах становления человека. По этой причине на протяжении последнего миллиона лет человек биологически мало изменился, а все основное развитие и самоорганизация человечества происходили в социальной сфере [17]. Эволюция пошла по пути увеличения численности людей при неизменных функциональных характеристиках мозга, касающихся восприятия сигналов из внешнего мира, скорости их переработки и объема памяти.

При постоянном объеме памяти мозга сохраняется число состояний внешнего мира, распознаваемых одним человеком:

$$R/N = \text{const.} \quad (1)$$

Это соотношение выражает сохранение объема памяти мозга в процессе эволюции человека. Из него следует, что размер человеческой популяции пропорционален общему числу распознаваемых состояний: $N \propto R$. Поскольку R экспоненциально зависит от уровня знаний, то и N будет следовать тому же закону:

$$N \propto 2^q. \quad (2)$$

Для нахождения скорости производства знаний будем рассматривать ситуацию в среднем, пренебрегая индивидуальными различиями людей и их неодинаковым участием в производстве знаний. Сохранение биологических характеристик вида подразумевает, что средняя скорость переработки информации одним человеком (обозначим ее w) не изменяется с течением времени. Тогда для популяции из N человек общая скорость производства знаний будет равна

$$dq/dt = wN. \quad (3)$$

Это соотношение отражает сохранение скорости переработки информации мозгом человека в процессе его эволюции.

Популяционная динамика

Из формулы (2) следует соотношение

$$q = \text{const} + \log_2 N, \quad (4)$$

которое демонстрирует логарифмическую зависимость уровня развития цивилизации от достигнутой ею численности. Дифференцирование (4) позволяет найти связь между скоростью производства знаний и скоростью роста численности:

$$dq/dt \propto (1/N)(dN/dt).$$

Комбинация этой зависимости с соотношением (3) приводит к режиму с обострением

$$dN/dt = N^2/C \quad (5)$$

(C – постоянная), о котором говорилось выше и который дает гиперболический рост численности

$$N = C/(t_1 - t). \quad (6)$$

Выше уже отмечалось, что формула (6) использовалась в литературе как эмпирическая. Однако причины ее успеха в описании демографических данных не были вскрыты. Приводились лишь косвенные соображения в пользу этой модели [6], основанные на том, что процесс роста охватывает большой временной интервал и многие поколения людей. Поэтому время жизни одного поколения не должно явно входить в расчет. Это требование, понимаемое как отсутствие характерного масштаба времени, привело к степенной зависимости типа $|N - N_1| = C|t - t_1|^\alpha$ (где α , N_1 и t_1 – постоянные), частным случаем которой является формула (6).

Подчеркнем, что вывод уравнения (5) и его следствия (6) основан на двух постулатах: 1) число состояний внешнего мира, распознаваемых одним человеком, не изменяется с течением времени, 2) скорость производства знаний человечеством пропорциональна его численности. В основе этих постулатов лежат представления о неизменности функциональных характеристик мозга человека – объема памяти и скорости переработки информации.

Значения параметров в (6), полученные разными авторами, несколько различаются. Фёрстер и др. [3], рассматривая вместо (6) более общую зависимость $N = C(t_1 - t)^\alpha$, нашли $\alpha = -0.99$, $C = 179 \cdot 10^9$ чел.год, $t_1 = 2027$ год, подтверждая справедливость формулы (6) тем фактом, что α близко к -1 . Хорнер [4] провел анализ демографических данных уже на основе (6) и получил близкий результат $C = 200 \cdot 10^9$, $t_1 = 2025$ год. Разные варианты расчетов Капицы [6] дали $C = 180$ – 200 , а $t_1 = 1998$ – 2025 год.

Вблизи точки демографической сингулярности начинают действовать ресурсные и биосферные ограничения, тормозящие рост численности. В популяционной динамике эти ограничения обычно учитывают на основе представлений о несущей емкости среды K [18]. Эта величина определяется как максимальный размер популяции, который может быть достигнут при заданном объеме ресурсов. Используя это понятие, модифицируем правую часть (5) следующим образом:

$$dN/dt = (N^2/C)(1 - N/K). \quad (7)$$

Уравнение (7) при $K = \text{const}$ описывает режим роста со стабилизацией. В рамках этой модели с течением времени достигается стационарное состояние с численностью $N = K$. Вдали от стационарного состояния, когда численность мала $N \ll K$, уравнение (7) сводится к (5).

Известная в популяционной динамике [10] модель со стабилизацией (7) впервые использована для демографических целей в [19]. По оценкам этой работы предельная численность человечества достигнет 7.4 млрд. чел. к середине XXI века.

Для развитой цивилизации приближение постоянной емкости среды нереалистично, поскольку, в отличие от животных, человек сам участвует в формировании своей ресурсной базы, изменяя тем самым величину K .

Емкость среды представляет собой отношение общего объема ресурсов R_0 к средним потребностям одного человека R_1 , т.е. $K = R_0/R_1$. Незрелое общество малой численности слабо влияет на ресурсную базу, поэтому $R_0 \approx \text{const}$. Рост

знаний q приводит, через создание новых технологий, к пропорциональному увеличению потребностей человека: $R_1 \propto q$. В итоге емкость среды, сначала очень большая, постепенно убывает по закону $K \propto 1/q$. В развитом обществе объем ресурсов R_0 растет с накоплением знаний благодаря формированию ресурсных циклов. Одновременно растут потребности человека R_1 ввиду удорожания ресурсов, увеличения затрат на жилье, медицину, образование и т.д., появления новых товаров и услуг. По достижении стационарной численности населения рост знаний продолжается, поддерживая рост ресурсов R_0 и потребностей R_1 , но так, что их отношение остается практически постоянным: $K \approx \text{const}$.

Найдем зависимость $K(q)$, которая согласуется с описанным качественным поведением емкости среды. Так как вся деятельность человечества по изучению материального мира направлена в конечном итоге на выявление и производство новых ресурсов, их общий объем R_0 будет расти пропорционально числу распознаваемых человечеством состояний мира R . Как отмечалось выше, R экспоненциально увеличивается с накоплением знаний, поэтому таким же образом будет расти и общий объем ресурсов $R_0 = ce^{\alpha q}$, где α и c – некоторые положительные постоянные. Потребности человека R_1 растут (предположительно линейно) с увеличением общего объема ресурсов:

$$R_1 = a + bR_0, \quad (8)$$

где a и b – постоянные ($b > 0$). Для определения взаимосвязи между параметрами учтем, что человечество не может существовать без информации, так как теряется способность ориентироваться в сложном мире. Поэтому в пределе $q \rightarrow 0$ должны исчезать потребности человека $R_1 \rightarrow 0$, а общие ресурсы – стремиться к минимуму $R_0 \rightarrow c$ (остается только то, что есть в природе в готовом виде). Указанные условия в применении к (8) приводят к $a + bc = 0$, или $a = -bc$. Следовательно, (8) можно представить в виде $R_1 = bc(e^{\alpha q} - 1)$.

Составляя отношение R_0 / R_1 , найдем емкость среды

$$K = N_c e^{\alpha q} / (e^{\alpha q} - 1), \quad (9)$$

где введена демографическая емкость Земли $N_c \equiv 1/b$, к которой стремится K при безграничном росте знаний. Эта величина соответствует наибольшему размеру человеческой популяции, который может вынести биосфера планеты без ее необратимой деградации.

Скорость изменения емкости среды в процессе роста знаний человечества трудно определить, если продифференцировать по времени соотношение (9) и использовать связь (3). После ряда преобразований получим

$$dK/dt = \alpha(NK/C)(1 - K/N_c) \quad (10)$$

($C \equiv 1/w$). Отметим, что (10) не содержит какого-либо упоминания о количестве накопленных знаний q , а оперирует только с переменными K и N . Оно имеет

естественную интерпретацию: скорость изменения емкости среды пропорциональна 1) самой емкости (т.е. наличному объему ресурсов), 2) численности населения, которое использует и воспроизводит ресурсы, 3) отклонению емкости от ее предельного значения N_c .

На раннем этапе развития человечества размер популяции мал $N \ll N_c$, а емкость среды, напротив, велика $K \gg N_c$. Со временем численность растет, а емкость снижается. В конечном итоге достигается стационарное состояние, в котором $N = K = N_c$.

Сценарии развития

Модель переходного периода включает уравнения (7) и (10) и начальные условия $N = N_0$, $K = K_0$ при $t = t_0$. Эта задача решалась численно методом Рунге-Кутты 4-го порядка.

Построенная модель применима не только в переходный период, но и в предшествующую эпоху экстенсивного роста, поскольку она включает в себя в качестве частного случая режим роста с обострением по уравнению (5).

Модель содержит пять параметров: N_0 , K_0 , N_c , C , α , которые должны быть найдены по демографическим данным. С этой целью использовались данные из работ [17, 20, 21]. Отсчет времени начинается от момента $t_0 = -1.6$ млн. лет, когда сформировался вид *Homo habilis*. Его численность N_0 в то время составляла порядка 100 тыс. чел. Последующий рост происходил в режиме с обострением, для которого ранее [4] было найдено значение $C = 200$ млрд. чел-год. Расчет с этим значением C дает $N_0 = 125$ тыс. чел. в согласии с общепринятыми оценками. Возможности окружающей среды в то время были практически неограниченными, т.е. формально $K_0 = \infty$. Дальнейший ход численности показан на рис. 1 прямой линией. Видно, что режим с обострением действовал почти до конца XX века. Далее начинается переходный период, в течение которого темп прироста численности снижается, а затем численность либо стабилизируется на некотором уровне, либо достигает максимума и падает до более низкого уровня. Динамика численности в переходный период показана на рис. 2. Рассчитывались различные сценарии переходного процесса. Для некоторых сценариев значения параметров модели представлены в таблице. Они находились с использованием демографических данных за период 1950–2003 гг. [20] на основе метода наименьших квадратов.

Отметим очевидное отклонение режима с обострением от демографических данных при приближении к точке сингулярности (уходящая вверх кривая на рис. 2). Дальнейшее развитие неоднозначно. Имеющимся демографическим данным не противоречат сценарии развития с разными значениями α . При высоких α численность населения монотонно растет, достигая насыщения (как в сценарии 1). С уменьшением α численность достигает максимума, а затем падает до некоторого уровня N_c , зависящего от параметра α , как показано на рис. 3. В интервале $\alpha = 0 - 1$ эмпирические данные хорошо описываются регрессией $N_c = 8.35\alpha - 1.77\alpha^2$ с коэффициентом детерминации $R^2 = 0.999$.

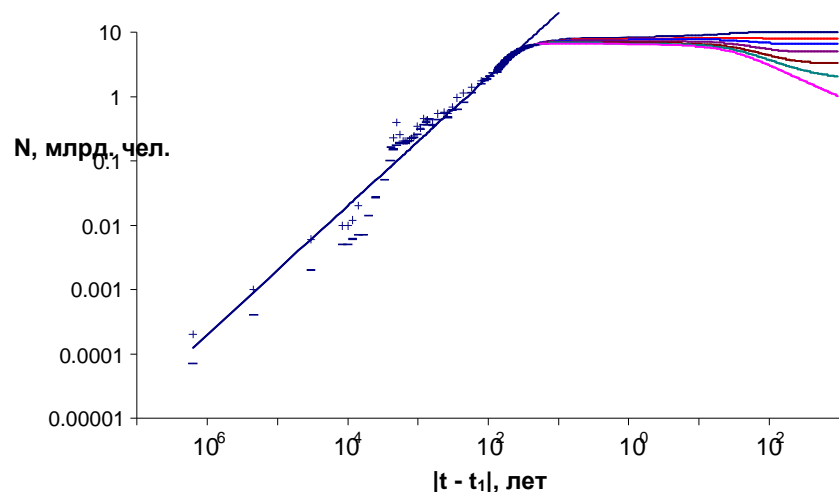


Рис. 1. Динамика численности человечества за период 1.6 млн. лет с различными сценариями дальнейшего развития. По оси абсцисс – время до и после момента обострения. Демографические данные: «+» – оценки сверху, «-» – оценки снизу. Прямая соответствует режиму с обострением. Кривые – модельные расчеты по сценариям 1–7 (см. таблицу); номера кривых возрастают сверху вниз.

Таблица. Параметры рассчитанных сценариев

№ сценария	t_c , год	N_c , млрд.	α	N_{\max} , млрд.*	t_{\max} , ГОД*	s , МЛН.
1	20	10	1.81	10	∞	102.6
2	25	8	1.28	8.27	2049	91.5
3	30	6.67	1.02	7.67	2033	88.6
4	40	5	0.709	7.25	2025	83.1
5	60	3.33	0.442	7.00	2020	78.5
6	100	2	0.251	6.87	2017	75.2
7	2000	0.1	0.0118	6.71	2014	71.4

* N_{\max} – максимальная численность, достигаемая в момент t_{\max} .

При малых α велика разница между максимальной численностью цивилизации N_{\max} и ее стационарным уровнем N_c (см. таблицу). Вблизи точки максимума планета сильно перенаселена, а несущая емкость биосферы значительно превышает, вследствие чего следует драматическое падение численности. Иная ситуация при больших α . Промежуточный максимум отсутствует, а численность населения постепенно дорастает до несущей емкости биосферы.

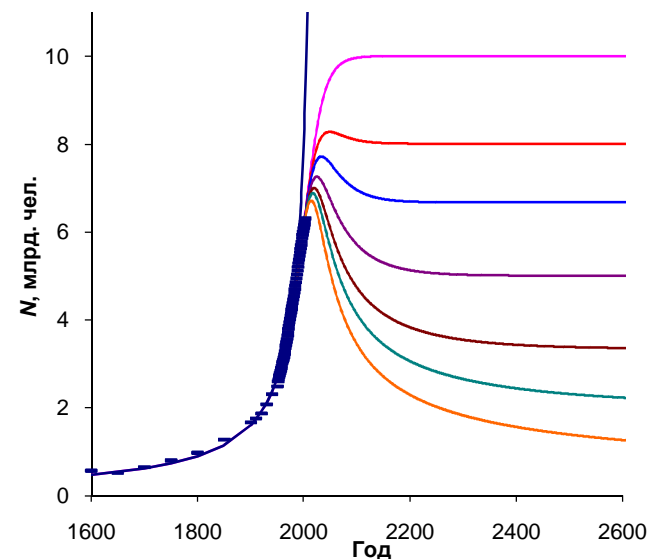


Рис. 2. Динамика численности человечества в переходный период. Маркеры показывают средние демографические данные. Кривая для режима с обострением уходит на бесконечность по мере приближения к точке сингулярности. Другие кривые упорядочены как на рис. 1.

Таким образом, параметр α показывает, насколько демографическая динамика согласована с возможностями биосферы. Можно сказать, что α характеризует внутреннюю управляемость цивилизации, ее способность оценить реальность и вовремя погасить инерцию роста численности. Чем меньше управляемость α , тем с более страшными катаклизмами столкнется цивилизация в переходный период, среди которых перенаселенность, войны и разрушение биосферы.

Продолжительность переходного периода характеризуется временным масштабом t_c , который связан с N_c соотношением $N_c t_c = C$. В таблице представлены сценарии, упорядоченные по возрастанию t_c – от 20 до 2000 лет. Там же указаны соответствующие значения N_c и α . Кроме того, найдено стандартное отклонение s расчетных кривых от демографических данных. Зависимость s от α изображена на рис. 3. Для сценариев 1–7, показанных на рис. 1 и 2, величина s находится в пределах 70–100 млн. чел.

Ошибка самих демографических данных составляет [22] около 5%, т.е. 200–300 млн. чел., что превышает отклонение расчетных кривых от исходных данных. Неточность данных не позволяет отдать предпочтение какому-либо сценарию из представленных на рис. 2.

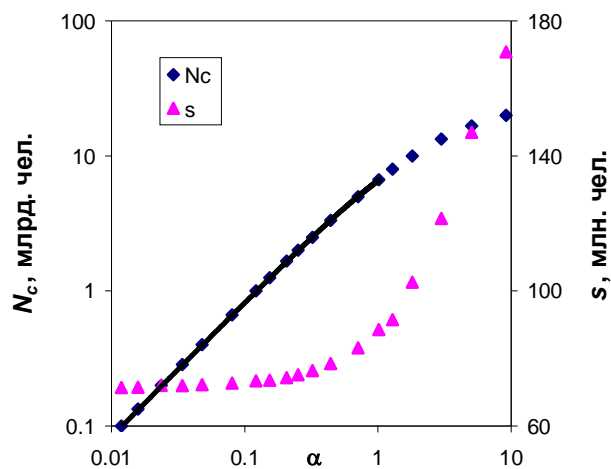


Рис. 3. Демографическая емкость N_c в зависимости от параметра α .

Рассмотрим крайние сценарии. Сценарий 1 близок к официальному прогнозу ООН [23], согласно которому численность населения возрастет до 9.1 млрд. чел. к середине текущего века и продолжит увеличиваться дальше. Сценарий 7 дает максимум численности в 6.7 млрд. чел., достигаемый в 2014 г. (см. таблицу). После этого идет снижение численности, сначала быстрое, а затем медленное, в течение примерно 2000 лет.

Для ограничения числа возможных сценариев необходимо использовать независимые оценки стационарного уровня N_c . В настоящее время человечество потребляет по оценкам [2, 24] около 20% планетарной биомассы (в энергетическом эквиваленте), тогда как допустимое изъятие, не разрушающее биосферу, не превышает 1% [2]. То же можно сказать и об антропогенном тепловыделении, которое составляет 15-23% от производства энергии всей биосферой при допустимом пороге в 1%. Таким образом, человечество уже примерно в 20 раз превысило допустимый предел мощности своей экономики и вышло за пределы устойчивости биосферы. Возврат к разумному хозяйствованию возможен только при снижении на порядок численности населения [2, 25]. Сегодня человечество достигло уровня 6.5 млрд. чел. Исходя из этого, получаем интервальную оценку $N_c \sim 0.1-1$ млрд. чел., что находится между сценариями 6 и 7 (см. таблицу и рис. 2). Таким образом, возможен вариант, когда численность населения достигнет максимума около 7 млрд. чел. в 2014–2017 гг. Затем пойдет быстрый спад численности до уровня 5.1–5.6 млрд. чел. к 2050 г. и далее до уровня 3.4–4.1 млрд. чел. к 2100 г. Последующая более медленная стабилизация численности может занять от сотен до тысяч лет.

Подчеркнем, что сценарии с радикальным изменением численности неизбежно сопряжены с крупномасштабными социальными катаклизмами вследствие дестабилизации окружающей среды, истощения ресурсов, различий в скоростях роста населения разных стран и неравномерности их экономического развития.

Заключение

Подводя итоги, ответим на вопросы, поставленные в начале статьи.

Квадратичная зависимость скорости роста от численности человечества обусловлена непрерывающимся производством знаний при сохранении биологических характеристик мозга человека в процессе его эволюции.

Неизменность параметров мозга, таких как объем памяти и скорость переработки информации, на протяжении всей предыстории человечества от формирования вида *Homo habilis* вплоть до конца XX века служит причиной длительного действия режима с обострением. Глобальные ресурсные ограничения приводит к смене характера роста – от режима с обострением к режиму с возвратом и стабилизацией численности.

Единственной крупномасштабной движущей силой глобального демографического процесса являются знания. В эпоху роста с обострением именно количество накопленных знаний выступает в качестве медленной переменной, к которой подстраивается численность населения. Однако с началом действия глобальных ресурсных ограничений роль основного регулятора численности постепенно переходит от количества накопленных знаний к скорости их производства. Высокая скорость жизненно необходима для создания ресурсных циклов, разрешения внутренних противоречий цивилизации и противостояния перманентно возникающим новым вызовам природы. При постоянной скорости производства знаний численность человечества в конечном итоге стабилизируется на уровне, обеспечивающем гомеостатическое сосуществование цивилизации и биосферы.

Глобальная демографическая динамика задается системой уравнений для численности населения и несущей емкости среды. Эти уравнения описывают режим с обострением и переходный режим в двух вариантах: 1) уменьшение темпов прироста численности и ее стабилизация на высоком уровне, 2) прохождение максимума численности, коллапс и стабилизация на низком уровне. Какой из вариантов будет реализован, зависит от возможностей биосферы. Современные оценки демографической емкости Земли говорят в пользу второго варианта.

Литература

1. Горшков В.В., Дольник В.П. Энергетика биосферы // Успехи физ. наук, 1980. Т. 131, № 3. С. 441–478.
2. Горшков В.Г. Физические и биологические основы устойчивости жизни. М.: ВИНТИ, 1995.
3. von Foerster H., Mora P.M., Amiot L.W. Doomsday: Friday, 13 November, A.D. 2026 // Science, 1960. Vol. 132. P. 1291–1295.

4. von Horner S. Population explosion and interstellar expansion // J. Brit. Interplanet. Soc., 1975. Vol. 28. P. 691.
5. Капица С.П. Математическая модель роста народонаселения мира // Мат. моделирование, 1992. Т. 4, №6. С. 65–79.
6. Капица С.П. Феноменологическая теория роста населения Земли // Успехи физ. наук, 1996. Т. 166, № 1. С. 63–80.
7. Капица С.П., Курдюмов С.П., Малинецкий Г.Г. Синергетика и прогнозы будущего. М.: Наука, 1997. 284 с.
8. Подлазов А.В. Теоретическая демография. Модели роста народонаселения и глобального демографического перехода // Новое в синергетике: Взгляд в третье тысячелетие. М.: Наука, 2002. С. 324–345.
9. Северцов А.С. Динамика численности человечества с позиций популяционной экологии животных // Бюл. Моск. общества испытателей природы. Отд. биол., 1992. Т. 97, №6. С. 3-17.
10. Свирижев Ю.М. Нелинейные волны, диссипативные структуры и катастрофы в экологии. М.: Наука, 1987. 368 с.
11. Dolgonosov B.M., Naidenov V.I. An informational framework for human population dynamics // Ecological Modelling, 2006. Vol. 198, № 3–4. P. 375–386.
12. Люри Д.И. Траектории развития экологических кризисов // Докл. РАН, 2004. Т. 394, №2. С. 252–254.
13. Анисимов В.В. О законе возрастания сложности эволюционирующих систем, 2004. <http://aicommunity.narod.ru/TheBase/KombEvol.html>
14. Чернавский Д.С. Синергетика и информация. Динамическая теория информации. М.: УРСС, 2004. 288 с.
15. Николс Дж. Динамика иерархических систем: Эволюционное представление. М.: Мир, 1989. 488 с.
16. Хакен Г. Информация и самоорганизация: Макроскопический подход к сложным системам. М.: Мир, 1991. 240 с.
17. The Cambridge Encyclopedia of Human Evolution. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1994.
18. Jørgensen S.E. Fundamentals of Ecological Modelling. Amsterdam: Elsevier, 1994.
19. Найденев В.И., Кожевникова И.А. Математические модели численности населения Земли // Докл. РАН, 2003. Т. 393, №5. С. 591–596.
20. Total Midyear Population for the World:1950–2050. <http://www.census.gov/ipc/www/worldpop.html>
21. Biraben, J.-N. Essai sur l'évolution du nombre des hommes // Population, 1979. № 1. P. 13.
22. Keyfitz, N. Applied Mathematical Demography. New York: Wiley, 1977.
23. World population prospects: The 2004 Revision // Population Newsletter, 2005. № 79. <http://www.unpopulation.org>
24. Vitousek, P.M., Ehrlich, P.R., Ehrlich, A.N., Matson, P.A. Human appropriation of the products of photosynthesis // BioScience, 1986. Vol. 36. P. 368–373.
25. Поляков В.И. Неизбежность развития глобального экологического кризиса в XXI веке // Энергия, 2002. № 9. С. 42–49.

СПЕКТРЫ МОЩНОСТИ РЕЧНОГО СТОКА В АНАЛИЗЕ ЭКОЛОГО-ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ

Долгоносов Б.М., Корчагин К.А.

Институт водных проблем РАН

На основе уравнений баланса стока и влагозапаса в речном бассейне получен спектр мощности стока в виде произведения трех факторов: $1/f$ -шума, лоренциана и суммы затухающих периодических компонент на годовой частоте и ее гармониках. Найденная теоретическая зависимость используется для обработки временных рядов суточных расходов р. Волги (г. Старица) и р. Москвы (пос. Рублево). Обнаружены две спектральные области с разными наклонами степенных трендов, точка перехода между которыми соответствует периоду в 12 суток. Полученный спектр мощности может быть использован для анализа процессов выноса примесей с водосбора, что важно для оценки экологических последствий химического и бактериального загрязнения речного бассейна.

Состояние проблемы

Спектральный анализ позволяет извлечь из временных рядов стока воды и примесей с речного водосбора информацию о вкладах разномасштабных колебательных процессов. Этот метод дает наименее смещенные результаты и малый разброс оценок фрактальной размерности корреляционной функции [1].

Фенг и др. [2] проанализировали 17-летний временной ряд еженедельных данных по р. Хафрен (Плинлимон, Уэльс) и показали, каким образом спектральный анализ долговременных гидрологических и гидрохимических данных можно использовать для суждений по поводу распределения времен пребывания на водосборе и измерения времен запаздывания реагирующих примесей в масштабе всего водосбора. Было показано, что частый отбор проб (например, суточный или чаще) особенно полезен для выявления кратковременной химической динамики, которая наиболее ясно отражает взаимодействие подповерхностных химических и гидрологических процессов. Авторы обнаружили, что флуктуации времен пребывания сильнее демпфируются в потоке, чем в атмосферных осадках. Это также отмечалось в [3]. Химический спектр мощности выглядит как белый шум в осадках и как $1/f$ -шум в водотоке.

В ряде работ [2-8] было обнаружено, что эмпирические спектры мощности стока состоят из дискретных компонент на фоне флуктуаций в виде $1/f$ -шума. Корреляционные функции этих флуктуаций имеют степенную зависимость от временного сдвига [9], что типично для дробных гауссовых шумов, введенных в [10]. Степенная зависимость говорит о наличии длительного последствия в корреляциях. Это контрастирует с авторегрессионными моделями, у которых корреляционная функция затухает со временем. Несколько раньше было обнаружено [11], что различные климатические и гидрологические временные ряды продуцируют перенормированные степенные зависимости со средним значением показателя Херста $H = 0.73$. В [12] было показано, что дробный гауссов шум с показателем степени $-1/2$ дает перенормированную степенную зависимость с $H = 0.75$, что близко к указанному выше значению.

В [5] были рассчитаны спектры мощности по временным рядам речных расходов и осадков на сотнях станций по всему миру. Средний спектр мощности S

для этих явлений имеет степенную зависимость от частоты $S(f) \sim f^{-1/2}$. Наличие длительной памяти, проистекающей из наличия степенного тренда у этого спектра, существенно влияет на возникновение экстремальных событий по сравнению со стандартными авторегрессионными моделями с короткой памятью.

Известно [13], что некоторые стохастические дифференциальные уравнения в частных производных имеют решения с длительным последствием в пространстве и времени. Случайные процессы с долговременными корреляциями и $1/f$ -шумом в спектрах мощности имеют распределения вероятностей с тяжелыми хвостами [14]. Как показано в работах [15-18], этот тип распределений вероятностей речных расходов и показателей качества воды можно вывести и из некоторых стохастических обыкновенных дифференциальных уравнений.

Сезонные эффекты в водотоках исследовались в [19] на основе 123-летних данных о ежедневных расходах воды, где были представлены свидетельства об изменении времени наступления и амплитуды сезонных явлений.

Данные о ежегодном речном стоке, дождях, температуре и годовых кольцах деревьев на среднем западе США были обработаны в [20] на основе мультиконусного метода (multi-taper method) спектрального анализа. Во всех этих данных были выделены многолетние колебания, имеющие общие периоды 2.5–2.6, 3–3.5, 5–6 и 10.7–11.1 лет. Наблюдались также периоды 17.9–19.6 и 60–69 лет в температурных данных, 21–26 лет в речном стоке и 32–34 лет в дождях. Имеются существенные свидетельства о смещении этих периодических компонент со временем.

Спектральный анализ многолетних данных о стоке крупных рек по всему миру был применен в [21] для выявления влажных и сухих периодов. Было продемонстрировано существование долговременных флуктуаций расхода (20–30 лет) и сдвиг в возникновении крупных экстремальных расходов по всему миру.

Между тем, в работах [22-24] выражается сомнение в статистической состоятельности оценок периодов многолетних колебаний из-за недостаточной продолжительности гидрологических рядов, а также указывается на некоторые методические погрешности обработки данных для получения корреляционных функций и их спектров (сглаживание данных и учет краевых эффектов при вычислении автокорреляции, особенности фильтрации короткопериодических составляющих при нахождении спектров), которые могут привести к различным артефактам и к их истолкованию в пользу долгопериодических корреляций в рядах речного стока.

В [8] изучены временные корреляции и мультифрактальные свойства расходов крупных рек по данным 41 гидрологической станции по всему миру. Чтобы обнаружить долговременные корреляции и мультифрактальное поведение при наличии трендов, авторы использовали спектральный анализ флуктуаций за вычетом тренда, мультифрактальную реализацию этой методики, а также вейвлет-анализ. Было найдено, что за время, превышающее критическую величину порядка нескольких недель, имеются долговременные корреляции, которым соответствует корреляционная функция, затухающая как $C(\tau) \sim \tau^{-\gamma}$ с ростом сдвига по времени τ . Показатель степени γ варьирует от реки к реке в интервале от 0.1 до 0.9. Степенное затухание $C(\tau)$ соответствует степенному росту связанной с ней флуктуа-

ционной функции $F_2(\tau) \sim \tau^H$ с показателем Херста $H = 1 - \gamma/2 = (1 + \beta)/2$, где β – показатель спектра мощности стока в зависимости от частоты $S(f) \sim f^{-\beta}$.

В [4] исследованы спектры мощности 30 рек Франции с площадью водосборов от 40 до 200 км² на основе рядов ежесуточных речных расходов продолжительностью до 30 лет. Было продемонстрирована мультифрактальная природа речного стока с двумя частотными областями, переход между которыми соответствует периоду около двух недель и интерпретируется как глобальный атмосферный синоптический максимум [25]. Усредненный по ансамблю рек спектральный показатель речного стока был оценен как $\beta = 1.3$ в интервале периодов от 1 до 16 дней и $\beta = 0.52$ в интервале периодов от 1 месяца до 30 лет.

На основе анализа 19 континентальных речных бассейнов США Пандей и др. [6] пришли к выводу о фрактальной природе ежесуточных рядов речного стока в широком интервале масштабов, охватывающих от 2³ до 2¹⁶ суток. Для большинства рек наблюдался излом степенного тренда в спектре мощности стока при периодах около недели, что составляет половину атмосферного синоптического максимума. Для масштабов, превышающих 8 дней, были оценены универсальные мультифрактальные параметры, характеризующие бесконечную иерархию скейлинговых показателей. Для нормированного ансамбля рек спектральный показатель в низкочастотной области варьировал от $\beta = 0.73$ до 1.88 со средним значением 0.72. Несмотря на то, что площади бассейнов охватывают 6 порядков величины, результаты не зависят от размера бассейна и его геологических особенностей. Влияние годового цикла в работах [4] и [6] не рассматривалось.

Спектры мощности стока в двух крупных речных бассейнах – Дуная и Миссисипи – описаны в [7]. Спектры мощности имеют две разные спектральные области со степенной зависимостью тренда от частоты. Граница между этими областями соответствует переходной частоте f_c , а степенные тренды имеют значения спектрального показателя $\beta = 1$ и 3 при низких и высоких частотах соответственно. Для различных водосборов на р. Миссисипи все спектры мощности подобны друг другу и демонстрируют $1/f$ -поведение вплоть до самой низкой частоты. Для водосборов на р. Дунай переходная частота f_c зависит от площади водосбора. На низких частотах спектры также ведут себя по типу $1/f$. С увеличением площади водосбора величина f_c уменьшается, а спектр сдвигается в соответствии с лоренцианом $(f_c^2 + f^2)^{-1}$. Такое поведение подразумевает экспоненциально убывающие временные корреляции с характеристическим временем затухания $\tau_c = 1/f_c$.

В [26] проведен анализ временных рядов суточных расходов воды в р. Блаве (Герледан) за период с 1939 по 1999 гг. Эта кельтская река демонстрирует наиболее высокие перемежающиеся пики по сравнению с другими реками этого региона. Спектральный показатель оценивается как $\beta = 1.3$ для временных масштабов менее года. Никаких особенностей в поведении спектров на временах порядка двух недель здесь не наблюдалось в отличие от работ [4, 6, 27].

В рассмотренных выше работах $1/f$ -шум был найден путем эмпирического анализа стоковых рядов, без теоретического обоснования, а наличие лоренциана в спектре было угадано по изменению спектрального показателя примерно на две единицы при транзите через переходную частоту. Спектральные компоненты на

годовой частоте и кратных частотах вообще остались без внимания. В связи с этим, цель данной работы состоит в том, чтобы получить вид спектра мощности внутрigoдовых колебаний стока на основе теоретических предпосылок, рассматривая динамику стока в масштабе водосбора в целом.

Динамика стока

Обратимся к динамике речного стока в масштабе всего водосбора, учитывая стохастичность осадков. Определим удельный влагозапас водосбора (или слой воды) как $h = V/A$, где V – суммарный объем вод, питающих речную сеть, A – площадь водосбора. Удельный сток с водосбора (или слой стока) представляет собой отношение $q = Q/A$, где Q – расход воды через контрольный створ. Изменение влагозапаса со временем происходит в соответствии с уравнением

$$dh/dt = p(t) - q, \quad (1)$$

где $p(t)$ – эффективные осадки, т.е. интенсивность поступления воды за счет осадков за вычетом потерь воды на испарение и инфильтрацию. В [17] было выведено скейлинговое соотношение между стоком и влагозапасом

$$q = kh^d, \quad (2)$$

где d – показатель скейлинга, $d \in [3/2, 3]$, k – коэффициент стока, отражающий влияние гидравлического сопротивления при течении воды по поверхности водосбора: чем больше сопротивление, тем меньше k . Подставляя (2) в (1), получим

$$dh/dt = p(t) - kh^d. \quad (3)$$

Уравнения (2), (3) описывают динамику стока в масштабе водосбора в целом.

В стационарном состоянии $dh/dt = p - kh^d = 0$ и $h = (p/k)^{1/d}$. Далее будем обозначать стационарные величины индексом 0, а отклонения от них – индексом 1. В этих обозначениях $h_0 = (p_0/k)^{1/d}$. При небольшом отклонении от стационарного состояния

$$p(t) = p_0 + p_1(t), \quad h(t) = h_0 + h_1(t), \quad |p_1| \ll p_0, \quad |h_1| \ll h_0 \quad (4)$$

уравнение (3) линеаризуется

$$dh_1/dt = p_1(t) - \kappa h_1, \quad (5)$$

где введена константа затухания

$$\kappa = dk h_0^{d-1} = dk^{1/d} p_0^{1-1/d}, \quad (6)$$

которая зависит как от характеристик водосбора (через k и d), так и от выпадения осадков (через p_0).

Спектр мощности стока

Фурье-преобразование уравнения (5) дает

$$i\omega H(\omega) = P(\omega) - \kappa H(\omega), \quad (7)$$

где $H(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} h_1(t)e^{-i\omega t} dt$, $P(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} p_1(t)e^{-i\omega t} dt$. Из (7) следует

$$H(\omega) = (\kappa + i\omega)^{-1} P(\omega). \quad (8)$$

Используя (8), можно найти спектральную плотность автокорреляционной функции (называемую также спектром мощности) для влагозапаса:

$$S(\omega) = |H(\omega)|^2 = (\kappa^2 + \omega^2)^{-1} |P(\omega)|^2. \quad (9)$$

Спектр мощности осадков содержит дельтаобразные отклики на периодические процессы, на которые наложен мультипликативный шум, спадающий по степенному закону:

$$|P(\omega)|^2 = \sum_{n \geq 1} B_n |\omega|^{-\beta} [\delta(\omega - \omega_n) + \delta(\omega + \omega_n)], \quad (10)$$

где n – номер спектральной компоненты, ω_1 – основная частота, соответствующая годовой периодичности процессов, $\omega_n = n\omega_1$ – кратные частоты, B_n – амплитуды соответствующих откликов.

Автокорреляционная функция обладает годовой периодичностью, которая затухает со временем. Причина затухания заключается в потере информации о деталях случайного процесса при усреднении по ансамблю реализаций. Наличие затухающих колебаний автокорреляционной функции проявляется в ее спектре как расплывание δ -функции. Вместо $\delta(\omega \pm \omega_n)$ – бесконечного пика с нулевой шириной – появляется пик $\delta(\omega \pm \omega_n, \varepsilon_n)$ с конечной шириной ε_n и высотой $1/\varepsilon_n$, описываемый функцией

$$\delta(x, \varepsilon) = \pi^{-1} \varepsilon (\varepsilon^2 + x^2)^{-1},$$

в пределе $\varepsilon \rightarrow 0$ переходящей в $\delta(x)$. Подстановка (10) в (9) с учетом конечности ε_n дает

$$S(\omega) = |\omega|^{-\beta} (\kappa^2 + \omega^2)^{-1} \sum_{n \geq 1} B_n [\delta(\omega - \omega_n, \varepsilon_n) + \delta(\omega + \omega_n, \varepsilon_n)]. \quad (11)$$

Таким образом, спектральная плотность влагозапаса в низкочастотной области $|\omega| < \kappa$ убывает по закону $\sim |\omega|^{-\beta}$, а в высокочастотной $|\omega| > \kappa$ – по закону $\sim |\omega|^{-\beta-2}$, т.е. заметно быстрее. Изменение поведения происходит в переходной области $|\omega| \sim \kappa$.

На основе (11) нетрудно получить спектр речного стока. Выделим из полного стока его стационарную часть и отклонение от нее: $q(t) = q_0 + q_1(t)$. Используя (2) и (4), получим $q_0 = kh_0^d = p_0$ и $q_1 = \kappa h_1$. Из последнего уравнения следует $Q(\omega) = \kappa H(\omega)$, где $Q(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} q_1(t)e^{-i\omega t} dt$ – Фурье-образ функции $q_1(t)$. Следовательно, в принятом приближении спектр мощности речного стока $|Q(\omega)|^2$ отличается от спектра мощности влагозапаса (11) только постоянным множителем κ^2 . Если переопределить параметр B_n , домножив его на κ^2 , т.е. $B_n^{\text{new}} = \kappa^2 B_n$, то для спектра стока можно пользоваться той же формулой (11).

Спектр мощности (11) представляет собой произведение трех множителей. Первый из них – это непрерывный шум типа $1/f^\beta$ с $\beta \sim 1$. Второй – лоренциан

$(f_c^2 + f^2)^{-1}$. Наконец, третий – это сумма спектральных компонент на годовой частоте и кратных частотах. Здесь введена частота $f = \omega/2\pi$ и переходная частота $f_c = \kappa/2\pi$, соответствующая константе затухания κ . Если f мало по сравнению с f_c , поведение спектра определяется $1/f$ -шумом. Но когда f переходит через точку f_c , лоренциан преобразуется в f^{-2} и, будучи умноженным на шумовой фактор, дает тренд $1/f^{\beta+2}$ на высоких частотах.

Обработка эмпирических данных и обсуждение

Полученные теоретические соотношения применены к анализу конкретных гидрографов речного стока. В качестве исходных данных для расчета спектральных характеристик стока использованы временные ряды среднесуточных расходов воды для р. Волги в створе г. Старица (площадь водосбора 21100 км², интервал наблюдения 1979–1996 гг.) и р. Москвы в створе пос. Рублево (7530 км², 1994–2003 гг.) (по данным Госкомгидромета и МГП Мосводоканал [28]).

Расчитанные эмпирические спектры представлены на рис. 1 в виде зависимости спектральной плотности автокорреляционной функции расходов воды от частоты в двойных логарифмических координатах.

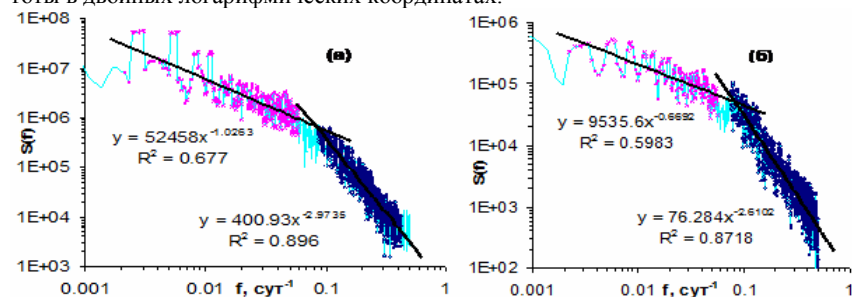


Рис. 1. Спектры мощности временных рядов речных расходов: а – р. Волга (Старица), б – р. Москва (Рублево).

Частота f изменяется в интервале от 10^{-3} сут⁻¹ до предела Найквиста $f_N = 1/(2\Delta T)$, который в данном случае равен 0.5 сут⁻¹, так как шаг временного ряда составляет $\Delta T = 1$ сут. Размерность спектральной плотности равна квадрату размерности расхода воды, умноженному на размерность временного шага, т.е. $[S] = (\text{м}^3/\text{с})^2 \text{сут}$.

На всех графиках видны пики на основной частоте $f_1 = 1/365.25$ сут⁻¹, обусловленной годовой периодичностью, и на кратных частотах $2f_1, 3f_1$ и т.д. На спектрах представлены две области с разными трендами. Тренды хорошо описываются степенными регрессиями типа $S \sim f^{-b}$, показанными на графиках (см. также табл. 1). Коэффициент детерминации R^2 принимает значения от 0.6 до 0.9.

Таблица 1. Характеристики степенных трендов в разных областях спектра и положение границы между ними

Река	Показатель степени b		Переходная частота f_c , сут ⁻¹
	Низкочастотная область	Высокочастотная область	
Волга (Старица)	1.03	2.97	0.083
Москва (Рублево)	0.67	2.61	0.081

При переходе в высокочастотную область показатель b возрастает примерно на две единицы. Граница между двумя спектральными областями проходит примерно по частоте $f_c \approx 0.08$ сут⁻¹, что соответствует периоду $\tau_c = 1/f_c \approx 12$ сут. Со стороны низкочастотной области от годового пика до указанной переходной частоты укладывается 30 спектральных пиков на частотах, кратных f_1 . Со стороны высоких частот пики не разрешены, а спектр приобретает характер непрерывного.

Высокочастотная область спектра описывает кратковременные изменения расхода воды в реке с характерным временем менее 12 сут, что можно отнести на счет дождевых паводков. Низкочастотная область описывает длительные изменения расхода с характерным временем более 12 сут, вызываемые такими крупномасштабными сезонными явлениями, как весенние половодья, длящиеся порядка месяца, продолжительные осенние дожди, летняя и зимняя межени.

Для теоретического описания наблюдаемых спектров была использована формула (11). Значение параметра β в (11) соответствует низкочастотному значению эмпирического показателя b , приведенного в табл. 1. Константа затухания κ может быть найдена по переходной частоте f_c . Параметры ϵ_n и B_n оценивались отдельно для каждого из первых семи пиков, а затем корректировались с учетом их наложения. Значения этих параметров для более далеких пиков сохранялись такими же, как для седьмого пика. Результаты такой оценки представлены в табл. 2. Вместо параметра B_n с дробной размерностью приведены значения величины $C_n = B_n \omega_1^{-\beta-1}$ (где $\omega_1 = 2\pi f_1$), которая имеет ту же размерность, что и спектральная плотность расходов воды в реке $|Q(\omega)|^2$.

Для р. Москвы ширина пиков на спектре несколько больше ($\epsilon_n = 0.4$ сут⁻¹), чем для р. Волги ($\epsilon_n = 0.2$ и 0.3 сут⁻¹). Большей ширине ϵ_n пиков на спектре соответствует меньшее время корреляции τ_n , как следует из соотношения $\tau_n = 2\pi/\epsilon_n$. В частности, значениям $\epsilon_n = 0.2, 0.3$ и 0.4 сут⁻¹ соответствуют времена корреляции $\tau_n = 31, 21$ и 16 сут.

На рис. 2а приведен полный спектр мощности р. Волги в двойных логарифмических координатах, а на рис. 2б – первые 10 пиков в линейных координатах. Спектр начинается с пика на основной частоте f_1 , соответствующей годовой цикличности стока. Затем идут пики на кратных частотах, которые постепенно переходят в сплошной спектр. Ход расчетного спектра вполне соответствует ходу на-

блюдаемого. При переходе от низкочастотной к высокочастотной области спектра происходит плавное изменение наклона тренда в полном согласии с данными измерений. Нижний график показывает хорошее совпадение на нескольких первых пиках, а затем наблюдается небольшое смещение эмпирических пиков в сторону меньших частот.

Таблица 2. Характеристики спектров [значения ε_n приведены в сут^{-1} , а C_n – в $10^6 (\text{м}^3/\text{с})^2 \text{сут}$]

n	Волга (Старица)		Москва (Рублево)	
	ε_n	C_n	ε_n	C_n
1	0.2	5.64	0.4	0.0749
2	0.2	11.3	0.4	0.145
3	0.2	7.52	0.4	0.176
4	0.2	9.40	0.4	0.159
5	0.2	5.64	0.4	0.159
6	0.3	7.52	0.4	0.132
$n \geq 7$	0.3	7.52	0.4	0.132

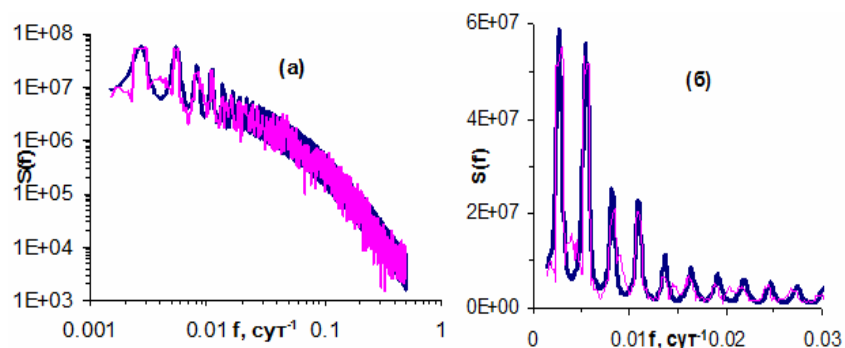


Рис. 2. Р. Волга (Старица): сравнение теоретических и эмпирических спектров мощности: а – во всем интервале наблюдаемых частот в двойных логарифмических координатах, б – первые 10 пиков в линейных координатах.

Для р. Москвы (рис. 3) в области дискретного спектра (низкие частоты, рис. 3б) имеется систематическое отклонение правых склонов наблюдаемых пиков от расчетных. В высокочастотной области амплитуда колебаний наблюдаемого спектра несколько выходит за рамки расчетного спектра. В переходной зоне (частоты $0.05\text{--}0.1 \text{сут}^{-1}$) наблюдаемый спектр ведет себя крайне нерегулярно. Тем не менее, можно говорить о качественном согласии расчетов и наблюдений.

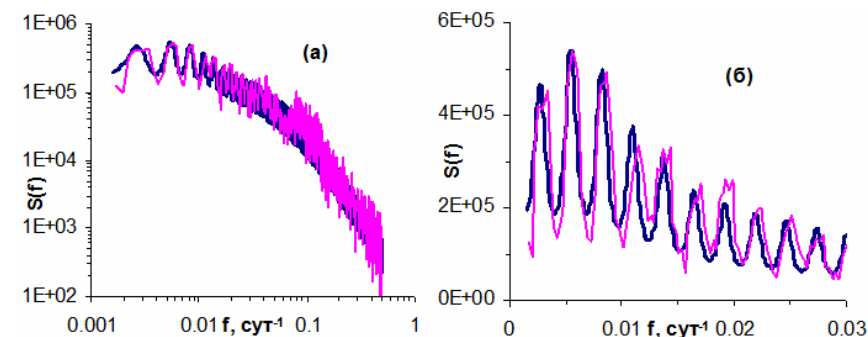


Рис. 3. Р. Москва (Рублево) (обозначения – см. рис. 2).

Излом в наклоне трендов отмечался ранее в работах [6, 29]. Пандей и др. [6] построили объединенный спектр мощности по нормированным временным рядам суточных расходов воды в 19 речных бассейнах США с площадью от 5 км^2 до 2 млн. км^2 и средними расходами воды от $0.1 \text{ м}^3/\text{с}$ до 5 тыс. $\text{м}^3/\text{с}$. Тренды спектра хорошо аппроксимируются степенной зависимостью $S \sim f^{-b}$. В низкочастотной области (частоты $10^{-4}\text{--}10^{-1} \text{сут}^{-1}$, периоды – от 14 лет до 10 сут) тренд характеризуется средним для ансамбля рек показателем $b = 0.72 \pm 0.30$, а в высокочастотной области (интервал частот $0.1\text{--}0.5 \text{сут}^{-1}$, интервал периодов – от 10 до 2 сут) $b \approx 2.47$. Эти результаты качественно согласуются с представленными в табл. 1.

Изменение тренда происходит в окрестности переходной частоты. По нашим данным, период, соответствующий переходной частоте, равен 12 дней. По нашим работам [7] разные по площади водосборы на р. Миссисипи имеют примерно одинаковые спектры, состоящие из двух степенных трендов, разделенных периодом от 20 до 40 сут. В области низких частот показатель степени близок к -1 , что соответствует логарифмическому затуханию корреляций на больших временах [30], а в области высоких частот этот показатель приблизительно равен -3 , что согласуется с нашими результатами. Для Дуная точка перехода зависит от площади водосбора: ~ 10 сут в створах Dilligen и Ingolstadt (площади водосборов 11315 и 20001 км^2 соответственно), ~ 20 сут в створе Nagymaros (183534 км^2) и ~ 60 сут в створах Orsova и Cetal Izmail (576232 и 807000 км^2). Эти данные можно описать зависимостью $\tau_c = 0.07L$, где $L = \sqrt{A}$ – размер водосбора в км, а τ_c – переходный период в сутках. Период в 12 сут, найденный для рек Волги и Москвы с площадями водосборов A от 7500 до 21000 км^2 , несколько отклоняется от этой зависимости.

В отличие от [7], в работе [6] данные различных водосборов рассматривались как реализации одного и того же процесса, и спектры мощности стока усреднялись по всем водосборам. При таком подходе зависимость переходной частоты от площади водосбора не проявляется.

По данным [6] период, соответствующий переходной частоте, варьирует от 3 до 24 сут со средним чуть меньше 6 сут, а по данным [4] – от 10 до 30 сут со средним около 14 сут.

Предпринятый здесь вывод выражения для спектра мощности стока может быть полностью перенесен на случай выноса примесей с водосбора в реку, если воспользоваться динамикой выноса примесей, описанной в [16, 18]. Разница, однако, состоит в том, что при выносе примесей диссипативные процессы более существенны ввиду действия сорбционных механизмов удержания. Они приводят к сильной задержке стока примеси по сравнению со стоком воды, т.е. к увеличению времени выноса с водосбора и смещению точки перехода (излома тренда) в область низких частот (т.е. больших периодов). Действительно, спектр мощности мутности (рис. 4а) показывает, что переходная частота соответствует примерно одному году, в отличие от 12 суток для стока воды, а спектр мощности хлоридов (рис. 4б) вообще не обнаруживает излома тренда. Для наблюдения этого эффекта в последнем случае потребуются достаточно длинные временные ряды, охватывающие многолетние периоды.

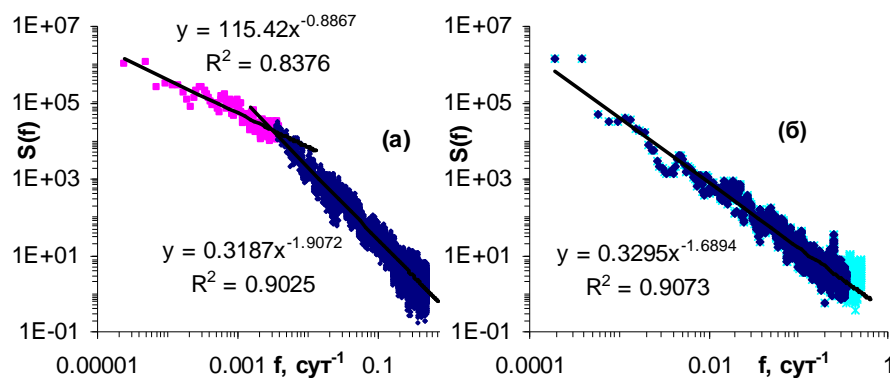


Рис. 4. Спектры мощности мутности (а) и содержания хлоридов (б) в воде р. Москвы (Рubleво).

Заключение

Спектральный анализ гидрологических и гидрохимических данных позволяет получить информацию о распределении времен пребывания воды и времен запаздывания реагирующих примесей в масштабе всего водосбора. Показано, что тренды в низкочастотной и высокочастотной областях спектра зависят от частоты по степенному закону. В низкочастотной области действует $1/f$ -шум с показателем степени, близким к единице, на который накладываются пики, соответствующие годовой цикличности и ее гармоникам. Переход в высокочастотную область происходит с изменением показателя степени на две единицы, т.е. $S \sim f^{-\beta}$ преобразуется в $S \sim f^{-\beta-2}$. Переходная частота $f_c = \kappa/2\pi = dk^{1/d} p_0^{1-1/d} / 2\pi$ зависит от средней интенсивности осадков p_0 , а также – через коэффициент стока k и показа-

тель d – от действия диссипативных процессов при формировании стока, демпфирующих высокочастотные колебания $f > f_c$.

Перенос полученных теоретических результатов на сток примесей позволит получать характеристики водосбора, важные для целей экологического анализа миграции химических и бактериальных загрязнений в бассейне реки.

Литература

1. Schepers H.E., van Beek J.H.G.M., Bassingthwaite J.B., 1992. Four methods to estimate the fractal dimension from self-affine signals // IEEE Engng Med. Bio., June, 57–64.
2. Feng X., Kirchner J.W., Neal C., 2004. Spectral analysis of chemical time series from long-term catchment monitoring studies: hydrochemical insights and data requirements // Water, Air, Soil Pollution: Focus 4, 221–235.
3. Neal C., Kirchner J.W., 2000. Sodium and chloride levels in rainfall, mist, streamwater and groundwater at the Plynlimon catchments, mid-Wales: Inferences on hydrological and chemical controls // Hydrol. Earth Syst. Sci. 4, 295–310.
4. Tessier Y., Lovejoy S., Hubert P., Schertzer D., Pecknold S., 1996. Multifractal analysis and modeling of rainfall and river flows and scaling, causal transfer functions // J. Geophys. Res. 31D, 26,427–26,440.
5. Pelletier J.D., Turcotte D.L. Long-range persistence in climatological and hydrological time series: analysis, modeling and application to drought hazard assessment // J. Hydrology, 1997. Vol. 203. P. 198–208.
6. Pandey G., Lovejoy S., Schertzer D. Multifractal analysis of daily river flows including extremes for basins of five to two million square kilometers, one day to 75 years // J. Hydrology, 1998. Vol. 208. P. 62–81.
7. Dahlstedt K., Jensen H.J. Fluctuation spectrum and size scaling of river flow and level // arXiv:cond-mat/0307300 v1, 2003.
8. Koscielny-Bunde E., Kantelhardt J.W., Brown P., Bunde A., Havlin S. Long-term persistence and multifractality of river runoff records: Detrended fluctuation studies // J. Hydrology, 2006. Vol. 322. P. 120–137.
9. Beran J. Statistics for Long-Memory Processes. Chapman and Hall, New York, 1994.
10. Mandelbrot B.B., Wallis J.R. Noah, Joseph, and operational hydrology // Water Resour. Res., 1968. Vol. 4. P. 909–918.
11. Hurst H.E., Black R.P., Simaika Y.M. Long-term Storage: An Experimental Study. Constable, London, 1965.
12. Bras R.L., Rodriguez-Iturbe, I. Random Functions in Hydrology. Addison-Wesley, Reading, MA, 1985.
13. Whittle P. Topographic correlation, power-law covariance functions, and diffusion // Biometrika, 1962. Vol. 49. P. 304–314.
14. Владимиров В.А., Воробьев Ю.Л., Салов С.С. и др. Управление риском: Риск. Устойчивое развитие. Синергетика. М.: Наука, 2000. 431 с.

15. Найденов В.И. Нелинейная динамика поверхностных вод суши. М.: Наука, 2004. 318 с.
16. Долгоносов Б.М., Корчагин К.А. Вероятностные закономерности неблагоприятных гидрохимических явлений // Вод. ресурсы, 2005. Т. 32, № 4. С. 452–458.
17. Долгоносов Б.М., Корчагин К.А. Нелинейная стохастическая модель формирования ежедневных и среднемесячных расходов воды в речных бассейнах // Вод. ресурсы, 2007. Т. 34, № 6. С. 662–672.
18. Долгоносов Б.М., Корчагин К.А., Мессинева Е.М. Модель флуктуаций бактериологических показателей качества речной воды // Вод. ресурсы, 2006. Т. 33, № 6. С. 686–700.
19. Baldwin, C.K., Lall, U. Seasonality of streamflow: the Upper Mississippi River // Water Resour. Res., 1999. Vol. 35. № 4. P. 1143–1154.
20. Rao A.R., Hamed K. Multi-taper method of analysis of periodicities in hydrologic data // J. Hydrology, 2003. Vol. 279. P. 125–143.
21. Pekarova P., Miklanek P., Pekar J. Spatial and temporal runoff oscillation analysis of the main rivers of the world during the 19th–20th centuries // J. Hydrology, 2003. Vol. 274. P. 62–79.
22. Раткович Д.Я. Многолетние колебания речного стока. Закономерности и регулирование. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 256 с.
23. Раткович Д.Я. Актуальные проблемы водообеспечения. М.: Наука, 2003. 352 с.
24. Раткович Д.Я., Болгов М.В. Стохастические модели колебаний составляющих водного баланса речного бассейна. М.: ИВП РАН, 1997. 262 с.
25. Колошишкова В.Н., Монин А.С. Спектры флуктуаций метеорологических полей // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 1965. Т. 1. С. 653–669.
26. Hubert P., Tchiguirinskaia I., Bendjoudi H., Schertzer D., Lovejoy S. Multifractal modeling of the Blavet river discharges at Guerledan // Proceedings of the Third Inter-Celtic Colloquium on Hydrology and Management of Water Resources, National University of Ireland, Galway, 8th–10th July 2002. P. 131–138.
27. Labat D., Mangin A., Ababou R. Rainfall-runoff relations for karstic springs: multifractal analyses // J. Hydrology, 2002. Vol. 256. P. 176–195.
28. Долгоносов Б.М., Власов Д.Ю., Дятлов Д.В., Сураева Н.О., Григорьева С.В., Корчагин К.А. Статистические характеристики изменчивости качества воды, поступающей на водопроводную станцию // Инж. экология, 2004. № 3. С. 2–20.
29. Radziejewski M., Kundzewicz Z.W. Fractal analysis of flow of the river Warta // J. Hydrology, 1997. Vol. 200. P. 280–294.
30. Jensen H.J. Self-Organized Criticality. Cambridge University Press, New York, NY, 1998.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ФИЛЬТРАЦИЯ ТЕРМИЧЕСКИХ ВОЛН ПОВЕРХНОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ (ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ)

Жуков А.Н., Лебедев Н.Е., Пустовойтенко В.В., Сизов А.А.

Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь

По спутниковым данным *PODAAC JPL AVHRR Pathfinder* за 1985 - 2005 г.г. проведен анализ пространственной изменчивости температуры поверхности Черного моря на межгодовых масштабах. Показано существование совокупности разномасштабных волн в изменчивости аномалий поля температуры. Исследована пространственная структура этих волн в двух основных направлениях - зональном и меридиональном. С помощью методов пространственной фильтрации выполнено разделение исследованных колебаний по этим направлениям.

В ряде работ авторов, посвященных исследованию закономерностей изменчивости характеристик спектральной структуры природных процессов по времени и пространству, т.е. их ритмодинамики, было высказано предположение, что для квазипериодических процессов в атмосфере и гидросфере общий характер такой изменчивости по времени и по пространству может быть подобным [1, 2].

В связи с этим в [1] было предложено понятие фрактально - волновой структуры спектральной изменчивости (ФВСИ). Оно означает, что, если временная или пространственная изменчивость процесса на каком – либо масштабе может быть в основном сведена к суперпозиции группы нескольких доминирующих квазипериодических колебаний, каждое из которых также может быть представлено аналогичной группой квазипериодических колебаний и т.д. (свойство внутриспектральной изменчивости (ВСИ)), то в целом такую спектральную структуру изменчивости процесса следует считать устроенной фрактально – волновым способом, с учетом таких известных свойств фракталов как вложенность и самоподобие. При таком подходе функциональной траекторией изменчивости должен быть круг, состоящий из меньших кругов, каждый из которых устроен также.

Такой (ритмодинамический) подход к исследованию природы изменчивости многих естественных процессов связан с предложенной авторами моделью изменчивости как полифонического вибратора в виде струны с множеством концов, каждый из которых является такой же струной. Ритмодинамический подход связан с представлением о сущности соответствующих математических методов обработки сигналов природных процессов как процедуры фильтрации на основе уравнения свертки [3, 4].

Целью данной работы является исследование особенностей пространственной изменчивости температуры поверхности Черного моря на основе аналитических подходов, сформулированных и изложенных в [1, 2], поиск устойчивых масштабов такой изменчивости и определение их характеристик. Следует заметить, что в сравнении с ранее опубликованными работами по этой тематике, например [5], такой вариант анализа никем не проводился.

Для этого из архива спутниковых данных *PODAAC JPL Pathfinder* (<http://poet.jpl.nasa.gov>) были взяты среднемесячные значения температуры по-

верхности Черного моря (t_w) за 1985 - 2005 г.г. для ночного времени наблюдений на равномерной сетке 18 x 18 км. Было использовано 1462 узла сетки в пределах прямоугольника 41° - 46.5° с.ш. и 27.9° - 41.8° в.д. (рис. 1). Временная изменчивость t_w и ее спектральные оценки представлены на рис. 2 для трех узлов сетки, отмеченных на рис. 1 треугольниками. Данные графики показывают существенные масштабы с периодом 3 - 5 лет. Трендовый характер изменчивости t_w свидетельствует о существовании ее низкочастотной составляющей. По - видимому, это фрагмент известного 40 - 50 - летнего масштаба колебаний.

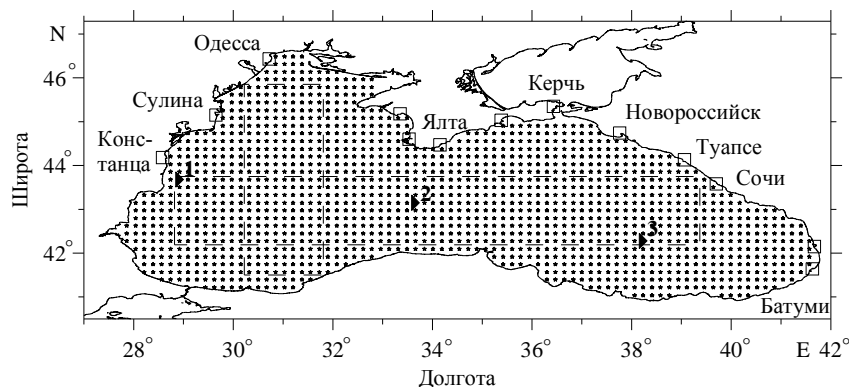


Рис.1. Расположение узлов сетки 18 x 18 км спутниковых данных t_w Черного моря.

Для анализа особенностей межгодовой изменчивости t_w по пространству из общей сетки данных были выделены два участка с координатами 42.2° - 43.8° с.ш., 28.8° - 39.4° в.д. (для анализа пространственной ритмодинамики по оси запад - восток) и 41.5° - 45.9° с.ш., 30.2° - 31.8° в.д. (аналогично по оси север - юг). Эти участки являются наиболее протяженными в данных направлениях и, вместе с тем, имеют минимальное количество пропусков наблюдений по входящим в них узлам. Выбранные участки показаны на рис. 1 пунктиром. По рядам средних годовых значений t_w для каждого узла на этих участках были рассчитаны с помощью полного преобразования Фурье соответствующие спектры за 21 год. Для каждой гармоники этих спектров было построено поле распределения ее амплитуды по пространству для указанных участков.

В результате проведенного анализа полученных полей было показано, что все поля изменчивости t_w по отдельным колебаниям являются волновыми с разномаштабной ячеистой структурой, как следствия ортогональности двух основных пространственных направлений выявленных термических (тепловых) волн - зонального и меридионального. Примеры таких полей приведены на рис. 3.

Для участка анализа по оси запад - восток основная доля энергии (до 70% от суммы амплитуд всех гармоник) этих волн приходится на гармоники с длиной волны $\lambda \approx 11.2^\circ, 5.6^\circ, 3.7^\circ, 2.8^\circ$ и 2.2° , т.е. примерно 1150, 570, 380, 290 и 230 км. По оси север - юг доминирующими в спектрах тепловых волн по пространству

были гармоники с $\lambda \approx 4.3^\circ, 2.2^\circ, 1.4^\circ$ и 1° , т.е. примерно 440, 220, 150 и 90 - 110 км. Для обеих групп волн амплитуды колебаний составляют в среднем от 0.2° до 0.5°C , т.е. являются значимыми в сравнении с точностью спутниковых измерений. Данные оценки были получены с помощью одномерного преобразования Фурье по совокупности соответственно зональных и меридиональных разрезов полученных волновых полей.

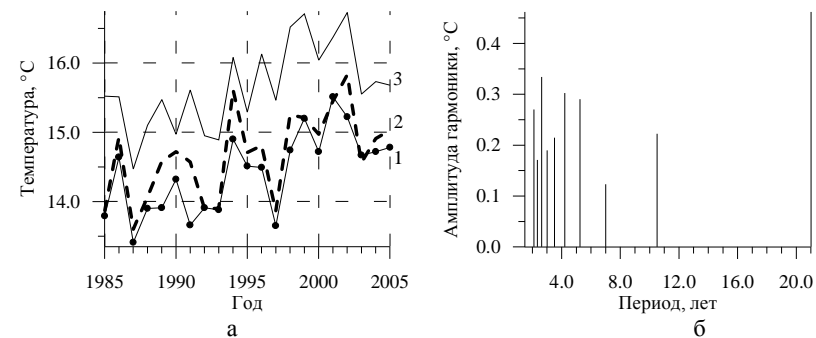


Рис. 2. Ряды средних годовых значений температуры поверхности Черного моря : для узлов сетки с координатами : 1 - 43.7° с.ш., 28.9° в.д., 2 - 43.2° с.ш., 33.7° в.д., 3 - 42.3° с.ш., 38.2° в.д. (а), соответствующий спектр для ряда узла 2 (б)

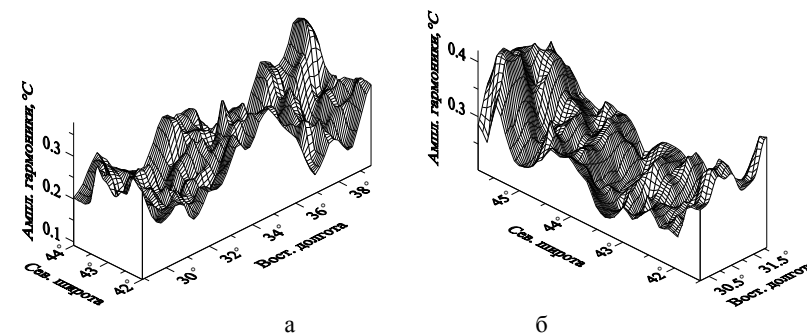


Рис. 3. Участки полей пространственной изменчивости амплитуд гармоник спектров за 21 год с периодами 10.5 лет (а) по оси запад - восток и 5.25 лет (б) по оси север - юг.

В соответствии с полученными результатами была разработана процедура разделения пространственных ортогональных составляющих таких волновых полей, что необходимо для изучения пространственной динамики их отдельных колебаний. В основу была положена процедура двумерного спектрального преобразования Фурье [4, 6], модифицированная для фильтрации по пространству с помощью уравнений "авторегрессии - скользящего среднего" [6].

Известно, что если отсчеты непрерывного двумерного сигнала $x(t_1, t_2)$ берутся через интервалы T_1 и T_2 по переменным t_1 и t_2 , образуя последовательность отсчетов $x[m, n] = x[mT_1, nT_2]$, то соответствующее дискретного времени двумерное преобразование Фурье (двумерное ДВПФ) имеет вид [6]:

$$X_{\text{ДВПФ}}(f_1, f_2) = T_1 T_2 \sum_{m=-\infty}^{\infty} \sum_{n=-\infty}^{\infty} x[m, n] \exp(-j2\pi [f_1 m T_1 + f_2 n T_2]). \quad (1)$$

Квадрат модуля двумерного ДВПФ можно интерпретировать как двумерную спектральную плотность энергии

$$S(f_1, f_2) = |X_{\text{ДВПФ}}(f_1, f_2)|^2. \quad (2)$$

Соответственно, можно записать двумерный дискретный во времени ряд Фурье (ДВРФ):

$$X_{\text{ДВРФ}}[k, l] = T_1 T_2 \sum_{m=0}^{M-1} \sum_{n=0}^{N-1} x[m, n] \exp(-j2\pi [mk / M + nl / N]), \quad (3)$$

который представляет периодическую функцию с периодами M и N в соответствующих измерениях. При этом используется возможность разделения аргумента экспоненты в выражении (3) для первоначального вычисления промежуточного массива, который соответствует преобразованию в одном измерении:

$$X_{\text{промежут}}[m, l] = T_2 \sum_{n=0}^{N-1} x[m, n] \exp(-j2\pi nl / N). \quad (4)$$

Затем вычисляется ДВРФ промежуточного массива, что соответствует преобразованию в другом измерении:

$$X_{\text{ДВРФ}}[k, l] = T_1 \sum_{m=0}^{M-1} X_{\text{промежут}}[m, l] \exp(-j2\pi mk / M). \quad (5)$$

Эти ряды представляют собой строчно - столбцовое разложение двумерного ДВРФ на два множества операций, являющихся одномерными ДВРФ. В процессе этих операций сначала вычисляется N одномерных преобразований Фурье (ПФ) по строкам массива исходных данных, а затем M ПФ по столбцам промежуточного массива.

В данном случае при сохранении последовательности и смысла указанных операций была проведена замена представления выходного процесса не в виде ДВРФ, а в виде двумерного процесса авторегрессии и скользящего среднего (АРСС) со спектральной плотностью мощности (СПМ) вида

$$P_{\text{АРСС}}(f_1, f_2) = T_1 T_2 \rho_{\omega} |B(f_1, f_2)/A(f_1, f_2)|^2, \quad (6)$$

где

$$A(f_1, f_2) = \sum_m \sum_n a[m, n] \exp(-j2\pi [f_1 m T_1 + f_2 n T_2]),$$

$$B(f_1, f_2) = \sum_m \sum_n b[m, n] \exp(-j2\pi [f_1 m T_1 + f_2 n T_2])$$

определены в заданной опорной области, ρ_{ω} - дисперсия сигнала $\omega[m, n]$. Если $B(f_1, f_2) = 1$, то СПМ соответствует двумерному авторегрессионному процессу. Если $A(f_1, f_2) = 1$, то СПМ соответствует двумерному процессу скользящего среднего. Такая замена дала возможность перейти от количественного расчета СПМ по всем действующим колебаниям к качественному анализу пространственной динамики групп колебаний или избирательно отдельных колебаний.

В данном случае был использован второй вариант представления процесса - в виде скользящего среднего. При этом алгоритм обработки исследуемого поля оставался таким же, как и для ДВРФ. Сначала фильтром скользящего среднего (ФСС) с центральным положением точки осреднения и заданным периодом T_1 обрабатывались строки поля. Это позволяет разделить сигналы на две компоненты - низкочастотную (НЧ) и высокочастотную (ВЧ). Каждая из этих компонент выделялась в отдельный массив той же размерности, что и исходное поле. Затем, в зависимости от того в каком направлении (вдоль какой стороны поля) необходимо было выделить нужное колебание, ФСС с периодом T_2 обрабатывались столбцы НЧ или ВЧ массивов.

В данном случае стороны анализируемых прямоугольных фрагментов полей t_w Черного моря соответствуют зональному и меридиональному направлениям в пространстве. Если для исследований необходимо выделить одно или группу колебаний поля зонального направления (т.е. в данном случае по строкам), то нужно задать с учетом протяженности фрагмента в зональном направлении величину T_1 так, чтобы в выходном сигнале были выделены именно эти колебания. Для этого можно использовать как НЧ и ВЧ, так и полосовые ФСС. Затем при обработке столбцов в нужном результирующем массиве значение T_2 выбирается таким, чтобы в итоговом поле по меридиональному направлению (по столбцам) остались только крайне низкие частоты. Если же интерес представляют меридиональные колебания, то параметры фильтрации T_1 и T_2 выбираются обратными.

Примеры результатов такой обработки для вышеуказанных полей отдельных гармоник спектров рядов t_w Черного моря по каждому узлу сетки спутниковых данных приведены на рис. 4 и 5. В данном случае показаны колебания вдоль длинных сторон исследованных фрагментов поля t_w как более обеспеченные данными наблюдений. Протяженность такой стороны для зонального фрагмента с запада на восток - 11.2° , для меридионального фрагмента с севера на юг - 4.3° . Для первого фрагмента был использован НЧ ФСС с периодом 3° , для второго полосовой ФСС в диапазоне $1 - 2^\circ$. Амплитуды полученных в результате фильтрации колебаний, особенно ВЧ, невелики, что характерно для межгодовых масштабов изменчивости. Кроме того, на их величину оказали влияние и особенности амплитудно - частотных характеристик использованных фильтров [3, 6]. Однако, все они в основном больше величины погрешности (0.01°C), с которой исходные данные представлены в архиве *AVHRR Pathfinder*.

Анализ полученных при этом результатов показал, что в НЧ зональных колебаниях для разных временных гармоник поля t_w могут доминировать волны из достаточно широкого диапазона значений λ - от $6.0^\circ - 8.0^\circ$ до $25.0^\circ - 30.0^\circ$. Необходимо заметить, что данные величины являются чисто качественными оценками и это соответствует возможностям данного метода. Особенно это относится к наиболее длинным волнам, которые могут быть представлены, например, половиной и даже четвертью волны. В НЧ меридиональных колебаниях для разных гармоник доминантными могут быть длины волн от $2.5^\circ - 3.0^\circ$ до $10^\circ - 12^\circ$. В данном случае выполненная процедура ФСС сориентирована на выделение в первую очередь ВЧ колебаний. В их оценках для зональных колебаний преобладают волны с $\lambda \approx 2.5^\circ - 3.5^\circ$. Для меридиональных колебаний - это волны с $\lambda \approx 1.5^\circ - 2.0^\circ$. В обоих случаях на эти колебания заметным образом накладываются более короткие волны с $\lambda < 1.5^\circ$, отфильтровать которые пока не удастся. Это связано с принципиальными сложностями создания качественных полосовых цифровых фильтров на любой известной математической основе, в том числе и скользящего среднего [3, 4, 6].

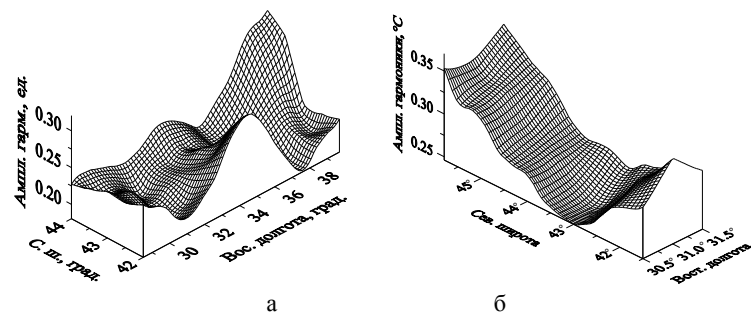


Рис. 4. НЧ составляющая полей изменчивости по пространству амплитуд гармоник спектров среднегодовых значений t_w Черного моря за 21 год вдоль оси запад - восток (НЧ ФСС 3°) с периодом 10.5 лет (а) и север - юг (полосовой ФСС $1^\circ - 2^\circ$) с периодом 5.25 лет (б).

Одновременно с проведенным анализом по тем же исходным данным были получены спектральные оценки полей гармоник с помощью ДВПФ. В полученных спектрах для зональных волн доминируют значения $\lambda \approx 10.4^\circ, 5.2^\circ, 3.5^\circ$ и 2.6° , а для меридиональных - $4.2^\circ, 2.1^\circ, 1.4^\circ, 1.1^\circ$. Как видно, в целом два варианта оценок (ФСС и ДВПФ) совпадают для обоих типов волн с указанными выше результатами обычного одномерного спектрального анализа тех же исходных данных. Подтверждают это и результаты обратного ДВПФ после удаления из двумерных спектров тех составляющих, которые по абсолютной величине были на порядок меньше доминант. При этом количество оставшихся пространственных гармоник составляло от 6 до 10. Результаты такой фильтрации показаны на рис. 6.

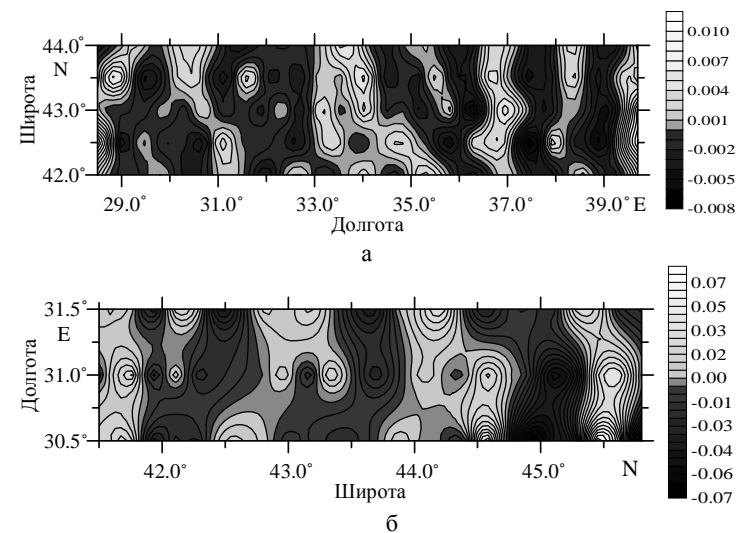


Рис. 5. ВЧ составляющая полей изменчивости по пространству амплитуд гармоник спектров рядов среднегодовых значений t_w Черного моря за 21 год вдоль оси запад - восток (НЧ ФСС 3°) с периодом 10.5 лет (а) и север - юг (полосовой ФСС $1^\circ - 2^\circ$) с периодом 5.25 лет (б).

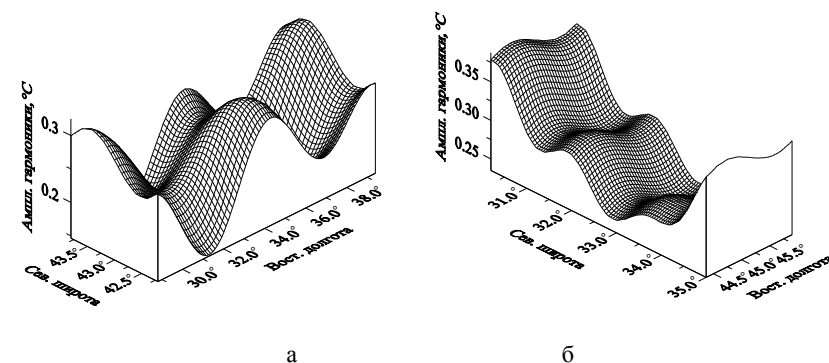


Рис. 6. Результаты обратного ДВПФ (после удаления части пространственных гармоник) для полей изменчивости по пространству амплитуд гармоник временных спектров рядов t_w Черного моря за 21 год для гармоник с периодом 10.5 лет вдоль оси запад - восток (а) и гармоник с периодом 5.25 лет для оси север - юг (б).

Сравнение полученных результатов с картинами ритмодинамики аналогичных характеристик атмосферы на территории Северной Евразии [7] показало, что данный механизм формирования изменчивости поля температуры (тепловые вол-

ны) единообразно действует для атмосферы и гидросферы не только на региональных, но и на других пространственных масштабах. Это позволяет рассматривать волновое и резонансное взаимодействие в качестве одного из возможных механизмов осуществления связей между макроциркуляционными и региональными процессами функционирования морских систем.

Таким образом, проведенный анализ пространственной ритмодинамики квазипериодических колебаний (волн) температуры поверхности Черного моря на мезо- и больших масштабах свидетельствует о том, что для пространственной изменчивости исследованных процессов в основном характерны те же закономерности, что и для их изменчивости по времени. Разномасштабная, ортогональная волновая структура поля температуры поверхности Черного моря и его динамика, являются, по – видимому, одним из основных источников его анизотропии, т.е. пятнистости по пространству. В перспективе полученные результаты могут быть полезны для поиска взаимосвязей между аномалиями полей геофизических и биогеохимических параметров морских систем.

Литература

1. Еремеев В.Н., Жуков А.Н., Сизов А.А. Исследование особенностей ритмодинамики межгодовой изменчивости гидрометеорологических и гидрологических процессов в прибрежных зонах // ДАН. – 2006. – Т. 409, № 2. - С. 254 - 257. (<http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X06050357>)
2. Еремеев В.Н., Жуков А.Н., Лебедев Н.Е., Сизов А.А. Пространственная анизотропия межгодовой изменчивости температуры воды Черного моря (по спутниковым данным) // Исследование Земли из космоса. – 2007. - № 5. - С. 3 – 10.
3. Хэмминг Р.В. Цифровые фильтры : Пер. с англ. - М. : Недра, 1987. - 221 с.
4. Канасевич Э.Р. Анализ временных последовательностей в геофизике : Пер. с англ. - М., Недра, 1985, 300 с.
5. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Шермет Н.А. Об использовании спутниковых данных в исследованиях сезонной и межгодовой изменчивости температуры поверхности Черного моря // Исследование Земли из космоса. – 2001. - № 1. - С. 51 – 61.
6. Марпл - мл. С.Л. Цифровой спектральный анализ и его приложения : Пер. с англ. - М. - : Мир, 1990. - 584 с.
7. Еремеев В.Н., Баянкина Т.М., Жуков А.Н., Лебедев Н.Е., Пустовойтенко В.В., Сизов А.А., Сухих Л.И. О волновых свойствах пространственной изменчивости полей температуры воздуха в Северной Евразии на межгодовых масштабах // Доп. НАН України. - 2007. - № 1. - С. 111 – 116.

ХАРАКТЕРИСТИКИ ТОНКОЙ ТОПОГРАФИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Запезалов А.С.¹, Показеев К.В.²

¹Морской гидрофизический институт НАН Украины,
²Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова,
Физический факультет

Анализируются характеристики морской поверхности, определяющие рассеяние на ней радиоизлучения СВЧ диапазона. Анализ осуществлен на основе данных натуральных измерений, проведенных на Черном море с помощью двумерного лазерного уклономера. Построены регрессионные уравнения, описывающие связи дисперсии, асимметрии и эксцесса углов наклонов и уклонов морской поверхности.

Введение

В настоящее время основным средством глобального мониторинга Мирового океана является аппаратура для дистанционного зондирования, устанавливаемая на космических аппаратах. Она используется для контроля метеорологических, гидрологических и биологических процессов, протекающих вблизи границы океан-атмосфера. Практически вся информация, получаемая с использованием средств дистанционного зондирования авиационного и космического базирования, основана на регистрации электромагнитного излучения, рассеиваемого или излучаемого морской поверхностью. Это обстоятельство стимулировало изучение тонкой топографической структуры морской поверхности, определяющей процессы рассеяния и излучения.

Основными параметрами в моделях, описывающих взаимодействие электромагнитных волн с морской поверхностью, являются уклоны и локальные углы наклонов морской поверхности [1, 2]. До настоящего времени в публикациях отсутствуют данные о локальных углах наклонов, анализ результатов натуральных исследований топографической структуры морской поверхности ограничен исследованием изменчивости пространственных производных возвышения поверхности – уклонов [3-5]. В приложениях, связанных с взаимодействием радиоволн с морской поверхностью, ввиду отсутствия информации об углах наклонов, обычно предполагается, что углы наклонов не велики и численно равны уклонам [6, 7]. Использование этого предположения вносит погрешность в модели рассеяния, эта погрешность ранее не оценивалась.

Основной трудностью при моделировании рассеяния на морской поверхности является то обстоятельство, что ее геометрия *a priori* не известна [8]. Относительно небольшой объем экспериментальных данных об уклонах длительное время вынуждал использовать гауссову модель в задачах рассеяния излучения на морской поверхности. Распределение Гаусса получено в рамках предположения о том, что в пространственно однородном волновом поле все составляющие независимы, а их фазы равномерно распределены случайным образом.

К настоящему времени сформировалось четкое представление о том, что поверхностное волнение относится к слабо нелинейным процессам и имеет квазигаруссово распределение. На разных масштабах поверхностных волн физические механизмы, приводящие к отклонению распределения уклонов морской поверхности

от распределения Гаусса, различны. Такими механизмами являются: генерация паразитной капиллярной ряби на гребнях коротких гравитационных волн [2]; модуляция амплитуд коротких волн вдоль профиля длинной волны [9, 10]; слабые нелинейные взаимодействия [11] и ряд других. В зависимости от гидрологических и метеорологических условий роль указанных механизмов меняется, и соответственно меняются параметры распределения уклонов морской поверхности.

Для того, чтобы более широко использовать накопленную информацию об уклонах морской поверхности в приложениях, связанных с рассеянием электромагнитного излучения на границе океан атмосфера, необходимо установить связи между статистическими моментами углов наклонов и уклонами морской поверхности, что и является целью настоящей работы.

Плотность вероятностей углов наклонов морской поверхности

Уклон морской поверхности ξ и угол ее наклона α связаны нелинейным соотношением,

$$\xi = \operatorname{tg} \alpha \quad (1)$$

Если плотность вероятностей уклонов $P_\xi(\xi)$ известна, то переход от $P_\xi(\xi)$ к плотности вероятностей углов наклона $P_\alpha(\alpha)$ осуществляется путем замены переменной в функции $P_\xi(\xi)$,

$$P_\alpha(\alpha) = \frac{d\xi}{d\alpha} P_\xi(\xi) \quad (2)$$

где $\frac{d\xi}{d\alpha} = 1 + \operatorname{tg}^2 \alpha$. Таким образом, если мы знаем плотность вероятностей уклонов, то с помощью выражения (2) не сложно рассчитать статистические моменты углов наклонов морской поверхности. Рассмотрим, позволяют ли существующие модели плотности вероятностей уклонов морской поверхности на практике использовать выражение (2).

Как было отмечено выше, уклоны морской поверхности относятся к квазигауссовым процессам. Для моделирования плотности вероятностей подобных процессов используются аппроксимации, построенные на основе рядов Грама-Шарлье, представляющие собой обобщенное Фурье-разложение искомой функции по полиномам Чебышева-Эрмита H_i на интервале $[-\infty, \infty]$ с весом $\frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2}x^2\right)$ [10],

$$P(x) = \sum_{i=0}^{\infty} a_i H_i(x) \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2}x^2\right), \quad (3)$$

где $a_i = \frac{1}{i!} \int_{-\infty}^{\infty} P(x) H_i(x) dx$.

Первые семь коэффициентов разложения a_i при $\bar{x} = 0$ описываются выражениями,

$$\left. \begin{aligned} a_0 &= 1, \\ a_1 &= 0, \\ a_2 &= \frac{1}{2}(\mu_2 - 1), \\ a_3 &= \frac{1}{6}\mu_3, \\ a_4 &= \frac{1}{24}(\mu_4 - 6\mu_2 + 3), \\ a_5 &= \frac{1}{120}(\mu_5 - \mu_3), \\ a_6 &= \frac{1}{720}(\mu_6 - 15\mu_4 + 45\mu_2 - 15). \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

где μ_i – момент распределения порядка i .

Поскольку в натурных экспериментах по исследованию уклонов морской поверхности определяются только статистические моменты до четвертого порядка включительно, соответственно можно использовать только коэффициенты разложения a_i , у которых $i \leq 4$. Если для уклонов ввести нормировку $\tilde{\xi} = \xi / \sqrt{\mu_2}$, то согласно (4) получаем $a_3 = A$ и $a_4 = E$, где A и E асимметрия и эксцесс соответственно. Таким образом, выражение (3) на практике заменяется выражением

$$P_\xi(\tilde{\xi}) \approx P_G(\tilde{\xi}) \left\{ 1 + \frac{1}{6} A H_3(\tilde{\xi}) + \frac{1}{24} E H_4(\tilde{\xi}) \right\}. \quad (5)$$

Выражение (3), как и выражение (5), описывают плотность вероятностей не конкретного распределения, а класса распределений. В частности, аппроксимация (5) зависит от трёх параметров. Учитывая большой разброс эмпирических оценок дисперсии, асимметрии и эксцесса уклонов, а также учитывая, что эти характеристики не коррелированы между собой, можно построить плотность вероятностей углов наклонов, подставляя в (2) аппроксимацию (5) только для одной частной ситуации. В другой ситуации будут иные плотности вероятностей $P_\xi(\xi)$ и $P_\alpha(\alpha)$ и, соответственно, иные соотношения между их статистическими моментами.

Вторым принципиальным ограничением для практического получения оценок старших статистических моментов с помощью (2) является то, что аппроксимация (5) справедлива только в ограниченной области значений уклонов, где выполняет-

ся условие $\tilde{\xi} < 2.5$. При больших значениях $\tilde{\xi}$ выражение в фигурных скобках в (5) может принимать отрицательные значения [13].

Таким образом, не смотря на внешнюю простоту и привлекательность, идея использовать выражение (2) для расчёта статистических моментов углов наклонов на практике не может быть реализована. В настоящей работе связь статистических моментов углов наклонов и уклонов морской поверхности оценивается на основе данных измерений.

Статистические моменты углов наклонов морской поверхности

Для расчета использовались данные измерений, проведенных на океанографической платформе МГИ НАН Украины с помощью двумерного лазерного уклономера. Принцип работы прибора 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 $\sim 2 \text{ мм}^2$), где ее пересекает луч. Дискретность измерений составляла 0.02 с. Характеристики измерительной аппаратуры и условия проведения экспериментов описаны в работах [5, 13].

Обозначим возвышение поверхности, как η . Примем, что в декартовой системе координат,

$$d\eta/dx = \xi_u, \quad d\eta/dy = \xi_c, \quad (6)$$

являются продольной и поперечной компонентами уклонов (уклоны вдоль и поперек направления ветра), соответственно углы наклонов в этих направлениях обозначим как $\alpha_u = \arctg \xi_u$ и $\alpha_c = \arctg \xi_c$. Дисперсию, асимметрию и эксцесс анализируемых параметров обозначим как D , A и E .

Для дальнейших расчетов ряды уклонов, согласно выражению (1), преобразовывались в углы наклонов морской поверхности, по которым рассчитывались статистические моменты. Эта процедура позволила получить синхронные оценки статистических моментов двух параметров. Анализ данных измерений характеристик морской поверхности показал, что связь между статистическими моментами одного порядка параметров α_u и ξ_u (см. рис. 1) хорошо описывается линейными регрессионными соотношениями,

$$D(\alpha_u) = 0.921D(\xi_u) \pm 0.00009, \quad (7)$$

$$A(\alpha_u) = 0.885A(\xi_u) \pm 0.0077, \quad (8)$$

$$E(\alpha_u) = 0.872E(\xi_u) - 0.155 \pm 0.040. \quad (9)$$

Для всех регрессий характерен малый разброс. Отметим также высокий уровень корреляции (см. таблицу 1) между оценками статистических моментов одного порядка. Статистические моменты разных порядков между собой, как правило, слабо коррелированы.

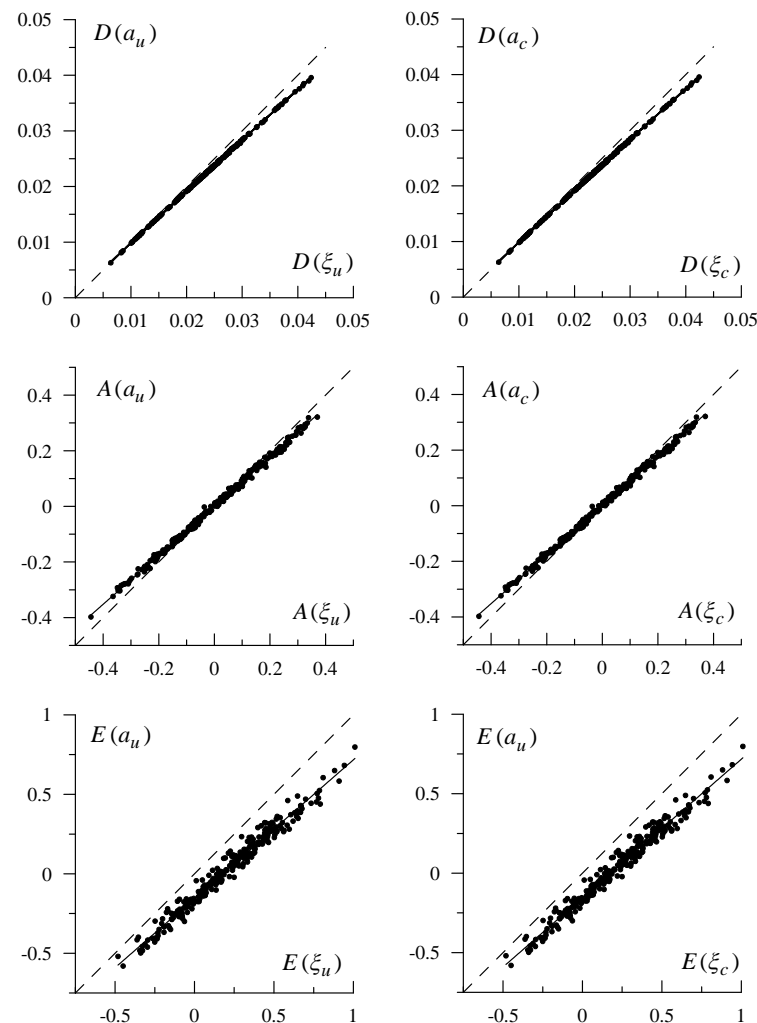


Рис. 1. Связь статистических моментов углов наклона морской поверхности и ее уклонов: точки – экспериментальные оценки; сплошная линия регрессии (7)-(12) соответственно; штриховая линия соответствует равенству статистических моментов двух характеристик.

Таблица 1

Корреляционные матрицы статистических моментов углов наклонов и уклонов морской поверхности

Продольная компонента						
	$D(\alpha_u)$	$D(\xi_u)$	$A(\alpha_u)$	$A(\xi_u)$	$E(\alpha_u)$	$E(\xi_u)$
$D(\alpha_u)$	1	1.000	-0.314	-0.316	-0.346	-0.472
$D(\xi_u)$	1.000	1	-0.312	-0.314	-0.351	-0.477
$A(\alpha_u)$	-0.314	-0.312	1	0.999	0.113	0.147
$A(\xi_u)$	-0.316	-0.314	0.999	1	0.104	0.14
$E(\alpha_u)$	-0.346	-0.351	0.113	0.104	1	0.987
$E(\xi_u)$	-0.472	-0.477	0.147	0.14	0.987	1
Поперечная компонента						
	$D(\alpha_c)$	$D(\xi_c)$	$A(\alpha_c)$	$A(\xi_c)$	$E(\alpha_c)$	$E(\xi_c)$
$D(\alpha_c)$	1	1.000	-0.072	-0.084	-0.091	-0.221
$D(\xi_c)$	1.000	1	-0.075	-0.087	-0.098	-0.227
$A(\alpha_c)$	-0.072	-0.075	1	0.999	0.140	0.149
$A(\xi_c)$	-0.084	-0.087	0.999	1	0.139	0.151
$E(\alpha_c)$	-0.091	-0.098	0.140	0.139	1	0.988
$E(\xi_c)$	-0.221	-0.227	0.149	0.151	0.988	1

Можно добавить, что все оценки $E(\alpha_u)$ лежат ниже штриховой линии, которой показана зависимость, соответствующая равенству статистических моментов двух характеристик. Это означает, что при переходе от переменной ξ_u к переменной α_u происходит систематическое смещение эксцесса в область более низких значений.

Зависимости статистических моментов параметров ξ_c и α_c также представлены на рис. 1. Регрессионные уравнения, описывающие связь статистических моментов уклонов и углов наклонов для поперечного и продольного направления, имеют близкие коэффициенты и характеризуются близкими среднеквадратическими отклонениями,

$$D(\alpha_c) = 0.944 D(\xi_c) \pm 0.00006, \quad (10)$$

$$A(\alpha_c) = 0.922 A(\xi_c) \pm 0.007, \quad (11)$$

$$E(\alpha_c) = 0.869 E(\xi_c) - 0.105 \pm 0.038. \quad (12)$$

Исключением является смещение значений эксцесса $E(\alpha_c)$, которое для поперечного направления в среднем в полтора раза меньше, чем для продольного.

Заключение

Традиционно при исследовании шероховатости морской поверхности изучается изменчивость ее уклонов. Вместе с тем существует широкий круг задач, в частности связанных с рассеянием радиоволн на морской поверхности, в рамках которого необходимо знать статистические характеристики углов наклонов морской поверхности. Переход от оценок статистических моментов уклонов к статистическим моментам углов наклонов, несмотря на его кажущуюся простоту, не является тривиальным. Проблема заключается в том, что характер распределения уклонов и соответственно углов наклонов сильно меняется в зависимости от конкретной гидрометеорологической ситуации. Кроме того, существующие модели уклонов морской поверхности, построенные на основе ряда Грама-Шарлье, описывают плотность вероятностей только в ограниченной области, $|\tilde{\xi}| \leq 2.5$.

В настоящей работе для определения связи между статистическими моментами уклонов и углов наклонов морской поверхности используются данные прямых измерений уклонов. Показано, что дисперсия, асимметрия и эксцесс уклонов и углов наклонов, определенных для продольного и поперечного относительно вектора скорости ветра направлений, связаны между собой линейными регрессионными уравнениями. Определены коэффициенты регрессионных уравнений. Показано, что статистические моменты уклонов и углов наклонов разных порядков между собой, как правило, слабо коррелированы.

Литература

1. Liu Y., Su M-Y., Yan X-H. and Liu W.T. The mean-square slope of ocean surface waves and its effects on radar backscattering // J. of Atmospheric and Oceanic Technology, 2000. Vol. 17. P. 1092–1105.
2. Plant W.J. A new interpretation of sea-surface slope probability density function // J. of Geophys. Res., 2003. Vol. 108, № C9. doi 10.1029/2003JC001870.
3. Cox C., Munk W. Statistics of the sea surface derived from the sun glitter // J. Mar. Res. 1954. V. 13, N 2. P. 198–227.
4. Hughes B.A., Grant H.L. and Chappell R.W. A fast response surface-wave slope meter and measured wind-waves components // Deep Sea Res. 1977. Vol. 24, № 12. P. 1211–1223.
5. Христофоров Г.Н., Заневалов А.С., Бабий М.В. Статистические характеристики уклонов морской поверхности при разных скоростях ветра // Океанология. 1992. Т. 32, Вып. 3. С. 452–459.
6. Kudryavtsev V.N., Hauser D., Caudal G., Chapron B. A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface // J. of Geophys. Res. 2003. Vol. 108, № C3. doi:10.1029/2001JC001003.
7. Малиновский В.В. Особенности расчета геометрического коэффициента в двухмасштабной модели УЭПР морской поверхности // Исследование Земли из космоса. 2004. № 1. С. 30–35.

8. *Shrira V.I., Badulin S.I. and Voronovic A.G.* Electromagnetic wave scattering from the sea surface in the presence of wind wave patterns // *Int. J. Remote Sensing*. 2003. Vol. 24, № 24. P. 5075–5093.
9. *Longuet-Higgins M.S.* On the skewness of sea-surface slopes // *J. of Phys. Oceanogr.* 1982. Vol. 12. P. 1283–1291.
10. *Заневалов А.С., Патнер Ю.Б.* Аналитическая модель плотности вероятностей уклонов морской поверхности // *Морской гидрофизический журнал*. 2003. № 1. С. 3–17.
11. *Юэн Г., Лейк Б.* Нелинейная динамика гравитационных волн на глубокой воде: Пер. с англ. Новое в зарубежной науке. Механика. Вып. 41. М.: Мир, 1987.
12. *Кендалл М.Дж., Стьюарт А.* Теория распределений: Пер. с англ. М.: Наука, 1966.
13. *Заневалов А.С.* Изменчивость характеристик локальных уклонов морской поверхности // *Прикладная гидромеханика*. 2005. Т. 7(79), № 1. С. 17–21.
14. *Tatarskii V. I.* Multi-Gaussian representation of the Cox–Munk distribution for slopes of wind-driven waves // *J. of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2003. Vol. 20. P. 1697–1705.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДИСТАНЦИОННЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ РАСЧЕТОВ ГЕЛИОЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Киселева С.В.¹, Терехова Е.Н.¹, Попель О.С.², Фрид С.Е.², Коломиец Ю.Г.²

¹ – *Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, k_siphia_v@mail.ru;*
² – *ОИВТ РАН, O_Popel@oivtran.ru*

Представлена методика использования баз данных, полученных с помощью дистанционных спутниковых методов для оценки ресурсов солнечной энергии территории России и проведения имитационного моделирования единичных и комбинированных энергоустановок, использующих возобновляемые источники энергии.

Введение

Освоение экологически чистых возобновляемых источников энергии (ВИЭ) является стратегической задачей, определяющей перспективы устойчивого развития многих стран и удаленных от сетей централизованного энергоснабжения регионов России в условиях постепенного истощения дешевых запасов ископаемого органического топлива и угрозы все большего антропогенного загрязнения окружающей среды. Многие технологии использования ВИЭ уже сегодня достигли уровня конкурентоспособности и постепенно выходят на рынок, в том числе и российский.

Проводимые в области использования солнечной энергии исследования и разработки нуждаются в надежных исходных данных о солнечной радиации существенно меняющейся в зависимости от природно-климатических условий предполагаемого места эксплуатации солнечных энергоустановок. Возникает, таким образом, задача разработки специальных методов и математических моделей, которые раскрывают понятие извлекаемых гелиоэнергоресурсов и дают возможность формировать дополнительную информационную базу, включающую структуру су-

точного хода суммарной и прямой солнечной радиации, интервалы продолжительности солнечного сияния не менее 2-3 часов, суточной ход температуры воздуха, пространственное и временное распределение оптимальных углов приема солнечной радиации и др.

Методология оценок ресурсов солнечной энергии

Традиционно для оценки ресурсов солнечной энергии использовались аналитические методы и данные наземных наблюдений. Аналитические методы применимы для предварительных расчетов потенциала отдельных регионов, однако они сложны, точность их невысока, и в этой связи они могут иметь при проектировании гелиоустановок лишь оценочное значение [*Расчет ресурсов..., 1998*].

Россия располагает одной из самых разветвленных в мире сетей метеорологических станций, на ряде которых ведутся регулярные актинометрические наблюдения. Разработаны единая программа и методика обработки и обобщения актинометрической информации, создающие основу для агроклиматического районирования территории страны, строительного проектирования, оценки изменения климата и других хозяйственных и научных целей. В то же время, по данным ГГО им. А.И. Воейкова, в 1997 г. на территории России действовало лишь 129 таких актинометрических станций, причем далеко не все результаты их измерений были обобщены в климатических справочниках [*Научно-прикладной справочник..., 1990*]. Это осложняет получение надежных данных о распределении солнечной радиации по территории страны. Тем не менее, такая работа в 1990-х годах была выполнена ГГО им. А.И. Воейкова и реализована в подготовленных Атласах ветрового и солнечного климатов России, включающих в себя и карты распределения солнечной радиации [*Борисенко, Стадник, 1997*].

Исчерпывающее описание радиационного режима, необходимое для оптимизационных гелиоэнергетических расчетов, сопряжено с определенными трудностями. Во-первых, при малом количестве пунктов актинометрических измерений возникает проблема проведения обоснованных пространственных экстраполяций и интерполяций результатов измерений. Во-вторых, число измеряемых характеристик солнечной радиации на них ограничено. Для преодоления проблемы отсутствия актинометрических данных в [*Пивоварова, 1977*] было предложено обратиться к данным о продолжительности солнечного сияния (сеть гелиографических станций в 4...5 раз гуще актинометрической), а затем, используя ее корреляцию с суммарной солнечной радиацией, определить последнюю. Обосновывались и другие методики оценки прихода солнечной радиации на поверхность Земли, путем использования экстраполяции или интерполяции⁵. При проведении таких расчетов и оценки расстояний достоверной интерполяции/экстраполяции большое значение имеет анализ структурной и корреляционной функций для актинометрических

⁵ В данном случае под экстраполяцией понимается распространение данных одной актинометрической станции на прилегающую территорию. Интерполяция данных - использования данных двух и более актинометрических станций для оценки солнечной радиации, приходящей на территорию, при тех или иных допущениях относительно принципов расчета интерполяции (линейная, степенная и т.д.).

станций⁶. На основании разработок, сделанных в СССР [Ливоварова, 1977], было получено, что при использовании экстраполяции **суточных сумм суммарной радиации** по данным наблюдений соседней станции, расположенной на расстоянии 100 км от интересующего потребителя пункта, ошибка суточной суммы составляет:

- зимой и осенью 0.6...0.9 МДж/м² за сутки,
- весной и летом 3.2...3.6 МДж/м² за сутки.

Для пункта, удаленного на расстояние 200 км от данной станции, ошибка составит соответственно 0.8...1.5 и 4.6...4.8 МДж/м² за сутки. Для расстояния 300 км эти цифры возрастут до 6.1...6.5 МДж/м² за сутки для условий июля. Нами были сопоставлены указанные ошибки со значениями суточных сумм суммарной радиации, полученных в метеообсерватории МГУ им. М.В.Ломоносова. При средних значениях суммарной суточной солнечной радиации в январе 1.98 МДж/м² ошибки экстраполяции на 100 км составят 30...45%, на 200 км – 40...75% от величины. Средние значения суточной суммы суммарной солнечной радиации в июле за тот же период осреднения составили 18.9 МДж/м², а ошибки экстраполяции на 100 км – 19%, на 200 км – 25%, на 300 км – 35% от величины, что, безусловно, существенно скажется на точности проектирования, выбора оборудования и режима работы гелиоустановки, а также прогнозах получаемой энергии.

Если использовать **экстраполяцию осредненных за месяц суточных сумм радиации** на те же расстояния, то ошибки будут меньше. Так для европейской части страны в ГГО были получены следующие значения ошибок экстраполяции осредненных за месяц суточных сумм суммарной радиации (МДж/м²):

Таблица 1. Ошибки экстраполяции осредненных за месяц суточных сумм суммарной радиации (МДж/м²).

МЕСЯЦ	Расстояние в км.				
	0	50	100	200	400
Январь	0.15	0.2	0.3	0.4	0.6
Июль	0.8	1.0	1.1	1.4	2.2

Поэтому для практических задач целесообразно применять линейную интерполяцию аномалий сумм радиации по двум точкам. По оценкам, полученным для умеренных широт европейской части страны [Ливоварова, 1977], интерполяция на середину расстояния между станциями (до 400 км) уменьшает ошибки по сравнению с экстраполяцией в 1.5...2 раза для суточных сумм радиации и в 2...2.5 раза для средних месячных сумм.

На основе методов экстраполяции и интерполяции, а также с помощью гелиографических данных в ГГО им.А.И.Воейкова были составлены карты распределения солнечной радиации по территории СССР, которые позволили провести районирование территории по условиям обеспеченности гелиоресурсами

⁶ Структурная функция - это средний квадрат разности значений величины f для двух заданных точек поля $\bar{f} : b(\rho) = \overline{|f_i - f_k|^2}$. Корреляционная функция: $\mu(\rho) = \frac{(f_i - \bar{f}_i)(f_k - \bar{f}_k)}{\sigma_{f_i} \sigma_{f_k}}$

(рис.1). Однако, как указывалось выше, результаты картографирования падающей солнечной радиации и районирования территории определяются точностью исходных данных. А в условиях существующей сети актинометрических станций России при расстоянии между станциями, например на большей части азиатской территории и ряда регионов европейской части - более 500 км, погрешность и интерполяционных данных может быть достаточно высокой и непригодной для инженерных расчетов солнечных установок.

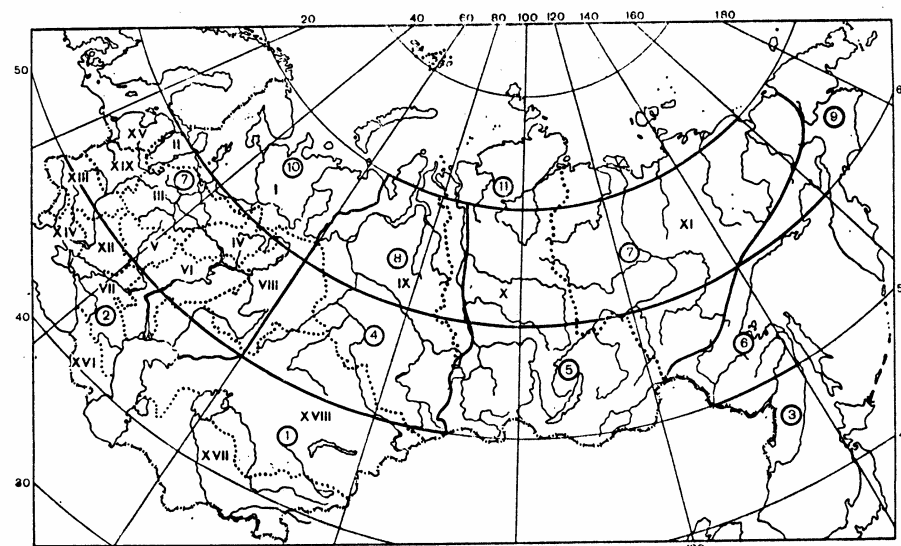


Рис.1. Районирование территории СССР по потенциалу солнечной радиации. Цифра в кружке – номер района по приоритету потенциала, римская цифра – номер экономического района, точки – границы районов.

Переход к современным методам регистрации метеорологических данных с использованием машиночитаемых носителей естественным образом привел к созданию баз данных климатологической и, в частности, актинометрической информации. Одна из первых актинометрических баз данных была выполнена в виде приложения к Европейскому атласу солнечной радиации (E.S.R.A). База содержала значения месячных сумм суммарной и рассеянной радиации с 1966 по 1975 гг. для 340 пунктов наблюдения в Европе и Северной Африке. Среди баз данных по солнечной радиации выделяется продукт швейцарской организации Meteonorm (METEONORM 4.0), основанный на данных более 2400 пунктов наблюдения по всему миру. Эта база данных является наиболее полной по проводимым измерениям (суммарная, прямая и рассеянная солнечная радиация, температура, давление, скорость ветра, влажность атмосферного воздуха. Информация по 1093 метеостанциям (суммарная солнечная радиация, температура окружающего воздуха, скорость ветра) содержится в программных продуктах RETScreen (Канада). Следует отметить, что сегодня любое претендующее на охват значительной территории расчетное ис-

следование установок, использующих энергию солнца и ветра, в качестве «побочного продукта» приводит к накоплению структурированных климатологических данных. Так, авторы настоящей работы располагают массивом данных по месячным суммам суммарной солнечной радиации, температуре и влажности окружающего воздуха, скорости ветра для 1036 метеостанций по всему миру. Массив был подготовлен с использованием данных RETScreen, TRNSYS и отечественных метеостанций [RETScreen International..., 2007; TRNSYS..., 2007; Научно-прикладной справочник..., 1990].

Развитие методов спутниковых наблюдений и измерений дает новые методы и подходы к задаче интерполяции актинометрических данных, поскольку использование космических аппаратов позволяет получать гораздо более подробную информацию. Наземные актинометрические станции при этом играют роль точек привязки спутниковых данных и верификации моделей распространения солнечного излучения в атмосфере. Известны две базы данных, объединяющие результаты спутниковых наблюдений. Одна из них – S@tel-Light – содержит результаты дистанционных измерений, проведенных в 1996–2000 гг. База содержит получасовые суммы суммарной и рассеянной солнечной радиации. Информация о температуре окружающего воздуха и скорости ветра в S@tel-Light отсутствует и для каких-либо оценок применительно к территории России база S@tel-Light непригодна, поскольку содержит данные лишь для относительно небольшой зоны в Европейской части нашей страны.

В данной работе использовалась база, созданная Национальным агентством по авиации и исследованию космического пространства США (NASA). База данных NASA SSE [NASA Surface meteorology and Solar Energy, 2007] основана на 10-летних (июль 1983 г. – июнь 1993 г.) рядах спутниковых измерений радиационного баланса земной поверхности, проводившихся в рамках программы World Climate Research Program's International Satellite and Cloud Climatology Program (ISCCP). По результатам измерений с использованием различных моделей распространения солнечного излучения в атмосфере были рассчитаны значения месячных сумм падающей солнечной радиации, статистические характеристики солнечного излучения, целый ряд метеорологических параметров, и характеристики ветра на различных высотах в атмосфере. Учитывались особенности климатических зон земного шара, в том числе характер отражения излучения от земной поверхности (альбедо), состояние облачности, загрязнение атмосферы аэрозолями. Методика этих расчетов разрабатывалась с участием The DOE National Renewable Energy Laboratory (NREL, США); The World Radiation Data Center (WRDC, Санкт-Петербург, Россия⁷); The Swiss Federal Institute of Technology in Zurich (the Global Energy Budget Archive (GEBA), Швейцария); Natural Resources Canada (RETScreen, Канада); The NOAA Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory (CMDL, США).

Обработка и апробация методики пересчета осуществлялась с привлечением данных наземных измерений, в том числе, семи российских метеостанций, выполненных в течение того же десятилетнего периода времени (проект Goddard Earth Observation System (GEOS-1)).

⁷ Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова.

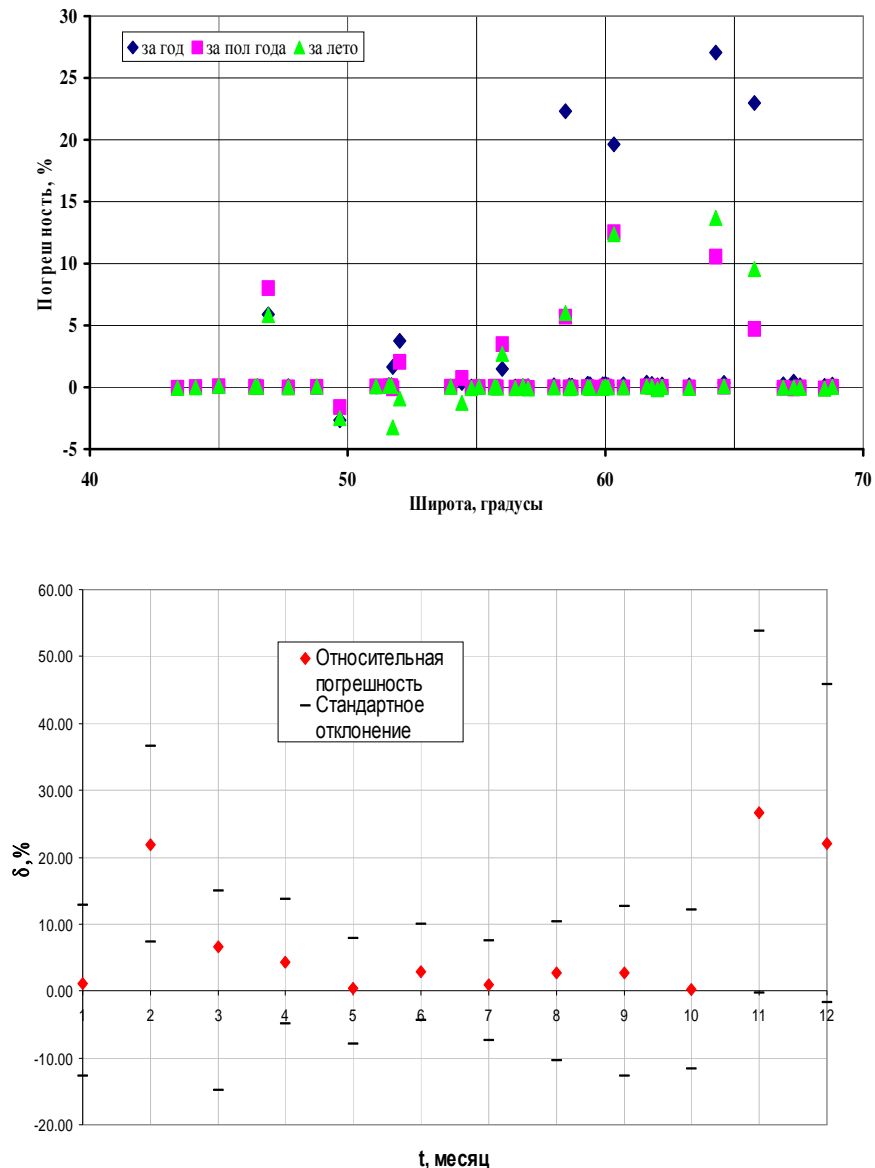


Рис. 2. а) - Относительная погрешность сумм суммарной солнечной радиации на горизонтальную поверхность в зависимости от широты за год, теплые полгода, летние месяцы; б) - Средняя по выборке из 50 пунктов сравнения относительная погрешность данных NASA в зависимости от времени и ее стандартное отклонение.

Расчитанные значения сумм солнечной радиации интерполированы на сетку $1^\circ \times 1^\circ$ по всему земному шару (измерения и расчет выполнялись для сетки $2,5^\circ \times 2,5^\circ$). База данных доступна через Интернет (<http://eosweb.larc.nasa.gov/sse/>). Актинометрические данные структурированы по возможным потребителям (фотоэлектрические панели и солнечные коллекторы, солнечные кухни, системы с аккумуляторами энергии и тепла). Естественно, эти данные не отражают микроклимат отдельных территорий, и в этом смысле значение качественных наземных измерений велико. Ценность же базы данных NASA определяется тем, что она позволяет восполнить недостаток наземных измерений, а там, где они проводятся, дополнить их. В частности, в последней версии программного продукта RETScreen [RETScreen International..., 2007] использована комбинированная база климатологической информации, содержащая как данные наземных измерений, так и параметры, полученные из базы данных NASA SSE.

Для верификации данных NASA применительно к территории России авторами был выполнен дополнительный анализ достоверности массива данных NASA SSE. Анализ проводился в двух направлениях: сравнение результатов NASA и наземных измерений 50 актинометрических станций, составляющих почти половину метеостанций, ведущих актинометрические наблюдения на территории России, и детальное сравнение данных NASA и актинометрических наблюдений метеообсерватории МГУ им. М.В. Ломоносова.

Относительная погрешность δ суммарной солнечной радиации, приходящей на горизонтальную поверхность, анализировалась как по отдельным пунктам наблюдений, так и по всем пунктам за определенные промежутки времени (год, теплая половина года, летние месяцы). Результаты сравнения в зависимости от географической широты метеостанций приведены на рис. 2 а,б.

Из графиков видно, что не наблюдается какой-либо корреляции отклонений двух типов данных и широты места. Для большинства пунктов сравнения погрешность не превышает 5%, что вполне удовлетворительно для проведения гелиотехнических расчетов. Погрешность превышает 10% лишь для нескольких пунктов: Южно-Сахалинска ($46,9^\circ \text{с.ш.}$), Енисейска ($58,5^\circ \text{с.ш.}$), Ванавары ($60,3^\circ \text{с.ш.}$), Туры ($64,3^\circ \text{с.ш.}$), Туруханска ($65,8^\circ \text{с.ш.}$) и некоторых других. Эти значительные отклонения актинометрических данных либо являются результатом случайных ошибок, либо возникают в результате недостаточного учета в математических моделях NASA локальных физико-географических особенностей в этих регионах. Относительная погрешность в течение года естественно изменяется. Однако, в теплые полгода (и – особенно – в летние месяцы) средняя по выборке метеостанций погрешность не превышает 10–15%. Поскольку именно этот период является наиболее продуктивным для работы установок солнечной энергетики, данные NASA вполне удовлетворительны для оценки потенциала солнечной энергии территории и расчета характеристик установок, использующих солнечную энергию. Детальное сопоставление актинометрических данных метеообсерватории МГУ с данными NASA по суммарной солнечной радиации, относящимся к узлу сетки, максимально приближенному по координатам к Москве, показывают практически полное соответствие результатов (рис. 3).

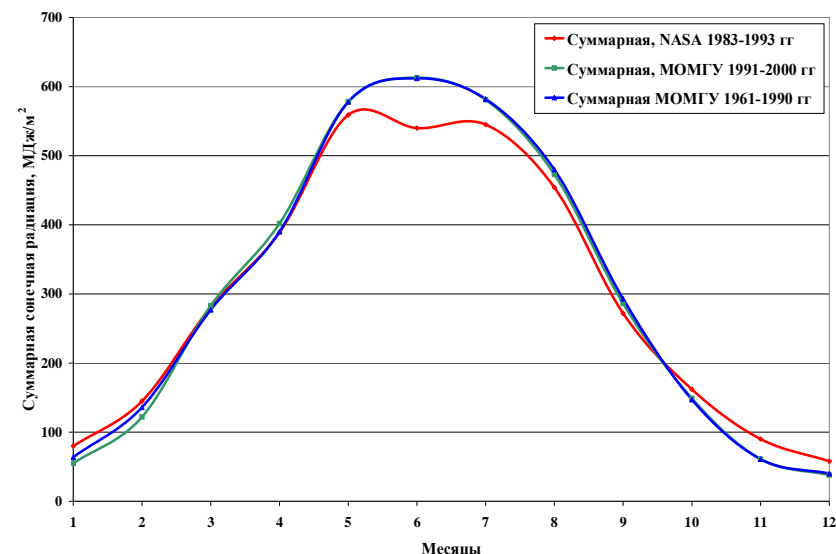


Рис. 3. Месячные суммы суммарной солнечной радиации по данным NASA (1983–1993 гг.) и МО МГУ (1961–1990 гг. и 1991–2000 гг.).

Таким образом, относительные отклонения данных NASA от результатов наземных измерений по месячным суммам солнечной радиации для большинства «солнечных» месяцев и регионов России не превышает 10...15%, что вполне приемлемо для инженерных расчетов эффективности использования солнечных установок. Величиной этой погрешности обусловлен и выбор шага изолиний ($0,5 \text{ кВтч/м}^2 \text{ день}$) прихода солнечной радиации при картографической обработке данных.

Использование базы данных NASA позволило создать серию карт падающей солнечной радиации для территории России (рис. 4):

- дневные суммы суммарной солнечной радиации, поступающей на неподвижные поверхности южной ориентации с различным углом наклона к горизонту за различные периоды времени;
- дневные суммы суммарной солнечной радиации, приходящей на вертикальную и оптимально ориентированную неподвижную поверхность;
- дневные суммы прямой солнечной радиации, приходящей на нормальную к лучу поверхность;
- карта среднегодовых скоростей ветра на высоте 50 м.

Был проведен всесторонний анализ полученного картографического материала, сравнение с картами ГГО им. А.И.Воейкова; выделены районы с высокими величинами потоков солнечной радиации (суммарной и прямой) на различных образом ориентированных поверхностях.

Солнечные и ветровые энергоустановки, предназначенные для производства электроэнергии или тепла, находят все более широкое практическое использование в мире. Большой интерес представляют комбинированные энергокомплексы, соче-

тающие и солнечные, и ветровые энергоустановки, что позволяет обеспечить более стабильную выработку энергии: как правило, в пасмурные дни ветер усиливается, а в солнечные – ослабляется, и таким образом первичные источники энергии компенсируют нестабильность энергопотока. Часто такие установки и комплексы работают совместно с традиционными энергоустановками, использующими органическое топливо, что позволяет существенно сократить потребление топлива последними и уменьшить загрязнение окружающей среды.



Рис. 4. Карта распределения сумм суммарной солнечной радиации; осреднение проведено для трех летних месяцев. Горизонтальная ориентация площадки.

Принципиальные отличия энергоустановок, использующих возобновляемые источники энергии, от традиционных, работающих на органическом топливе определяются низкой плотностью энергетических потоков и их временной нестабильностью. С этим связаны высокие капитальные затраты на создание таких установок, а также необходимость аккумуляции вырабатываемой ими энергии. Взаимозависимость элементов установки определяет нелинейный характер преобразования энергии в ней, что не позволяет определять параметры установки, рассматривая ее работу в «расчетном» режиме, как обычно поступают с традиционными энергоустановками. С другой стороны, высокая начальная стоимость установки требует оптимизации ее состава и конфигурации. В этих условиях практически единственным средством оптимизации установки становится имитационное моделирование ее работы в конкретных климатических условиях на конкретную нагрузку.

Каждое из устройств комбинированной энергоустановки является сложным объектом, в котором протекают разнообразные взаимосвязанные физические процессы, причем для некоторых из них теоретическое обоснование модели процессов пока отсутствует. С другой стороны, чрезмерное упрощение функционального

описания отдельных устройств, очевидно, не позволит найти адекватные ответы на вопросы оптимизации состава энергоустановки, определения рациональных режимов работы отдельных устройств и установки в целом. В этих условиях целями моделирования являются:

- оптимизация состава и минимизация мощности первичных источников энергии, необходимой для обеспечения работы нагрузки в различных географических точках;
- получение оценок требуемой (минимальной) совокупной массы и стоимости установки и отдельных устройств;
- исследование зависимостей параметров устройств энергоустановки от режимов потребления мощности нагрузкой (нагрузками); определение рационального режима нагружения;
- получение оценок рациональных параметров устройств для различных регионов, выявление наиболее критичных показателей устройств;
- отработка начальных вариантов алгоритма управления режимами работы устройств энергоустановки;
- сопоставление технико-экономических показателей установки при различных ее конфигурациях.

Удобным и ставшим стандартным де-факто средством имитационного моделирования энергоустановок, использующих возобновляемые источники энергии, является среда моделирования динамических систем TRNSYS [TRNSYS..., 2007], разработанная в Висконсинском университете (США) и первоначально предназначенная для моделирования систем солнечного теплоснабжения. Среда позволяет моделировать поведение систем, описываемых обыкновенными дифференциальными уравнениями, и представляет собой набор ФОРТРАН-модулей, необходимых для управления процессом моделирования. Указанные модули описывают поведение различных элементов моделируемой системы и служат «кирпичиками» для сборки системы. В среду также входят ряд дополнительных сервисных и вспомогательных модулей для описания свойств элементов, ввода и вывода информации, ее анализа и онлайн-визуализации. Весь этот набор откомпилирован в динамическую библиотеку и работает под управлением собственно программы динамического моделирования. Модульный характер TRNSYS, наличие исходного кода и четких правил описания и связывания модулей определяют открытый характер TRNSYS, позволяя пользователю создавать модули описания собственных элементов и включать их в моделируемые системы, расширяя таким образом возможности среды. Кроме того, независимой переменной при моделировании не обязательно должно быть время, что дает возможность проводить варианты расчетов, исследуя поведение квазидинамической системы при изменении соответствующих параметров.

Исследования, проведенные рядом зарубежных научных центров и направленные на определение оптимальной степени детализации исходных климатических данных (шага интегрирования) при моделировании работы солнечных и ветровых установок, показали, что адекватное описание таких установок с приемлемой погрешностью предсказания интегральных энергетических показателей обеспечивается при часовых интервалах представления солнечной радиации. Более мелкие шаги интегрирования не приводят к существенному повышению точности результатов, но ведут к резкому увеличению продолжительности расчетов. Увели-

чение шага интегрирования более 1 часа приводит к существенному повышению погрешности расчетов. Таким образом, для реализации имитационного моделирования в качестве исходных данных необходимы часовые последовательности метеорологических данных. Такие данные обычно представляются в формате так называемого типичного метеогода (ТМУ), представляющего собой годовую последовательность данных по солнечной радиации (прямой и рассеянной), температуре окружающего воздуха и его влажности, направлению и скорости ветра, сформированную таким образом, чтобы средние месячные параметры этой последовательности соответствовали статистическим характеристикам многолетних рядов метеоданных в данной географической точке [User's Manual..., 2007]. Совершенно очевидным является тот факт, что доступность метеорологических данных, требуемых для построения ТМУ существенно ниже доступности усредненных данных, проблемы доступа к которым обсуждались выше. Именно труднодоступность подобных данных привела к развитию подходов, направленных на стохастическую генерацию часовых рядов метеорологических параметров по их средним месячным значениям [Hall I., et al., 1978], достаточно хорошо к настоящему времени реализованную [TRNSYS..., 2007, User's Manual..., 2007].

Авторами было проведено имитационное моделирование одного из наиболее широко применяемого класса систем, использующих солнечную энергию, – солнечных водонагревательных установок; рассчитанные параметры эффективности их использования представлены в виде картографического материала. В частности, был проведен расчет эффективности использования типичной индивидуальной солнечной водонагревательной установки с солнечным коллектором площадью 2 м² с использованием двух показателей: удельного числа дней n (карты 25–26) нагрева воды до температуры не менее 37°C и доли покрытия нагрузки горячего водоснабжения за счет солнечной энергии для летних месяцев (июнь–август) и теплого полугодия (апрель–сентябрь). Было показано, что в летний период на большей части территории юга России и значительной части Сибири доля покрытия нагрузки за счет солнечной энергии составляет 0,9...1,0. На остальной территории страны доля покрытия нагрузки составляет 0,8...0,9 и лишь на относительно малых территориях северо-запада страны и на части территорий Дальнего Востока доля покрытия оказывается 0,6...0,8. По второму показателю – относительному числу дней, получение в рассмотренной СБУ воды с температурой не ниже 37°C в течение 80...90% летних дней возможно на части территории Северного Кавказа, в Бурятии и Тыве, на части территории Якутии. Для большей части территории России этот показатель ежедневного получения горячей воды в летнее время с вероятностью более 60% остается весьма высоким. Лишь на окраинных западных, северо-западных и восточных территориях величина удельного числа дней в летнее время оказывается ниже 50%. Оценки, проведенные для теплого полугодия дают более низкие результаты, однако остаются достаточно высокими для того, чтобы сделать вывод о высокой эффективности использования солнечных водонагревательных установок на большей части территории России.

Таким образом, в результате проведенных исследований апробирована методика использования баз данных, полученных с помощью дистанционных спутниковых методов для оценки ресурсов солнечной энергии территории России, построены карты падающей солнечной радиации на различном образом ориентированные по-

верхности и по различным срокам осреднения. Всесторонне изучена и доказана плодотворность использования базы данных NASA для построения типичного метеогода (ТМУ) и проведения имитационного моделирования единичных и комбинированных энергоустановок, использующих возобновляемые источники энергии.

Литература

1. *Расчет ресурсов солнечной энергетики* // В.И. Виссарионов, Г.В. Дерюгина, С.В. Кривенкова, В.А. Кузнецова, Н.К. Малинин. Под ред. В.И. Виссарионова – М.: Изд-во МЭИ. 1998. 61с.
2. *Научно-прикладной справочник по климату СССР*. Л.: Гидрометеиздат, 1990.
3. *Борисенко М.М., Стадник В.В.* Атласы ветрового и солнечного климатов России. СПб.: Изд-во ГГО им. А.И. Воейкова, 1997.
4. *Атлас энергетических ресурсов СССР*. Т.1, Ч.3. Гидроэнергетические, ветроэнергетические, гелиоэнергетические ресурсы. 1935.
5. *Пивоварова З.И.* Радиационные характеристики вычислений. – Л.: Гидрометеиздат. 1977. 335 с.
6. *RETSscreen International. Renewable energy decision support center.* // 2007. <http://www.retscreen.net>.
7. *TRNSYS – The Transient System Simulation Program* // 2007. <http://sel.me.wisc.edu/TRNSYS/>.
8. *User's Manual for TMY2s* // 2007. <http://rredc.nrel.gov/solar/pubs/tmy2/>.
9. *Hall I.; Prairie R.; Anderson H.; Boes E.* Generation of Typical Meteorological Years for 26 SOLMET Stations.
10. *SAND78-1601*. – Sandia National Laboratories. Albuquerque. 1978.

ОРОГРАФИЧЕСКИЕ ВОЗМУЩЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

В.Н. Кожевников¹, К.Б. Моисеенко², Б.И. Волков¹, М.Х. Мемариан¹.

¹ *Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Физический факультет,* ² *ИФА РАН*

Рассматривается связь орографических возмущений в атмосфере с некоторыми аспектами экологии. Возмущения атмосферы рассчитываются на основе двух стационарных нелинейных двумерных аналитических моделей, справедливых для случая, когда в натекающем потоке перед горами скорость и устойчивость не зависят от высоты. В моделях учитывается неограниченность атмосферы и реальные особенности формы обтекаемых гор. Исследуются три аспекта экологии. 1. Асимметрия осадков над горами. 2. Проблемы ветроэнергетики. 3. Вопрос учета орографических возмущений при мониторинге общего содержания озона в атмосфере.

1. Орографические возмущения

Хорошо известно, что свойства атмосферы над горной территорией заметно отличаются от свойств над равниной. Важная часть этих различий определяется динамикой взаимодействия движущейся атмосферы с неровностями земли. Воз-

мушения, возникающие при этом, называют орографическими. Исследования данного явления продолжают уже почти 100 лет и позволили выявить многие важные его свойства (см., например, [1–6]). В данной работе рассмотрим несколько аспектов экологии, связанных со свойствами орографических возмущений. В связи с этим воспользуемся результатами ранее проведенных расчетов, основанных на использовании нелинейной стационарной двумерной модели обтекания гор произвольного профиля ([6–9]). Прежде всего, воспользуемся расчетами по модели [9] процесса обтекания сложного протяженного горного рельефа Ирана. Это однослойная нелинейная стационарная модель, учитывающая вертикальную неограниченность атмосферы и реальную форму рельефа. Она, как известно (см. [6]), позволяет учитывать нелинейность процесса за счет перехода к рассмотрению частного атмосферного случая, когда в натекающем невозмущенном потоке перед горами скорость потока U и вертикальный градиент температуры γ не зависят от высоты:

$$U = const, \quad \gamma = const \text{ при } x \rightarrow \infty \quad (1)$$

При этом исходная система нелинейных уравнений движения, адиабатичности и неразрывности без учета вязкости сводится к решению одного линейного уравнения, а именно - уравнения Гельмгольца для возмущений функции тока ψ :

$$\Delta \psi'(x, z) + \chi^2 \psi'(x, z) = 0, \quad z = z_* + z', \quad \Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}, \quad (2)$$

где z_* – фоновая высота горного рельефа, z' – относительная вертикальная координата, x – горизонтальная координата, а коэффициент уравнения определяется соотношениями

$$\chi^2 = N/U = 2\pi/\lambda_c, \quad (3)$$

в которых используется частота Брента-Вайсяля N и характерный масштаб λ_c , впервые введенный Лира [10],

$$N^2 = g \frac{d \ln \bar{\Theta}}{dz} = g(\gamma_a - \gamma)/\bar{T} \approx g(\gamma_a - \gamma)/T_c, \quad (4)$$

$$\lambda_c = 2\pi U/N. \quad (5)$$

В выписанных формулах посредством Θ и T представлены потенциальная и абсолютная температура, T_c – характерная температура, γ_a – сухоадиабатический градиент, g – ускорение силы тяжести; кроме того, всюду чертой сверху выделены фоновые значения величин (значения в натекающем потоке). При построении решения уравнения (2) использовалась гипотеза о невозмущенности натекающего потока и предполагалось, что волновая энергия возмущений затухает с увеличением высоты. Кроме того, специальная процедура позволяла добиваться удовлетворения условия скольжения потока вдоль заранее заданного рельефа. Разработанная модель [9] не совсем точно учитывала свойства стратосферы и более высоких слоев атмосферы, однако для нижних слоев тропосферы их влияние вполне пренебрежимо (см. [6]).

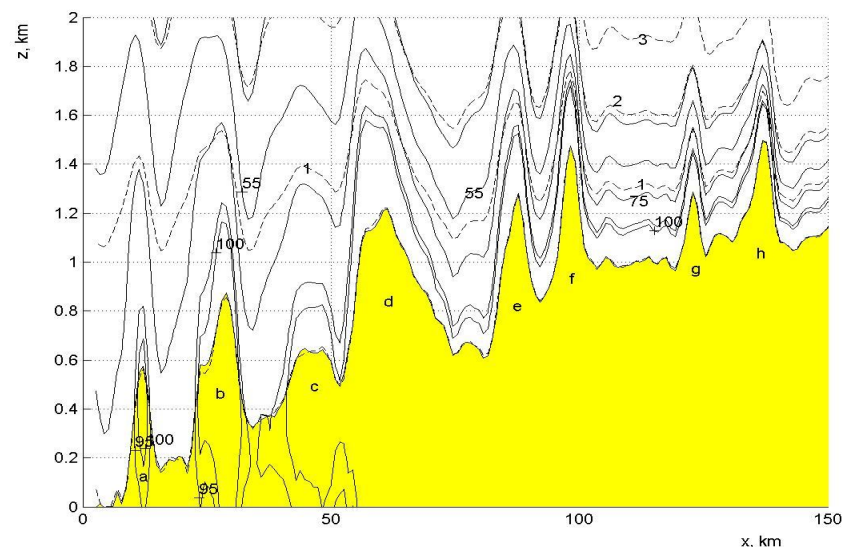


Рис. 1. Орографические возмущения над основной частью горного рельефа в слое высот до 2 км.

В настоящем исследовании будет рассмотрен характер орографических возмущений в поле траекторий и влажности в нижнем двухкилометровом слое. В расчетах использовались следующие типичные значения основных параметров атмосферы в натекающем потоке: $g = 9.81 \text{ м/с}^2$, $\lambda_a = 9.86$ град/км, значения температуры и давления на земле $T_0 = 300^\circ$, $p_0 = 101$ мб. Определяющим параметром в задаче является значение масштаба Лира. В работе был рассмотрен вариант, когда $\lambda_c = 7.8$ км (или $U = 13.94$ м/с).

Один из проведенных расчетов иллюстрируется на рис. 1. Пунктирными линиями на данном и последующих рисунках представлены траектории движения частиц воздуха, имеющие в натекающем потоке относительные высоты $z = 0$, равные 0.1, 2 и 3 км. Исходный обтекаемый рельеф закрашен.

Легко видеть при этом, что траектория с $z_0 = 0$ неотличима от верхней границы рельефа. Это свидетельствует о высокой точности воспроизведения профиля гор в полученном решении. Натекающий поток направлен слева на право. Обтекаемый рельеф включает 8 заметных горных хребтов с высотами до 1.52 км. Для удобства самые важные из этих хребтов помечаются буквами $a-h$.

На рисунке иллюстрируются возмущения над основной частью исследованного пространства. Ниже по потоку от координаты $x = 150$ горные хребты Ирана не заканчиваются, а продолжают на сотни километров. Однако специальные расче-

ты показали, что детали формы этой части гор не влияют на возмущения в основной части пространства (в диапазоне $x = 0 - 150$ км).

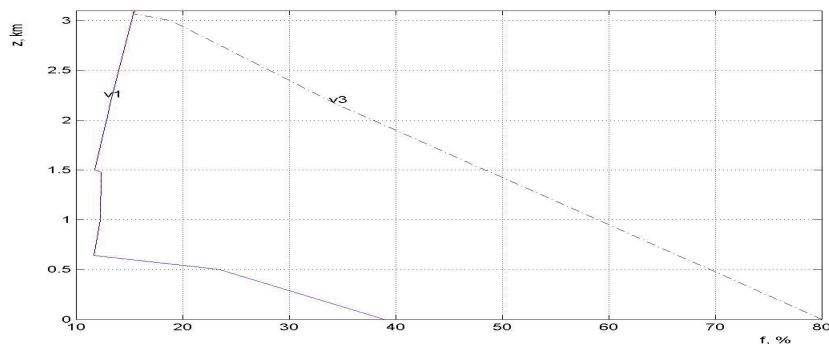


Рис. 2. Высотные профили относительной влажности в натекающем потоке.

2. Асимметрия осадков над горами

Сплошными линиями на рис. 1 показаны изолинии относительной влажности f со значениями 35, 55, 75, 95 и 100 процентов. В данной работе проведен анализ результатов, полученных для двух вариантов распределения влажности с высотой в натекающем потоке. Соответствующие профили показаны на рис. 2. Профиль $v1$ воспроизводит результат конкретного радиозондирования в натекающем потоке. Профиль $v3$ был выбран для воспроизведения ситуации увлажнения воздуха в нижних слоях при его движении перед горами над морем. При расчете возмущений поля влажности предполагалось, что удельная влажность переносится частицами воздуха без изменений – как пассивная примесь.

На рис. 1 для варианта $v3$ представлены результаты во всем основном диапазоне значений x . На рис. 3 те же результаты представлены для первой половины основного диапазона и они позволяют более детально проанализировать ситуацию. Легко видеть, что воздух достигает насыщения над вершинами всех основных хребтов. При этом особое внимание следует обратить на то, что влажность частиц воздуха, двигающихся в приземном слое, начиная с области хребта c , все время остается насыщающей. Ясно, что в этих частицах непрерывно идет процесс формирования конденсата. Известно, что частицы осадков в конденсате появляются примерно через $t = 10$ мин. Отсюда следует, что расстояние, с которого после хребта c следует ожидать появления зоны осадков, можно оценить как величину порядка $L = U \times t = 9$ км. Согласно этой оценке, область выпадения осадков должна начинаться где-то вниз по потоку от хребта c , – примерно, в точке $x = L_1 = 50$ км. Это означает, что ниже по потоку в приземном слое начнут выпадать осадки и в движущихся частицах воздуха удельная влажность начнет уменьшаться. В силу ограниченности влагозапаса воздуха отмеченная тенденция будет иметь место в ограниченном диапазоне горизонтальных координат – скажем от L_1

до $L_2 = L_1 + dL$. Ниже по потоку от координаты L_1 гипотеза о сохранении удельной влажности в движущихся частицах воздуха вновь станет справедливой и возмущения поля относительной влажности можно начинать вычислять по прежней методике. В рамках данного исследования трудно надежно оценить величины L_1 , dL и их изменения по высоте, однако принципиальный вывод об ограниченности зоны осадков остается справедливым.

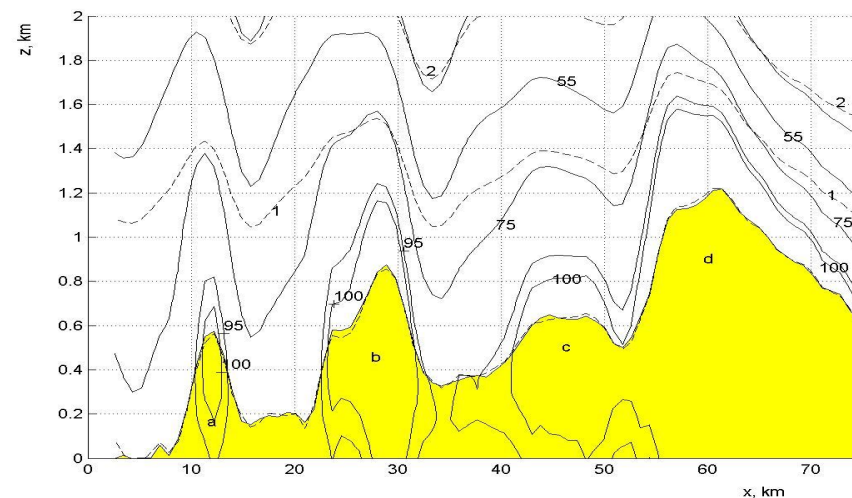


Рис. 3. Орографические возмущения над первой половиной горного рельефа - данные рис. 1 более детально.

В более высоких слоях существуют траектории с $z_0 = z_c$, для которых протяженность зоны насыщения не превышает L_1 и, значит, частицы осадков не успевают образовываться. В частицах воздуха, двигающихся вдоль более высоких траекторий, удельная влажность не изменяется. Значит, верхняя часть приземных облаков, показанных на рис. 3, моделируется достаточно надежно, и исчезновение облаков следует ожидать только в самом нижнем приземном слое, траектории в котором характеризуются значениями $z_0 < z_c$. Для наглядности представим себе, что область трансформации профиля удельной влажности за счет выпадения осадков ограничена диапазоном от L_1 до $L_2 = 75$ км и ниже по потоку в самом нижнем приземном слое вместо профиля $v3$ можно использовать профиль $v1$. На рис. 4 представлено поле относительной влажности для данного профиля. Тогда для наглядности можно представить картину облачности над второй половиной основного рельефа как комбинацию из двух картин: для пространства изолиний $z_0 < z_c$ – как соответствующую часть рис. 4, для пространства выше – как соответствующую часть рис. 3. Понятно, что самой нижнем приземном слое стыковка между полями рисунков 3 и 4 должна происходить где-то между вершинами d и e .

При этом для нас важно отметить, что атмосфера в этом слое над значительной частью второй половины рельефа становится достаточно сухой – с относительной влажностью не выше 60 процентов.

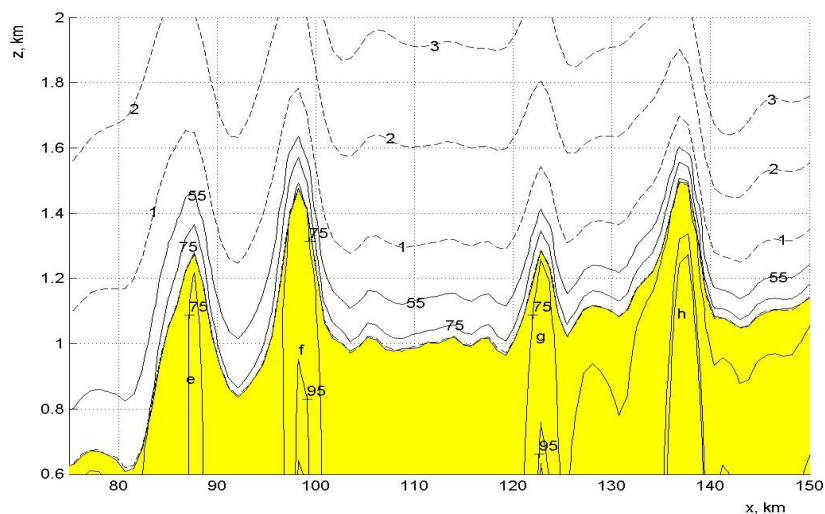


Рис. 4. Орографические возмущения над второй половиной горного рельефа для профиля влажности v (видны только изолинии влажности 35 и 55 процентов).

Проведенное исследование иллюстрирует известный из наблюдений факт, что перемещение влажного воздуха над горными районами приводит к появлению асимметрии поля осадков. Однако гораздо важнее отметить, что исследование свидетельствует о появлении возможности теоретического объяснения и предсказания данного явления. Полученный результат можно использовать для формулировки важной рекомендации в отношении грамотного с точки зрения сохранения экологической обстановки ведения лесного хозяйства в горных районах. Поскольку восстановление лесных запасов идет медленнее при недостатке влаги, разумно вести заготовку леса в наветренной части горных районов. Разницу в количестве осадков над наветренной и подветренной частями гор можно оценивать теоретически на основе описанной выше модели после некоторой ее модернизации.

3. Ветроэнергетика

Вышепредставленная гидротермодинамическая модель позволяет также проводить исследования вопроса о разумном размещении ветроэнергетических установок в горах.

На рис. 5 представлены результаты расчета возмущений, которые позволяют более детально рассмотреть ситуацию в районе хребта h (с меньшими деталями тот же вариант показан на рис. 4). Здесь совместно с траекториями представлены

изолинии горизонтальной компоненты скорости ветра. Рисунок показывает, что ее величина может достигать значения 74 м/с. Это означает, что с учетом вертикальной составляющей, полный вектор скорости здесь может превышать более чем в 5 раз скорость натекающего потока. Важно отметить, что величина скорости может заметно изменяться по пространству: вдоль наветренного склона она лежит в диапазоне 52-67, в подветренной области – 65-74 м/с.

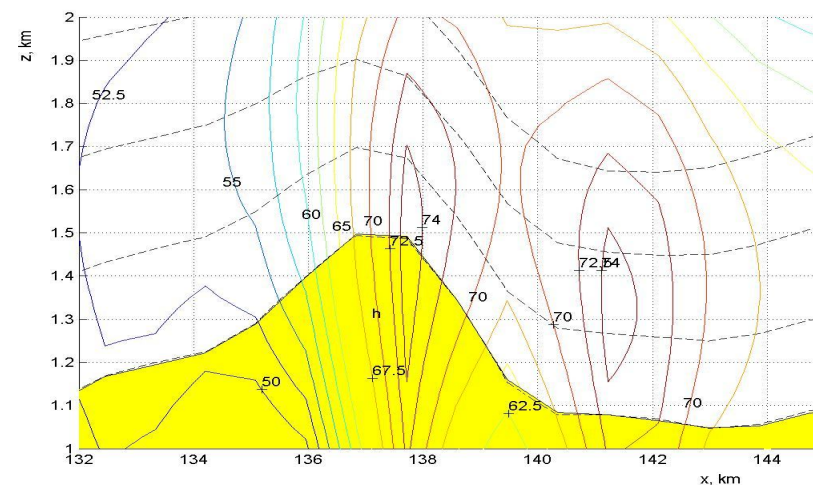


Рис. 5. Возмущения поля скорости в окрестности главной вершины горного рельефа (изолинии горизонтальной составляющей в м/с).

Отмеченные вариации могут быть существенными при решении вопроса о месте расположения ветроэнергетических установок. В целом же исследование указывает на возможность проведения оценок экономической целесообразности использования ветроэнергетики в горных районах. Этот результат имеет прямое отношение к решению проблемы облегчения давления человека на экологическую обстановку.

4. Асимметрия стратосферного озона над горами

Контроль за экологической обстановкой подразумевает проведение мониторинга ультрафиолетовой части спектра излучения солнца. Защиту от избытка ультрафиолета на земле, как известно, обеспечивает озон, - и в первую очередь его количество в стратосфере. Связь стратосферного озона с состоянием атмосферы над горными районами изучается достаточно давно. Однако количественное теоретическое моделирование данных явлений еще только начинается [11 - 15]. В работе [15], к примеру, исследуется зависимость пространственных изменений количества озона на пути солнечного луча от орографических возмущений над Антарктическим полуостровом. При этом применяется другой вариант моделирования обтекания гор на основе использования соотношений (1-5). Отличие этого варианта от предыдущего определяется тем, что атмосфера рассматривается как трехслойная жидкость, слои которой в натекающем потоке различаются только градиента-

ми температуры γ . Такой подход позволяет более надежно учитывать свойства стратосферы и вертикальное распределение озона в ней. В работе были рассмотрены три различных района полуострова с рельефами 1L, 2L, 3L. Величина скорости U в расчетах задавалась значениями 15, 20 и 40 м/с, а величина градиента температуры в тропосфере и двух вышележащих слоях атмосферы значениями 5, -2.28 и 5.2 град/км. При этом использовался типичный вертикальный профиль плотности озона. Обычно количество озона в атмосфере оценивается по его количеству в вертикальном столбе с горизонтальным сечением в квадратный метр. Данную характеристику называют общим содержанием озона, сокращенно ОСО; будем обозначать ее величиной J . Известная асимметрия орографических возмущений приводит к тому, что постоянные в натекающем потоке значения этой величины J_0 в зоне возмущений превращаются в функцию $J(x)$. Проведенное исследование показало, что орографические возмущения серьезно изменяют эту величину по пространству. Характер изменений ОСО по горизонтали достаточно разнообразен. Два примера заметных вариаций $J(x)$ из [15] иллюстрируются на рис.6. Здесь представлены относительные изменения ОСО. Они определяются свойствами натекающего потока и формой обтекаемых гор. Зависимость от формы рельефа учитывается на рисунках в том, что на них вертикальной штриховой линией показано положение главного хребта гор. В первом примере изменения озона имеют достаточно плавный характер, т.е. имеют форму часто обсуждаемых "дыр". Максимум изменений ОСО расположен почти над гребнем гор, их амплитуда близка к 2 процентам. Горизонтальные размеры такой аномалии порядка 200 км. Во втором примере изменения озона над районом главного хребта имели вид "правильной" волны длиной порядка 100 км. Часто на плавные изменения озона накладывались коротко-волновые колебания с длиной порядка 1 - 2 масштаба Лира в стратосфере.

На рис. 6 демонстрируются изменения ОСО во всем вертикальном столбе атмосферы. Однако в отдельных частях такого столба изменения ОСО могут быть на порядок больше. На рис. 7 представлено три таких примера для трех отдельных частей столба. Эти примеры характеризуют ситуации над рельефом 2L при значении скорости $U = 20$ м/с. Размах изменений, как показано, составлял 70, 86 и 100 процентов от количества озона перед горами.

Важность данных результатов становится понятной, если учесть, что измерения ОСО обычно ведутся по наблюдениям за солнцем, т.е. вдоль лучей, которые заметно отклоняются от вертикали. Измерительный луч в таких измерениях в каждый момент времени пересекает области, орографические возмущения в которых могут сильно различаться. Отсюда ясно, что резкие послонные изменения озона серьезно осложняют использование такой характеристики, как ОСО, для исследования закономерностей изменения озона во времени и пространстве.

При проведении мониторинга озона с целью контроля экологической обстановки важно знать, по какой причине происходят изменения ОСО. Работа [15] показывает, насколько важно при таких исследованиях учитывать, в частности, роль орографических возмущений.

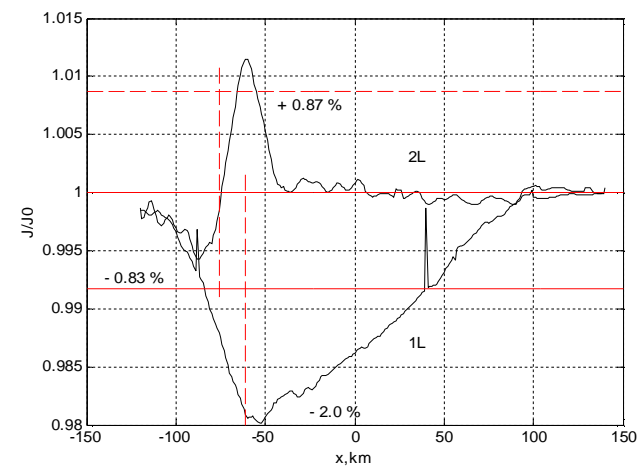


Рис. 6. Пространственные изменения ОСО во всей толще атмосферы. В натекающем потоке $J_0 = 4579$ мкг/кв.м. Нижняя кривая для $U = 15$ м/с и рельефа 1L; верхняя – для $U = 20$ м/с и рельефа 2L.

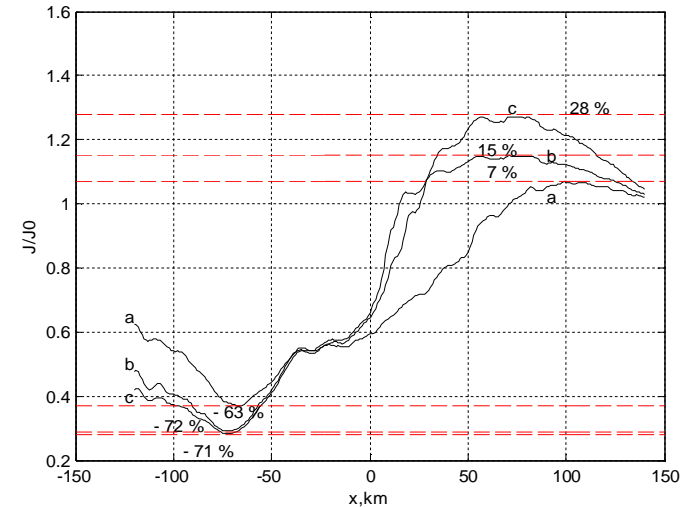


Рис. 7. Пространственные изменения содержания озона в отдельных слоях атмосферы $U = 15$ м/с, рельеф 2L. Варианты: а) $z_0 = 9 - 11$ км, $J_0 = 178$ мкг/кв.м.; б) $z_0 = 14 - 17$ км, $J_0 = 497$ мкг/кв.м.; в) $z_0 = 19 - 21$ км, $J_0 = 480$ мкг/кв.м.

Литература

1. Aviation aspects of mountain waves. Techn. note No. 18, World Meteor. organiz., (Ed. Alaka M.,) 1958.
2. Гутман Л.Н. Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов. Гидрометеиздат, Ленинград, 1969.
3. Кожевников В.Н. Обзор современного состояния теории мезомасштабных орографических неоднородностей поля вертикальных токов. Тр. ЦАО, вып. 98, стр. 3-40, 1970.
4. Госсард Э.Э., Хук У.Х. Волны в атмосфере. "Мир", Москва, 1978.
5. Скорер Р. Аэрогидродинамика окружающей среды. "Мир", Москва, 1980.
6. Кожевников В.Н. Возмущения атмосферы при обтекании гор. Москва, "Научный Мир", 160 стр. с илл., 1999.
7. Кожевников В.Н., Лосев А.С. О построении модели обтекания при точном выполнении граничного условия на цилиндрическом профиле. Вест. МГУ. Сер. 3. Физика. Астрономия. Т. 23, № 5, стр. 43-50, 1982.
8. Кожевников В.Н., Беданок М.К. Нелинейная многослойная модель обтекания неровности произвольной формы. Изв. РАН, ФАО, т. 29, № 6, стр.780-792, 1993.
9. Кожевников В.Н., Мемариан М.Х. Орографические возмущения и проблема безопасности полетов над горами Ирана. Проблемы анализа риска. Том 3, № 4, стр. 546-361, 2006.
10. Lyra G. Theorie der stationaren Leewellenstromung in freien Atmosphere. Z. angew. Math. und Mech., 23, N. 1, 1943.
11. Груздев А.Н., Еланский Н.Ф., Трутце Ю.Л. Оценка воздействия внутренних гравитационных волн на содержание озона и взаимодействующих с ним примесей в стратосфере. Кн. "Атмосферный озон", ред. А.Х.Хргиан, Н.Ф.Еланский, М., "Наука", 1983, с. 18-27.
12. Danilin M.Y., Kouznetsov G.I. On the influence of internal gravity waves on radiation fields and photodissociation rates of gases of the atmosphere. In: Ozone in the atmosphere, Eds. R.Vojkov and P.Fabian. A.Deepak Publ., Hampton, 1989, p. 384-387.
13. Груздев А.Н. Механизмы изменения малых газовых составляющих в гравитационных волнах. Изв. АН, ФАО, 1989, Т. 25, с. 485-492.
14. Danilin M.Y., Kouznetsov G.I. Internal gravity waves influence on the terrestrial strosphere. Ann. Geophysical, 1991, V.9, p. 387-392.
15. Н.Ф.Еланский, В.Н.Кожевников, Г.И.Кузнецов, Б. И. Волков. О влиянии орографических возмущений на перераспределение озона в атмосфере на примере обтекания Антарктического полуострова. Изв. РАН, ФАО, т. 39, № 1, стр. 105-120, 2003.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ МНОГОСПЕКТРАЛЬНЫХ И
ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНЫХ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ ДЛЯ
ДИСТАНЦИОННОЙ НАНОДИАГНОСТИКИ ПРИРОДНО-
ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

Козодеров В.В., Кузьмин Р.Н.

Введение

Аэрокосмические системы дистанционного зондирования (ДЗ) развиваются в направлении улучшения пространственного и спектрального разрешения аппаратуры, повышения точности ее абсолютной калибровки, уменьшения искажений приемников регистрируемого излучения. При интерпретации самых первых материалов аэрофотосъемки исходили из возможностей анализа пространственного распределения яркостей наблюдаемых объектов. В последнюю четверть XX века и в настоящее время широкое распространение получили цифровые данные ДЗ, представленные в форме многоспектральных изображений (multispectral images) сканирующих радиометров (сканеров). Обработка таких изображений с помощью вычислительных средств позволяет провести классификацию наблюдаемых объектов с визуализацией получаемой информационной продукции с помощью цветокодирования, выделения контуров этих объектов, совмещения полученных результатов с отдельными слоями имеющейся картографической продукции и т.д.

Появилась целая область обработки и интерпретации данных ДЗ, названная видеоспектрометрией (imaging spectrometry), а образцы соответствующей аппаратуры получили название спекторрадиометров. По мере увеличения спектрального разрешения аппаратуры ДЗ стали говорить о гиперспектральных изображениях (hyperspectral images), когда наряду с пространственным распределением регистрируемых яркостей при интерпретации данных используется «третья координата» - длина волн уходящего излучения. В современных системах ДЗ разрешение по спектру достигает нанометров, что открывает уникальные возможности дистанционной нанодиагностики состояния объектов природно-техногенной сферы при анализе тонкой структуры данных гиперспектрального зондирования. Возможности нанодиагностики обусловлены тем, что отдельные соединения (атмосферные газы, природные минералы, естественные и искусственные материалы) содержат характерные линии и полосы поглощения излучения, которые проявляются в данных ДЗ при таком высоком спектральном разрешении.

Еще в начале 1980-х годов были созданы самолетные спекторрадиометры высокого спектрального разрешения. Они были предназначены в первую очередь для геологических исследований, но несли также полезную информацию о состоянии растительности, поскольку позволяли разрешить спектральную структуру полосы поглощения хлорофилла (0.62-0.68 мкм) – основного пигмента фотосинтезирующей растительности. Хлорофиллы – общее название зеленых пигментов растений, с помощью которых они улавливают энергию солнечного света и осуществляют процесс фотосинтеза. В состав молекулы хлорофилла входят магний и азот,

железо является обязательным катализатором этого процесса. Все эти химические элементы имеют отдельные линии поглощения излучения в видимой области спектра. Хлорофилл как высокомолекулярное соединение имеет еще одну полосу поглощения, но уже в ультрафиолетовой области 0.42-0.46 мкм.

В работе [1] продемонстрированы одни из первых приложений данных самолетного 500-канального спектрорадиометра для изучения аномалий почвенного и лесного покрова. Исследовалось спектральное смещение первой из указанных полос хлорофилла в сторону более коротких длин волн для деревьев, растущих на почвах с высоким содержанием меди. Были показаны возможности обнаружения стрессового состояния растительности с точки зрения анализа так называемого «голубого смещения» этой полосы в сторону более коротких длин волн при определенных типах почв. Возникли предпосылки для развития новых приложений данных гиперспектрального зондирования в геологии при поиске месторождений полезных ископаемых, их добыче и транспортировке по указанным индикаторам состояния почвенно-растительного покрова.

Особенности характеристик отражения разных типов почвенно-растительного покрова при анализе данных самолетного гиперспектрального зондирования приведены в работе [2]. Линии и полосы поглощения различных соединений имеют характерные максимумы вблизи определенных длин волн, а также так называемые «крылья», которые уходят в сторону более коротких и более длинных волн относительно этих максимумов. Положение центров линий (полос) и характерная зависимость от длины волны крыльев являются существенными информативными признаками, отличающими одни соединения от других. В частности, длинноволновая ветвь полосы хлорофилла (0.68-0.73 мкм) имеет самый резкий наклон по мере увеличения длины волны из всех известных природных материалов, минералов и т.п. Этот резкий подъем спектральной отражательной способности вегетирующей растительности с увеличением длины волны в англоязычной литературе называют «красным краем» (red edge), чтобы отличить его от изменений спектра в другой из упомянутых полос хлорофилла.

Вследствие таких особенностей тонкой структуры полос поглощения хлорофилла возникновение стресса за счет аномального содержания загрязняющих соединений в почве или других аналогичных эффектов приводит к указанному «голубому смещению» основной полосы. Смещение увеличивается по мере увеличения уровня загрязнения почв. Такое смещение спектра на несколько нанометров – типичный индикатор уменьшения общего поглощения хлорофилла при возникновении условий завядания растительности, дефицита увлажнения, наличия токсичных соединений в почве и др.

Некоторые примеры использования первых типов самолетных гиперспектрометров для дистанционного обнаружения состояния лесного покрова продемонстрированы в работе [3]. Были показаны возможности картографирования отдельных районов нормального и стрессового состояния растительности. Основу картографирования составил тот факт, что отмеченный эффект резкого подъема спектральной отражательной способности характерен даже для разных видов растительности при ее нормальном состоянии. При возникновении стрессового состояния сдвиг спектральной кривой в сторону более коротких волн может быть неодинаковым для разных видов.

Одной из первых специализированных систем дистанционной гиперспектрометрии считается аппаратура «Самолетный видеоспектрометр видимой и инфракрасной области» (Airborne Visible and Infrared Imaging Spectrometer/AVIRIS) [4]. Аппаратура обеспечивала получение данных синхронно в сотнях спектральных каналов в области длин волн 0.4-2.5 мкм с шириной каждого канала в 10 нм и выше. При таком разрешении в регистрируемых данных проявляются отдельные линии и полосы поглощения солнечного излучения атмосферными газами и другими соединениями: кислородом, озоном, водяным паром и др. Было показано, что полосы поглощения основных природных минералов в горных породах и почвах расположены в области длин волн более 1 мкм [5]. Более коротковолновые спектральные каналы полезны с точки зрения оценки состояния растительности.

Задача интерпретации данных гиперспектральных измерений сводится к анализу пространственного и спектрального распределения наблюдаемых объектов в пределах элементов разрешения аппаратуры. Было введено понятие «гиперкуб данных», под которым понимается наличие строк и столбцов матрицы пространственного распределения яркостей вместе с третьей координатой (длиной волны регистрируемого излучения). Сложности интерпретации получаемых данных ДЗ определяются необходимостью согласования времени сканирования, спектральных характеристик используемых фильтров, квантовой эффективности приемника, особенностей оптической системы регистрации данных, условий солнечного освещения объектов.

Существующие подходы

В настоящее время существует достаточно широкий набор гиперспектральных систем аэрокосмического зондирования разных производителей с числом спектральных каналов от нескольких десятков до нескольких сот [6]. Области практического применения гиперспектральных измерений не ограничиваются задачами ДЗ: они эффективно применяются и для других целей (медицина, археология, оценка состояния продуктов питания и т.п.). Число соответствующих приложений непрерывно растет [7]. Например, в США данные оперативных гиперспектральных аэрокосмических измерений используются даже для «точного земледелия» (precision farming) по выявлению неоднородностей отдельных сельскохозяйственных посевов, управлению работой механических систем (тракторов, комбайнов и др.) в части внесения необходимых норм удобрений на локальных полях, ирригации, борьбе с насекомыми-вредителями [8]. Создаются компьютерные спектральные библиотеки для огромного числа природных и искусственных объектов с целью достоверной интерпретации полученных данных ДЗ [9].

По западным технологиям созданы и функционируют в составе различных космических систем такие комплексы, как «Аппаратура гиперспектральных изображений» (Hyperspectral Imager/Hyperion) [10], «Усовершенствованная аппаратура получения изображений суши» (Advanced Land Imager/ALI) [11]. Комплекс Hyperion содержит 220 спектральных каналов в области длин волн от 0.4 мкм до 2.5 мкм и позволяет получать гиперспектральные изображения с пространственным разрешением около 30 метров со спутников. Приложения данных аппаратуры Hyperion охватывают проблемы геологии, лесного и сельского хозяйства, управления окружающей средой. Комплекс ALI установлен на спутник Earth Observing-1/EO1 в развитие спутниковой системы Landsat с улучшенным пространственным

и спектральным разрешением, но с существенным уменьшением масс-габаритов аппаратуры и затрат на ее создание. При пространственном разрешении около 30 метров комплекс ALI имеет 9 спектральных каналов (0.433-0.453; 0.45-0.515; 0.525-0.605; 0.63-0.69; 0.775-0.805; 0.845-0.89; 1.2-1.3; 1.55-1.75; 2.08-2.35 мкм), а в панхроматическом канале (0.48-0.69 мкм) пространственное разрешение достигает 10 метров. Приложения данной аппаратуры ALI охватывают проблемы создания тематических карт для решения различных прикладных задач.

Общая схема обработки данных как многоспектрального, так и гиперспектрального ДЗ, включает следующие основные этапы: классификация изображений и сегментация объектов с близкими спектральными свойствами; выделение типичных объектов со специфическими характеристиками регистрируемого излучения; построение моделей формирования внутренней структуры отдельных элементов разрешения; привлечение дополнительной информации по интерпретации объектов смешанного типа. В отличие от стандартных процедур программно-аппаратной обработки отдельных снимков (визуальное дешифрирование является основой интерпретации полученных данных) эффективная обработка гиперспектральных данных возможна только при использовании специального программного обеспечения соответствующих компьютерных систем вследствие огромных объемов исходных данных. Для этих целей разрабатываются специализированные системы высокопроизводительной обработки данных. Создаются экспертные системы, которые состоят из технических и программных средств обработки данных, базы знаний и интерфейсов для решения проблем, где роль эксперта-специалиста сводится к символической форме задания решающих правил.

Основные особенности экспертных систем состоят в возможности воспроизведения имеющихся знаний об исследуемых объектах и явлениях с учетом опыта специалистов-интерпретаторов в заданной предметной области [12]. В России соответствующие новации обычно увязывают с реализацией так называемых географических информационных систем (ГИС), в которых стандартное программное обеспечение обработки географически привязанных данных (данные ДЗ, разные слои имеющихся оцифрованных картографических материалов и др.), как правило, поставляется зарубежными фирмами.

В работах [13, 14] сделаны первые шаги по созданию оригинального программного обеспечения обработки данных ДЗ на основе новейших разработок в области вычислительной математики применительно к рассматриваемой проблеме интерпретации данных многоспектрального и гиперспектрального аэрокосмического зондирования. В работе [13] рассматриваются новые подходы к количественной оценке объема фитомассы и других параметров состояния растительности (породный состав лесных насаждений, тип межкрупной растительности и др.) для каждого элемента многоспектральных космических изображений. Продемонстрированы примеры получения новой информационной продукции при обработке изображений аппаратуры MODIS/Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer («Видеоспектрорадиометр среднего разрешения») спутника Terra среднего пространственного разрешения при использовании абсолютных энергетических характеристик данной измерительной системы и результатов моделирования полей уходящего излучения. В работе [14] показаны технологические аспекты создания программно-алгоритмического обеспечения решения задач распознавания образов

природных объектов и количественной оценки их состояния по многоспектральным космическим изображениям высокого пространственного разрешения. Использовались данные аппаратуры ETM+/Enhanced Thematic Mapper («Усовершенствованный тематический картограф») спутника Landsat-7. Важнейшая особенность созданного программного обеспечения в том, что оно применимо как при обработке многоспектральных данных MODIS (пространственное разрешение около 500 метров), так и данных ETM+ (пространственное разрешение около 30 метров).

Новые приложения указанных методов, алгоритмов и расчетных программ связаны с обработкой данных, получаемых разработанным в НПО «Лептон» гиперспектрометром видимого и ближнего инфракрасного диапазонов спектра [15]. При разработке данной аппаратуры использовалась отечественная технология обеспечения высокого пространственного, радиометрического и спектрального разрешения в области спектра 0.43-0.93 мкм с применением новых научно-технических решений, в том числе с использованием уникального оптического призменного блока и коллимационно-проекционной схемы формирования изображения на фоточувствительной поверхности ПЗС-матрицы.

Алгоритмическое и программное обеспечение

Несмотря на перечисленные успехи в использовании данных ДЗ для самых различных приложений, общей проблемой развития этих приложений является необходимость обоснования оптимального числа спектральных каналов и их расположения по оси длин волн. Требуется понимание информационного содержания получаемых данных ДЗ для решения практических задач классификации объектов и оценки их состояния. При этом основой решения прикладных задач служит так называемая тематическая обработка данных, под которой понимается выделение на полученных изображениях объектов конкретной обрабатываемой сцены. Говорят также о распознавании объектов по их многоспектральным образам (функциональной связи энергетического спектра уходящего излучения с предметно-специфическими особенностями объектов), а также об анализе сцен, содержащих множество таких объектов.

При выделении конкретного класса объектов проводится сопоставление регистрируемых данных для каждого элемента разрешения с «эталоном» по некоторой функциональной мере сходства (например, используя процедуру нахождения минимума евклидова расстояния между сравниваемыми данными по всему спектру длин волн). Возникает задача выбора порога принятия решения о принадлежности предъявляемого спектра известным другим кривым спектрального хода яркостей из базы спектральных образов. Возникает также задача обоснования точности распознавания образов наблюдаемых объектов и оценки их состояния.

В приложениях используются стандартные пакеты интерактивных программно-инструментальных средств тематической обработки данных. Среди них наиболее известны такие коммерческие пакеты, как ERDAS (the Earth to Business Company), ENVI (Environment for Visualizing Images). Средства пакетов включают различные алгебраические преобразования изображений с построением разнообразных комбинаций каналов, аналитические и логические преобразования, составляющие основу классификации многоспектральных и гиперспектральных изображений.

Основные направления использования указанных стандартных пакетов: RGB-синтез спектральных каналов (по названию красного, зеленого и голубого цветов: red, green, blue); кластер-анализ – процедура разделения многоспектральных изображений на классы; анализ главных компонент разложения регистрируемых данных как случайных функций. RGB-синтез способствует эффективному визуальному восприятию всего набора спектральных каналов при представлении данных этих каналов в естественных цветах. Кластер-анализ требуется специалисту-интерпретатору при задании им определенного числа разбиения обрабатываемых изображений на классы. Анализ главных компонент разложения регистрируемых данных позволяет снизить размерность исходной задачи отображения многоспектральных данных путем перехода от канальных данных к информационной мере их изменчивости для разных объектов.

Главные компоненты дают информацию о влиянии отдельных факторов на изменчивость регистрируемых спектров. Известно, что почти 90% вариаций на оптических спутниковых изображениях высокого пространственного разрешения обусловлены эффектами топографии земной поверхности [16]. Поскольку затенения, обусловленные этими эффектами, одинаковы независимо от спектрального канала, неизбежно возникает высокая корреляция в данных между спектральными каналами. Частичное устранение этих эффектов межканальных корреляций данных ДЗ обычно основывается на вычислении некоторых отношений данных разных спектральных каналов с построением так называемых «цветных композитов» результирующих изображений [17]. Построение таких отношений для всех элементов разрешения двух конкретных спектральных каналов позволяет свести к минимуму эффекты затенений. Те участки изображений, которые имеют близкие спектральные характеристики отражения, на таких «композиционных изображениях» оказываются близкими между собой независимо от того факта, что существуют большие различия в яркости на исходном изображении за счет существования склонов на земной поверхности и соответствующих затенений одних участков другими. Указанные отношения оказываются пропорциональны влиянию склонов на значения спектральной отражательной способности объектов при соответствующей нормализации условий солнечного освещения этих объектов и реакции приемника регистрации потока излучения.

С помощью метода главных компонент также появляются возможности частичного устранения корреляций между спектральными каналами [18]. Метод позволяет перейти к новому набору трансформированных ортогональных изображений, что означает достижение декорреляции исходных данных. Такое преобразование основано на построении ковариационной матрицы межканальных данных, когда значение каждого элемента разрешения представляется в виде линейной комбинации двух новых ортогональных изображений. Расчетная ковариационная матрица спектральных каналов для каждого элемента изображения – основа представления имеющихся связей данных спектральных каналов малым числом членов ряда с целью рассмотрения именно этих главных компонент изменчивости спектров. Речь идет о разложении ковариационной матрицы по собственным значениям, которые равны дисперсиям коэффициентов разложения функции, описывающей корреляционные связи каналов. С математической точки зрения процедура разложения состоит в том, что матричный оператор корреляции каналов так дей-

ствует на его собственные векторы, что оставляет их без изменения с точностью до собственных значений. Собственные векторы представляют собой систему эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) на множестве значений аргументов (длин волн регистрируемого излучения).

Можно отметить следующие особенности постановки задачи по оценке информационного содержания данных многоспектрального и гиперспектрального ДЗ:

- приложения метода главных компонент дают лишь намек на эффективное число независимых спектральных каналов;
- предлагаемый здесь подход по оценке информационного содержания обрабатываемых данных позволяет в первом приближении уточнить правила выбора эффективных каналов;
- окончательный выбор оптимального числа спектральных каналов основывается на рассмотрении точности классификации объектов при использовании случайной выборки пикселей с точки зрения сравнения полученных результатов с данными наземных обследований территории, включая задачи обнаружения объектов со специфическими отражательными свойствами.

Соответственно, требуется создание такого специального программного обеспечения обработки данных ДЗ, которое в отличие от существующих стандартных пакетов позволяет обосновать выбор числа спектральных каналов и их расположения по оси длин волн вместе с решением задач оценки точности классификации наблюдаемых объектов. Примеры решения прикладных задач обработки многоспектральных космических изображений среднего (аппаратура MODIS) и высокого (аппаратура ETM+) приведены в работе [19]. Некоторые результаты оценки информационного содержания данных летных испытаний гиперспектрометра и оценки состояния выбранного региона по данным аппаратуры ETM+ и совмещенных данных аэрофотосъемки с гиперспектрометрическими измерениями на выбранных участках тестовой территории приведены в работе [20].

Новые приложения

В соответствии с работами [13, 14] алгоритмическое и программное обеспечение решения задач распознавания образов и оценки состояния объектов природно-техногенной сферы по их многоспектральным космическим изображениям сводится к сравнительному анализу создаваемой базы спектральных образов этих объектов и обращению основного функционала регистрируемых интенсивностей уходящего излучения. При этом решаются прямые задачи отображения результатов модельных расчетов интенсивности излучения для объектов природно-техногенной сферы при различных условиях их освещения Солнцем и оптической толщины атмосферы для множества реальных углов визирования отдельных элементов таких объектов. Для почвенно-растительного покрова возникает необходимость включения в соответствующую расчетную схему особенностей взаимодействия падающего солнечного излучения с отдельными фитоэлементами (листья, стволы, ветви и т.п.) такой сложной системы. Учитываются затенения этих элементов при заданных условиях солнечного освещения в момент съемки. Результаты модельных расчетов представляются в координатах «плотность полога разных типов растительности – степень заполнения фитоэлементами пространства» и служат основой для решения обратной задачи нахождения решений как пе-

ресечений текущих кривых спектрального хода регистрируемых данных. Решение обратных задач восстановления объема фитомассы и других параметров состояния лесной растительности для каждого элемента многоспектрального изображения – это поиск наилучшего соответствия между текущими значениями яркостей и полученными в результате модельных расчетов.

При обработке многоспектральных изображений решаются задачи:

- классификации объектов природно-техногенной сферы на многоспектральных аэрокосмических изображениях; выделение классов «облачность», «водоемы», «почвогрунты», «растительность» (лесные, луговые, болотные, сельскохозяйственные и другие экосистемы);

- восстановления объема зеленой фитомассы, общей биомассы и других параметров состояния для каждого элемента класса «растительность» с учетом атмосферной коррекции исходных данных, а для лесной растительности определение породного состава (лиственные, хвойные, смешанные породы) и типа подстилающей поверхности (почва, трава, кустарники, болота и т.д.).

Была поставлена задача адаптации создаваемого программного обеспечения для обработки данных гиперспектрометрической аппаратуры по данным ее летных испытаний с помощью средств малой авиации. Обработка полученных данных проводилась по той же расчетной схеме, которая использовалась ранее при обработке многоспектральных спутниковых изображений. Однако возникли новые условия для интерпретации данных гиперспектрометра, в которых наблюдаются характерные линии (кислорода и др.) поглощения излучения атмосферной средой, характерные полосы поглощения хлорофилла – основного пигмента листовой (хвойной) поверхности, другие особенности тонкой структуры спектрального хода наблюдаемых объектов.

Новой задачей стало также обоснование информационного содержания обрабатываемых данных гиперспектрометра. Для этих целей были проведены расчеты информационной меры поканального распределения частот появления тех или иных градаций энергетической яркости при суммировании этих частот с их логарифмической функцией.

Данные 6 каналов аппаратуры ЕТМ+ (0.45-0.52; 0.53-0.61; 0.63-0.69; 0.78-0.90; 1.55-1.75; 2.09-2.35 мкм) для выбранных районов Тверской области (пространственное разрешение около 30 м), представленные в единицах Вт/(см² мкм стер) для каждого элемента разрешения, были исходными для решения задачи классификации объектов и оценки параметров состояния разных типов растительности. Исходные данные переведены в стандартный цифровой формат, воспринимаемый создаваемыми программными средствами обработки многоспектральных аэрокосмических изображений.

Данные около 200 каналов гиперспектрометра (пространственное разрешение около 2 м с высоты полета около 1 км), представленные в тех же энергетических единицах, составляют упомянутый выше гиперкуб данных. Исходные данные для каждого элемента разрешения представлены в так называемом wgs-формате (был взят стандартным образом из программ по исследованиям генома), которые с помощью специальной программы преобразуются в формат серии построения спектров (файловое расширение ser). Открывая соответствующий файл в программной среде MATLAB и подводя на экране монитора пересечение горизон-

тальной и вертикальной линий привязки к определенному элементу разрешения, можно воспроизвести спектр этого конкретного элемента разрешения. Обработка данных в среде MATLAB требует большой оперативной памяти, что замедляет процесс массовой обработки получаемых изображений и спектров на обычных персональных компьютерах.

Повышение расчетной эффективности обработки данных было достигнуто путем перевода трехмерного массива гиперкуба данных ser-формата в стандартный цифровой формат, аналогичный используемому при обработке данных ЕТМ+. В итоге появились возможности одновременного рассмотрения пространственных и спектральных особенностей обрабатываемых данных, минуя программные средства MATLAB.

Проблема усложняется необходимостью привязки данных гиперспектрометра к синхронно полученным материалам аэрофотосъемки местности с целью уточнения принадлежности конкретного элемента разрешения к объекту, различимому на аэрофотоснимке. Необходима коррекция виньетирования – потемнения удаленных строк от центральной оси исходного гиперкуба данных (в качестве примера проводилась, например, коррекция затемненных пикселей по косинусу угла визирования относительно центральной оси визирования). Требуется также коррекция искажений пространственного разрешения пикселей на краях изображений.

Заключение

Использование новых подходов к обработке многоспектральных и гиперспектральных аэрокосмических изображений позволяет проводить распознавание образов наблюдаемых объектов природно-техногенной сферы и проводить количественную оценку их состояния на основе абсолютно калиброванных данных дистанционного зондирования. При этом используются методы вычислительной математики и моделирования полей солнечного излучения для разных типов объектов. Новые приложения данных гиперспектрального зондирования связаны с обнаружением специфических объектов, обладающих аномальной спектральной отражательной способностью, а также с обнаружением возникновения стрессовых ситуаций для разных типов растительного покрова (под влиянием дефицита увлажнения, загрязнений окружающей среды и т.п.). Открываются новые возможности дистанционной нанодиагностики состояния наблюдаемых объектов при анализе тонкой структуры их спектрального отражения.

Исследования проводятся в рамках проекта РФФИ №08-07-13515_офи_ц.

Литература

1. Collins W., Chang S.H., Raines G., Canney F., Ashley R. Airborne biogeophysical mapping of hidden mineral deposits. *Econ. Geol.*, 1983, 78, p.737-749.
2. Clark R.N., Roush T.L. Reflectance spectroscopy: quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *J. Geophys. Res.*, 1984, 89, p.6329-6340.
3. Rock B.N., Vogelmann J.E., Williams D.L., Hoshizaki T. Remote detection of forest damage. *Bio. Sci.*, 1986, 36, p.439-456.

4. Vane G., Goetz A.F.H. Terrestrial imaging spectroscopy. *Remote Sens. Environ.*, 1988, 24, p.1-29.
5. Goetz A.F.H., Vane G., Solomon J., Rock B.N. Imaging spectrometry for Earth remote sensing. *Science*, 1985, 228, p.1147-1153.
6. Gut N. Hyperspectral imaging. *Spectroscopy*, 1999, 14, 3, p.28-42.
7. <http://www.techexpo.com/opto-knowledge>.
8. Johnson B.D. Spectral imaging finds a place on the farm. *Photonics Spectra*, 2002, 1, p.1-4.
9. <http://speclab.cr.usgs.gov>.
10. <http://hyperion/Oracle and Hyperion.htm>
11. <http://eo1.gsfc.nasa.gov/Technology/eo1Technology.html>
12. Wharton S.W. Knowledge-based spectral classification of remotely sensed image data. In "Theory and applications of optical remote sensing". John Wiley & Sons, New York, 1989, p.548-577.
13. Козодеров В.В., Кондранин Т.В., Косолапов В.С., Головкин В.А., Дмитриев Е.В. Восстановление объема фитомассы и других параметров состояния почвенно-растительного покрова по результатам обработки многоспектральных спутниковых изображений. *Исследование Земли из космоса*, 2007, №1, с.57-65.
14. Козодеров В.В., Кондранин Т.В., Дмитриев Е.В., Егоров В.Д., Борзяк В.В. Инновационная технология обработки многоспектральных космических изображений земной поверхности. *Исследование Земли из космоса*, 2008, №1, с.56-72.
15. Бобылев В.И., Сикорский Д.А. Метод оценки пороговой частотно-энергетической характеристики оптико-электронного тракта. *Электронный журнал «Исследовано в России»*, 2003, 112, с.1355-1368.
<http://zhurnal.ape.lerarn.ru/articles/2003/112.pdf>.
16. Goetz A.F.H., Wellman J.B., Barnes W.L. Optical remote sensing of the Earth. *IEEE Proc.*, 1985, 73, p.950-969.
17. Rowan L.C., Goetz A.F.H., Ashley R. Discrimination of hydrothermally altered and unaltered rocks in visible and infra-red multispectral images. *Geophysics*, 1977, 42, 522-535.
18. Cloutis E.A. Hyperspectral geological remote sensing: evaluation of analytical techniques. *Int. J. Remote Sens.*, 1996, 17, p.2215-2242.
19. Kozoderov V.V., Dmitriev E.V. Remote sensing of soils and vegetation: regional aspects. *Int. J. Remote Sens.*, 2008, 29, p.2733-2748.
20. Козодеров В.В., Кондранин Т.В., Казанцев О.Ю., Бобылев В.И., Щербачев М.В., Борзяк В.В., Дмитриев Е.В., Егоров В.Д., Каменцев В.П., Беляков А.Ю., Логинов С.Б. Обработка и интерпретация данных гиперспектральных аэрокосмических измерений для дистанционной нанодиагностики природно-техногенных объектов. *Исследование Земли из космоса*, 2008, №6 (в печати).

ОЦЕНКА РАДИАЦИОННОГО НАГРЕВА ВЕРХНЕЙ СТРАТОСФЕРЫ ЗА СЧЕТ ПОГЛОЩЕНИЯ ОЗОНОМ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ

Крамарова Н.А., Кузнецов Г.И.

*Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова,
Физический факультет, кафедра физики атмосферы.*

Солнечная радиация, включая ультрафиолетовый (УФ) диапазон, является главным климатообразующим фактором. Распределение поступающей солнечной энергии, как высотное, так и широтное, играет основополагающую роль в формировании климатических условий на земле. Распределение энергии в атмосфере зависит от ряда факторов, в котором одну из важнейших ролей играет высотнo-широтное распределение поглощающих газов, таких как водяной пар, окислы азота и углерода, озон и т.д. Исследование высотнo-широтного распределения отдельных поглощающих газов и их радиационных свойств в различных диапазонах солнечного спектра является важной и актуальной задачей, для правильного учета эффектов поглощения в глобальных климатических моделях, а также в моделях прогноза погоды. В настоящей работе проводится оценка радиационного нагрева атмосферы за счет поглощения озоном солнечного излучения в диапазоне 180-780 нм, изучение широтнo-сезонной изменчивости радиационных потоков и притоков тепла, обусловленных влиянием озона на различных высотах.

Для оценки вклада озона в нагревание атмосферы мы будем полагать, что солнечное излучение в исследуемой области спектра (180-780 нм) и высотах больше 35 км ослабляется лишь за счет поглощения озоном и рассеяния на молекулах воздуха.

Оптические свойства озона в коротковолновой области солнечного спектра

В настоящей работе исследуется поглощения озоном солнечной радиации, преимущественно в УФ области спектра. Солнечное ультрафиолетовое излучение условно делится на три волновых диапазона: УФ-А - от 315 до 400 нм, УФ-В - от 280 до 315 нм, УФ-С - короче 280 нм. УФ-С губителен для живых организмов даже в небольших дозах, вследствие разрушения молекул белка, к счастью, УФ-С полностью поглощается озоносферой и не доходит до земной поверхности. УФ-В доходит до земли лишь в небольших дозах. Более всего у земли наименее опасного УФ-А.

Озоновый слой является биологическим щитом, защищающим землю от негативного влияния жесткого УФ излучения. На рисунке 1 представлена спектральная зависимость сечения поглощения молекулы озона в полосе Гартли при 18⁰С, рассчитанные по формуле предложенной в работе [1] и используемой при расчетах в настоящей работе.

Максимум поглощения озона находится в полосе Гартли и приходится на 255,3 нм, где сечение поглощения молекулы озона составляет $\sigma=1,12 \cdot 10^{-17}$ см². Благодаря таким высоким значениям сечения поглощения в этой спектральной области, УФ радиация с длиной волны меньше 280 нм (УФ-С область спектра) поглощается озоновым слоем атмосферы и не достигает поверхности земли.

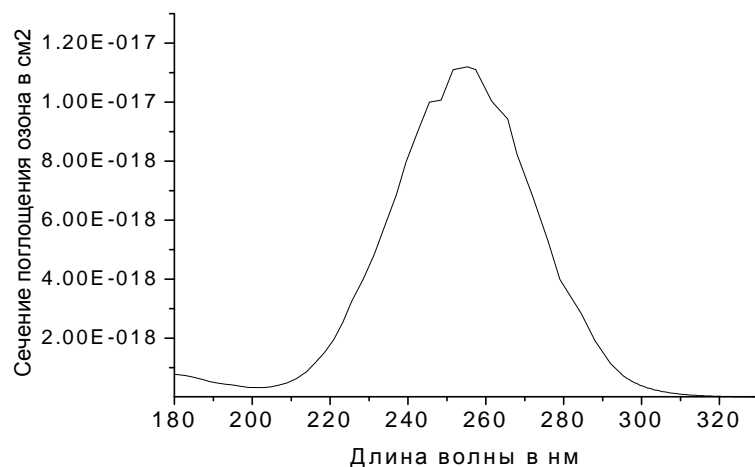


Рисунок 1. Спектральная зависимость сечения поглощения озона в полосе Гартли при 18⁰С, рассчитанная по формуле Paug, Vass.

К полосе Гартли примыкает область более слабых полос Геггинса. Следует отметить, что поглощения в полосе Геггинса имеет выраженную температурную зависимость, при увеличении температуры поглощение возрастает. Поглощение озонем в этой полосе управляет режимом приземной биологически активной УФ-Б радиации. Известно, что человек чутко реагирует на изменение количества поступающей УФ радиации, поэтому повышение уровня УФ радиации, вызываемое различными причинами, является предметом детальных исследований в последние десятилетия.

Кроме того, у озона есть широкая полоса поглощения Шапшоу в видимой области спектра. Максимум этой полосы приходится приблизительно на 600 нм, где сечение поглощения молекулы озона составляет $\sigma=4,89 \cdot 10^{-21} \text{ см}^2$.

Описание схемы расчета радиационного нагревания озоносферы.

Для оценки скорости нагревания атмосферы будем использовать следующую формулу:

$$R(p) = \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_p = -\frac{g}{c_p} \frac{dF_{ef}(p)}{dp} \quad (2)$$

Где c_p - теплоемкость воздуха при постоянном давлении, g – ускорение свободного падения, p - давление, а F_{ef} - эффективный поток коротковолнового излучения:

$$F_{ef}(p) = F_{dn}(p) + F_{dr}(p) - F_{up}(p). \quad (3)$$

F_{dn} нисходящий поток рассеянной радиации, F_{up} восходящий поток рассеянной радиации, F_{dr} поток прямой радиации. Очевидно, что значения потоков зависят также от величины солнечного зенитного угла. Поэтому для расчета эффективного потока радиации за сутки проводилось интегрирование по времени эффективных потоков, полученных с шагом в 1 час для соответствующих значений солнечного зенитного угла. Для расчета потоков использовался радиационный модельный комплекс, представленный ниже.

Описание радиационного комплекса для расчета потоковых и яркостных характеристик УФ радиации

Для расчета потоковых и яркостных характеристик УФ радиации на кафедре физики атмосферы был разработан ряд радиационных моделей [2-3], объединенных в единый радиационный модельный комплекс. Комплекс рассчитывает потоковые и яркостные характеристики УФ радиации в атмосфере несколькими независимыми методами, что дает возможность взаимной верификации и возможности оценки одних характеристик поля радиации по измеренным значениям других характеристик.

В состав вычислительного комплекса вошли следующие модели:

- Яркостная радиационная модель, основанная на численном методе последовательных порядков рассеяния (ППР);
- Поточковая модель, основанная на приближении Эддингтона (Эд);
- Модифицированная потоковая модель, основанная на сочетании дельта аппроксимации и приближении Эддингтона (Д Эд);

Расчет потоков солнечного излучения в атмосфере основан на решении трехмерного уравнения переноса в приближении плоскопараллельной атмосферы, которое имеет следующий вид:

$$\mu \frac{\partial}{\partial \tau} I(\tau, \mu, \varphi) = -I(\tau, \mu, \varphi) + \frac{\omega}{4} (I_0 P(\mu, \varphi, -\mu_0, -\varphi_0) + \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P(\mu, \varphi, \mu', \varphi') I(\tau, \mu', \varphi') d\mu' d\varphi') \quad (4)$$

где I_0 - интенсивность прямого солнечного излучения, I - интенсивность рассеянного излучения, $\mu_0 = \cos i$, i - зенитный угол Солнца, $\mu = \cos \theta$, θ - угол визирования, φ_0 - азимутальный угол Солнца, φ - азимутальный угол рассеянного излучения, τ - оптическая толщина, ω - альбеда однократного рассеяния, $P(\mu, \varphi, \mu', \varphi')$ - индикатриса рассеяния.

Метод последовательных порядков рассеяния

В методе последовательных порядков рассеяния энергетическая яркость солнечной радиации I ($\text{Вт м}^{-2} \text{ср}^{-1}$) выражается в следующем виде:

$$I(\tau, \mu, \varphi) = \sum_{n=1}^{\infty} I^{(n)}(\tau, \mu, \varphi), \quad (5)$$

где $I^{(n)}$ – доля радиации, рассеянной n раз, τ – оптическая толщина, $\mu = \cos \theta$ – косинус угла визирования, φ - азимут угла визирования. Тогда решение уравнения переноса (4), с привлечением граничных условий для восходящего и нисходящего потоков, можно записать в следующем виде:

$$\begin{aligned}
I^{(n)+}(\tau, \mu, \varphi) &= \frac{1}{\mu} \int_{\tau}^{\tau_1} \mathfrak{Z}^{(n)}(\tau, \mu, \varphi) \exp\left\{-\frac{t-\tau}{\mu}\right\} dt + \\
&+ \delta_{1n} 2\rho I_0 \mu \exp\left\{-\frac{\tau_1}{\mu}\right\} + 2\rho \int_0^{\tau_1} \int_0^{\tau_1} \mathfrak{Z}^{(n)}(t, -\mu_0) \exp\left\{\frac{t-\tau_1}{\mu_0}\right\} dt d\mu_0, \\
I^{(n)-}(\tau, \mu, \varphi) &= -\frac{1}{\mu} \int_0^{\tau} \mathfrak{Z}^{(n)}(\tau, \mu, \varphi) \exp\left\{\frac{t-\tau}{\mu}\right\} dt + \\
&+ \delta_{1n} \delta(\mu - \mu_0) \delta(\varphi - \varphi_0) I_0 \exp\left\{\frac{\tau}{\mu}\right\}
\end{aligned} \quad (6)$$

Где $\delta_{mn} = \begin{cases} 1, n = m \\ 0, n \neq m \end{cases}$, $\mu_0 = \cos i$ – косинус солнечного зенитного угла, φ_0 – азимут

солнечного зенитного угла, ω_0 – альbedo однократного рассеяния, ρ – альbedo подстилающей поверхности, I_0 – интенсивность солнечного излучения, \mathfrak{Z} – функция источника, которая определяется по формуле:

$$\begin{aligned}
\mathfrak{Z}^{(n)}(\tau, \mu, \varphi) &= \frac{\omega_0(\tau)}{4\pi} \int_0^1 \int_{-1}^{2\pi-1} p(\tau, \mu, \varphi, \mu', \varphi') I^{(n-1)}(\tau, \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' + \\
&+ \delta_{1n} \frac{\omega_0}{4} p(\mu, \varphi, \mu_0, \varphi_0) \pi I_0 \exp\left(\frac{\tau}{\mu_0}\right)
\end{aligned} \quad (7)$$

Численные методы, к которым относится метод последовательных порядков рассеяния, позволяют получить значения характеристик поля излучения в атмосфере с высокой точностью [4]. Кроме того метод ППР, обеспечивает лучшее, чем в большинстве других методов, физическое понимание задачи, потому что прослеживается каждый процесс рассеяния фотона. Однако, при значениях альbedo однократного рассеяния близких к единице (очень слабое поглощение) и больших значениях оптической толщины, сходимость ряда (5) становится очень медленной, что приводит к необходимости учитывать большое количество порядков рассеяния, а значит к существенному увеличению вычислительных затрат.

Потоковый метод Эддингтона

Одним из широко распространенных приближенных методов расчета потоков радиации является потоковый метод Эддингтона [5-6]. Этот метод основывается на упрощении индикатрисы рассеяния. Индикатриса рассеяния представляется в виде суммы двух первых членов разложения в ряды по полиномам Лежандра:

$$P(\gamma) = 1 + g \cos \gamma, \quad (8)$$

где γ – угол рассеяния, g – фактор асимметрии индикатрисы рассеяния. Индикатриса в таком виде подставляется в уравнение переноса (4). Уравнение переноса после интегрирования по углам разделяется на два уравнения – для восходящего и нисходящего потоков.

Система дифференциальных уравнений в двухпоточковом приближении [5] для вычисления потоков прямого и рассеянного излучения на уровне τ имеет вид:

$$\begin{aligned}
\frac{d}{d\tau} F_1(\tau) &= \alpha_1 F_1(\tau) - \alpha_2 F_2(\tau) - \alpha_3 S(\tau) \\
\frac{d}{d\tau} F_2(\tau) &= \alpha_2 F_1(\tau) - \alpha_1 F_2(\tau) + \alpha_4 S(\tau) \\
\frac{dS(\tau)}{d\tau} &= -S(\tau) / \mu_0
\end{aligned} \quad (9)$$

где F_1 и F_2 – восходящие и нисходящий потоки радиации соответственно, $S(\tau)$ – солнечный поток, а коэффициенты $\alpha_1 - \alpha_4$ есть функции оптических свойств атмосферы:

$$\begin{aligned}
\alpha_1 &= 2(1 - \omega(1 - \frac{3}{8}(1 - g))) & \alpha_2 &= 2\omega \frac{3}{8}(1 - g) \\
\alpha_3 &= \omega\left(\frac{1}{2} - \frac{\mu_0 3g}{4}\right) & \alpha_4 &= \omega\left(\frac{1}{2} + \frac{\mu_0 3g}{4}\right)
\end{aligned} \quad (10)$$

Для решения системы дифференциальных уравнений (9) разобьем атмосферу на N горизонтально-однородных слоев, полагая оптические свойства внутри каждого слоя постоянными. В результате стандартной процедуры решения системы дифференциальных уравнений мы получим следующие соотношения для нахождения потоков:

$$\begin{aligned}
S(j+1) &= a_{1j} S(j), \\
F_2(j+1) &= a_{2j} S(j) + a_{4j} F_2(j) + a_{6j} F_1(j+1), \\
F_1(j) &= a_{3j} S(j) + a_{5j} F_2(j) + a_{4j} F_1(j+1).
\end{aligned} \quad (11)$$

Где индекс j означает номер слоя, а коэффициенты рассчитываются по формулам:

$$\begin{aligned}
a_2 &= \gamma_2 a_1 - \gamma_1 a_1 a_5 - \gamma_2 a_4, & a_4 &= \frac{\beta_2(1 - \beta_1^2)}{1 - \beta_1^2 \beta_2^2}, \\
a_3 &= \gamma_1 - \gamma_1 a_1 a_4 - \gamma_2 a_5, & a_5 &= \frac{\beta_1(1 - \beta_2^2)}{1 - \beta_2^2 \beta_1^2},
\end{aligned} \quad (12)$$

$$a_1 = \exp(-\Delta\tau_j / \mu_0), \Delta\tau_j = \tau_{j+1} - \tau_j, \varepsilon = \sqrt{\alpha_1^2 - \alpha_2^2}, \beta_1 = \frac{\alpha_2}{\alpha_1 + \varepsilon}, \beta_2 = \exp(-\varepsilon\Delta\tau_j),$$

$$\gamma_1 = \frac{\Delta_1}{\Delta} = \frac{\alpha_3 - \mu_0(\alpha_1 \alpha_3 + \alpha_2 \alpha_4)}{1 - \varepsilon^2 \mu_0^2}, \quad \gamma_2 = \frac{\Delta_2}{\Delta} = \frac{-\alpha_4 - \mu_0(\alpha_1 \alpha_4 + \alpha_2 \alpha_3)}{1 - \varepsilon^2 \mu_0^2}.$$

Потоковый метод дельта-Эддингтона

Двухпоточковый метод Эддингтона дает хорошее согласие с точными расчетами в условиях чистой атмосферы, когда отсутствует облачность и аэрозоль. При наличии облачности и аэрозоля, когда оптическая толщина и фактор асимметрии существенно возрастают, стандартный метод Эддингтона дает физически некорректные результаты. Для этих случаев могут наблюдаться отрицательные значения для восходящего потока и функции отражения, а функции пропускания или поглощения могут превышать единицу.

Для нахождения потоков в этих случаях разумно использовать дельта метод Эддингтона. В этом методе пик индикатрисы рассеяния в направлении вперед описывается δ -функцией Дирака.

$$P_s(\cos \chi) = 2f\delta(1 - \cos \chi) + p'(\cos \chi) \quad (13)$$

где $p'(\cos \chi)$ - «усеченная» индикатриса, а $f=2/5a_2$, где a_2 - второй коэффициент разложения индикатрисы рассеяния по полиномам Лежандра.

Второй член этого выражения представляет собой «усеченную» индикатрису, описывающую изотропное рассеяния. Физически формула (13) означает, что радиация, рассеянная в направлениях близких к падающему направлению, отсекается от рассеянной радиации и добавляется к прямому потоку радиации. Приближенная индикатриса рассеяния конструируется так, что она имеет точно такое же значение фактора асимметрии, как и исходная индикатриса. Для такого представления индикатрисы рассеяния меняются выражения для оптической толщины и альbedo однократного рассеяния. Использование дельта метода Эддингтона существенно улучшает результаты расчетов потоков по сравнению со стандартным методом Эддингтона в случаях оптически плотной атмосферы. Это позволяет использовать дельта метод Эддингтона для расчета потоков в условиях присутствия облачности и аэрозоля, когда индикатриса рассеяния существенно вытянута в направлении вперед.

В случае дельта Эддингтона выражения для оптической толщины, альbedo однократного рассеяния и фактора асимметрии будут иметь следующий вид:

$$\tau^* = (1 - \omega f)\tau, \quad (14)$$

$$\omega^* = \frac{(1 - f)\omega}{(1 - f\omega)},$$

$$g^* = \frac{g - f}{1 - f}$$

Решение уравнения переноса методом дельта Эддингтона может быть записано в следующем виде согласно работе [7]:

$$R(\mu) = (\alpha - \gamma)t \exp(-\tau^*/\mu) + (\alpha - \gamma)r - (\alpha - \gamma) \quad (15)$$

$$T(\mu) = (\alpha + \gamma)t + (\alpha - \gamma)r \exp(-\tau^*/\mu) - (\alpha + \gamma - 1) \exp(-\tau^*/\mu)$$

Где соответствующие коэффициенты находятся из выражений:

$$\alpha = 3/4\omega^*\mu \left[\frac{1 + g^*(1 - \omega^*)}{1 - \lambda^2\mu^2} \right] \quad (16)$$

$$\gamma = 1/2\omega^* \left[\frac{3g^*(1 - \omega^*)\mu^2 + 1}{1 - \lambda^2\mu^2} \right]$$

$$\lambda = \sqrt{3(1 - \omega^*)(1 - \omega^*g^*)}$$

Функции пропускания и отражения для изотропной радиации находятся по формулам:

$$\text{для случая } \omega < 1: \quad r = (u + 1)(u - 1)(\exp(\lambda\tau^*) - \exp(-\lambda\tau^*)) / N \quad (17)$$

$$t = 4u / N$$

$$\text{где:} \quad N = (u + 1)^2 \exp(\lambda\tau^*) - (u - 1)^2 \exp(-\lambda\tau^*) \quad (18)$$

$$u = \frac{3}{2} \frac{1 - \omega^*g^*}{\lambda}$$

Для случая, когда в среде поглощение отсутствует, т.е. $\omega=1$ функции пропускания и отражения для изотропной радиации имеют следующий вид:

$$r = \frac{(1 - g)\tau}{4/3 + (1 - g)\tau} \quad (19)$$

$$t = 1 - r = \frac{4/3}{4/3 + (1 - g)\tau}$$

Разбив атмосферу на N уровней, начиная с верхней границы атмосферы, и считав по формулам (17-19) соответствующие величины пропускания и отражения для каждого высотного уровня, получим следующие выражения для потоков в слое между уровнями i и $(i+1)$:

$$F^\uparrow = F_0 \left(\frac{r_{i+1}(T_i - \exp(-\tau/\mu)) + \exp(-\tau/\mu)R_{i+1}}{1 - r_i r_{i+1}} \right) \quad (20)$$

$$F^\downarrow = F_0 \left(\frac{r_i R_{i+1} \exp(-\tau/\mu) - \exp(-\tau/\mu) + T_i}{1 - r_i r_{i+1}} \right) \quad (21)$$

Оптические характеристики атмосферы

Для молекулярного рассеяния соответствующая индикатриса имеет вид

$$p(\gamma) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \gamma), \quad (22)$$

где γ - угол рассеяния.

Коэффициент рассеяния единичного объема воздуха, содержащего N молекул, описывается выражением

$$\kappa_s = \frac{24\pi^3}{\lambda^4 N(z)} \left(\frac{n^2(z, \lambda) - 1}{n^2(z, \lambda) + 2} \right)^2 D, \quad (23)$$

$$D = \frac{6 + 3\sigma}{6 - 3\sigma},$$

где $n(z, \lambda)$ - реальный микроскопический показатель преломления воздуха, σ - т.н. фактор деполяризации.

Показатель преломления воздуха меняется в зависимости от высоты и длины волны:

$$n(z, \lambda) = 1 + 10^{-6} N_p. \quad (24)$$

По [8] индекс рефракции N_p определяется как

$$N_p = \left(64.328 + \frac{29498.1}{146 - \lambda^{-2}} + \frac{255.4}{41 - \lambda^{-2}} \right) \frac{N_m(z)}{2.5471 * 10^{19}}, \quad (25)$$

где длина волны λ выражена в мкм, $N_m(z)$ - концентрация молекул воздуха в одном см³.

Для большинства газовых составляющих сечение поглощения является сложной функцией длины волны падающего излучения и температуры. На практике

часто используют полиномиальную аппроксимацию этой заведомо нелинейной зависимости, фиксируя λ и обрывая ряд на члене, пропорциональном второй или третьей степени температуры. Примером может служить формула расчета сечения поглощения озона, предложенная в работе [1] для коротковолновой области спектра:

$$\sigma(T) = C_0(\lambda) + C_1(\lambda)T + C_2(\lambda)T^2, \quad (26)$$

используемая в данной работе. Сечение поглощения $\sigma(T)$ выражается в 10^{-20} см², T - в градусах Цельсия. Численные коэффициенты $C_0(\lambda)$, $C_1(\lambda)$ и $C_2(\lambda)$ носят название коэффициентов Пауг - Басс.

Верификация радиационного комплекса

Была проведена большая работа по верификации разработанного радиационного комплекса. Радиационный комплекс был протестирован по стандартной методике, предложенной международной Рабочей группой Комиссии по радиации WMO, для условий однородной среды с заданными оптическими характеристиками [4]. Кроме того, радиационный комплекс был апробирован для расчета приземных суммарных потоков УФ радиации для условий Кисловодской Высокогорной Научной станции (КВНС), а также проведено детальное сравнение расчетных данных с измеренными на КВНС значениями спектральных потоков УФ радиации. Отклонения расчетных интегральных (в диапазоне 290-325 нм) приземных потоков УФ радиации от измеренных лежат в пределах 5-12%.

Описание входных параметров для расчетов радиационного нагрева озоносферы

Область максимальных значений озонного поглощения находится в УФ области спектра. Режим УФ радиации в рассматриваемой задаче определяется несколькими факторами, основные из которых значение солнечного зенитного угла, рэлеевское рассеяние на молекулах воздуха и поглощение озоном, которое определяется как величиной общего содержания озона (ОСО), так и его вертикальным распределением (ВРО).

Для расчета радиационных притоков за сутки нам необходимо задать суточный ход солнечного зенитного угла, характерный для заданного широтного пояса в определенный сезон. С помощью интерактивной программы SOLPOS, разработанной в национальной энергетической лаборатории США (the National Renewable Energy Laboratory NREL) и размещенной по адресу <http://www.nrel.gov/midc/solpos/solpos.html>, была сформирована база данных о суточном ходе солнечного зенитного угла с шагом в 1 час для 35 широтных зон и 12 месяцев.

Следующим важным входным параметром для расчета радиационных потоков является высотно-широтное распределение температуры. В данной работе были использованы высотно-широтные поля температуры, заданные с шагом 1 км по высоте от 0-80 км и 5° по широте для 12 месяцев по данным Национального Метеорологического центра (NMC). Сезонные и широтные изменения вертикального распределения давления в работе не учитывались.

Для расчета вклада озона в радиационный режим атмосферы необходима информация о вертикальном и широтном распределении озона в атмосфере земли.

Для этой цели была сформирована база данных среднеклиматических профилей парциального давления озона (в нбар) для 81 высотного уровня (от 1013 мбар до 0.10 мбар) для 35 широтных зон (85° ю.ш.-85° с.ш. с шагом 5°) и 12 месяцев. В качестве основы для создания базы данных, были взяты среднеклиматические профили озона, используемые в алгоритме восстановления вертикальной структуры озона в системе спутникового озонного мониторинга SBUV 8. Созданная база средне климатических профилей озона может использоваться как для анализа характерных высотных, широтных и сезонных вариаций озона, так и в качестве исходных параметров в радиационных моделях для расчета потоков радиации.

Результаты расчетов

Для оценки скорости радиационного нагревания атмосферы по формуле (2) расчеты проводились в несколько этапов:

Этап 1. Для определенного сезона, фиксированной широты и конкретного значения солнечного зенитного угла производился расчет спектральных радиационных потоков в диапазоне 180-780 нм с шагом 10 нм. Затем, производилось интегрирование по спектру.

Этап 2. Расчеты потоков, описанные в 1 пункте, производились для 24 значений солнечного зенитного угла с шагом по времени 1 час. В результате интегрирования по времени рассчитывались суточные значения радиационных потоков.

Этап 3. Используя формулу (2) рассчитывался вертикальный профиль скорости радиационного нагревания.

Этап 4. Первые три этапа расчетов проводились для 18 широтных областей от 85 ю.ш. до 85 с.ш. с шагом в 10° для четырех сезонов (январь, апрель, июль, октябрь).

В результате были получены высотно-широтные поля радиационных потоков и скоростей радиационного нагревания для четырех сезонов. Все расчеты проводились с использованием потокового метода Эддингтона. Расчеты по методу последовательных порядков рассеяния использовались для оценки точности результатов. Для удобства анализа значения радиационных потоков за сутки на рисунках и в таблице представлены в виде среднесуточных величин:

$$\bar{F} = \frac{\int F(t)dt}{\int dt}. \quad (27)$$

Рассмотрим детально сезонные особенности радиационного нагревания стратосферы в Северном полушарии. Расчеты показали, что в январе максимальные значения эффективного потока в Северном полушарии наблюдаются в экваториальной зоне, а минимальные – в полярной. Такая же широтная закономерность характерна в зимний период и для скоростей радиационного нагревания.

В апреле значения эффективных потоков в тропической и экваториальной зонах практически совпадают, что объясняется сезонным ходом Солнца. На рисунке 2 представлена, в качестве примера, высотная зависимость эффективных потоков в апреле для нескольких широтных зон. Из рис. 2 видно, что для полярных широт значения эффективных потоков в апреле существенно меньше, чем для тропических и экваториальных широт, однако угол наклона кривой по отношению к оси давления для полярных широт существенно больше, особенно на больших высотах, что говорит о поглощении радиации в верхних слоях атмосферы полярных

широт. Максимальные значения скорости радиационного нагревания в весенний период наблюдаются в полярных широтах до 14 К/сут, кроме того, область максимального нагревания расположена выше (0.6 мбар), чем для тропических широт, где высотный максимум расположен на уровне 1 мбар. Значения скоростей нагревания для средних широт сопоставимы по величине со значениями нагревания для тропических и экваториальных широт, однако максимум также располагается выше. Такое распределение скоростей нагревания объясняется двумя фактами: продолжительностью светового дня и распределением озона. В весенний период продолжительность светового дня в полярных и средних широтах возрастает. В этот же период наблюдаются максимальные концентрации озона в полярных и средних широтах Северного полушария и, несмотря на относительно невысокие, по сравнению с тропическим регионом, значения солнечного зенитного угла, максимум поглощения радиации приходится на полярные широты.

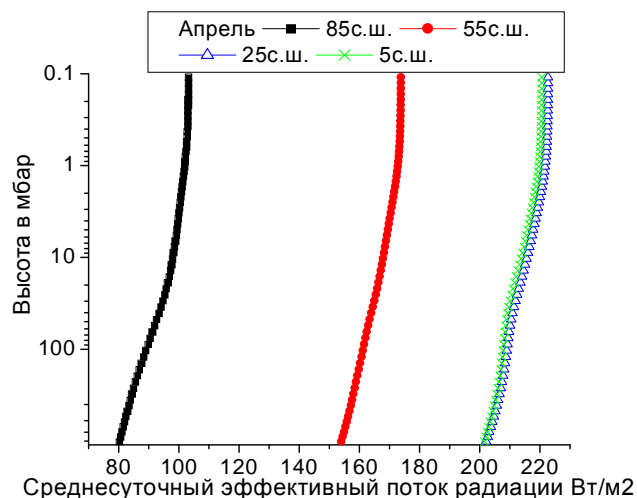


Рисунок 2. Вертикальные профили среднесуточных эффективных потоков радиации в $\text{Вт}/\text{м}^2$ в апреле для нескольких широтных зон северного полушария: полярной (85 с.ш.), умеренной (55 с.ш.), тропической (25 с.ш.) и экваториальной (5 с.ш.).

Максимальные значения потоков в Северном полушарии в июле наблюдаются в тропической области, а минимальные — в экваториальной. Этот факт объясняется высотой солнца над горизонтом, которая максимальна в этом сезоне в тропическом поясе, и продолжительностью светового дня, что объясняет высокие значения потоков для средних и полярных широт. Также различаются углы наклона кривых к оси высоты для разных широтных зон. Максимальные значения скоростей нагревания в летний период характерны в полярных широтах. Область максимального нагревания в полярных широтах летом опускается до уровня 1 мбар, что свя-

зано с ростом солнечного зенитного угла и продолжительности светового дня и с все еще высокими значениями концентрации озона в высоких широтах.

В октябре максимальные значения эффективного потока наблюдаются в экваториальной зоне, минимальные — в полярных широтах, где наступает полярная ночь. Скорость нагревания в экваториальной и тропической области составляет порядка 11 К/сут, а в средних широтах порядка 8 К/сут. Область максимума в умеренных широтах располагается выше (на уровне около 0.8 мбар), чем в тропической (1 мбар).

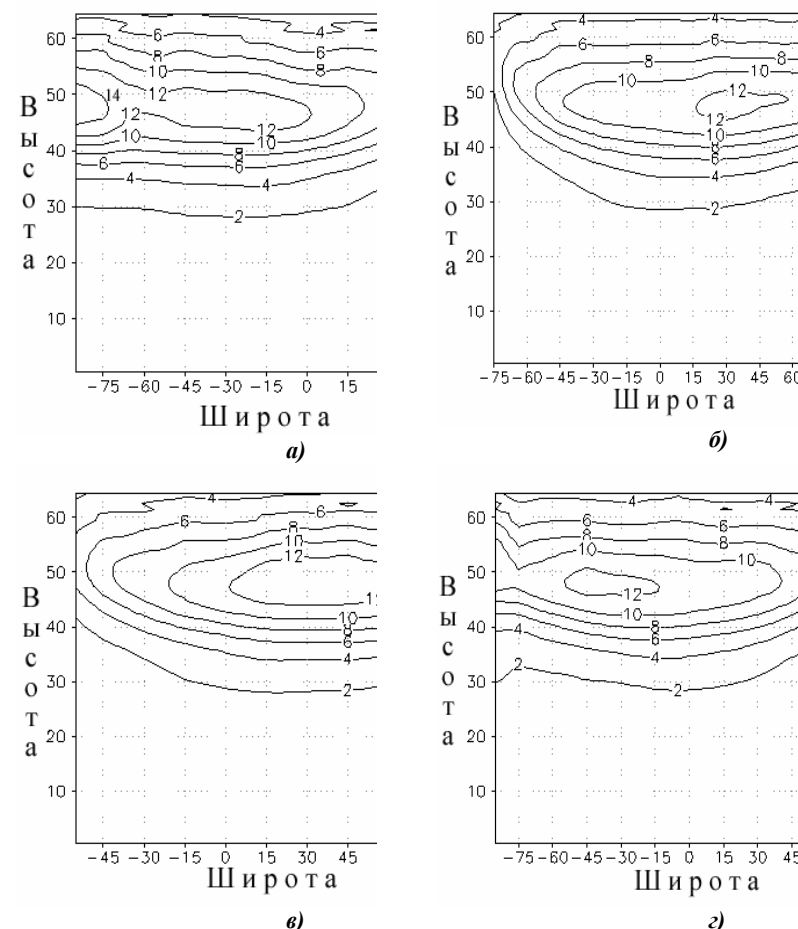


Рисунок 3. Высотно-широтное распределение скорости нагревания озоносферы (К/сут) для четырех сезонов: а) январь, б) апрель, в) июнь, г) октябрь.

На рисунке 3 представлены высотно-широтные распределения значений скорости радиационного нагревания атмосферы для четырех сезонов. Видно, что мак-

симальные значения нагревания наблюдаются в полярных областях летнего полушария: в январе - над Антарктидой, в июле – над Арктикой, с максимальными значениями порядка 16 К/сут. В тропическом регионе область нагрева также смещена в летнее полушарие. Таким образом, в летний период в течение суток стратосфера прогревается неравномерно, даже в тропическом регионе. Так например, на 30 с.ш. в январе на уровне порядка 48 км скорость радиационного нагревания составляет порядка 8 К/сут, то на 30 ю.ш. - 12 К/сут.

В весенний период четко выделяются две области максимума: одна в полярных широтах на высотах порядка 52 км, и вторая, расположенная ниже на высоте порядка 48 км, в широтной зоне 20-50° ш. В области 60-70° наблюдается разрыв изолинии максимальных значений нагревания. Следует отметить, что в полярных широтах южного полушария область максимума в весенний период не наблюдается, что вероятно, является следствием так называемой озоновой дыры.

Максимальное поглощение озона приходится на УФ диапазон 180-320 нм. Проведенные расчеты показали, что максимальный вклад в радиационный нагрев атмосферы вносит именно этот спектральный диапазон. Для оценки вклада УФ диапазона в величину нагревания стратосферы были проведены расчеты скорости радиационного нагревания с учетом только УФ диапазона 180-320 нм и с учетом всего диапазона озонного поглощения 180-780 нм. В высотной области максимального нагрева (30-60 км) доля УФ диапазона в общий нагрев атмосферы за счет озона составляет от 85 до 100%.

Таблица 1. Значения средних за сутки эффективных потоков коротковолновой радиации (180-780 нм) и скорости радиационного нагревания для средних широт северного полушария (55 с.ш.).

		Январь		Апрель		Июль		Октябрь	
Давление, мбар	Толщина слоя, мбар	F _{ef} , Вт/м ²	R, К/сут	F _{ef} , Вт/м ²	R, К/сут	F _{ef} , Вт/м ²	R, К/сут	F _{ef} , Вт/м ²	R, К/сут
21		65.4		166.11		222.76		76.25	
17	8		0.783		1.334		1.725		0.836
13		66.14		167.37		224.39		77.04	
10	6		1.002		2.018		2.710		1.129
7		66.85		168.8		226.31		77.84	
4	6		2.526		5.744		7.014		3.020
1		68.64		172.87		231.28		79.98	
0.8	0.4		7.620		11.85		12.70		8.256
0.6		69		173.43		231.88		80.37	

Для оценки точности полученных результатов было проведено сравнение величин потоков и скоростей радиационного нагревания в УФ области спектра (180-340 нм), рассчитанных по двум независимым методикам – потоковым методом Эддингтона и методом последовательных порядков рассеяния. Проведенные сравнения вертикальных профилей спектральных радиационных потоков, рассчитанных для полуденных значений солнечного зенитного угла в июле на 55 с.ш. двумя независимыми методами для 320 нм и 340 нм, показали хорошее согласие, расхождения в расчетах величин эффективного потока по двум методам не превышают 6%. Представленные в работе результаты согласуются с оценками более ранних работ [9-10].

В заключение, в таблице 1 представлены средние за сутки значения потоков коротковолновой солнечной радиации (в Вт/м²) и средние за сутки скорости радиационного нагревания (в К/сут) для условий средних широт северного полушария (55 с.ш.) для 4 высотных слоев, расположенных в высотной области 21-0.6 мбар. Два первых слоя соответствуют двум верхним слоям гидродинамической модели среднесрочного прогноза погоды Гидрометцентра России, а два следующих слоя (выделенные жирным шрифтом), располагаются выше верхней границы гидродинамической модели.

Выводы

Расчеты показали, что области максимального нагрева атмосферы за счет поглощения озоном солнечного излучения располагаются вблизи верхней границы модели среднесрочного прогноза погоды Гидрометцентра России. Радиационное нагревание стратосферы неоднородно по широте и зависит от сезона. Широтно-сезонное распределение скорости нагревания озоносферы определяется тремя факторами: высотой солнца, продолжительностью светового дня и вертикальным профилем озона. Максимальные значения скорости нагревания за сутки (до 16 К/сут), согласно расчетам без учета эффектов охлаждения другими газами, наблюдаются в полярных широтах летнего полушария на уровне 47 км: в январе – в Антарктической области, в июле – в Арктической. По результатам этих работ даны рекомендации для уточнения входных данных по озону для спектральной модели среднесрочного прогноза погоды Гидрометцентра России.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 06-05-64427а.

Литература

1. Bass, A.M., and R.J.Paur //The Ultraviolet Cross Sections of Ozone// I. Measurements, in Atmospheric Ozone, Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium in Halkidiki, Greece, 1985, p.606-616.
2. Крамарова Н.А, Кузнецов Г.И., Манойло А.В., Семутникова Е.Г., Тарасова О.А. //Влияние полетов стратосферной авиации на режим солнечного ультрафиолетового излучения и образование аномалий в озонном слое Земли// труды конференции молодых ученых «Малые примеси в атмосфере», Москва, апрель 1998 г., препринт Института Физики Атмосферы, №4, 1998, стр. 7-25.
3. Кузнецов Г.И., Курбанов И.О. //Влияние вулканических извержений на спектральное УФ альbedo земной атмосферы// Известия РАН, ФАО, т. 31, № 1, с. 133-137, 1995.

4. Ленобль Ж., Под. ред. //Перенос радиации в рассеивающих и поглощающих средах// Л. Гидрометеиздат, 1990, 264с.
5. Zdunkowski W.G., Panhans W.G., Welch R. M., Korb G. J. //A radiation scheme for circulation and climate models// Beitr. Phys. Atmosph., v. 55, N 3, 1982, pp. 215-238.
6. Zdunkowski W.G., Welch R. M., Korb G. //An investigation of the structure of typical two stream-methods for the calculation of solar fluxes and heating rate in cloud// Contribution in Atmospheric Physics v.53, 1980, p. 147-166.
7. Wiscombe J., Weinman //The Delta-Eddington approximation for radiative flux transfer// J. Atm. Sci., v. 33, 1976, p. 2452-2459.
8. Аллен К.У., справочник //Астрофизические величины. //М: Мир, 1977.
9. Хргиан А.Х. //Физика атмосферного озона// Л. Гидрометеиздат, 1973, 216с.
10. Перов С.П., Хргиан А.Х. //Современные проблемы атмосферного озона// Л. Гидрометеиздат, 1980, 288с.

О НАРУШЕНИИ УСТОЙЧИВОСТИ РЕШЕНИЙ ЧИСЛЕННОГО ЛОГИСТИЧЕСКОГО УРАВНЕНИЯ.

Кудин В.Н.

*Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова,
Географический факультет*

Получены общие решения полного логистического уравнения с произвольными начальными условиями, позволившие выявить принцип нарушения устойчивости решений численного уравнения. Показано, что неустойчивость процессов с противоборствующими факторами вызывается перепадами исходных условий на последовательных отрезках. В качестве примера интегральной переменной, характеризующей устойчивое развитие Кировско-Апатитского региона, принята численность населения.

В последнее время много обсуждается понятие «устойчивого развития», характеризующее проблему экологии, проводятся многочисленные научные конференции, как на российском, так и на международном уровнях, написано и опубликовано много статей, книг и учебников. Термин «устойчивое развитие» получил широкое распространение после публикации доклада, подготовленного для ООН в 1987 г. Международной комиссией по окружающей среде и развитию [1]. Принятый Конференцией ООН по окружающей среде и развитию (ЮНСЕД) в 1992 г. в Рио-де-Жанейро документ, содержащий программу нового поступательного движения цивилизации, был назван «Повестка дня на XXI век». На ЮНСЕД широко использовалось следующее определение: «Устойчивое развитие - это такое развитие, которое удовлетворяет потребности настоящего времени, но не ставит под угрозу способность будущих поколений удовлетворять свои собственные потребности». В России создается «Концепция перехода Российской Федерации к устойчивому развитию», где под устойчивым развитием подразумевается «стабильное социально-экономическое развитие, не разрушающее своей природной основы».

Общая формулировка проблемы устойчивого развития на региональном уровне рассмотрена, например, в работе [2]. Развитие любого региона (аграрно-промышленного) происходит под действием внешних и внутренних сил. К внешним силам в первую очередь могут быть отнесены потребности в разработке минеральных запасов региона. К внутренним силам следует отнести наличие природных ресурсов, возможности использования современной техники и наличие рабочей силы, перспективы размещения производства и населения, состояния окружающей среды, физико-географические, геоморфологические, климатические и почвенные характеристики. Наличие природных (невозобновляемых) ресурсов в регионе приводит к интенсивному антропогенному воздействию. Если в пределах региона имеется привлекательная для туристов территория, то развивается рекреационная деятельность. Движущиеся силы, способствующие развитию региона в целом, вводят в действие другие силы, в частности, приводящие к негативным для человека последствиям. Практически всегда происходит загрязнение окружающей человека среды. Чем интенсивнее движущиеся силы, тем более могут быть отрицательны их последствия.

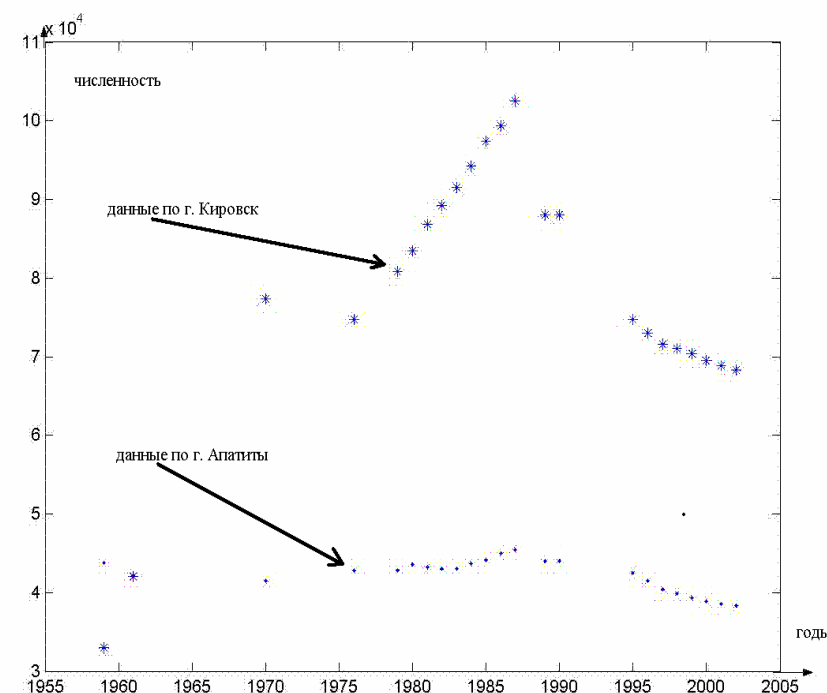


Рис.1. Изменение во времени численности населения Кировско-Апатитского района Мурманской области России.

Отметим, что в любой динамической системе объективно существуют некоторые ограничения, превышение которых ведет к нежелательным процессам внутри нее. Считается, что регион развивается устойчиво, если некие заданные региональные параметры находятся в определенных пределах.

Если загрязнение окружающей среды не является катастрофическим, эмиграции населения не будет. Если же начинается сильное уменьшение численности населения региона, то ситуация в регионе не нормальная, и регион переходит в состояние «неустойчивого развития». Поэтому изменения численности населения предложено принять за интегральную характеристику устойчивого развития и экологии региона. Если наблюдается рост численности населения, а в дальнейшем ее стабилизация, то мы имеем дело с устойчивым развитием региона.

В качестве примера на рис. 1 приведены данные о численности населения в городах Кировск и Апатиты.

Таким образом, к динамическим переменным региона следует отнести в первую очередь численность населения, ресурсы, состояние окружающей среды, которые можно описать соответственно зависимостями $P_1(t)$, $P_2(t)$, $P_3(t)$ от времени t .

Обобщение за счет расположения по степеням переменных функций $P_i(t)$ может быть представлено следующей системой нелинейных дифференциальных уравнений для $I = 3$, см., [3]:

$$\frac{dP_1}{dt} = \{n_1\} + \{l_{11} * P_1 + l_{12} * P_2 + l_{13} * P_3\} + \{q_{11} * P_1^2 + q_{12} * P_1 * P_2 + q_{13} * P_1 * P_3\} \quad (1)$$

$$\frac{dP_2}{dt} = \{n_2\} + \{l_{21} * P_1 + l_{22} * P_2 + l_{23} * P_3\} + \{q_{21} * P_1 * P_2 + q_{22} * P_2^2 + q_{23} * P_2 * P_3\}$$

$$\frac{dP_3}{dt} = \{n_3\} + \{l_{31} * P_1 + l_{32} * P_2 + l_{33} * P_3\} + \{q_{31} * P_1 * P_3 + q_{32} * P_3 * P_2 + q_{33} * P_3^2\},$$

где каждая группа постоянных коэффициентов из фигурных скобок позволяет учитывать соответствующие слагаемые с зависимостями по степеням функций. А, именно, n_i - группа коэффициентов с зависимостями нулевого порядка,

l_{ij} - группа коэффициентов с линейными зависимостями, q_{ij} - группа коэффициентов с квадратичными зависимостями для индексов i и $j = 1, 2, \dots, I$.

Отметим, что одним из принципов современной науки о физической экологии является ограничение исследований минимальным числом переменных и перенос основных результатов на более сложные объекты.

Для детального анализа изменений численности рассмотрим в системе (1) дифференциальное уравнение только с одной переменной функцией $P(t)$, а, именно,

$$\frac{dP(t)}{dt} = n + l * P(t) + q * P^2(t) \quad (2)$$

с параметрами n , l , q . Заметим, что параметр n учитывает иммиграцию ($n > 0$) и эмиграцию ($n < 0$), чем характеризует поведение внешних факторов, а параметры l и q соответствуют коэффициентам уравнения Ферхюльста, характеризующим в системе внутренние противоборствующие способности к росту и конкуренции. Чтобы учесть случай, когда n неравно нулю, будем уравнение (2) назовем полным логистическим уравнением. Общее решение дифференциального уравнения (2) с произвольными начальными условиями $P_0 = P(t_0)$ предлагается записать следующим образом:

$$P(t) = \frac{M + N * K_0(t)}{1 + K_0(t)} \quad \text{и} \quad \frac{dP(t)}{dt} = S_a * \frac{4 * K_0(t)}{(1 + K_0(t))^2}, \quad (3)$$

где $K_0(t) = \frac{P_0 - M}{N - P_0} * \exp(q * (M - N) * (t - t_0))$, а также константы M и

N определяются параметрам n , l , q как корни квадратичного уравнения

$$\frac{dP(t)}{dt} = 0 \quad \text{согласно системе соотношений}$$

$$q * (M - N) = \sqrt{l^2 - 4 * n * q}$$

$$q * (M + N) = -l \quad (4)$$

Максимальная скорость $S_a = -q * (M - N)^2 / 4$ достигается в точке, расположенной посередине между N и M . Удобство аналитического представления решения в форме (3) заключается в возможности увидеть зависимость от произвольных начальных значений P_0 и t_0 , которые будут фигурировать ниже в численных уравнениях. Качественно зависимость $P(t)$ при $q < 0$ изображена на рис. 2.

Из соотношений (3) можно получить общее решение $P(t, \gamma)$ для $M=N$ и $M = P_0 + \gamma$. В этом случае необходимо в соотношения (3) сделать замену $N=M + \delta$ и разложить функции, используемые в (3), по малой величине δ , стремящейся к нулю. В пределе получим

$$P(t, \gamma) = P_0 + \frac{\gamma^2 * q * (t - t_0)}{1 + \gamma * q * (t - t_0)} \quad (5)$$

Заменой переменных уравнение Ферхюльста можно свести к уравнению с одним параметром [4]

$$\frac{dx(t)}{dt} = A * x(t) * (1 - x(t)) \quad , \quad (6)$$

где $x(t)$ – переменная, приведенная к нормированной (около единицы) области изменения, параметр A – скорость увеличения численности, которая благодаря нормировке также характеризует фактор ограничения роста.

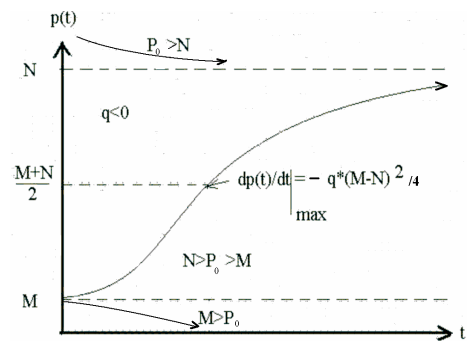


Рис. 2. Качественный график общего решения $P(t)$ при $q < 0$, см. (3).

В случае исследования развития численности популяций необходимо учитывать переход от непрерывного течения к дискретному изменению времени. Этим обусловлена замена дифференциального уравнения Ферхюльста на численное логистическое уравнение, когда производная $\frac{dx(t)}{dt}$

представляется соотношением $\frac{\Delta x_n}{\Delta t_n}$,

$$x_{n+1} = x_n * (1 + a * (1 - x_n)) \quad (7)$$

где $\Delta x_n = x_{n+1} - x_n$, $\Delta t_n = t_{n+1} - t_n$ и $a = A * \Delta t_n$.

Принципиальное отличие численного уравнения (7) от дифференциального уравнения (6) заключается в возможности несогласованного изменения последовательных значений x_{n+1} наряду с текущими решениями $x(t)$ в пределах дискретного отрезка Δt_n , так как x_{n+1} определяется одним значением наклона

$\frac{\Delta x_n}{\Delta t_n}$ и величиной x_n . Эти несовпадения - перепады видны на рис. 3, где

представлены точками и сплайнами зависимости решений $x(t)$ и табличных значений $x(n) = X_n$ с одинаковыми начальными условиями $x_0 = \{x_n\}$ и t_0

$=\{n\}$ в интервалах Δt_n для 2-х вариантов расчета при $a=2.6$ и при $a=3.9$. Перепады определяются разницей между значениями функции $x(t_n)$ из дифференциального уравнения и величиной x_n , полученной из численного уравнения. Напомним, что дифференциальное уравнение Ферхюльста описывают изменения численности в случае положительной скорости $\frac{dx(t)}{dt}$, ограниченной $S_a = A^2 / 4$.

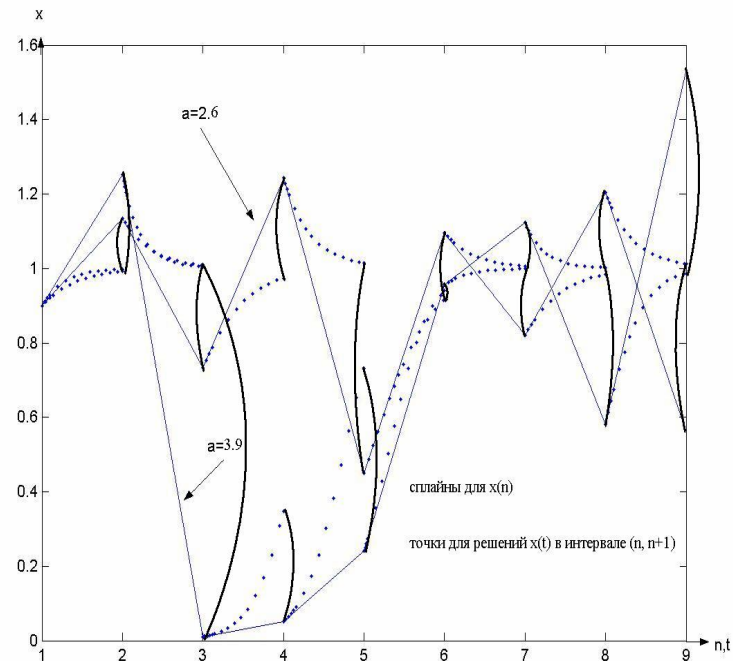


Рис.3. Зависимость решений $x(t)$ в интервалах Δt_n и табличных значений $x(n) = X_n$. Дугами “(“ при $a=2.6$ и “)” при $a=3.9$ показаны перепады начальных условий.

На рис. 3 присутствуют отрицательные наклоны у зависимости, связанной с табличными X_n . Отсюда появляется ситуация, которая приводит к выходу переменной x из коридора устойчивых значений. На рис. 4 приведены максимальные $\max(X_n)$ и минимальные $\min(X_n)$ значения для различных вариантов расчета, обусловленных значениями параметра a и начального условия $x(1) = X_1$. Согласно

графикам на рис. 4 неустойчивость имеет место лишь для некоторых значений начальных условий, находящихся в 2-х диапазонах $\{0.05-0.22\}$ и $\{0.88-0.93\}$.

Отметим, что нарушение устойчивости, связанное с двумя параметрами a и X_0 , должно происходить для переменных, описываемых также и дифференциальными уравнениями, так как они решаются путем численного интегрирования. Действительно, величина дискретного шага Δt_n влияет только на значение параметра $a = A * \Delta t_n$.

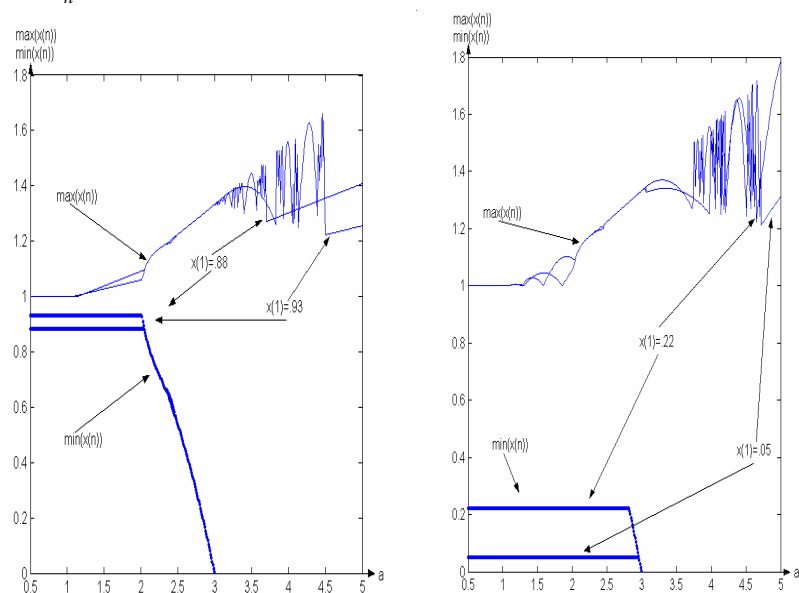


Рис. 4. Графики экстремумов табличных значений X_n численного логистического уравнения (7) в зависимости от параметра a для 4-х значений начальных условий $x(1) = X_1$ и $n=1000$.

Таким образом, численное решение уравнений, описывающих противоборствующие процессы, предоставляют возможности для нарушения устойчивости изменения переменных в нормированном коридоре значений.

Литература

1. Наше общее будущее, М., 1989.
2. Светосанов В.А., Кудин В.Н., Куликов А.Н. О понятиях: «устойчивость» и «устойчивое развитие». Журнал «Экологические системы и приборы», 2006, № 7, с. 11-16.

3. Кудин В.Н. Интерпретация слагаемых системы нелинейных дифференциальных уравнений для описания социально-экологического развития. Труды Международной электронной конференции «Изменения природной среды на рубеже тысячелетий», Тбилиси-Москва, Полиграф, 2006, с. 229-236.

4. Базыкин А. Д. Математическая биофизика взаимодействующих популяций. М., Наука, 1985.

ИЗМЕНЕНИЕ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ПОДВОДНЫХ БАЗАЛЬТОВ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Максимочкин В.И., Трухин В.И., Гофман А.В., Шебунин Е.И.

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова.

Экспериментально исследовано влияние напряжений различного характера (гидростатическое, квазисвесстороннее) на изменение остаточной намагниченности насыщения базальтов Красного моря. Установлено, что при квазисвесстороннем сжатии полные изменения зависят от ориентации намагниченности относительно оси преимущественного сжатия: максимальны при параллельной ориентации и минимальны при перпендикулярной ориентации. Необратимые изменения или разрушение остаточной намагниченности определяется в основном величиной испытанной нагрузки и слабо зависит от вида сжатия. Стабильность остаточной намагниченности к давлению увеличивается в 2-2,5 раза при росте остаточной коэрцитивной силы образцов с 14 мТл до 50-70 мТл. Показано, что остаточная намагниченность пород, испытавших в естественных условиях тектонические воздействия с напряжениями превышающими предел упругости материала, обладает большей стабильностью к воздействию квазисвесстороннего сжатия, чем породы не испытавшие такого воздействия.

Введение

В рифтовых зонах и зонах трансформных разломов при формировании океанской коры горные породы подвергаются воздействию повышенных давлений. При этом возможны деформации растяжения, сжатия, а также сдвиговые деформации. При напряжениях, достигающих критической величины, возможно разрушение пород в определенной области и подвижки отдельных частей земной коры. Об этом красноречиво свидетельствуют трансформные и нетрансформные смещения, наблюдаемые в различных частях на дне океанов в областях срединно-океанических хребтов. Намагниченность пород в результате такого воздействия может существенно изменяться, что приведет к изменению аномального геомагнитного поля (АГП) [1, 5, 8]. Зная закономерности влияния давления на магнитные свойства и, прежде всего, на остаточную намагниченность пород можно оценивать влияние тектонических напряжений на сохранность палеомагнитной информации пород тектоноактивных областей, по особенностям магнитных свойств судить о тектонических воздействиях, испытанных породой в течение геологической истории, рассчитывать распределение намагниченности с глубиной в магнитоактивном слое земной коры с учетом воздействия на породы давления и температуры [2, 3]. Как было показано в работе [5], воздействие квазисвесстороннего сжатия может приводить к существенному увеличению скорости окисления входящего в состав базальта титаномагнетита, а высокая степень окисления титаномагнетита океанских базальтов молодого возраста может быть индикатором тектонического воздействия на них.

Экспериментальные данные

В данной работе с целью установления особенностей влияния тектонических напряжений, развиваемых в океанской коре, на изменение аномального гео-

магнитного поля и палеомагнитную информативность остаточной намагниченности базальтов исследовалось влияние квазисестороннего и гидростатического сжатия на изменение остаточной намагниченности насыщения подводных базальтов.

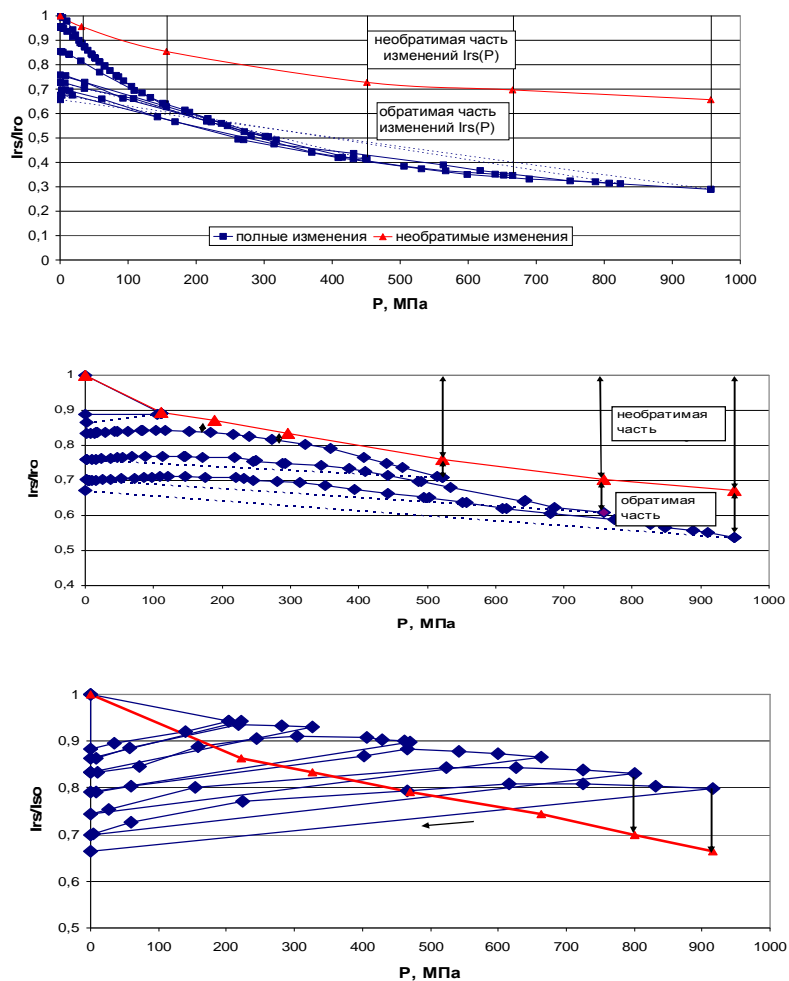


Рис. 1. Изменения остаточной намагниченности насыщения образца базальта Красного моря №66-4(2) при наложении и снятии сжатия. а) – квазисестороннее $I_{rs}||P$, б) – всестороннее сжатие, в) – квазисестороннее $I_{rs}\perp P$.

Эксперименты проводились на образцах базальтов, отобранных аппаратом Пайсис в рифтовой зоне южной части Красного моря. Образцы подвергались сжатию в камере типа цилиндр-поршень с внутренним диаметром канала 9,8 мм. В качестве передающей давление среды использовался пиррофиллит (квазисестороннее сжатие) и трансформаторное масло (гидростатическое сжатие). Намагниченность в процессе наложения и снятия давления измерялась сконструированным нами трех компонентным феррозондовым магнитометром-градиентометром Lemi-240. Усилие сжатия создавалось с помощью немагнитного пресса, изготовленного из титанового сплава. Давление рассчитывалось по формуле $P=F/s$, где F – усилие на пуансоны камеры высокого давления, s – площадь сечения пуансонов. При сжатии в пиррофиллите измерялось изменение остаточной намагниченности образца при параллельной ($I_{r||P}$) и перпендикулярной ($I_{r\perp P}$) ее ориентации относительно оси цилиндра (ось преимущественного сжатия).

До лабораторного воздействия давлений величины коэрцитивной и остаточно-коэрцитивной силы образцов находились в интервале $H_c=(9,5\div 36,5)$ мТл, $H_{cT}=(14,4\div 48,6)$, отношение остаточной намагниченности насыщения (I_{rs}) к намагниченности насыщения (I_s) – $I_{rs}/I_s=0,15\div 0,32$ (табл. 1).

Эти данные указывают на то, что ферромагнитные зерна, исследованных базальтов находились в псевдо-однодоменном (ПСД) и однодоменном (ОД) состоянии [6].

Эксперименты показали, что, с ростом давления, как при квазисестороннем, так и при гидростатическом сжатии, наблюдается уменьшение остаточной намагниченности насыщения базальтов. (Рис. 1а-г). При снятии давления в случаях квазисестороннего сжатия при $I_{r||P}$ (Рис. 1а) и гидростатического сжатия (рис. 1б) намагниченность частично восстанавливается.

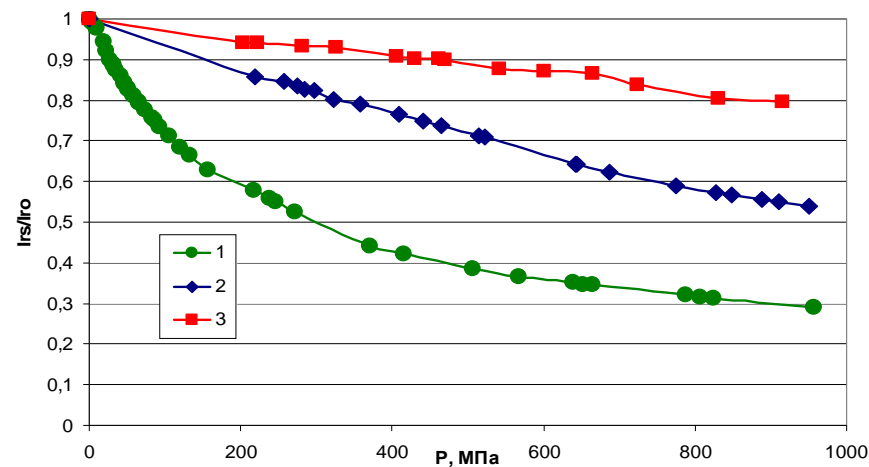


Рис.2. Изменения остаточной намагниченности насыщения обр.№66-4(2) при различных видах сжатия: 1- квазисестороннее $I_{rs}||P$, 2- всестороннее сжатие, 3- квазисестороннее $I_{rs}\perp P$.

При $I_{rs} \perp P$ намагниченность в процессе снятия давления – либо не изменялась, либо наблюдалось дальнейшее ее уменьшение (рис. 1в). В этом случае величина остаточной намагниченности, измеренная под давлением, оказывалась больше, чем намагниченность после снятия нагрузки.

Величины полных изменений остаточной намагниченности, измеренной под давлением, для напряжений различного характера существенно различаются. На всех исследованных образцах наибольшие изменения наблюдались в случае квазивсестороннего сжатия при $I_{rs} \parallel P$, наименьшие изменения – при $I_{rs} \perp P$. Кривая $I_{rs}(P)$ в случае сжатия в масле занимала промежуточное положение. Например, для образца №66-4 при достижении давления $P=900$ МПа величина остаточной намагниченности при сжатии в пиррофиллите $I_{rs} \parallel P$ уменьшилась на 70%, в случае $I_{rs} \perp P$ – всего на 20%, а в случае всестороннего сжатия – на 45%. (Рис.2). Необратимая часть изменений, т.е. остаточная намагниченность, измеренная после снятия давления, для напряжений различного характера различается в меньшей степени: на 5-10%. (Рис.3).

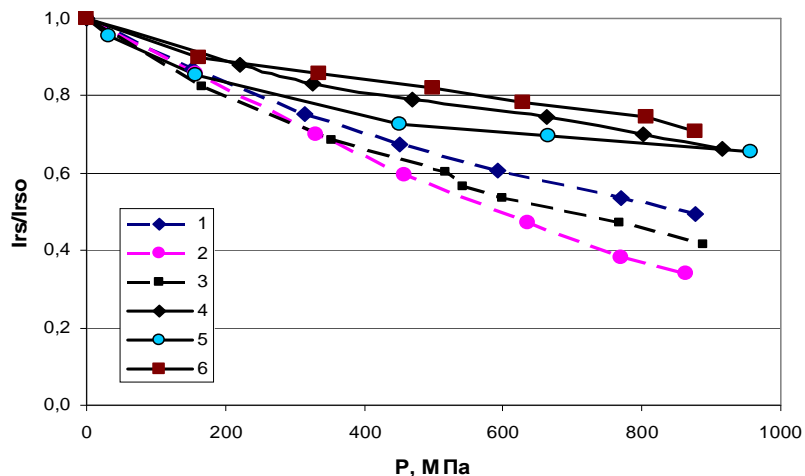


Рис.3. Необратимые изменения остаточной намагниченности насыщения образцов базальтов Красного моря при различных видах сжатия: 1,4 – квазивсестороннее $I_{rs} \perp P$; 2,5 – квазивсестороннее $I_{rs} \parallel P$; 3,6 – всестороннее сжатие. 1,2,3 – образец №72-3; 4,5,6 – образец №66-4(2).

При гидростатическом сжатии преобладают необратимые изменения остаточной намагниченности. Было установлено, что стабильность I_{rs} к воздействию квазивсестороннего сжатия растет с ростом магнитной жесткости ферромагнитных зерен: если на образцах с $H_{cr}=9.5$ мТл ($H_{cr}=14.4$ мТл) после воздействия сжатия $P=700$ МПа ($I_{rs} \parallel P$) остаточная намагниченность насыщения разрушалась на 70%, то на образцах с $H_{cr}=27.8$ мТл ($H_{cr}=41$ мТл) и выше – всего на 30%. (Рис.4). Вклад необратимых изменений в полные изменения остаточной намагниченности при $P > 400$ МПа убывает примерно с 80% до 48% с ростом магнитной жесткости фер-

ромагнитных зерен в диапазоне $H_{cr}=14.4-70$ мТл (кривая 1, Рис.5). На образцах с высокой магнитной жесткостью, когда структура зерен приближается к однодоменной, остаточная намагниченность в случае квазивсестороннего сжатия при $I_{rs} \parallel P$ на 50-70% может изменяться обратимо (Рис. 5).

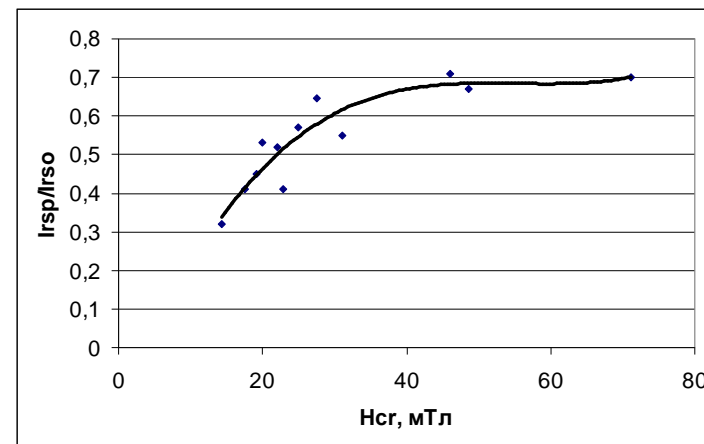


Рис. 4. Величина остаточной намагниченности базальтов Красного моря, оставшейся после воздействия на образцы с различной остаточно-коэрцитивной силой квазивсестороннего сжатия ($I_{rs} \parallel P$, $P=700$ МПа).

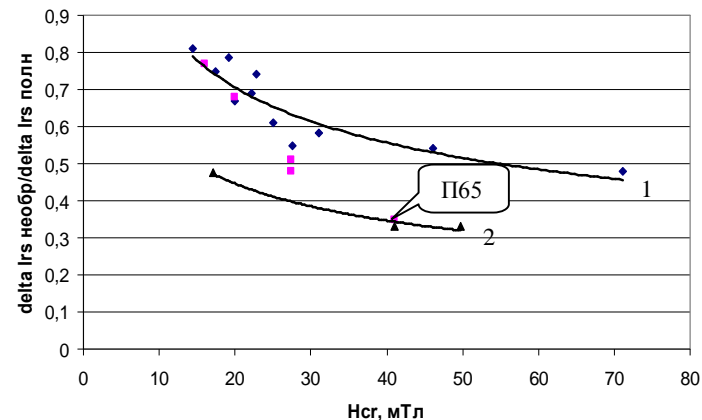


Рис.5. Вклад необратимых изменений в полные изменения I_{rs} при квазивсестороннем сжатии образцов базальтов Красного моря с различной остаточной коэрцитивной силой.

При квазивсестороннем сжатии в случае $Irs \perp P$ зависимость $Irs(P)$ близка к линейной (рис. 1в). В случае $Irs \parallel P$, как полные изменения $Irs(P)$, так и необратимая часть изменений, достаточно хорошо описывались гиперболической функцией вида $Irs(P) = Irs_0 / (1 + bP)$ (рис. 1а). По этим данным были рассчитаны коэффициенты полной пьезочувствительности (b) и пьезочувствительности необратимых изменений (br) (см. табл.1).

Таблица. 1.
Гистерезисные и пьезомагнитные параметры образцов базальтов Красного моря.

№ ОБР.	IRS/IS	HC, МТЛ	HCR, МТЛ	B, 1/ГПа	BR, 1/ГПа	$\frac{\Delta I r_{необр}}{\Delta I r_{полн}}$ (P=700 МПа)
П-61-1(2)	0,21	16,5	22,8	5,65	1,88	0,72
П-70-4(5)	0,21	15,2	22,1	4,63	1,45	0,65
П-53-4(3)	0,20	14,2	19,1	3,86	1,56	0,72
П72-5	0,21	12,7	17,5	5,6	1,8	0,68
П72-3	0,15	9,5	14,4	8,3	3,4	0,80
П-62-1(5)	0,24	23,7	31	3,93	1,04	0,58
П-66-4(01)	0,32	23,2	27,5	4	0,8	0,49
П-70-4(6)	0,18	15,1	19,9	3,2	1,11	0,67
П-53-2(5)	0,18	15,7	25	3,15	1,31	0,61
П-66-1(4)	0,22	57	71,2	2,19	0,57	0,48
П-67	0,26	36,5	46,1	1,8	0,6	0,54
П65-3(01)	0,27	36,5	48,6	1,8	0,8	0,6
П72-3(4)	0,17	9,5	16,0			0,77
П70-4	0,24	15,4	20			0,68
П66-4(2)	0,30	23,5	27,4			0,48
П65-4(0)	0,34	27,8	41,0			0,35
П72-3, P _{АТМ}			14,4	8,3	3,4	0,82
P=0,98 ГПа			17,1	3,7	1,3	0,48
P=1,45 ГПа			41,1	0,7	0,5	0,33
P=2,02 ГПа			44,7	0,7	0,5	0,33

Анализ величин коэффициентов b и br показал, что пьезочувствительность остаточной намагниченности насыщения убывает с ростом магнитной жесткости ферромагнитной фракции образцов (Рис.6, табл.1): коэффициент b изменяется с 8,3 ГПа-1 до 1,8 ГПа-1, а br изменяется с 3,4 ГПа-1 до 0,6 ГПа-1 при увеличении ко-

эрцитивной силы (H_c) с 9,5 мТл до 36,5–57 мТл и, соответственно, остаточной коэрцитивной силы (H_{cr}) с 14,4 мТл до 48,6–70 мТл. (рис.6).

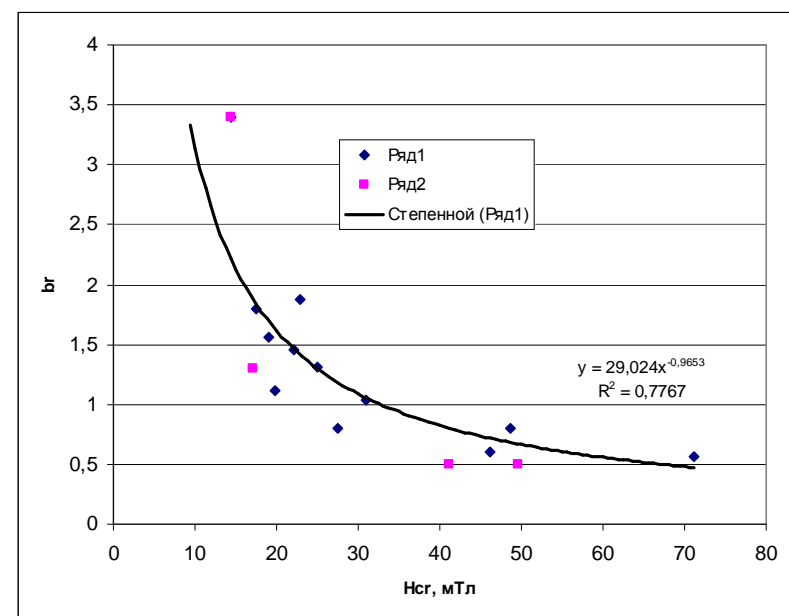


Рис.6. Зависимость коэффициента пьезочувствительности (br) от остаточной коэрцитивной силы.

Коэффициент пьезочувствительности характеризует интенсивность уменьшения остаточной намагниченности образца при воздействии на него напряжений сжатия. Обратная величина пьезочувствительности может характеризовать стабильность остаточной намагниченности к воздействию напряжений. Была установлена следующая закономерность: пьезочувствительность убывает, а стабильность, соответственно, растет с ростом магнитной жесткости базальтов по закону близкому к гиперболическому (рис.6, кривая Степенная (Ряд1)). Как видно из рисунка, при $H_{cr} > 40$ мТл стабильность остаточной намагниченности насыщения к воздействию квазивсестороннего сжатия слабо зависит от магнитной жесткости ферромагнитных зерен.

Эксперименты, результаты которых были описаны выше, проводились на образцах, которые имели в естественном состоянии различные величины параметров магнитной жесткости ферромагнитных зерен.

Была также оценена пьезочувствительность остаточной намагниченности насыщения образцов, коэрцитивная сила которых была изменена в результате лабораторного воздействия сжатия с давлением $P=2000$ МПа. Испытания образцов показали, что воздействие квазивсестороннего сжатия $P=1000$ МПа практически не приводит к изменению магнитной жесткости, входящих в его состав ферромаг-

нитных зерен. При последующем росте давления на образцах с $H_c=9,5$ мТл ($H_{cr}=14,4$ мТл) наблюдался значительный рост магнитной жесткости и видимые разрушения образца. После $P=2000$ МПа H_c и H_{cr} выросли в 2,8 и 3,5 раза, соответственно (рис. 7). Рост параметров магнитной жесткости здесь можно объяснить не только уменьшением размеров зерен в результате дробления, но и ростом внутренних напряжений в них [4]. Установлено, что I_{rs} , образованная на образцах, подвергнутых давлению $P=2000$ МПа, обладает большей стабильностью (меньшей пьезочувствительностью) к воздействию квазисестороннего сжатия, чем в исходном состоянии (табл.1, Рис.5, кривая 2). Влияние внутренних напряжений на стабильность I_{rs} подтверждается также тем фактом, что образцы, подвергнутые в лаборатории сжатию и разрушению, обладали большей стабильностью (кривая 2), чем образцы имеющие в естественном состоянии такие же величины коэрцитивной (остаточно-коэрцитивной) силы. Вклад обратимых изменений в полные изменения остаточной намагниченности при воздействии на образцы квазисестороннего сжатия выше на образцах испытавших воздействие сжатия. Примечателен тот факт, что образец №65, отобранный из зоны нетрансформного смещения также имеет повышенную стабильность к воздействию давления, как образцы, испытавшие в лаборатории значительные воздействия сжатия. Следовательно, можно сделать предположение, что такие свойства его обусловлены испытанными этими породами *in situ* повышенными напряжениями.

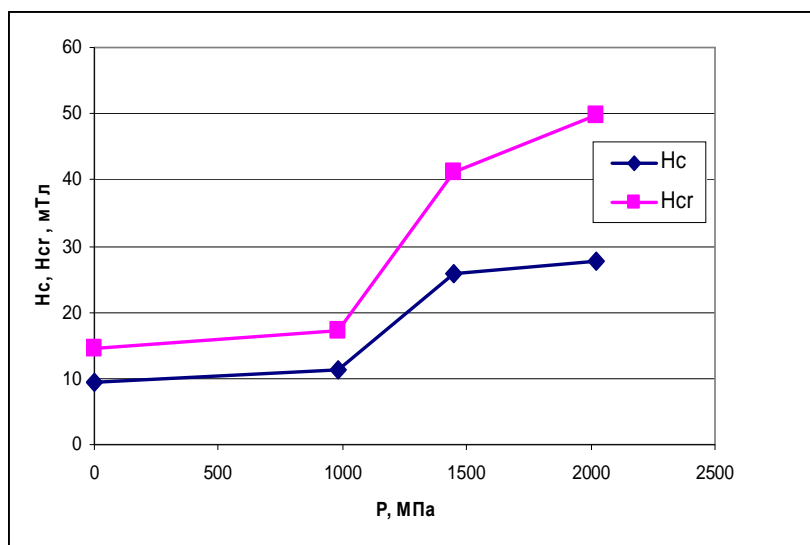


Рис. 7. Изменение параметров магнитной жесткости образца П72-5 базальта Красного моря после воздействия квазисестороннего сжатия.

Заключение

Выявленные в результате лабораторных экспериментов, закономерности изменения остаточной намагниченности базальтов под действием напряжений различного характера позволяют составить представления об особенностях влияния тектонических напряжений на магнитное состояние пород океанской коры и АГП.

Наибольшие изменения остаточной намагниченности пород под действием тектонических напряжений и аномального геомагнитного поля будут наблюдаться при совпадении оси преимущественного сжатия с направлением намагниченности пород, наименьшие изменения – при перпендикулярной их ориентации. Необратимые изменения остаточной намагниченности в меньшей степени определяются характером напряжений. В общем случае, воздействие тектонических напряжений будет приводить не только к уменьшению остаточной намагниченности, но и к ее вращению.

Породы, испытавшие в естественных условиях тектонические воздействия с напряжениями превышающими предел упругости материала, будут обладать большей стабильностью к воздействию квазисестороннего сжатия, чем не испытавшие такого воздействия. Высокая стабильность остаточной намагниченности насыщения к воздействию сжатия может свидетельствовать об испытанных породой *in situ* тектонических напряжениях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант №07-05-00783-а.

Литература

1. Валеев К.А., Максимочкин В.И. Термоостаточная и индуктивная намагниченности магнетита и горных пород при квазисесторонних давлениях до 400 МПа. // Физика Земли, 1988. №2. С.106-112.
2. Максимочкин В.И. Термонамагничивание горных пород в условиях высоких давлений. // Физика Земли. 1995. №9, с.49-56.
3. Трухин В.И., Максимочкин В.И. Изменение намагниченности горных пород в океанской коре, обусловленные ростом давления и температуры // Физика Земли, 1999. №11. С.3-14.
4. Трухин В.И., Гаранин В.К., Жилиева В.А., Кудрявцева Г.П. Ферримагнетизм минералов. Моск. ун.-т, 1983.
5. Трухин В.И., Максимочкин В.И. Влияние тектонических напряжений на магнитоминералогические свойства базальтов Физические проблемы экологии (Экологическая физика) Сборник научных трудов. – М.: МАКС Пресс, 2007.- №14, с.371-378.
6. Day, R., Fuller, M., and Schmidt, V., Hysteresis properties of the titanomagnetites: grain size and compositional dependence. Physics Earth Planetary Interiors, 1977 13, 4, p. 260-267.
7. Paul M. Davis Tectonomagnetism // Reviews of Geophysics and Physics, vol. 21, No.3, p. 685-693, 1983.
8. Yozo Hamano Experiments on the Stress Sensivity of Natural Remanent magnetization // J. Geomag. Geoelectrisity, v.35, p.155-172. 1983.

ПРОЦЕСС ГЕНЕРАЦИИ ВЕТРОВЫХ СОЛИТОНОВ

Мочулин П.В., Шелковников Н.К.

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова.

Рассматривается процесс зарождения ветровых солитонов. Приведены зависимости динамики развития и параметров сформировавшихся солитонов от наличия на поверхности жидкости флотации и пленок поверхностно-активных веществ (ПАВ), а также от угла атаки ветра к водной поверхности. Показано, что увеличение количества флотации, концентрации ПАВ приводит к замедлению формирования ветрового солитона начиная с ранних этапов его развития, при этом уменьшается амплитуда сформировавшегося солитона, а его длина увеличивается.

В последнее время все большее внимание в теоретических и экспериментальных исследованиях по гидродинамике уделяется изучению длинных волн, в том числе волн цунами, приливов и уединенных волн. Это связано как с общим повышением интереса к нелинейным волновым процессам, так и с большим прикладным значением, которое имеют данные исследования для проектирования гидротехнических сооружений на шельфе и в береговой зоне, в первую очередь для прогнозирования и принятия мер по их защите от разрушительного воздействия волн. Актуальность данной задачи возрастает в настоящее время в связи с развитием нефте- и газодобычи на шельфе, что требует учета возможного силового воздействия волн на инженерные конструкции при проектировании морских платформ. Данные исследования имеют также непосредственное отношение к решению экологических проблем шельфовой зоны моря.

Впервые основные понятия уединенной волны заложил английский инженер Джон Скотт Рассел. Теоретическое обоснование этого явления сделали Буассинеск, Кортвег и де Вриз. Уравнение Кортвега – де Вриза (КдВ) можно получить исходя из уравнений длинных волн, распространяющихся по поверхности идеальной жидкости путем разложения их по двум малым параметрам: нелинейности

$$\alpha = \frac{a}{H} \text{ и дисперсии } \beta = \frac{H^2}{\lambda^2}, \text{ где } a - \text{ амплитуда волны от невозмущенного}$$

уровня жидкости, λ - длина волны, H - глубина жидкости. Таким образом в первом приближении уравнение КдВ будет иметь следующий вид:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + c_0 \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{3}{2} \frac{c_0}{H} \eta \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{6} c_0 H^2 \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} = 0, \text{ где } \eta - \text{ возмущение по}$$

верхности, $c_0 = \sqrt{gH}$ - Лагранжева скорость волн на воде.

Решением такого уравнения будет:

$$\eta = \frac{\eta_0}{\cosh^2 \left[\frac{\sqrt{3}}{2} \sqrt{\frac{\eta_0}{H^3}} (x - ct) \right]}$$

η возрастает от 0 при $x = \infty$, достигает максимума, равного η_0 и затем симметричным образом спадает до 0 при $x = -\infty$. Таким образом α играет роль безразмерной амплитуды солитона. Решение уравнения КдВ выведено в предположении $\alpha \ll 1$ и фактически оказалось, что для уединенных волн α ограничено сверху. Уизем [1] дает оценку для экспериментального $\alpha \approx 0,7$, а для теоретического $\alpha \approx 0,78$.

Забусски и Крускал [2], проводя численные исследования процессов взаимодействия уединенных волн, ввели понятие «солитон». Солитоны на свободной поверхности достаточно хорошо изучены. Анализ теоретических и экспериментальных исследований показал, что солитон – это неосцилирующее волновое движение, представляющее собой импульс, локализованный в устойчиво распространяющейся уединенной волне. Эти волны после столкновения между собой сохраняют первоначальную форму. Такие столкновения можно рассматривать как столкновения с малой неоднородностью, проходя через которую солитоны не только замедляются или ускоряются, но и слегка деформируются. Однако, пройдя неоднородность, они восстанавливают прежнюю скорость и форму.

Как известно волны могут создаваться под воздействием некоторого возмущения, которое затем прекращается, и дальнейшая эволюция уединенной волны определяется балансом нелинейности и дисперсии. Механизм возбуждения такой волны может носить характер резкого импульсного воздействия, например, подвижки дна при землетрясении, возмущения свободной поверхности при падении в воду обломков горных пород, а также горизонтальной подвижки при оползнях.

Экспериментальные исследования солитонов на воде проводилось многими учеными. Так, Хаммаком и Сигуром была проведена серия исследований в прямоугольном канале [3]. На одном из концов которого с помощью поршня создавалось возмущение поверхности воды в виде прямоугольного импульса. Было показано, что этот импульс по мере распространения распался на отдельные солитоны. В работе Хуанга и Ву [4] изучалось движение кораблей в мелководном канале конечной ширины. При скорости движения корабля, близкой к C_0 , перед ним образовывались двумерные солитоны. Проведено сопоставление результатов этих экспериментов с численным расчетом. Показано, что образование солитонов зависит только от полной силы, действующей на водную поверхность, и не зависит от механизма его возбуждения. Решения уравнения КдВ в виде солитонов моделировались Ренуаром, Темпервиллем и Сабро-Сантосом [5]. В прямоугольном канале размерами 36x0,55x1,3 м генерация солитонов проводилась волнопродуктором, приводимым в движение электромотором с изменяемой скоростью. Изучались решения задачи об отражении солитона от стенки канала, столкновения двух солитонов, прохождения солитона над препятствием в виде подводной горы и вертикального уступа, а также затухания солитонов под действием вязкости. Результаты экспериментов в целом воспроизводятся теорией, основанной на уравнении КдВ, хотя иногда наблюдались заметные расхождения как в форме солитонов, так и в скорости их распространения. Профиль солитонов, наблюдавшихся в эксперименте, оказался несколько шире, чем следовало из теории.

Вместе с тем значительный интерес представляет возможность генерации одиночных волн под действием атмосферных возмущений. Основное отличие здесь состоит в том, что возмущающее воздействие не прекращается на начальной стадии, а существует в течении всего периода эволюции волны и обеспечивает подкачку энергии от атмосферного возмущения к одиночной волне.

Исследование ветровых уединенных волн в лабораторных условиях [6] является важным для понимания механизма развития метеоцунами, поскольку в природных условиях их наблюдение сопряжено с большими техническими трудностями. Эксперименты проводились нами в кольцевом аэрогидроканале с помощью соответствующей аппаратуры регистрации волнения и видеосъемки (рис. 1, 2).

Процесс формирования ветровых уединенных волн проходит следующие стадии: развитие капиллярных (длина волн λ до 0,2 см), гравитационно-капиллярных ($0,2 \text{ см} < \lambda < 20 \text{ см}$), гравитационных волн ($\lambda > 20 \text{ см}$), в том числе трохноидальных и кноидальных волн. Поэтому при исследовании уединенных волн необходимо учитывать влияние всех предыдущих этапов развития поверхностного волнения.

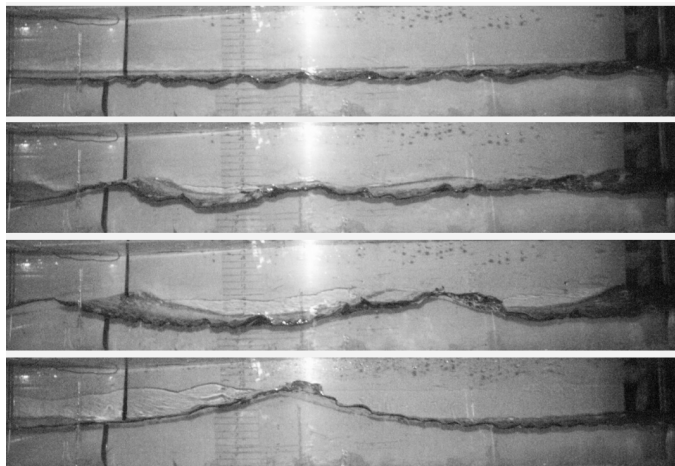


Рис. 1. Фотографии ветровых волн в канале на разных этапах зарождения солитона

Нами была проведена серия экспериментов в кольцевом аэрогидроканале, в ходе которых исследовался процесс взаимодействия ветровых уединенных волн. При различных значениях глубины жидкости, высоты воздушного канала, а также скорости ветра были определены режимы работы установки, при которых образовывались несколько взаимодействующих солитонов.

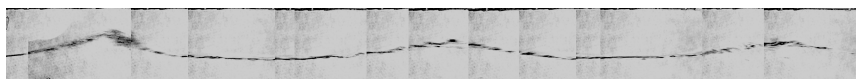


Рис. 2. Фотография трех солитонов. Направление ветра слева направо.

Наиболее интересным и важным этапом является взаимодействие двух уединенных волн между собой, в результате чего формируется один единственный солитон (рис.3).

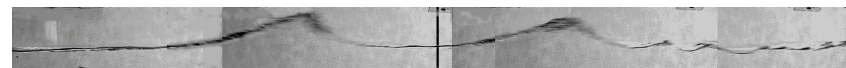


Рис. 3. Фотография двух солитонов. Направление ветра слева направо.

Механизм этого взаимодействия можно описать следующим образом: поскольку скорость солитона прямо пропорциональна его амплитуде, то возникала ситуация, когда больший, второй солитон догонял меньший, первый. По мере сближения второй солитон увеличивал экранирование первого от воздействия ветра, вследствие чего первый солитон уменьшался, а второй продолжал увеличиваться. Однако при малой разнице между энергиями солитонов, когда их амплитуды и скорости были близки, слияния солитонов не происходило. Вместо этого в процессе сближения часть энергии от второго солитона передавалась к первому, в результате чего энергия второй волны уменьшалась, и солитоны удалялись друг от друга до некоторого расстояния. После этого второй солитон, уменьшившийся в результате потери энергии, начинал увеличивать свои скорость и амплитуду, поскольку поступающая от ветра энергия была больше энергии, теряемой на диссипацию и движение солитона. Первый же солитон сохранял свое состояние. В результате солитоны выходили на позицию повторного взаимодействия.

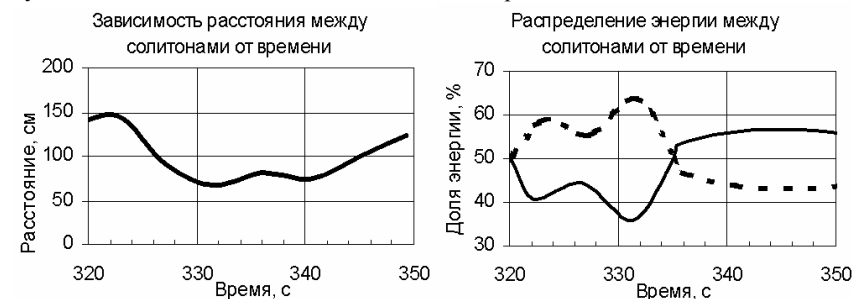


Рис. 4. Параметры двух взаимодействующих солитонов.

Детальное рассмотрение процессов взаимодействия ветровых уединенных волн показало, что в нашем случае имела место частичеподобность солитонов, что качественно совпадает с некоторыми выводами Забуски и Крускала. Как видно из рисунка 4, при сближении солитонов на минимальное расстояние (Рис 4 график слева, 330-340 секунды процесса), происходит перекачка энергии от одного солитона к другому (Рис 4 график справа). Сплошной линией на графике зависимости распределения энергии между солитонами от времени показана доля энергии солитона, идущего первым, а пунктирной линией – доля энергии второго солитона. Однако это совпадение было справедливо только для взаимодействующих волн с малым различием значений их параметров.

В случае если разница между амплитудами первого и второго солитонов оказывалась значительной, то ситуация изменялась: второй солитон (с большей ам-

плитудой) проходил через первый солитон (с меньшей амплитудой). Меньший солитон терял энергию, замедлялся еще сильнее и через несколько таких циклов полностью затухал. Таким образом происходило формирование одного единственного солитона. В нашем случае явления рекуррентности, в отличие от расчетов Забуски и Крускала не наблюдалось и сформировавшийся ветровой солитон сохранял свои параметры вплоть до выключения установки.

Параметры этого солитона зависят как от скорости ветра, так и от глубины жидкости. Нами показано, что при глубине жидкости в канале 10 см высота солитона составляла 6 см, его длина 40 см, а скорость распространения 1,4 м/с. Кроме того, на параметры солитона существенное влияние оказывают поверхностно-активные вещества и флотация на поверхности жидкости. Согласно полученным данным время формирования солитона в этих условиях увеличивается, его амплитуда уменьшалась, а длина увеличивалась.

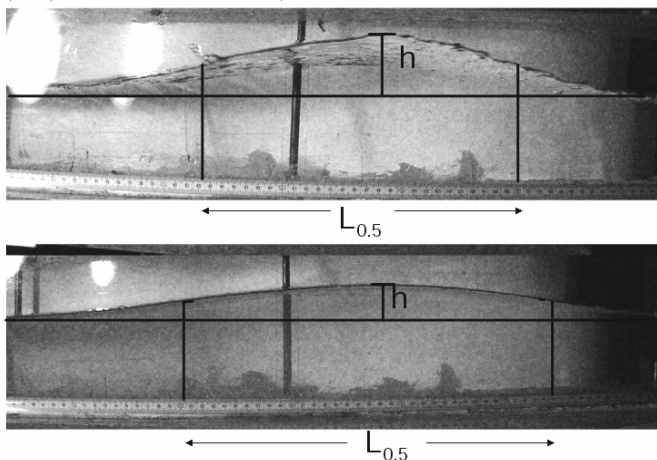


Рис. 5. Сравнение параметров сформировавшегося солитона на чистой воде (сверху) и в присутствии пленки ПАВ (внизу).

На рисунке 5 приведены фотографии солитонов, сформировавшихся при равных значениях глубины жидкости (9 см.) и скорости ветра (8 м/с). Сверху – солитон на чистой поверхности жидкости. Его амплитуда 57 мм ($\alpha = 0.6$), длина по половине амплитуды 285 мм. Снизу – солитон при наличии пленки ПАВ. Амплитуда солитона в этом случае составляла 38 мм ($\alpha = 0.4$), а длина – 345 мм.

Подобное «расплывание» солитона происходит и при наличии на поверхности жидкости флотации. Воздействие флотации на параметры солитона проиллюстрировано на рисунке 6. Сверху приведена фотография солитона на чистой воде, снизу, при тех же значениях глубины жидкости и скорости ветра, солитон сфотографирован, когда на водную поверхность равномерно внесены кусочки льда. Данный эффект «расплывания» теоретически был объяснен Габовым [7] для поверхностных волн в условиях флотирующего вещества, а для волны, описанной уравнением

КдВ – в численном решении обоснован Кравцовым [8]. В нашем случае их выводы подтверждаются экспериментально.

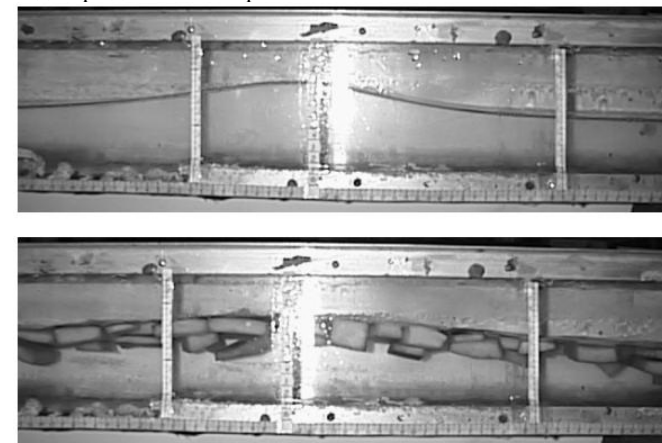


Рис. 6. Сравнение параметров сформировавшегося солитона на чистой воде (сверху) и в присутствии флотации на поверхности жидкости (внизу).

Также необходимо отметить, что влияние ПАВ и флотации на процесс образования солитонов начинается уже с ранних стадий развития ветрового волнения. Наличие этих веществ на поверхности жидкости приводит к интенсивному гашению волн высоких частот, что приводит к замедлению формирования солитона.

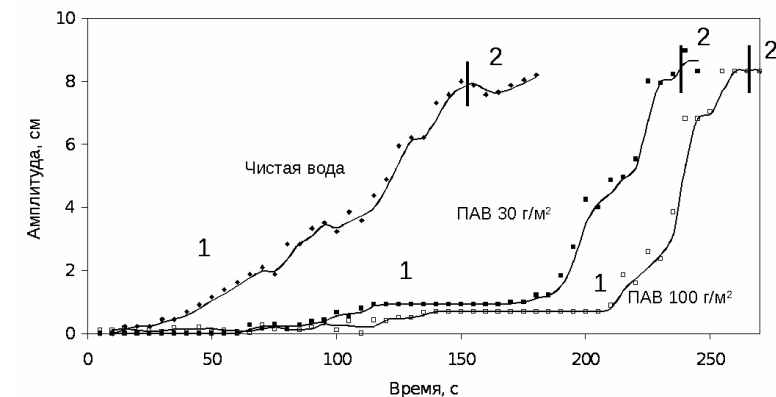


Рис. 7. Зависимость амплитуды волн в канале от времени при наличии разного количества поверхностно-активного вещества. 1- ветровое волнение 2- сформировавшийся солитон

Из графика зависимости амплитуды ветровых волн в канале от времени (рис. 7) видно, что начиная с ранних этапов развития ветрового волнения возрастание амплитуды волн под действием ветра на чистой воде происходит существенно быст-

рее, чем при наличие пленки ПАВ. Время генерации солитона при этом увеличивается более чем в 1,5 раза.

То же гасящее действие можно наблюдать и в случае наличия флотации на поверхности жидкости. Начиная с ранних этапов развития, при увеличении количества флотации происходит задержка в развитии ветровых волн, подобная случаю с наличием пленки ПАВ, что приводит к увеличению времени формирования солитона (рис 8).

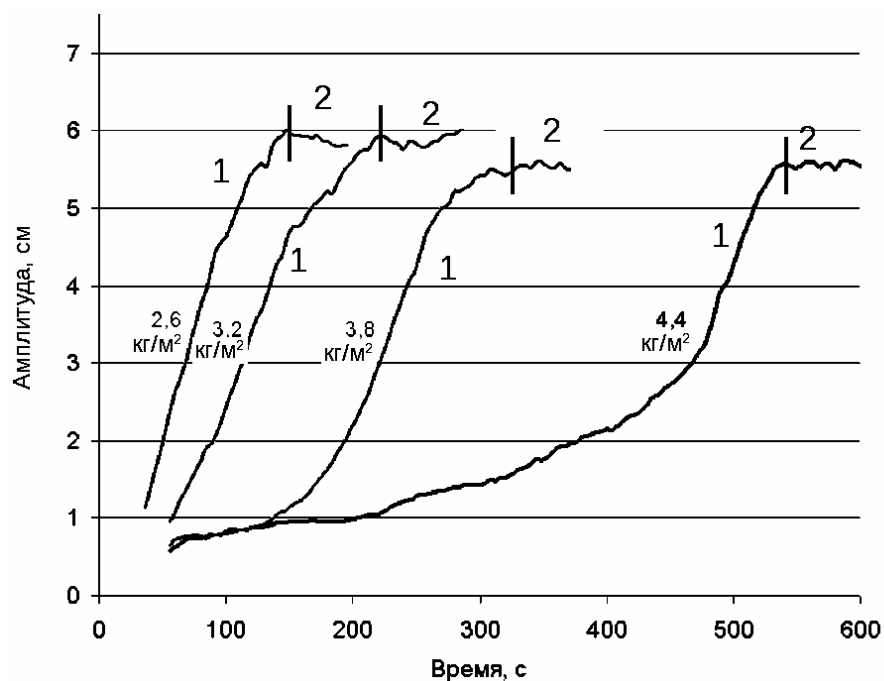


Рис. 8. Изменение амплитуды волн в канале со временем при различных количествах флотации на поверхности жидкости. 1 – фаза ветрового волнения, 2 – сформировавшийся солитон.

Особый интерес представляет зависимость параметров солитона от угла атаки ветра. Выбор угла атаки важен для выбора оптимальных условий протекания эксперимента, а также для понимания процессов в морских условиях. По нашим данным с его увеличением время формирования солитона возрастает. Из графика зависимости амплитуды волн в канале от времени (рис 9) можно заметить меньшую интенсивность возрастания амплитуды волн при большем угле атаки ветра.

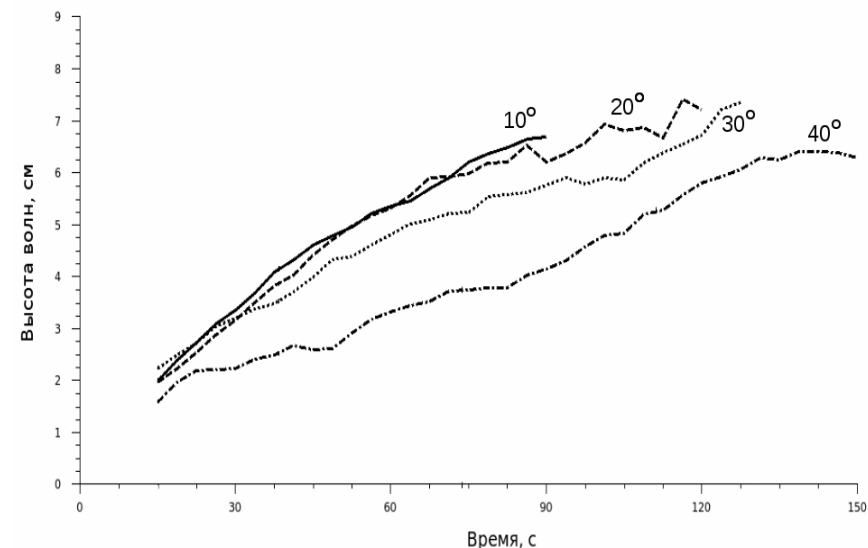


Рис. 9. Изменение амплитуды волн в канале со временем при различных углах атаки ветра к водной поверхности. Цифрами показан угол в градусах между ветровым потоком и невозмущенной поверхностью.

В процессе развития солитона, в результате действия ветра, его профиль оказывается деформирован: подветренный склон укрупнен, а наветренный – растянут. Эта деформация тем сильнее, чем больше значение скорости ветра. Также, аналогично явлению выхода приливной волны в устье реки, при некоторых условиях может образоваться бор. В силу нелинейной трансформации происходит укрупнение переднего фронта волны и вытягивание заднего. Это приводит к перекошу волны: ее гребень движется быстрее подошвы и время роста уровня уменьшается по сравнению со временем его падения. В пределе такая волна трансформируется в бор. Его образование зависит от того, будет ли волна достаточно мощной для преодоления сил трения и опрокидывания. При избыточной подаче энергии ветра в кольцевой канал, при определенных условиях, вместо солитона может сформироваться ударная волна.

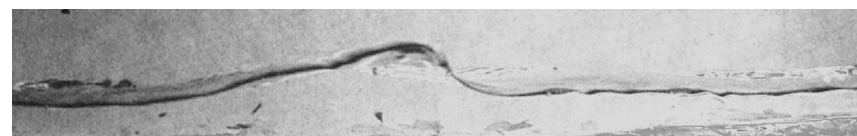


Рис. 10. Завершающая стадия развития солитона.

На рисунке 10 приведены фотографии сформировавшегося солитона при избыточной скорости ветра. На фотографии видно сильное искажение профиля волны. Это конечная стадия развития ветрового волнения в аэрогидроканале.

Выводы

В результате проведенных экспериментов показано, что

1. Под действием ветра, при определенных условиях, в кольцевом аэрогидроканале может происходить генерация солитона. Его параметры зависят от глубины жидкости и скорости ветра, а форма с достаточной точностью соответствует форме солитона КдВ.
2. В ходе своего развития, солитон последовательно проходит все стадии развития ветровых волн. В случае образования нескольких солитонов между ними происходит взаимодействие.
3. На параметры сформировавшегося солитона оказывают влияние ПАВ и флотация на поверхности жидкости, в частности происходит уменьшение амплитуды солитона и увеличение его длины. Кроме того, увеличении количества флотации и концентрации ПАВ приводит к замедлению процесса образования солитона.
4. На процесс развития ветровых волн также оказывает влияние угол атаки ветра к водной поверхности. Увеличение угла атаки приводит к увеличению времени генерации солитона.
5. В случае увеличения скорости ветра в канале происходит сильное искажение профиля солитона и возможно формирование ударной волны.

Литература

1. *Уизем Дж.* Линейные и нелинейные волны. М. Мир. 1977.
2. *Zabusky N.J., Kruskal M.D.* "Interaction of "solitons" in a collisionless plasma and the recurrence of initial states". // Phys. Rev. Lett. 1965. V.15, P.240—243.
3. *Hamrick J. L., Segur X.* The Korteweg de Vries equation and water waves. Part 2. Comparison with experiments. // J. Fluid Mech. 1974., Vol. 65. P.289-314.
4. *Huang D.-B., Sibel G.J., Webster W.C., Wehausen J.V., Wu D.M., Wu T.Y.* Ships moving in the transcritical range. //In Proc. Conf. on Behaviour of Ships in Restricted Waters. Varna. 1982. V.2. P, 26-1- 26-10.
5. *Renouard D. P., Seabro - Santos F.J., Temperville A. M.* Experimental study of the generation, damping and reflexion of a solitary wave.// Dynamics of Atmospheres and Oceans. 1985. 9. P.341 - 358.
6. *Шелковников Н.К.* Вынужденный солитон в жидкости. //Письма в ЖЭТФ том 82, выпуск 10., 2005 г, 720-723 с.
7. *Габов С.А.* Новые задачи математической теории волн на воде. М. Наука. 1998.
8. *Кравцов Ал.В. Кравцов В.В. Шелковников Н.К.* Численные исследования уединенных волн на поверхности жидкости в кольцевом канале с учетом флотации // Деп в ВИНТИ. 21.05.03 №977, МГУ, 2003.

КЛИМАТ КАРЕЛЬСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

БЕЛОГО МОРЯ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ XX - НАЧАЛЕ XXI ВВ.

Назарова Л.Е.

Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, г. Петрозаводск.

Для исследования современного состояния основных характеристик климата Карельского побережья Белого моря база данных была пополнена сведениями о температуре воздуха и суммах атмосферных осадков (суточные, месячные и годовые данные) за 2001 – 2005 годы по метеорологическим станциям, расположенным в изучаемом районе: МС Энгозеро, Колежда и Кемь-порт. Так же были использованы данные наблюдений за предыдущие годы по указанным станциям и МС Лоухи.

Анализ пространственно-временной изменчивости поля годовой температуры воздуха показал, что для исследуемой территории выполняются условия однородности, синхронности и синфазности. Коэффициенты парной корреляции для всех сочетаний пар станций 0,97-0,99. Следовательно, расчет средней по территории годовой температуры воздуха возможно выполнить даже по данным одной метеорологической станции (МС).

Средняя по исследуемой территории годовая температура воздуха за 1940-2005 годы была рассчитана как среднее арифметическое по четырем станциям. Для получения максимально продолжительного ряда годовой температуры воздуха по методу аналогий был использован ряд наблюдения по МС Кемь-порт. Уравнение множественной регрессии получено в следующем виде:

$$T_{\text{среднее}} = -0,253 + 0,991 T_{\text{Кемь-порт}}, \quad R=0,99;$$

где, $T_{\text{среднее}}$ – средняя годовая температура воздуха (средняя по территории Карельского побережья Белого моря), °С; $T_{\text{Кемь-порт}}$ – средняя годовая температура воздуха по данным МС Кемь-порт, °С.

Таким образом, в результате выполненных расчетов сформирован ряд средней по исследуемой территории годовой температуры воздуха (рис. 1).

Проанализировав полученный временной ряд, можно сделать вывод, что средняя годовая температура воздуха на территории исследуемого района увеличилась примерно на 0,5°С за 105 лет.

При сравнении данных об изменчивости средней годовой температуры воздуха в районе Карельского побережья Белого моря с данными, приведенными в докладе Г.В. Груза и Э.Я. Раньковой на Российско-Британской конференции по изменению климата 13-15 июня 2007 года в Новосибирске, можно сделать вывод, что в исследуемом районе повышение годовой температуры воздуха шло менее интенсивно, чем в масштабах России и Европейской части РФ (табл. 1).

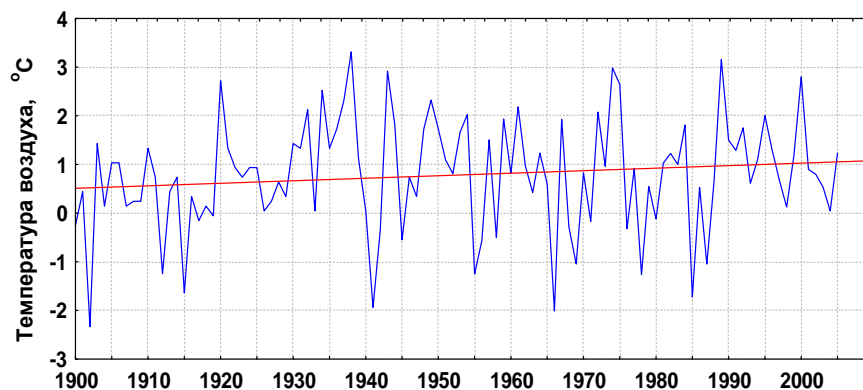


Рис. 1. Средняя по территории Карельского побережья Белого моря годовая температура воздуха за 1900-2005 гг.

Табл. 1.

Оценки линейного тренда регионально осредненных аномалий температуры воздуха по территории Земного шара, России и Европейской части РФ (данные Г.В. Груза, Э.Я. Раньковой) и по территории Карельского побережья Белого моря. Аномалии от среднего за 1961-1990 гг.

Регион	1901-2000 °C/100 лет	1976-2006 °C/31 лет
Земной шар	0,60	0,57
Россия	1,00	1,34
Европейская часть РФ	0,90	1,49
Карельское побережье Белого моря	0,50	1,08

В течение первых пяти лет XXI века средняя годовая температура воздуха изменялась следующим образом: в 2001-2002 г.г. была равна климатической норме, в 2003-2004 г.г. превышала среднее многолетнее значение на 1.0-1.2°C, в 2005 году была выше нормы на 1.6-2.4°C.

Во внутригодовом ходе температуры воздуха в районе Карельского побережья Белого моря за 1951-2005 гг. можно выделить следующие моменты. Наибольший рост средней месячной температуры воздуха отмечен в феврале-апреле с максимумом в марте, когда повышение температуры воздуха составило 3.0-3.5°C. Отрицательные тенденции наблюдаются в августе (-0.2-0.6°C) и в декабре (до -1.0°C). Во все остальные месяцы года рост температуры воздуха незначителен.

Временная изменчивость средней месячной температуры воздуха зависит от сезона года и физико-географических особенностей территории. Наибольшая изменчивость температуры воздуха наблюдается в холодный период, максимумы

приходятся на январь-февраль. В эти месяцы среднее квадратическое отклонение температуры воздуха примерно в два раза выше, чем летом. Объясняется это преобладанием и интенсивностью циркуляционных процессов именно в течение зимних месяцев. Наиболее устойчивая по температурному режиму погода в районе карельского побережья Белого моря отмечается в июле-сентябре. Амплитуда годового хода средних квадратических отклонений в изучаемом регионе составляет 2.8-2.9°C, что характерно для переходного к континентальному типу климата.

На территорию Карельского побережья Белого моря за год выпадает 500-550 мм атмосферных осадков. Внутри года количество выпадающих осадков распределено неравномерно. Наибольшее количество выпадает в период с июня по октябрь - 290-320мм, что составляет приблизительно 60% годовой суммы. Минимальное количество атмосферных осадков отмечается в феврале-марте. Летний максимум выражен довольно четко и приходится на август-сентябрь.

В течение теплого периода года в рассматриваемом районе выпадает 70-75% годового количества осадков. В среднем за год жидкие осадки составляют 55-65%, твердые - 20-30%, смешанные - 13-18%. В климатологии для достижения единства временного интервала при обработке рядов данных об атмосферных осадках принято условное деление года на теплый и холодный периоды года. Продолжительность теплого периода года условно принимается с апреля по октябрь, холодного - с ноября по март. Такое выделение периодов не всегда совпадает с фактическим началом и концом времени преобладания твердых осадков. По данным МС Кемь средняя многолетняя дата начала холодного периода года (дата устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через 0°C в сторону понижения) за 1950-1995 гг. - 31 октября, окончания (устойчивый переход суточной температуры воздуха через 0°C в сторону повышения) - 20 апреля. Таким образом, продолжительность холодного периода года в данном районе составляет в среднем 171 день. Поскольку на метеорологических станциях и постах сети гидрометслужбы России не производится раздельное измерение количества твердых, жидких и смешанных осадков, в ряде работ были предприняты попытки установить связь доли твердых осадков с температурой воздуха (Ц.А.Швер 1976, 1984). В 1950-х годах Ф. Лаушер и Г.Цехак-Трок предложили для атлантической климатической зоны косвенный метод расчета, основанный на эмпирической линейной зависимости доли твердых осадков в их месячном количестве от средней месячной температуры воздуха:

$$X_i = 50 - 5T_i,$$

где X_i - доля твердых осадков в месячной сумме; T_i - средняя месячная температура воздуха.

По данным Ц.А. Швер, для севера Европейской части России и примыкающих Арктических районов повышение средней годовой температуры воздуха на 1°C приводит к снижению доли твердых осадков на 5-6%.

По данным наблюдений на метеорологических станциях Колежма, Кемь, Энгозеро доля твердых осадков (средние многолетние величины за 1951-2005 годы) распределяется в течение холодного периода года следующим образом. В ноябре 67-73% выпадающих атмосферных осадков относятся к твердым, в декабре - 87-92%, в январе доля твердых осадков 95-97%, в феврале - 93-95%, в марте доля твердых осадков начинает уменьшаться (80-82%), сокращаясь в течение апреля до 52-55% от общего количества. Если рассматривать тенденции изменения доли

твердых осадков в месячных суммах осадков в течение 1951-2005 годов, то можно сделать вывод, что для различных месяцев холодного периода года величины и знаки линейных трендов различны. В основном отмечается уменьшение доли твердых осадков на 2-6%, в марте на 7-11%, но для декабря свойственно увеличение количества твердых атмосферных осадков на 2-7%.

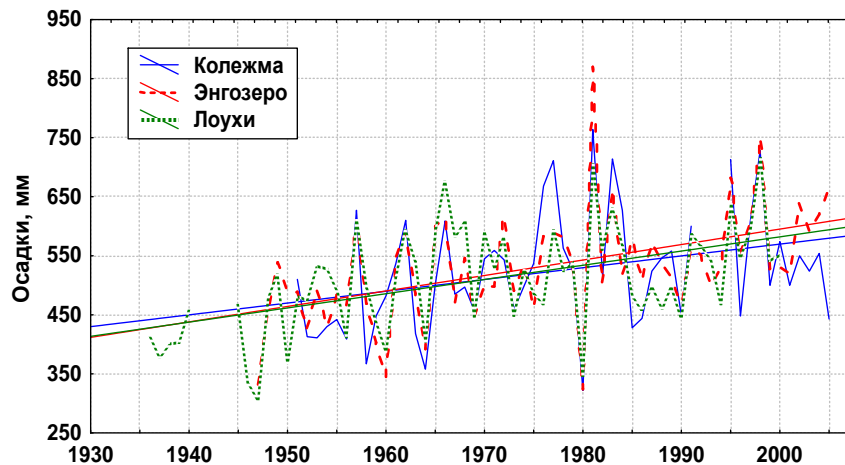


Рис. 2. Многолетний ход годовых сумм осадков по данным станций Колежма, Энгозеро, Лоухи за 1936-2005 гг.

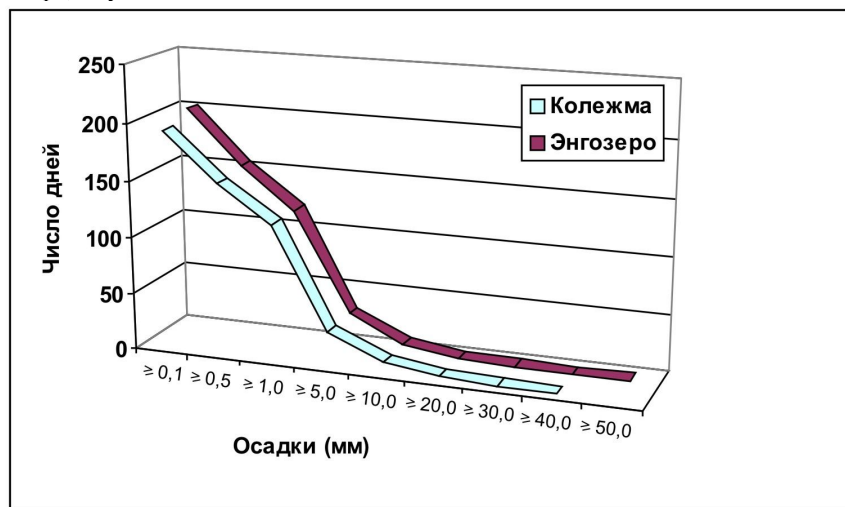


Рис. 3. Число дней за год с различным количеством осадков (среднее за 1961-1990 гг.) по данным МС Колежма и МС Энгозеро.

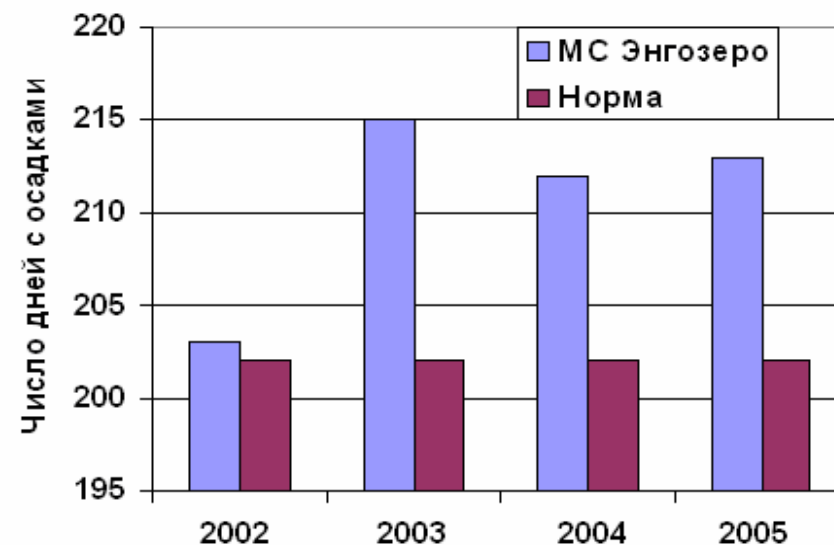


Рис. 4. Число дней с осадками $\geq 0,1$ мм по данным станции Энгозеро в сравнении со средним многолетним значением.

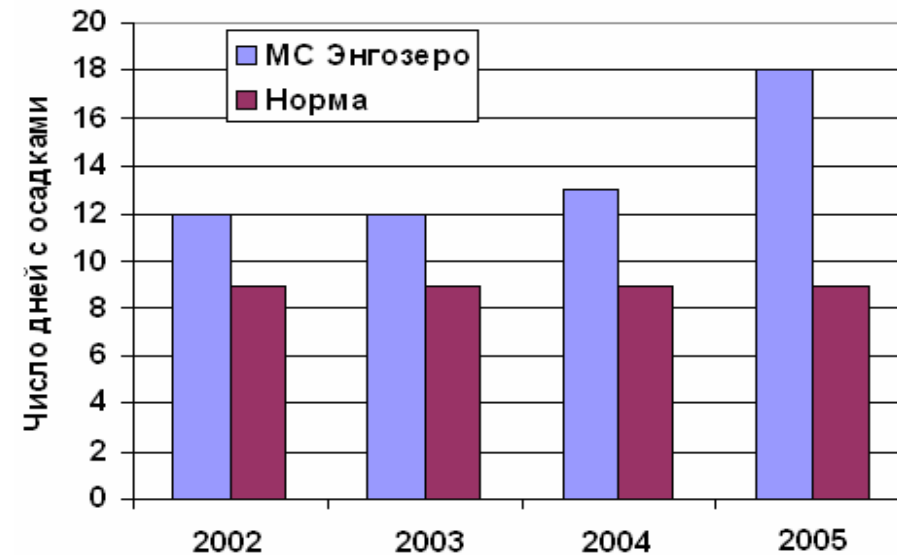


Рис. 5. Число дней с осадками $\geq 10,0$ мм по данным станции Энгозеро в сравнении со средним многолетним значением.

Количество атмосферных осадков, выпадающих на территорию Карельского побережья Белого моря заметно увеличилось к концу XX - началу XXI века. Рост годовых сумм осадков составил 120-140 мм/ 60 лет (1946-2005 гг.) (рис. 2). Однако такое увеличение количества выпадающих атмосферных осадков во многом может объясняться недоучетом осадков в 1940-60 годы.

Наряду со сведениями об общем количестве выпадающих атмосферных осадков могут быть интересны данные о числе дней в году с осадками – т.е. о том, как часто наблюдаются осадки различной интенсивности на изучаемой территории. За день с осадками считают такой день, когда отмечено выпадение 0,1 мм и более осадков за сутки. Сведения о среднем многолетнем числе дней с осадками различной величины для МС Колежма и Энгозеро в климатических справочниках 1968 и 1988 гг. помещены не были. По данным наблюдений за осадками в период с 1961 по 1990 гг. были рассчитаны средние многолетние годовые значения числа дней с осадками более или равными 0,1; 0,5; 1,0; 5,0; 10,0; 20,0 и 40,0 мм. Результаты расчета приведены на рис. 3. Число дней менее единицы указывает, что осадки соответствующей величины наблюдаются не ежегодно.

Общее число дней с осадками более 0,1мм в районе Карельского побережья Белого моря составляет 193-202 за год. Таким образом на данной территории осадки выпадают более, чем в половине всех дней года. Наибольшее число дней с осадками отмечается в холодных период года – с октября по февраль (до 20-25 дней за месяц), но число дней с сильными (10,0 мм и более) осадками в это время года не велико – менее 1 дня за месяц. В течение весны и летнего сезона общее число дней с осадками уменьшается до 13-18, но возрастает число дней с осадками более 1,0 и 5,0 мм за день, хотя продолжительность выпадения осадков за сутки обычно не велика.

При сравнении с полученными средними многолетними значениями данных о числе дней с осадками за 2002-2005 годы, можно сделать следующие выводы. В первые годы нового столетия количество выпавших атмосферных осадков превышало норму на 50-100 мм в районе МС Энгозеро и соответствовало норме или было выше на 25-30 мм в районе МС Колежма. При этом общее число дней с осадками в районе Энгозеро превышало норму на 1-13 дней, число дней с сильными дождями – на 3-9 дней. В более южных районах изучаемой территории (МС Колежма) общее число дней с осадками соответствовало норме, сильные дожди были отмечены чаще на 2-6 дней. Следовательно, в течение 2002-2005 годов в более северных районах Карельского побережья Белого моря дожди выпадали чаще и были более интенсивны, чем в среднем за многолетний период (рис. 4, 5).

Оценивая изменчивость климата Карельского побережья Белого моря, можно сделать следующие выводы. Приведенные выше результаты свидетельствуют о том, что характеристики климата изучаемой территории подвержены значительным флуктуациям. Анализ основных тенденций в многолетних рядах данных о годовых температуре воздуха и суммах атмосферных осадков выявил наличие положительных линейных трендов за период с 1951 по 2005 г. Однако в рядах средних месячных значений температуры воздуха и осадков отмечены разнонаправленные тенденции.

УСИЛЕНИЕ НЕЛИНЕЙНЫХ ВОЛН ВЕТРОМ

Нивина Т.А.

*Московский Государственный Университет им.М.И. Ломоносова,
Физический факультет, кафедра физики моря и вод суши*

Рассматривается возникновение и развитие волн в ветровом потоке. Изучен механизм генерации и усиления ветровых волн при помощи когерентных структур, возникающих на поверхности раздела вода-воздух. Экспериментально проверяется гипотеза, связывающая деформацию плоской ветровой волны в процессе усиления с воздействием вихрей, периодически образующихся в воздухе на подветренном склоне: вихри притягивают поверхность воды, увеличивая амплитуду и длину волны, меняя ее форму. Вылет вихрей фиксируется экспериментально и рассчитывается по распределению скорости ветра вдоль волны. Обнаружено соответствие расчетных и экспериментальных данных деформации плоской волны на воде в процессе усиления.

Введение

Наиболее распространенным видом движения воды в морях и океанах являются волны, которые оказывают существенное влияние на оптические, акустические, тепловые и другие физические явления. Поэтому исследования морского волнения представляют большой интерес для физики моря в целом. Исследования механизма генерации волн на поверхности воды в историческом масштабе начались не очень давно. Ветер, дующий над водной поверхностью, генерирует волны и поверхностные течения. В [1] высказано предположение, что нормальное давление является более важным параметром при формировании длинных волн, тогда как тангенциальное давление более значимо в создании поверхностных течений. Многие работы показывают, что генерация волн происходит вследствие отрыва микроскопических вихрей, возникающих на поверхности воды. Возникают короткие волны с параллельными гребнями. Пока скорость воздушного потока выше фазовой скорости волн, амплитуда и фазовая скорость волн растут. Усиление волн связывается с неравномерным распределением давления вдоль волны, на которое большое влияние имеет разность дрейфовой скорости воды и скорости воздуха над поверхностью.

В воздушном потоке над волнами на наветренном склоне волны поток ускоряется, а на переднем – замедляется. В [2] экспериментально обнаружен регулярный отрыв вихрей на переднем склоне волны. В [3] экспериментально показано, что в тормозящихся вдоль по течению стационарных потоках жидкости происходит периодическая остановка вязкого слоя на границе раздела сред. Торможение слоя происходит за счет силы трения на нижней границе слоя и обратного градиента давления на его верхней границе. В процессе торможения слоя формируются вихри, покидающие придонный слой после его остановки.

В [4] с помощью интеграла Коши-Лагранжа рассчитано распределение давления вдоль волны с учетом вертикального сдвига скорости и возмущений, создаваемых вихрями и периодическим торможением вязкого слоя. Рассчитанная скорость роста амплитуды линейной волны оказалась близкой экспериментальному значению. Для нелинейных волн расчеты не выполнялись.

В [5] показано, что вихри, образующиеся у поверхности воды, притягивают к себе полосу поверхности воды за время $\tau = \frac{\sqrt{D}}{\sqrt{g}}$ (D – расстояние между вихрем

и поверхностью воды, g – ускорение силы тяжести), ширина полосы примерно равна двум диаметрам вихря. Можно предположить, что вихри, образующиеся в воздухе над передним склоном волны, притягивают к себе поверхность воды, деформируют волну.

Экспериментальные данные о пограничном слое воздуха и процессе вихреобразования на подветренном склоне волны, полученные в [4,6], позволяют рассчитать параметры вихрей и на основе данных [5] оценить деформацию волны вихрями.

Целью настоящей работы является экспериментальная проверка этого предположения для процесса усиления волн на чистой воде.

Аппаратура и методика

Процесс генерации и усиления волн исследован экспериментально в прозрачном канале длиной 3.5 м, высотой 40 см, шириной 20 см. Высота воздушного канала над водой – 10 см. Исследование проводилось с помощью видеозаписи процесса и анемометров: вертушки и термосопротивления. Скорость течения в воде измерялась по перемещению частиц нейтральной плавучести от кадра к кадру, скорость волн – по перемещению гребней. Скорость воздушного потока определялась с помощью анемометров со следующими чувствительными элементами: вертушкой и термосопротивлением. Доверительный интервал определения скорости воздуха, измеренный в области максимальной дисперсии, для вероятности 0,67 составлял 0,1 см·с⁻¹. Доверительный интервал средних значений считался по формуле

$$\varepsilon_{\beta} = \sqrt{\frac{2}{n-1}} t_{\beta} \sigma \quad (1)$$

где n – число измерений, $t_{\beta} = 1$ – коэффициент Стьюдента для доверительной вероятности $\beta = 0,67$.

Генерация и усиление ветровых волн

В [3, 4] экспериментально показано, что на поверхности воды под действием горизонтального замедляющегося потока воздуха возникает монохроматическая волна. Генерация происходит при периодическом отрыве цилиндрических вихрей с горизонтальной поперечной осью. Вихри формируются на одинаковом расстоянии вдоль продольной оси x и вылетают одновременно, создавая периодический перепад давления в точках вылета. Длина и период волны равны расстоянию между вихрями s и периоду отрыва T соответственно [3]:

$$s = Tu_s - \frac{\delta}{2C_f} \ln\left(1 + u_s^2 \frac{C_f}{u_{\delta}|u_x^{\delta}|\delta}\right) \quad (2)$$

$$T = \left(\frac{\delta}{u_{\delta}|u_x^{\delta}C_f}\right)^{1/2} \arctg\left(u_s \sqrt{\frac{C_f}{u_{\delta}|u_x^{\delta}|\delta}}\right), \quad (3)$$

$$u_x^{\delta} = \frac{\partial u}{\partial x} \Big|_{y=\delta}, \quad (4)$$

$$u_{\delta} = 5u_s \quad (5)$$

Здесь: y – вертикальная координата, u_s – средняя скорость на приводной линии тока, u_{δ} – скорость потока на верхней границе придонного слоя толщиной δ , с линейным вертикальным профилем скорости, C_f – коэффициент трения скольжения. Коэффициент трения воздуха по поверхности воды численно равен кинематической вязкости воды при 20°C $C_f = 0.005$. T и s убывают при увеличении продольного градиента скорости ветра.

В настоящем эксперименте скорость ветра на входе в прямой канал (шириной 20 см, длиной 3.5 м) $u = 5.6$ м/с, на начальном участке ($x < 4$ см) зарегистрированы волны длиной 5 см, что соответствует расстоянию между вихрями на этом участке.

На рис. 1 представлены три кадра видеозаписи, по которым хорошо можно проследить изменение формы волны за небольшой промежуток времени и рассчитать параметры.

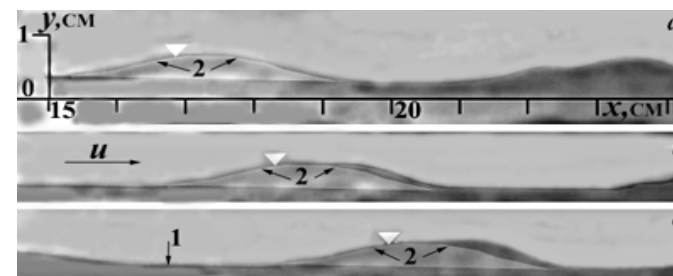


Рис. 1. Три последовательных кадра видеозаписи, показывающие изменение формы волны. Стрелками с цифрой 2 указана первоначальная форма волны. 1 – окончание переднего склона предыдущей волны. Белой стрелочкой показано реперная точка на неизменном заднем склоне волны

Для расчета параметров вихрей определялось изменение скорости ветра вдоль профиля волны $u(x)$. Измерения показали, что $u(x)$ может быть аппроксимирована выражением

$$u(x) = u(h)h / f(x), \quad (6)$$

где h – вертикальная координата, на которой наблюдается максимум скорости ветра, $f(x)$ – описывает поверхности воды и определяется по видеозаписи, начало координат располагаем на невозмущенной поверхности воды в системе, связанной с волной.

Каждый вихрь, сформировавшийся на поверхности, притягивает к себе полосу поверхности воды, равную $2D$ (двум диаметрам) на расстояние r (радиус вихря). Рассчитывая количество вихрей, образовавшихся за промежутки времени ΔT , можно определить изменение амплитуды волны.

Ниже в таблице приведены параметры волны и вихрей (на вершине склона) для трех последовательных кадров (рис. 1), которые позволяют сопоставить расчетные и экспериментальные данные: a – амплитуда волны в кадре, $a_{рас}$ – расчетное значение амплитуды, t – время, c – фазовая скорость волны, $c_{лин}$ – фазовая скорость линейной волны. Фазовая скорость волны определялась по смещению реперной точки на неизменном заднем склоне волны за интервал времени между кадрами 0.04 с.

кадр	t , с	$c_{лин}$, см/с	c , см/с	λ , см	ak	T , с	s , см	a , см	$a_{рас}$, см
a	0	28.5		5.2	0.22	0.012	0.3	0.18	0.18
b	0.04	29.0	36.3	5.4	0.22	0.012	0.3	0.19	0.19
c	0.08	30.1	41.1	5.8	0.23	0.012	0.3	0.21	0.20

Табл. 1. Экспериментальные и расчетные данные для параметров волны и вихрей.

Расчетные и экспериментальные данные, приведенные в таблице и на рисунках 1 – 2, отличаются на величины, лежащие в пределах доверительного интервала определения амплитуды волны (0.01 см для доверительной вероятности 0.67). Это свидетельствует о том, что предложенная модель правильно описывает изменение формы плоской волны указанной крутизны в процессе усиления в ветровом потоке.

Литература

1. X. Zhang, S. Harrison. A laboratory observation of the surface temperature and velocity distributions on a wavy and windy air-water interface // PHYSICS OF FLUIDS January 2004, Volume 16, Number 1.
2. Giovangeli J.P., Garat M.H. The influence of air flow separation on air sea interaction. //In "The air-sea interface". Eds. by Donelan M. A., Hui W.H., Plant W.J. The University of Toronto Press, Toronto. 1996. P. 41-45.
3. Волков П.Ю., Мартынов С.Л., Мельникова О.Н. и др. Оценка деформации поверхностей воды и песка в ветровом канале. //Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т.37. № 6. С. 834-841.
4. Иванова И.Н., Мельникова О.Н., Нивина Т.А., Показеев К.В. Экспериментальное исследование тонкой структуры поля ветра вблизи взволнованной поверхности //Известия АН, Физика океана и атмосферы. 2006. Т. 42. № 5. С. 703-709
5. Новиков Е.А. Возбуждение поверхностных волн дискретными вихрями. // Изв. АН Физика атмосферы и океана. 1981. Т. 17. № 9. С. 956-964.
6. Иванова И.Н., Ильгисонис И.В., Мельникова О.Н., Показеев К.В. Дрейфовое течение на гладкой поверхности воды в потоке воздуха // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. №6. С. 851.

О ЗАХВАТЕ НИЗКОЧАСТОТНЫХ СЕЙСМОГЕННЫХ УПРУГИХ КОЛЕБАНИЙ ВОДНОГО СЛОЯ ФОРМАМИ РЕЛЬЕФА ДНА

Носов М.А., Колесов С.В., Денисова А.В.

Московский Государственный Университет им.М.В. Ломоносова,

Физический факультет

Деформации дна, происходящие при сильных подводных землетрясениях, порождают не только гравитационные волны (цунами), но и низкочастотные (~0.1 Гц) упругие колебания водного слоя. Существование частоты отсечки препятствует распространению низших мод упругих колебаний из глубоководной части бассейна в мелководную. В этой связи упругие низкочастотные колебания не наблюдаются в мелководных областях или на побережье. В том случае, когда сейсмические деформации дна океана приурочены к области локального понижения дна, низшая мода упругих колебаний, порожденных этими деформациями, оказывается захваченной такой формой рельефа. В районе Центральных Курильских островов 15 ноября 2006 г произошло сильное цунамигенное землетрясение с магнитудой 8.3, очаг которого располагался в области локального понижения дна – в Курило-Камчатском желобе. На примере этого события рассматривается эффект захвата сейсмогенных упругих колебаний водного слоя локальными понижениями дна. Представлены результаты 3D численного моделирования, выполненного в рамках линейной потенциальной теории для случая абсолютно жесткого дна. Оценивается время затухания захваченных колебаний в связи с преломлением гидроакустических волн в подлежащее упругое полупространство.

Волноводные эффекты, такие как захват энергии волн цунами срединно-океаническими хребтами, подводными возвышенностями или шельфом, широко известны специалистам по цунами. В настоящей работе пойдет речь о родственных эффектах захвата энергии низкочастотных гидроакустических волн, вызываемых землетрясениями. В противоположность захвату длинных гравитационных волн мелководными областями, эти эффекты приурочены к глубоководным областям, а точнее, к областям локального понижения дна.

Волны цунами, как правило, вызываются деформациями дна океана, происходящими при сильных подводных землетрясениях [1]. В работе [2] нами было теоретически показано, что деформации океанического дна в очаге цунами способны возбуждать не только гравитационные волны (цунами), но и упругие низкочастотные колебания водного слоя. Причем энергия этих колебаний может значительно (до двух порядков) превосходить энергию волн цунами. Существование сейсмогенных упругих колебаний водного слоя в природе недавно было подтверждено данными прямых измерений вариаций придонного давления в очаге цунами Токачи-оки 2003 [3, 4]. Результаты численного моделирования этого события описаны в работе [8].

В отличие от приближения несжимаемой жидкости, в сжимаемом океане вертикальные деформации дна приводят к возникновению упругих колебания водного столба. В случае абсолютно жесткого дна эти колебания характеризуются дискретным набором нормальных частот: $\nu_k = c(I + 2k)/4H$, где $k = 0, 1, 2, \dots$, c – скорость звука в воде, H – глубина океана. Для упругих волн слой сжимаемой жидкости со свободной верхней поверхностью, располо-

женный на абсолютно жестком дне, представляет собой волновод. В таком волноводе дисперсионное соотношение для нормальных мод имеет вид [6]:

$$k_{x^n} = \pi \left[\frac{4}{T^2 c^2} - \frac{1}{H^2} \left(n - \frac{1}{2} \right)^2 \right]^{1/2}, \quad (1)$$

где k_x – “х” компонента волнового вектора, T – период упругих волн, n – номер моды ($n = 1, 2, 3, \dots$). Видно, что при фиксированном периоде T и глубине H только для конечного числа мод горизонтальное волновое число будет вещественным. Эти моды будут распространяющимися. Для высших мод волновой вектор становится чисто мнимой величиной и, следовательно, возмущение в волне экспоненциально убывает в направлении x . Полагая в выражении (1) $n = 1$, легко найти критический период для заданной глубины H :

$$T_c = 4H / c \quad (2)$$

Частота, соответствующая критическому периоду, будет являться частотой отсечки. Моды с периодом меньшим, чем T_c не распространяются в рассматриваемом волноводе. Соответственно, по формуле (2) можно рассчитать критическую глубину бассейна, необходимую для распространения упругих волн с заданным периодом. В область с глубиной меньшей критической упругие волны проникнуть не смогут. Подвижка дна с остаточным смещением продолжительности τ формирует упругие волны с периодом $T \geq \tau$, которые способны проникнуть до глубин $H_c \sim c\tau / 4$.

Из-за существования частоты отсечки более низкочастотные колебания, сформировавшиеся в области больших глубин, не могут распространяться вверх по склону и, соответственно, не могут быть обнаружены вблизи береговой линии. Однако, сформированные таким образом колебания, могут захватываться такими формами рельефа, как желоба и локальные понижения дна. По указанной выше причине нулевая нормальная мода, сформировавшаяся в зоне локального максимума глубины, не может покинуть эту область, т.к. для этого придется переместиться в область меньших глубин. Таким образом, в случае подводного землетрясения в зоне глубоководного жёлоба на поверхности воды должны наблюдаться устойчивые захваченные колебания с частотой, соответствующей максимальной глубине в данном месте. Захват упругих колебаний обеспечивает их продолжительное «звучание». Заметим, что интенсивные упругие колебания водного слоя способны обеспечить дополнительный вклад в волны цунами посредством нелинейных эффектов [5]. Амплитуда этого вклада пропорциональна продолжительности существования колебаний, следовательно, захваченные упругие колебания способны обеспечить больший вклад в амплитуду цунами.

В настоящей работе на примере недавнего цунамигенного землетрясения в районе Центральных Курильских островов (15.11.2006, $M_w = 8.3$, 46.607°N,

153.230°E) будут рассмотрены особенности эволюции упругих колебаний водного слоя, в том числе захват этих колебаний Курило-Камчатским глубоководным жёлобом.

Рассмотрим слой идеальной сжимаемой однородной жидкости в поле силы тяжести. Сверху слой ограничен свободной поверхностью, снизу – абсолютно жёстким дном. Разница между акустической жёсткостью воды и дна весьма существенна. Поэтому в математической модели дно полагалось абсолютно жестким. Конечная упругость пород, слагающих дно океана, не окажет влияния на набор нормальных частот упругих колебаний водного слоя, но проявится только как постепенное уменьшение энергии этих колебаний. Начало прямоугольной системы координат расположено на невозмущённой поверхности, ось Oz направлена вертикально вверх. Предполагается, что расчётная область достаточно мала, поэтому сферичностью Земли можно пренебречь. Граничное условие на дне задаётся следующим образом: $z_b(x, y, t) = -H(x, y) + \eta(x, y)\varphi(t)$, где $H(x, y)$ – глубина океана; $\eta(x, y)$ – вертикальное остаточное смещение дна; $\varphi(t)$ – временная функция смещения. Для нахождения акустических и гравитационных волн, возбуждаемых подвижкой дна ($|\eta\varphi| \ll H$), решалась следующая система уравнений относительно потенциала скорости течения $F(x, y, z, t)$:

$$\frac{\partial^2 F}{\partial t^2} - c^2 \Delta F = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial^2 F}{\partial t^2} = -g \frac{\partial F}{\partial z}, \quad z = 0, \quad (4)$$

$$\frac{\partial F}{\partial \bar{n}} = n_z \eta \frac{\partial \varphi}{\partial t}, \quad z = -H(x, y), \quad (5)$$

где $\bar{n} \equiv (n_x, n_y, n_z)$ – единичный вектор нормали к поверхности дна; g – ускорение свободного падения. Функция скорости вертикального смещения дна задавалась следующим образом:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = 0.5 \left[1 - \cos \left(\frac{2\pi t}{\tau} \right) \right] [\theta(t) - \theta(t - \tau)], \quad (6)$$

где τ – продолжительность смещения дна; θ – функция Хевисайда. На границах расчётной области было поставлено условие свободного прохода. Динамическое давление p и смещение поверхности ζ выражаются из потенциала скорости по следующим формулам:

$$p = -\rho \frac{\partial F}{\partial t}, \quad \zeta = -\frac{1}{g} \frac{\partial F}{\partial t} \Big|_{z=0}. \quad (7)$$

Система (3-7) решалась методом конечных разностей на прямоугольной сетке. Для обеспечения устойчивости схемы применялся критерий Куранта $\Delta t < \min(\Delta x, \Delta y, \Delta z) / c$, где Δt – шаг по времени, Δx , Δy и Δz – шаги по пространству. При вычислениях шаг по времени вычислялся следующим образом: $\Delta t = 0.5 \Delta z / c$. Численная модель подробно описана в статье [8].

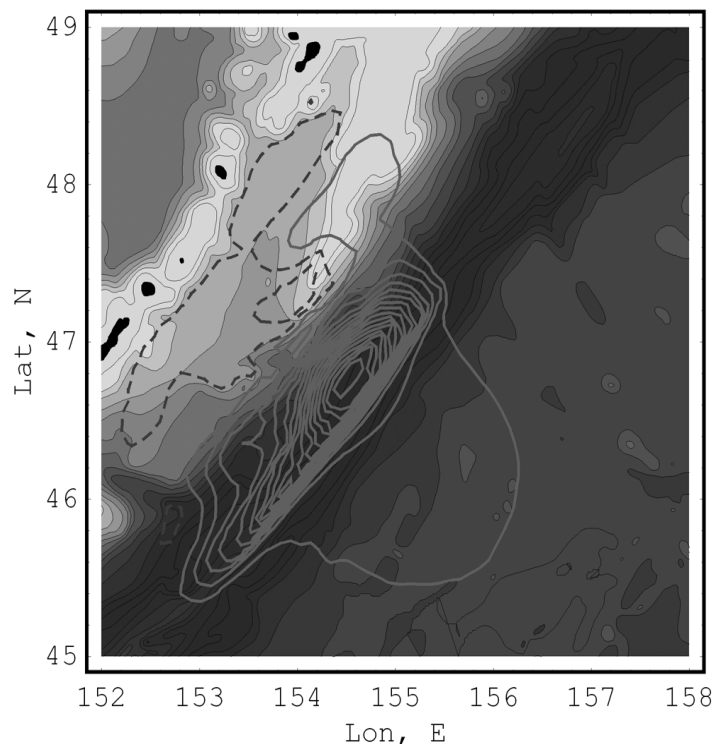


Рис. 1. Расчетная область. Изобаты построены с шагом 500 м. Остаточные вертикальные деформации дна в очаге цунами показаны серыми изолиниями с шагом 0.2 м (сплошные линии – поднятие дна, пунктирные – опускание).

Расчетная область (152-158° в.д., 45-49° с.ш.) показана на Рис. 1. Батиметрия расчетной области соответствовала 1 минутному цифровому атласу GEBCO (British Oceanographic Data Centre, <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gebco/>).

Число узлов расчетной сетки по горизонтали составляло 501x501, по вертикали – 23. Шаг по времени в расчетах составлял $\Delta t = 0.16$ с. Расчет остаточных вертикальных деформаций дна в очаге цунами выполнен по формулам Окада в соответствии с моделью очага землетрясения Геологической службы США (USGS, <http://earthquake.usgs.gov/>). На Рис. 1 вертикальные деформации дна показаны серыми изолиниями.

Расчёты проводились с длительностью подвижки дна равной 6 секундам. Такая продолжительность была выбрана в соответствии с эмпирическим законом [7], исходя из значения магнитуды события $M_w = 8.3$.

На Рис. 2 представлены результаты численного расчета смещения свободной поверхности через 94, 300 и 700 секунд после начала действия источника. Нижняя поверхность соответствует распределению глубин в расчётной области. Видно, что упругие колебания, проявление которых хорошо заметно на поверхности воды, проявляются только над областью больших глубин, т.е. они действительно оказываются захваченными глубоководным жёлобом. Кроме того, на водной поверхности в моменты времени 300 и 700 с хорошо видна диспергирующая гравитационная волна (цунами), которая распространяется от источника к Курильским островам и в сторону открытого океана.

Описанные выше результаты получены в предположении, что дно океана является абсолютно жестким. В реальности упругость дна приводит к постепенному уменьшению энергии упругих колебаний водного слоя, захваченных жёлобом, за счет преломления гидроакустических волн в подлежащее упругое полупространство. Оценим время затухания захваченных колебаний.

Для нормального падения упругих волн на границу раздела «вода-дно» экспоненциальное время затухания упругих колебаний определяется следующей формулой: [1]:

$$T = \frac{H(\rho_w c_w + \rho_b c_b)^2}{2\rho_w c_w \rho_b c_b}, \quad (8)$$

где ρ_w , c_w , ρ_b , c_b – плотности и скорости распространения упругих волн в водном и подлежащем слоях соответственно. В рассматриваемом регионе эти величины принимают следующие значения [9]:

$$\rho_w = 1000 \text{ кг/м}^3, \quad c_w = 1500 \text{ м/с}, \quad \rho_b = 2780 \text{ кг/м}^3, \\ c_b = 6500 \text{ м/с}. \text{ Максимальная глубина впадины } H = 9620 \text{ м}.$$

Подставляя значения в формулу (8), получаем $T \approx 43$ с. В действительности, упругие волны падают на границу вода-дно не обязательно по нормали, а под произвольными углами. В этой связи время затухания упругих колебаний может заметно возрасти.

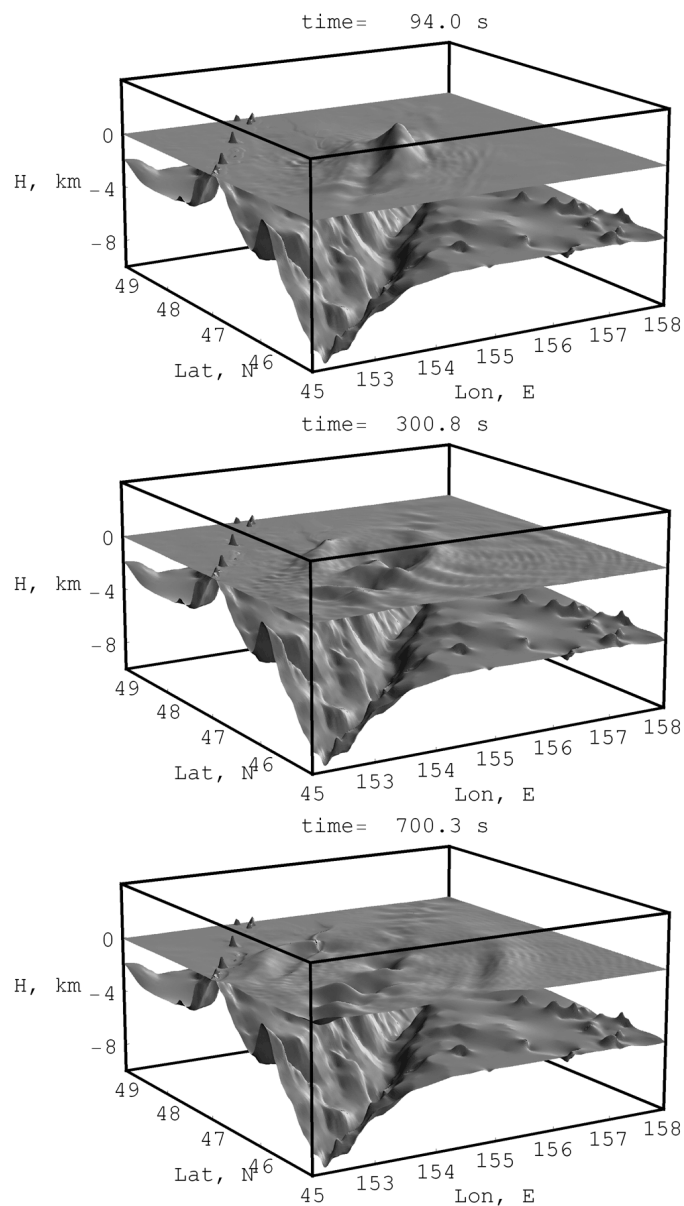


Рис 2. Смещение свободной поверхности воды, рассчитанное в различные моменты времени. Нижняя поверхность – рельеф дна океана.

В любом случае упругие колебания в очаге цунами должны наблюдаться, по крайней мере, в течение нескольких минут. Так, например, интенсивные вариации придонного давления в очаге цунами Токачи-оки 2003 наблюдались более 10 мин [8].

Оценка времени существования упругих колебаний показывает, что это явление оказывается локализованным не только в пространстве (глубоководные области), но и во времени. Более точный расчет эволюции упругих колебаний водного слоя очевидно должен учитывать упругие свойства дна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 07-05-00414) Авторы выражают благодарность И.В. Файну за расчет вертикальных деформаций дна.

Литература

1. Левин Б.В., Носов. М.А. Физика цунами и родственных явлений в океане. М.: Янус-К, 2005. 360 с.
2. Носов М.А. О возбуждении цунами в сжимаемом океане вертикальными подвижками дна // Известия РАН, Физика атмосферы и океана, 2000, Т.36, №5. С. 718-726.
3. Носов М.А., Колесов С.В., Денисова А.В., Алексеев А.Б., Левин Б.В. О вариациях придонного давления в районе очага цунами Токачи-оки 2003 // Океанология, 2007, Т.41, №1, С.31-38.
4. Носов М.А., Колесов С.В., Остроухова А.В., Алексеев А.Б., Левин Б.В. Упругие колебания водного слоя в очаге цунами // ДАН, 2005, Т. 404, №2. С. 255-258.
5. Носов М.А., Колесов С.В. Нелинейный механизм формирования цунами в океане в приближении сжимаемой жидкости // Вестник Московского университета, Серия 3. Физика. Астрономия, 2005, №3, С. 51-54.
6. Толстой И., Клей К.С. Акустика океана. Теория и эксперимент в подводной акустике. М.: Мир. 1969. 301 с.
7. Kanamori, H. and Anderson, D.L.: Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am. 65, 1073-1095, 1975.
8. Nosov, M.A., Kolesov, S.V.: Elastic oscillations of water column in the 2003 Tokachi-oki tsunami source: In-situ measurements and 3-D numerical modelling, Natural Hazards and Earth System Science 7 (2), pp. 243-249, 2007
9. Yamanaka, Y. and Kikuchi, M.: Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, Earth Planets Space, 55, 21-24, 2003.

О ГЛУБИНЕ ЗАЛЕГАНИЯ ПЕРВИЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ,
ПИТАЮЩИХ ВУЛКАНЫ

Петрунин Г.И., Лупачик В.В., Шульгин А.А.

Московский Государственный Университет им.М.В. Ломоносова,
Физический факультет

В настоящей работе предложен подход, позволяющий в рамках дебаевского акустического приближения рассчитать постоянную Линдемманна для различных многоатомных кристаллических соединений (минералов), то есть провести прямую оценку постоянства отношения среднеквадратичной амплитуды колебаний атомов к среднему расстоянию между атомами на кривой плавления. В итоге, это дало возможность оценить температуру плавления вещества мантии Земли без задания реперных точек, используя только данные сейсмических и минералогических моделей. Сравнение кривой плавления с рассчитанными ранее геотермами под континентами и океанами позволило выделить интервалы, на которых происходит частичное плавление вещества, и которые можно рассматривать как глубины первичных магматических очагов.

Введение

Известно, что вулканическая деятельность Земли, связанная с выбросом в атмосферу огромного количества летучих компонент магмы, существенным образом влияет на экологическую обстановку. Среди экологов и геофизиков нет единого мнения о глубине формирования магмы. Еще в середине прошлого столетия многие считали, что источники базальтовой магмы находятся в земной коре, но к настоящему времени стало понятным, что первичные магматические очаги имеют глубинное происхождение. На каких же глубинах они формируются? Немаловажную роль в решении этой проблемы играет знание температура плавления вещества верхней мантии и реальной геотермы, сравнение которых и могло бы дать ответ на поставленный вопрос. Что касается распределения вероятной температуры под континентами и океанами, то в этом плане существуют многочисленные модели, которые, в общем, близки друг к другу и могут служить первым приближением к реальности. К сожалению, определение температуры плавления вещества верхней мантии связано с большими трудностями. Она существенным образом зависит от структуры, минералогического состава, содержания воды и других летучих компонент, наши знания о которых, в недоступных для прямого изучения недрах Земли, весьма приблизительны. Известно, что в зависимости от содержания компонент, например, в твердом растворе оливина, температура плавления при нормальном давлении может отличаться на 500К. Да и сам учет влияния давления на температуру плавления по формуле Клаузиуса-Клапейрона

$$\frac{dT_{nl}}{dp} = T_{nl} \frac{\Delta V}{Q} \quad (1)$$

где ΔV – изменение объема при плавлении, Q – скрытая теплота плавления, – мало эффективен из-за незнания этих параметров для вещества недр Земли, находящегося в условиях высоких давлений. Применяемые полуэмпирические формулы также дают существенные различия в получаемых результатах. Поэтому в геофи-

зике, в настоящее время, как правило, пользуются формулами, построенными на основе той или иной физической гипотезы о начале плавления.

Наибольшей известностью пользуется гипотеза Линдемманна о начале плавления кристаллических твердых тел, согласно которой вещество плавится, когда амплитуда колебаний атомов в решетке достигает строго определенной доли от параметра решетки [1]. В настоящей работе предложен подход, позволяющий в рамках дебаевского акустического приближения рассчитать постоянную Линдемманна для различных многоатомных кристаллических соединений (минералов), то есть провести прямую оценку постоянства отношения среднеквадратичной амплитуды колебаний атомов к среднему расстоянию между атомами на кривой плавления. В итоге, это дало возможность оценить температуру плавления вещества мантии Земли без задания реперных точек, используя только данные сейсмических и минералогических моделей. Сравнение кривой плавления с рассчитанными ранее геотермами под континентами и океанами позволило выделить интервалы, на которых происходит частичное плавление вещества, и которые можно рассматривать как глубины первичных магматических очагов.

Вывод аналитической формулы для «постоянной Линдемманна».

Как уже упоминалось, согласно упрощенным представлениям Линдемманна, вещество плавится, если амплитуда колебаний атомов становится сравнимой с величиной межатомных расстояний в кристаллической решетке, вернее, когда амплитуда колебаний достигает строго определенной доли от параметра решетки a . Для точки плавления, потенциальная энергия атомов, в приближении гармонического осциллятора, равна кинетической, и ее можно записать в виде:

$$E_n = \frac{1}{2} f a^2 = 2\pi^2 v_{\max}^2 m a^2, \quad (2)$$

где f – сила, вызывающая единичное смещение, m – масса атома, a – амплитуда колебаний, $v_{\max} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{f/m}$ – максимальная частота колебаний атома в гармоническом приближении.

С другой стороны, согласно закону о равномерном распределении энергии по степеням свободы $E_n = 3kT_{nl}$, k – постоянная Больцмана, и, следовательно, можно записать:

$$3kT_{nl} = 2\pi^2 v_{\max}^2 m a^2 \quad (3)$$

Учитывая, что $h v_{\max} = k\theta$, где θ – характеристическая температура Дебая, перепишем (3) в виде:

$$3kT_{nl} = 2\pi^2 (k\theta/h)^2 m a^2 \quad (4)$$

При переходе к многоатомным соединениям необходимо заменить массу отдельного атома m на усредненную массу атомов, входящих в соединение. Для этого удобно воспользоваться понятием среднего атомного веса \bar{M} , равному молекулярному, деленному на число атомов в молекуле. Тогда $m = \bar{M} / N_a$, где N_a - число Авогадро. После проведения замены, получаем:

$$a^2 = 3kT_{nl}N_a / 2\pi^2 (k/h)^2 \theta^2 \bar{M} = 3RT_{nl} / 2\pi^2 (k/h)^2 \theta^2 \bar{M}, \quad (5)$$

здесь R – универсальная газовая постоянная.

Введем обозначение X_m , равное отношению средней квадратичной амплитуды тепловых колебаний к параметру решетки:

$$X_m = \sqrt{\langle a^2 \rangle} / r \quad (6)$$

Это есть не что иное, как постоянная Линдемманна, то есть та строго определенная доля амплитуды колебаний атомов от параметра решетки, при которой вещество плавится. В случае горных пород, представляющих собой конгломерат природных минеральных соединений, понятие параметра решетки теряет смысл и, поэтому удобно ввести среднее расстояние между атомами или средний радиус сферы Вигнера-Зейца. Радиус сферы Вигнера-Зейца записывается в виде:

$$r_s = \sqrt[3]{3V_s / 4\pi} \quad (7)$$

Подставляя (5) в (6) и учитывая, что $V_s = \bar{V} / N_a$, где \bar{V} - объем, приходящийся на один средний грамм-атом, а также выражение для температуры Дебая в акустическом приближении - $\theta = h(3N_a / 4\pi\bar{V})^{1/3} \bar{v} / k$, получим:

$$X_m = \frac{\sqrt{3} \sqrt{RT_{nl} / \bar{M}} (h/k)}{\sqrt{2\pi} (h/k) (3/4\pi V_s)^{1/3} \bar{v} (3V_s / 4\pi)^{1/3}} = \sqrt{RT_{nl} / \bar{M}} \frac{5}{2^6} \bar{v}^{-1} 3^{1/6} \pi^{1/3} \quad (8)$$

где \bar{v} - средняя скорость акустических волн в веществе, которая находится из соотношения $\bar{v}^3 = 3v_p^3 v_s^3 / 2v_p^3 + v_s^3$, а v_p и v_s продольная и поперечная скорости упругих волн, соответственно. Окончательно для температуры плавления имеем:

$$T_{nl} = \frac{1}{C^2} \frac{X_m^2 \bar{v}^2 \bar{M}}{R}, \quad \text{где } C \approx 1.013 \quad (9)$$

Таким образом, при применимости гипотезы Линдемманна для сложных минеральных соединений, знание постоянной Линдемманна X_m дает возможность рассчитать температуру плавления вещества мантии исключительно по сейсмическим скоростям и среднему атомному весу, без задания реперных точек.

Таблица 1: Результаты расчета постоянной Линдемманна X_m для различных веществ.

	Vp, км/с	Vs, км/с	Vp/Vs, км/с	Vcp, км/с	Tпл, К	Mcp, г/см.г. ат.	Xm
Fe	6,03	3,37	1,79	3,75	1808,00	55,85	0,140
Ni	5,87	3,22	1,82	3,59	1728,00	58,69	0,140
Al	6,45	3,11	2,07	3,50	933,37	26,98	0,155
Co	5,88	3,11	1,89	3,48	1768,00	59,00	0,145
Cu	4,86	2,47	1,97	2,77	1356,00	63,55	0,154
Ti	6,04	3,13	1,93	3,50	1933,00	47,88	0,167
Mg	5,79	3,16	1,83	3,52	922,00	24,30	0,161
Ag	3,74	1,78	2,10	2,00	1235,00	107,87	0,156

Среднее значение постоянной Линдемманна X_m для металлов: $X_m = 0,152 \pm 0,009$

	Vp, км/с	Vs, км/с	Vp/Vs, км/с	Vcp, км/с	Tпл, К	Mcp, г/см.г. ат.	Xm
MgSiO3	8,36	4,99	1,68	5,52	1834,00	20,10	0,160
Mg2SiO4	8,48	4,93	1,72	5,47	2163,00	20,92	0,172
Fe2SiO4	6,73	4,93	1,37	3,82	1478,00	29,10	0,172
CaSiO3	7,48	4,26	1,76	4,74	1817,00	23,20	0,172
CaMgSi2O6	7,80	4,44	1,76	4,94	1664,00	21,65	0,164
KAlSi3O8	7,00	4,00	1,75	4,45	1473,00	21,40	0,172
CaAl2Si2O8	7,02	3,72	1,89	4,23	1557,00	21,38	0,186
NaAlSi3O8	6,06	3,39	1,79	3,77	1373,00	20,17	0,202

Среднее значение постоянной Линдемманна X_m для силикатов: $X_m = 0,175 \pm 0,013$

	Vp, км/с	Vs, км/с	Vp/Vs, км/с	Vcp, км/с	Tпл, К	Mcp, г/см.г. ат.	Xm
Fe3O4	6,89	4,61	1,49	5,04	1867,00	33,08	0,138
Fe2O3	6,54	4,25	1,54	4,66	1838,00	31,94	0,15
Al2O3	10,92	6,46	1,69	7,16	2345,00	20,40	0,138
MgO	9,71	6,10	1,59	6,72	3125,00	20,15	0,171
TiO2	9,50	5,41	1,76	6,01	2110,00	26,63	0,137
MgAl2O4	9,92	5,73	1,73	6,36	2408,00	20,32	0,158
Cr2O3	8,80	4,94	1,78	5,50	2539,00	30,40	0,154
Ti2O3	7,91	4,23	1,87	4,72	2400,00	28,75	0,178
MnFe2O4	7,50	3,89	1,93	4,35	2023,00	28,57	0,179
NiO	6,26	3,71	1,69	4,11	2257,00	37,34	0,174
CoO	6,61	3,37	1,96	3,78	2068,00	37,46	0,182
CaO	8,09	4,90	1,65	5,42	2873,00	28,04	0,172
MnO	6,68	3,57	1,87	3,99	2053,00	35,47	0,176

Среднее значение постоянной Линдемманна X_m для окислов: $X_m = 0,162 \pm 0,016$

Расчет величины X_m и проверка гипотезы Линдемманна для минерального вещества Земли.

В последнее время накоплено большое количество лабораторных данных по физическим свойствам минералов и горных пород (в частности по скоростям звука и температурам плавления [2]), что позволяет напрямую осуществить проверку гипотезы Линдемманна. Так, для некоторых металлов, имеющих отношение к составу вещества недр Земли, и большинства породообразующих минералов мантии,

были рассчитаны по формуле (9) значения постоянной Линдемманна. Оказалось, что X_m действительно имеет небольшой разброс около среднего значения, а именно $X_m = 0.163 \pm 0.016$ (около 10%) (Таблица 1). В связи с этим, представляется допустимым использование усреднения для чистых минералов, в предположении, что вещество мантии состоит из данных минералов, и, таким образом, результаты, полученные для них, будут справедливы и для мантии в целом. Исходя из такового утверждения, можно использовать среднее значение X_m и его стандартное отклонение при расчете температуры плавления вещества мантии. Кроме того в результате расчетов была выявлена интересная тенденция в поведении X_m для различных соединений – оказалось, что средние значения постоянной Линдемманна у металлов несколько меньше, чем у окислов, а силикатов – несколько больше. Объяснение этого факта, на наш взгляд, связано с некоторыми различиями в типах связей между атомами в кристаллической решетке. В окислах и сложных окислах преобладает ионная связь, в силикатах возрастает доля более сильной ковалентной связи, ну, а в металлах связь металлическая, которая слабее ионной. Действительно, логично, что, чем сильнее связь, тем больше должна быть амплитуда колебаний, чтобы вещество расплавилось. Отсюда следует, что можно модифицировать гипотезу Линдемманна следующим образом: **для твердых тел, с одинаковым преобладающим типом связи, отношение среднеквадратичной амплитуды колебаний атомов к среднему расстоянию между атомами является постоянной величиной на кривой плавления.**

Расчет температуры плавления вещества мантии Земли.

Таким образом, зная среднее значение величины X_m , характерное для мантии, легко можно оценить температуру плавления в мантии по формуле (9). Как видно, для этого необходимо знать распределение скоростей сейсмических волн и среднего атомного веса с глубиной.

В качестве минералогической модели мантии нами была принята пиролитовая модель Рингвуда, согласно которой значение среднего атомного веса \bar{M} на протяжении всей мантии можно считать постоянным и равным 21 гр/ср.ат.[3]. Что же касается средней скорости звука, то она рассчитывалась по данным PREM [4] и томографических моделей.

Модель PREM

Для получения общей картины распределения температуры плавления в мантии удобнее всего воспользоваться данными модели PREM, так как по ней очень четко видна зонная структура мантии, а именно – верхняя мантия, переходная зона, нижняя мантия, зона D'' (переходная зона между мантией и ядром), что дает возможность выявить некоторые закономерности в поведении температуры плавления в указанных оболочках.

При выборе значения постоянной Линдемманна X_m мантию можно условно разбить на две области – «верхняя мантия + переходная зона» и «нижняя мантия». В первой области, согласно выбранной пиролитовой модели, преобладает силикатный состав вещества, поэтому значение X_m логичнее выбрать характерным для силикатов, а именно $X_m = 0.175$. Что же касается нижней мантии, то она в основном состоит из перовскита и магнезиовюститита, что соответствует $X_m = 0.165$. По-

лученное, в рамках рассматриваемых моделей, распределение температуры плавления в мантии представлено на Рис.1.

Интересно отметить, что полученные температуры плавления на глубине в диапазоне 100 – 200 км, где, как предполагают, находятся первичные очаги вулканов, очень хорошо согласуются с известным и широко употребляемым репером – температурой плавления лав на этой глубине – 1800К. Этот факт является дополнительным независимым подтверждением объяснения физической природы слоя пониженных скоростей частичным подплавлением вещества.

Второй примечательной особенностью поведения температуры плавления в мантии является наличие скачков на границах переходной зоны, что является логичным следствием фазовых превращений и увеличения плотности в этих областях. Также, следует отметить, что получаемое значение температуры плавления в основании переходной зоны хорошо согласуется с температурой плавления перовскита, полученной из экспериментов по ударному сжатию – 2750К [5].

Что же касается температуры плавления на границе СМВ (ядра и мантии), то значение 4400К, полученное с помощью нашего метода, вполне согласуется с оценками В.А. Магницкого [6] и В.Н. Жаркова [7], но, что самое важное, практически совпадает со значениями, полученными путем экстраполяции экспериментальных данных по температурам плавления Са-перовскита и (Mg, Fe)O- магнезиовюститита – одними из главных компонент состава нижней мантии [8,9].

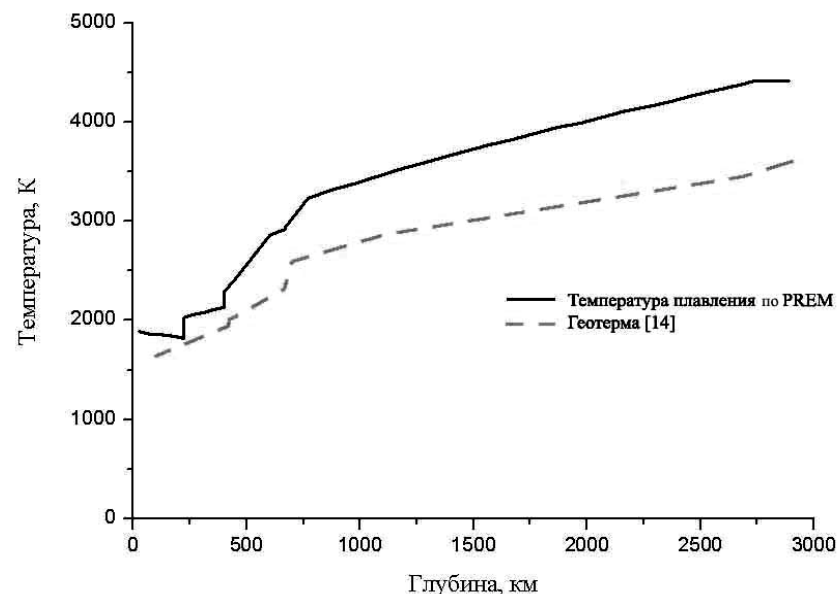


Рис.1. Геотерма и распределение температуры плавления в мантии, полученное по формуле (9), с использованием данных модели PREM.

Томографические модели.

Как уже упоминалось ранее, модель PREM удобна для получения общей картины распределения физических параметров во всей толще Земли, но не дает тонкой структуры их поведения. Учитывая, что температура плавления на глубинах 100 – 200 км, рассчитанная по модели PREM и на базе гипотезы Линдемманна хорошо согласуется с известным и широко употребляемым репером ($T_{пл} = 1800$ К - температура плавления лав на глубине 100км), интересно провести более детальное исследование поведения этого параметра в верхней мантии и, особенно, в слое астеносферы. Для этого необходимо опираться на данные более детализированных сейсмических моделей, как глобальной, так и регионального характера.

К настоящему времени опубликовано несколько моделей глобальной и региональной сейсмической томографии. К наиболее известным относятся следующие модели: модель Занга и Танимото [10], построенная по Р-волнам; модель Гранда [11], построенная по S-волнам; модели Экстрема [12] и Ритсеммы [13], построенные по поверхностным волнам Релея.

В настоящей работе используется две модели, региональная Ритсеммы и глобальная Занга-Танимото. Обе эти модели позволяют провести сравнительный анализ температуры плавления в мантии под разными тектоническими структурами: океанами, древними континентами (кратонами) и тектонически активными районами континентов.

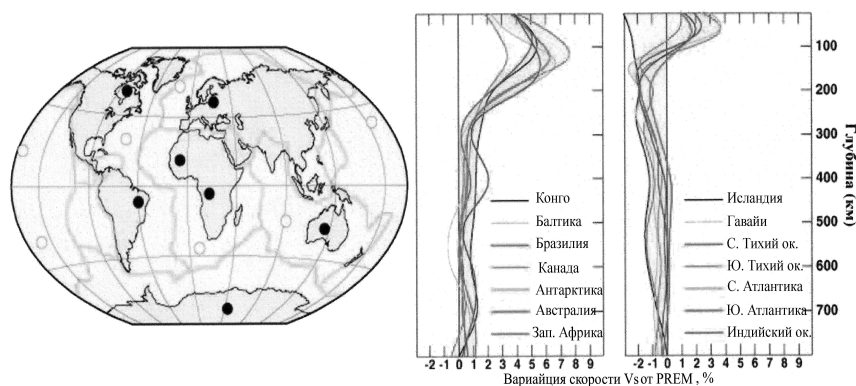


Рис.2. Сейсмические профили, модель Ритсеммы [13].

Сейсмическая модель Ритсеммы (Рис.2) состоит из 16 кривых $V_s(Z)$: для 8 континентальных и 8 океанических районов, где значения скоростей представлены в виде отклонения от PREM в процентах. Согласно описанному выше методу, чтобы оценить температуру плавления в мантии, необходимо перейти от относительных значений скоростей к их абсолютным значениям. Рассчитанные распределения температуры плавления с глубиной для каждого из приведенных регионов, в предположении силикатного состава верхней мантии (пиролитовая модель), приведены на рис.3. Как видно из рис.3, региональные модели выявляют следующие особенности поведения рассчитанных $T_{пл}$ под континентами и океанами:

а) на всем диапазоне глубин верхней мантии кривые плавления для щитов лежат выше, чем кривые плавления под океанами,

б) снижение температуры плавления под океанами начинается на меньшей глубине, ~75 км под океанами и ~120 км под континентами.

Аналогичный результат для распределения температуры плавления в мантии получается и по данным глобальной сейсмической томографии.

Действительно, воспользуемся данными модели Занга-Танимото, опубликованной в 1993 году. Эта томографическая модель представляет собой двумерный разрез мантии на глубинах от 35 км до 500 км, где скоростные аномалии Р-волн указаны в процентах от значений PREM. Для расчетов был выбран профиль: Новая Зеландия – Тихий Океан – Канада – Гренландия – Западная Европа – Африка – Антарктида (Рис.4).

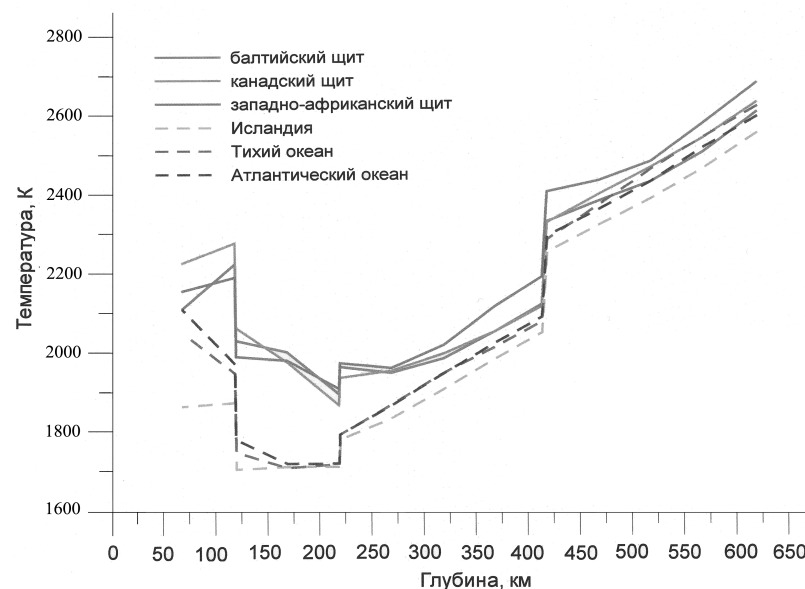


Рис.3. Температура плавления в верхней мантии, рассчитанная по данным модели Ритсеммы.

Также как и в предыдущем случае, сначала необходимо преобразовать значения скоростных аномалий в распределение реальных скоростей, которое далее можно использовать для пересчета сейсмических скоростей в температуру плавления. Далее, как и ранее, по известным скоростям по формуле (9) рассчитаем распределение температуры плавления в мантии вдоль профиля, опубликованного Зангом и Танимото. Полученные результаты представлены на рис.5.

Нетрудно видеть, что под океанами в астеносферной зоне наблюдается снижение температур плавления. Под континентами этот эффект также присутствует, но он менее выражен и реализуется на несколько больших глубинах.

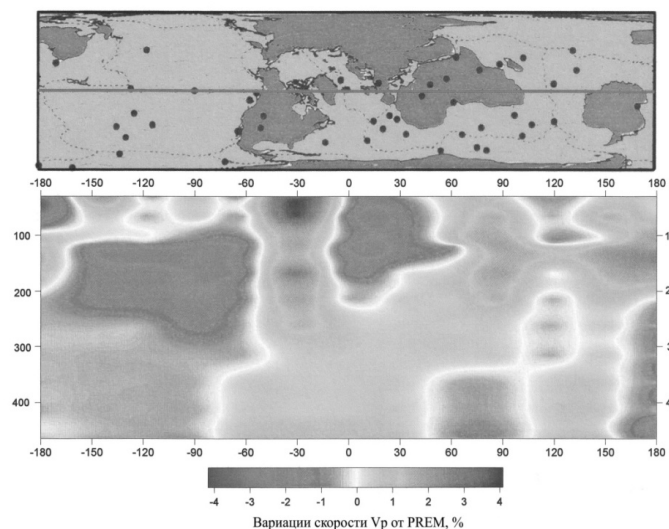


Рис.4. Значения вариаций V_S от PREM по профилю Новая Зеландия – Тихий Океан – Канада – Гренландия – Западная Европа – Африка – Антарктида [10].

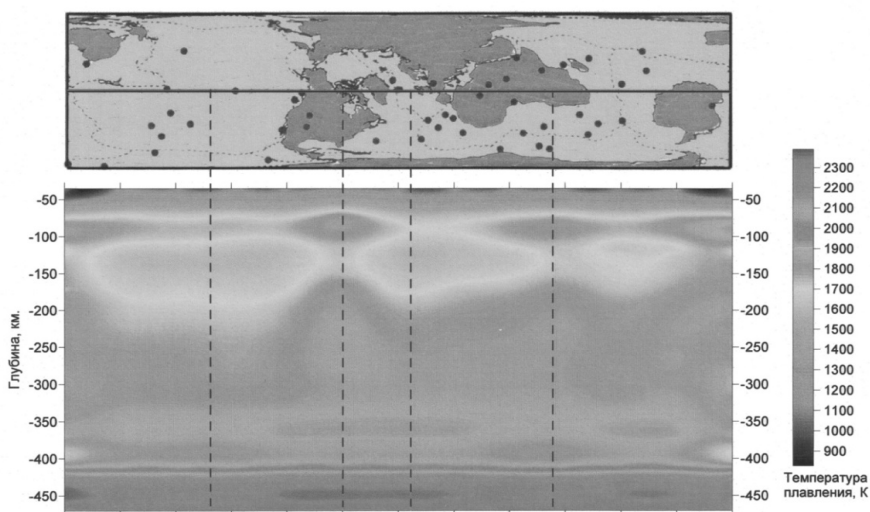


Рис.5. Температура плавления в верхней мантии по данным сейсмической томографии

Сравнительный анализ распределения модельных температур и температур плавления в мантии.

Наблюдаемые особенности поведения рассчитанных температур плавления позволяет высказать некоторые предположения об их физической природе и состоянии вещества верхней мантии под континентами и океанами. На рис.1 приведено распределение температуры плавления, полученное нами по методу, основанному на гипотезе Линдемманна, с учетом предположения ее справедливости для определенных классов твердых тел, характеризующихся одинаковым типом связи межатомных сил. Там же нанесен профиль модельной температуры, рассчитанной по полному температурному градиенту, построенному на базе уравнения состояния вещества мантии, с использованием параметрической модели средней Земли (РЕМ - А) [14].



Рис.6. Геотермы и температуры плавления в верхней мантии.

Как следует из рисунка, на глубинах 100-220 км эти кривые особенно сближаются, и можно сделать вывод о начале плавления или частичном подплавлении здесь вещества мантии. Предполагаемое наличие первичных очаговых зон, а также сравнение температур расплавленных лав с кривой плавления на этих глубинах, также свидетельствует в пользу этого предположения, высказанного еще во второй половине прошлого столетия [15]. Кроме того, на этих глубинах теплопроводность

вещества мантии достигает минимума, обеспечивая большие температурные градиенты, которые и могут приблизить реальную температуру к температуре плавления [16]. Однако усредненные геотермы плохо отражают реальную ситуацию, и для детального анализа нами построены кривые распределения температуры плавления под континентами и океанами в верхней мантии и переходной зоне с использованием томографической сейсмической модели Занга и Танимото (Рис.6). Там же нанесены континентальные и океанические геотермы из модели Стейси [17], которые, как считается, наиболее удачно отражают температурную ситуацию под основными поверхностными структурами Земли. Нетрудно видеть, что под океанами рассчитанные кривые плавления и вероятная геотерма сближаются и пересекаются на глубинах порядка (75-150 км), значительно меньших, чем под континентами (200-300 км), и это не противоречит общепринятому мнению о глубинах залегания астеносферного слоя под континентами и океанами, обладающего пониженным значением вязкости. Кроме того, на континентальных и океанических кривых распределения T_m можно отметить некоторое снижение температуры плавления с глубиной начиная с ~70 км до ~150 км.

Однако сам факт некоторого снижения температуры плавления вещества в слое астеносферы не может быть интерпретирован однозначно. Во-первых, такое реальное понижение возможно, если меняется химический состав вещества верхней мантии, например, за счет увеличения железистой компоненты твердых растворов оливина, пироксена и граната. Это маловероятно, поскольку должно приводить к увеличению градиента плотности в слое пониженных скоростей, которого современные механические модели не обнаруживают.

Другой более вероятной причиной возможного снижения температуры плавления в этой зоне может быть выход кристаллически-связанной воды из решетки минералов (амфиболы). По различным оценкам, именно на этих глубинах термодинамические условия приводят к освобождению гидроксильных групп из кристаллической структуры, снижая температуру плавления, предположительно на несколько сот градусов [18].

Наконец, «снижение» температуры плавления может быть кажущимся эффектом, связанным с тем, что реальные температуры достигают температуры плавления, начинается подплавление, приводящее к снижению сейсмических скоростей, которое и отображается через формулу (9), полученную для твердого состояния вещества, и которая не может использоваться при наличии жидкой фазы. Тем не менее, в такой интерпретации, «снижение» температуры плавления, которого реально не происходит, может служить сигналом о начале плавления.

Таким образом, подводя итог, можно сделать вывод о том, что в рамках рассмотренных моделей, глубина залегания первичных магматических очагов составляет 75-150 км под океанами и 200-300 км под континентами.

Литература

1. Lindemann, Uber die berechnung molecularen eigen frequenzen, Phys. Z. 11, 1910.
2. Landolt – Börnstein, Numerical data and functional relationships in science and technology, Vol. 11, 1984.
3. Ringwood A.E. Composition and petrology of the Earth's mantle. New York: McGraw-Hill, 1975.
4. A.M. Dziewonsky, D.L. Anderson, Preliminary reference Earth model, Phys. Earth Planet. Inter. 25, 1981.
5. Zerr A., Boehler R., Melting of $(Mg,Fe)SiO_3$ – perovskite to 625 kbar: indication of a high melting temperature in the lower mantle. Science 262:553-55, 1993.
6. Магницкий В.А. Температура плавления в оболочке Земли. Вестник МГУ, №2, 1956.
7. Жарков В.Н. Температура плавления оболочки Земли и железа при высоких давлениях. Изв. АН СССР, сер. геофиз., №1, 1959.
8. Shen G. and Lazor P., Measurement of melting temperatures of some minerals under lower mantle pressures. *J. Geophys. Res.* 100, 17699-17713, 1995.
9. Zerr A., Boehler R., Constraints on the melting temperature of the lower mantle from high-pressure experiments on MgO and magnesiowüstite. Nature 371:506-8, 1994.
10. Zhang, Tanimoto, High-resolution global mantle structure and plate tectonics, *J. Geophys. Res.*, 98, 9793-9823, 1993.
11. Grand, S.P., Van der Hilst, R. D. & Widiyantoro. S., Global seismic tomography; A snapshot of convection in the Earth, *Geol. Soc. Am. Today.* V.7. P.1-7, 1997.
12. Ekström, G. and Dziewonski, A.M., The unique anisotropy of the Pacific upper mantle, Nature. V.394. P.168-172, 1998.
13. J. Ritsema, H.J. van Heijst, J.H. Woodhouse, Complex shear velocity structure beneath Africa and Iceland, Science, 286, 1999.
14. Петрунин Г.И., Теплофизические характеристики вещества оболочки Земли и кондуктивный теплоперенос в мантии, Москва, МГУ, 1996.
15. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М. Недра, 1965.
16. Петрунин Г.И., Попов В.Г., О фононной теплопроводности и ее поведении на границах раздела в верхней мантии. Физика Земли №6, 1983.
17. Stacey F., A thermal model of the Earth, Phys. Of earth and Planet. Inter., 15, 1977.
18. Рингвуд А.Э. Состав и эволюция верхней мантии // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.

ВЛИЯНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ЭФФУЗИВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ И ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Г.И. Петрунин, В.Г. Попов

*Московский Государственный Университет им.М.В. Ломоносова,
Физический факультет*

В работе на основе представительного массива экспериментальных данных, полученных авторами для эффузивных пород континентальной и океанической коры, подстилающих, как правило, вышележащий слой осадочных пород, и контролирующих в нем температурный режим формирования и эволюции углеводородного сырья, в том числе, и интенсивность такого глобального процесса как «углеводородное дыхание Земли», меняющего экологическую обстановку в атмосфере, обсуждаются особенности теплопереноса в кристаллических, аморфно-кристаллических и аморфных природных структурах. Применение микроскопической теории теплопроводности к полученным результатам позволило сделать ряд выводов о физических механизмах поведения тепловых характеристик в таких средах в зависимости от температуры, минерального состава и структурно-текстурных факторов. Приводятся рекомендуемые значения тепловых характеристик исследованных пород, которые могут быть полезны при изучении термического режима континентальной и океанической литосферы, а также в теплофизике горных пород и композитных материалов.

ВВЕДЕНИЕ

Вулканические горные породы, такие как базальты, долериты, туфы, являющиеся продуктами магматической деятельности Земли, чрезвычайно широко распространены в верхних, подстилающих осадки, горизонтах земной коры. Они не только составляют основной слой океанической коры, но и покрывают лавовыми потоками огромные континентальные территории, особенно в Индии. Южной Африке, Сибири, Исландии. Базальтовые плато здесь достигают размеров в несколько сотен тысяч квадратных километров. Залегая вблизи границ литосферы с гидросферой и атмосферой, на пути глубинного потока тепла из недр Земли, слой эффузивных горных пород фактически формирует температурный режим лежащего сверху осадочного слоя и контролирует условия образования и эволюции углеводородного сырья (нефти, газа, газогидратов), особенно в шельфовых зонах. При стационарном тепловом потоке из недр этот температурный режим во многом определяется тепловыми свойствами подстилающего слоя вулканитов и знание их крайне необходимо при изучении формирования и эксплуатации разведанных залежей. Кроме того, изучение тепловых свойств эффузивных пород необходимо также для установления распределения температуры и, прежде всего, в толще океанической коры, где эффузивные породы доминируют.

Характерной особенностью эффузивов является широкий спектр их петрофизических характеристик (минеральный состав, структура, текстура, наличие аморфной фазы, пористость, размер зерен, степень литофикации породы, уровень вторичных изменений). Все это чрезвычайно осложняет процесс теплопередачи в них и затрудняет анализ получаемых результатов с позиции физики твердого тела

для выработки прогностических принципов оценки тепловых свойств недоступных для прямого измерения толщ горных пород.

Краткий обзор данных из литературных источников, приведенный в [1], показал, что материалов по выявлению влияния петрофизических факторов на тепловые свойства эффузивов явно недостаточно.

Большая часть работ посвящена исследованию только теплопроводности при комнатной температуре, а не комплексу всех трех теплофизических характеристик, несмотря на то, что для изучения влияния петрофизических и термодинамических факторов на интенсивность механизма кондуктивной теплопередачи, наиболее удобной и информативной характеристикой является температуропроводность. Она определяется исключительно кинетическими параметрами процесса – скоростью распространения фононов и частотой их рассеяния. Необходимо также отметить и тот факт, что имеющиеся литературные данные, за редким исключением, представлены фрагментарно, плохо поддаются анализу и систематизации из-за отсутствия сведений либо по минеральному составу, либо по пористости, плотности, содержанию аморфной фазы и другим данным.

В лаборатории Геотермии кафедры физики Земли Физического факультета МГУ на протяжении более чем 30-ти лет проводятся систематические исследования теплофизических параметров горных пород и минералов в широком температурном диапазоне. При этом коллективом лаборатории последовательно проводились и проводятся работы по изучению влияния на интенсивность теплопереноса минерального состава и различных структурно-текстурных факторов, в том числе и в эффузивных породах, отобранных в различных регионах континентальной и океанической коры. Измерения теплофизических характеристик: температуропроводности (a), теплоемкости (C_p) и теплопроводности (λ) осуществлялись на экспериментальных установках, разработанных в лаборатории на основе методов регулярных тепловых режимов II-го и III-го рода в плоском варианте температурного поля, позволяющих учесть влияние теплообмена излучением с поверхности образцов. Экспериментальные установки с контактным и бесконтактным (световым) источниками тепловой энергии позволяют проводить измерения комплекса тепловых свойств до температур плавления с высокой точностью ($\Delta a/a \approx 3 \div 5\%$, $\Delta C_p/C_p \approx 3 \div 5\%$, $\Delta \lambda/\lambda \approx 7 \div 10\%$) [2-7].

К настоящему времени накоплен и проанализирован значительный экспериментальный материал. Среди изученных пород эффузивы Кавказа, Закарпатья, Сихоте-Алиня, океанские базальты тройственного сочленения Буве и данные последних исследований континентальных плато-базальтов Сибирской платформы, эффузивов из коренных обнажений вблизи станции им. Беллингаузена, островов Гудиэр и Деленшен (район Антарктиды), вулканических лав Камчатки, теплофизические исследования которых проведены впервые. Значительно более старые и сильно измененные платформенные базальты существенным образом дополняют коллекцию уже изученных, в основном молодых, пород из шовных зон (Кавказ, Закарпатье) и зоны спрединга (тройственное сочленение Буве).

Настоящая публикация имеет целью дать сравнительный анализ теплофизических характеристик эффузивов, обобщение данных по влиянию на них структурно-текстурных факторов и выработку рекомендаций прогноза тепловых свойств вулканических массивов для различных поверхностных структур земной коры.

АНАЛИЗ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

§1. Температуропроводность

Одним из первых исследований по изучению влияния высоких температур (до 1200К) на поведение температуропроводности эффузивов, которое было проведено практически впервые, явилась работа [8]. Предметом исследований явились образцы базальтов из месторождений, относящихся к молодым складчатым сооружениям (Кавказ, Закарпатье, Сихоте-Алинь). Оказалось, что при сравнительно большом интервале значений температуропроводности: $a = (4.5 \div 8.9) \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ при одинаковой температуре, близкой к комнатной (355К), они обладают довольно низкими абсолютными величинами a , которые очень слабо уменьшаются с ростом температуры. Среднее уменьшение температуропроводности на интервале температур 350÷950К составило всего 30%. Дальнейшее увеличение температуры привело к росту a , как оказалось, за счет увеличения лучистого переноса тепла.

Аналогичное поведение температуропроводности было получено и у 19 образцов кавказских базальтов с различным содержанием стекла (от 0 до 90%), для которых измерялся уже полный комплекс тепловых характеристик (a , C_p , λ) [9]. Абсолютные величины a попали в ранее полученный интервал, но с преобладающими значениями $(6.5 \div 7.3) \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ при температуре близкой к комнатной (325К). В дальнейшем океанические базальты и базальты из других регионов континентальной коры только подтвердили ранее обозначенные диапазоны. Такие низкие значения температуропроводности эффузивных пород основного состава, практически в два раза меньше, по сравнению, например, с такими интрузивными породами, как граниты ($a \approx 15 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$), требуют отдельного объяснения. Прежде всего, необходимо учитывать минеральный состав пород. Как известно, главные минералы, входящие в магматические горные породы: кварц, плагиоклазы, полевые шпаты, пироксен, оливин. Среди них наибольшая температуропроводность и теплопроводность наблюдается у кварца, а наименьшая – у плагиоклазов и полевых шпатов [10]. В гранитах, наряду с низко теплопроводным плагиоклазом, присутствует свободный кварц (до 35%), что обеспечивает высокие значения a и λ . По мере увеличения основности кварц замещается пироксеном и теплопереносные свойства породы контролируются, главным образом, плагиоклазом, доминирующим по составу. Плагиоклаз является каркасным силикатом, представленным в породе сложными по химическому составу твердыми растворами, которые отличаются наиболее низкими значениями температуропроводности. Так, для лабрадорита при комнатной температуре нами получено значение $a = 7.8 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ [11]. Значительные флюктуации плотности и упругих констант в кристаллическом пространстве, связанные с присутствием в узлах решетки атомов (ионов) различной химической природы – факторы, определяющие дополнительное, помимо температурного рассеяния фононов, которые и ограничивают их время жизни, а, следовательно, и среднюю длину свободного пробега величинами $\bar{l} \sim (5-7) \text{ \AA}$ [10, 12, 13].

Кроме того, в эффузивных породах и, особенно в базальтах, ситуация осложняется влиянием еще одного фактора – структурного, поскольку наряду с кристаллической структурой эффузивы могут иметь как частично кристаллическую (аморфно- кристаллическую), так и полностью аморфную (стекловатую) структу-

ры. Присутствие в породе очень малых по размерам зародышей кристаллов (кристаллитов) и стекла, в котором средняя длина свободного пробега фононов \bar{l} из-за отсутствия дальнего порядка ограничена размерами межатомных расстояний, существенным образом снижает температуропроводность

$$\left(a = \frac{1}{3} \bar{l} \bar{V} \right), \quad (1)$$

а, следовательно, и теплопроводность ($\lambda = a C_p \rho$), где \bar{V} – средняя скорость фононов (упругих волн смещений), C_p – удельная теплоемкость, ρ – плотность породы. Наконец, в эффузивах, даже с полнокристаллической структурой, размеры кристаллических зерен значительно меньше, чем в интрузивных породах, что также способствует эффективному рассеянию фононных пакетов на многочисленных границах этих зерен [14, 15].

Особенно отчетливо влияние состава и структурного фактора проявилось при изучении тепловых свойств уникальной коллекции эффузивных пород, драгированных в районе тройственного сочленения Буве (Южная Атлантика). Крайние и средние значения содержания основных пороодообразующих минералов, наличие аморфной составляющей, плотности, скорости звука, пористости и результаты теплофизических измерений представлены в таблице 1 [1]. Как видно из таблицы, наибольшими значениями температуропроводности и теплопроводности обладают долериты. Это объясняется тем, что в долеритах плагиоклаз и пироксен представлены зернами кристаллов относительно более крупными, чем в других изученных группах, в то время как наличие аморфной фазы минимально. Следующая группа образцов – базальты с диабазовой и интерсертальной структурой. В этих породах несколько большее количество стекла, размеры кристаллитов меньше, чем в долеритах, что отражается в слабом уменьшении температуропроводности и теплопроводности. В составе пород следующих двух групп преобладает свежее неизменное стекло, заполняющее пространство между кристаллами пироксена и плагиоклаза, что и объясняет наличие у них наиболее низких значений как a , так и λ . В некоторых изученных базальтах кристаллическая фаза представлена мельчайшими кристаллами ($< 0.01 \text{ мм}$), поверхность которых активно рассеивает упругие волны, а содержание стекла в них достигает 80% и более, диктуя, тем самым, минимальные длины свободного пробега фононов, которые близки к удвоенным расстояниям между ближайшими атомами в структуре. Приблизительно тот же диапазон значений температуропроводности и та же тенденция ее эволюции от структуры породы прослеживается и для сравнительно молодых континентальных базальтов Малого Кавказа [9], а также для эффузивов из районов Антарктиды и Норильска (таблица 2). Исключение составляют туфы Антарктиды, для которых наблюдались относительно высокие значения температуропроводности $a = (10.2 \div 14.6) \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$, что на первый взгляд оказалось совершенно неожиданным. Дело в том, что туфы представляют собой сцементированную вулканическую пыль, где в качестве цемента чаще всего выступают глинистые минералы, кальцит и кварц. Состояние теплового контакта зависит также от степени цементации, но в любом случае наличие цемента создает дополнительное тепловое сопротивление [15]. И, хотя в изученных туфах стекло отсутствует, температуропроводность туфов Норильска, сложенных вторичными минералами, самая низкая в группе сильно измененных

эффузивов Северо-Западной части Сибирской платформы. Что касается туфов Антарктиды, то минералогический анализ показал в их составе большое содержание (до 20%) частичек свободного кварца, что и объясняет повышенные значения их температуропроводности.

Таким образом, исключая туфы Антарктиды, можно сделать вывод, что в однотипных породах, в данном случае эффузивах основного состава, и, прежде всего в базальтах, доминирующее влияние на величину температуропроводности оказывает структурный фактор (размер кристаллических зерен, содержание аморфной фазы и состояние межзернового контакта).

Таблица 1. Крайние и средние значения структурных и теплофизических характеристик исследованных базальтов из района тройственного сочленения Буве [1]

№	Порода, структура	Кол-во обр. п.	PI, %	Стекло, %	$\rho_0, 10^3 \text{кГ/м}^3$
Полностью раскристаллизованные					
1	Долериты (порфиновые, афировые, амфиболовые, мелко-среднезернистые)	7	45 - 65	$\frac{3.0 - 7.0}{4.0}$	$\frac{2.66 - 2.93}{2.82}$
2	Базальты порфиновые, афировые с диабазовой и интерсертальной структурой.	11	45 - 65	$\frac{2.0 - 10.0}{5.0}$	$\frac{2.66 - 2.89}{2.75}$
Стеклобазальты					
3	Гиалобазальты с Витрофировой структурой.	15		20 - 40	$\frac{2.53 - 2.95}{2.75}$
4	Базальты с витрофировой и гиалопилитовой структурой	13		40 - 90	$\frac{1.92 - 2.87}{2.36}$

Второй важный вывод, касающийся идентификации механизма влияния структуры на интенсивность теплопередачи в изучаемых базальтах, можно сделать, как уже упоминалось, проследивая эволюцию характерных микропараметров процесса – средней скорости распространения фононов \bar{V} и средней длины свободного пробега \bar{l} , опираясь на соотношение (1). Такой анализ показывает, что в пределах ошибки измерений a и \bar{V} , средняя длина свободного пробега фононов для отдельных подгрупп остается практически постоянной величиной $\bar{l} \approx 6.7 \text{ \AA}$, близкой к среднему значению \bar{l} , рассчитанному для всего массива пород (табл.1, 2).

Таблица 1 (продолжение)

$\varepsilon, \%$	$V_p, \text{ км/с}$	$\bar{V}, \text{ км/с}$	$l, \text{ \AA}$	$a, 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$	$C_p, \text{ Дж/кг}\cdot\text{К}$	$\lambda_0, \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$	$\lambda_T, \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$	
							(6)	(5)
Полностью раскристаллизованные								
$\frac{0 - 10.7}{4.1}$	$\frac{5.25 - 7.25}{6.38}$	3.85	6.75	$\frac{7.44 - 9.51}{8.65}$	$\frac{760 - 830}{794}$	$\frac{1.64 - 2.07}{1.9}$	2.0	2.03
$\frac{0.4 - 12.7}{5.2}$	$\frac{4.53 - 6.68}{5.74}$	3.46	7.0	$\frac{6.26 - 9.97}{8.16}$	$\frac{715 - 840}{795}$	$\frac{1.3 - 2.28}{1.69}$	1.9	1.93
Стеклобазальты								
$\frac{0 - 12.8}{5.7}$	$\frac{4.28 - 6.35}{5.61}$	3.38	6.42	$\frac{6.64 - 8.16}{7.23}$	$\frac{700 - 80}{746}$	$\frac{1.37 - 1.70}{1.49}$	1.59	1.64
$\frac{4.5 - 34.5}{19.5}$	$\frac{4.18 - 5.47}{4.77}$	2.89	6.57	$\frac{5.13 - 6.89}{6.33}$	$\frac{710 - 790}{765}$	$\frac{0.85 - 1.36}{1.11}$	1.38	1.5

Тогда значительное уменьшение (на 40%) температуропроводности базальтов от долеритов к стеклобазальтам с витрофировой и гиалопилитовой структурами должно быть объяснено соответственным снижением средней скорости звука в породе, характеризующей кинетику теплового возмущения. Это снижение скорости может быть связано с ростом объёма межзернового пространства в тонкозернистых структурах и имеющего более низкие значения упругих констант, чем в монокристаллическом зернистом веществе. В то же время, при столь малых величинах длин свободного пробега фононов, исчисляемых единицами ангстрем, увеличение числа границ зерен, а, следовательно, и возможных дополнительных актов рассеяния фононов с уменьшением размеров зерен даже на несколько порядков, не изменит существенно их общее число на характерной толщине пластины в $10^7 \div 10^8 \text{ \AA}$, что и подтверждается относительным постоянством величины \bar{l} . Нужно отметить также ещё одну возможную причину снижения скорости распространения теплового возмущения. Дело в том, что одновременно с резким уменьшением размеров зёрен при переходе от долеритов к стеклобазальтам, несколько возрастает и средняя пористость пород, особенно для образцов четвёртой подгруппы, где она достигает значений $\varepsilon \approx 20\%$ в отличие от первых трёх, где она заключена в пределах $\varepsilon \approx (4 \div 6)\%$. При такой пористости порода должна быть рассмотрена уже как типичная двухфазная среда, к которой формула (1) может быть применена лишь для качественной грубой оценки, а микропараметры \bar{l} и \bar{V} должны быть заменены на некие эффективные значения, учитывающие теплоперенос, как в твердой, так и в газовой (воздушной) среде. Однако анализ характера поведения эффективной температуропроводности от пористости, результаты которого изображены на рис.1, дал несколько неожиданный результат и не подтвердил сделанного предположения, по крайней мере, для изученных пород.

Таблица 2. Крайние и средние значения структурных и теплофизических характеристик эффузивов из районов Норильска и Антарктиды (T=300K)

№	Порода, структура	Кол-во обр. п.	Pl, %	Стекло, %	ρ_0 , 10^3 кг/м^3	ε , %
Базальты из района Норильска						
1	Массивные однородные	7	$\frac{10-60}{35}$	-	$\frac{2.80-2.96}{2.92}$	$\frac{1-6}{2.9}$
2	Массивные горосчатые	5	$\frac{35-55}{45}$	-	$\frac{2.56-2.95}{2.82}$	$\frac{2-15}{6.2}$
3	Массивные полосчатые	6	$\frac{48-50}{49}$	-	$\frac{2.85-3.07}{2.95}$	$\frac{0-5}{1.8}$
4	Миндалекаменные светлые крупные	7	$\frac{30-55}{43}$	-	$\frac{2.66-2.92}{2.75}$	$\frac{3-11}{8.3}$
5	Миндалекаменные светлые средние	5	$\frac{25-80}{47.5}$	-	$\frac{2.59-2.92}{2.77}$	$\frac{3-14}{7.8}$
6	Миндалекаменные серые крупные	4	$\frac{40-50}{46}$	-	$\frac{2.68-2.81}{2.76}$	$\frac{6-11}{8}$
7	Миндалекаменные серые средние	3	$\frac{40-45}{42}$	-	$\frac{2.92-2.96}{2.94}$	$\frac{1-3}{2}$
8	Миндалекаменные серые мелкие	2	$\frac{35-55}{45}$	-	$\frac{2.68-2.70}{2.69}$	$\frac{10-11}{10.5}$
9	Миндалекаменные темные мелкие	8	$\frac{40-50}{45}$	-	$\frac{2.51-2.96}{2.80}$	$\frac{1-16}{2.80}$
10	Туфы	3	$\frac{20-60}{40}$	-	$\frac{2.32-2.64}{2.55}$	$\frac{12-21}{15}$
Базальты из района Антарктиды						
11	Андезиты	15	$\frac{10-47}{41.5}$	$\frac{0-25}{16}$	$\frac{1.08-2.66}{2.40}$	$\frac{0-59}{11}$
12	Андезито-базальты	6	$\frac{25-55}{42.5}$	$\frac{0-30}{15}$	$\frac{2.40-2.82}{2.70}$	$\frac{0-16.5}{4}$
13	Базальты	4	$\frac{35-55}{44}$	$\frac{5-40}{22.5}$	$\frac{2.01-2.85}{2.56}$	$\frac{2-31.5}{12}$
14	Туфы	3	$\frac{15-24}{19.5}$	-	$\frac{2.55-2.85}{2.69}$	$\frac{0-7}{2.5}$

Принимая во внимание существенное влияние структуры и в какой-то степени состава породы на величину температуропроводности исследуемых базальтов, функциональные зависимости $a(\varepsilon)$ построены в рамках той или иной подгруппы эффузивов. Нетрудно видеть, что и при пористостях близких к нулю существует заметное расслоение величины a по структурным подгруппам. Более того, для каждой подгруппы пород, за исключением раскристаллизованных базальтов, температуропроводность практически не зависит от пористости в изученном диапазоне значений ε . Особенно представительна в этом отношении подгруппа базальтов с витрофировой и гиалопилитовой структурой, пористость которых изменяется в широких пределах $\varepsilon \approx (4.5 \div 34.5\%)$. Что касается подгруппы раскри-

сталлизованных базальтов, где состав и структура образцов может различаться значительно, а диапазон изменения пористости невелик $\varepsilon \approx (0 \div 12\%)$, провести четкий анализ не представляется возможным.

Такое поведение $a(\varepsilon)$ в средах с высоким качеством теплового контакта между элементами твердой фазы, связано, по-видимому, с тем, что основной теплоперенос в них осуществляется по высокотеплопроводному жесткому каркасу породы, так как теплопроводность газов, в том числе и воздуха, намного порядков меньше. Зёрна каркаса являются как бы трубками тока тепла и кинетические параметры процесса, в целом, в породе определяются, в основном, структурой каркаса и кинетическими характеристиками процесса теплопередачи в веществе его образующем.

Таблица 2 (продолжение)

№	\bar{V} , км/с	l , Å	a , $10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$	Cp , Дж/кг·К	λ_0 , Вт/м·К	λ_T , Вт/м·К
Базальты из района Норильска						
1	3.56	6.42	$\frac{6.14-8.31}{7.63}$	$\frac{650-820}{724}$	$\frac{1.4-1.7}{1.6}$	$\frac{1.4-1.8}{1.6}$
2	3.07	7.17	$\frac{6.13-8.27}{7.34}$	$\frac{700-830}{775}$	$\frac{1.3-1.9}{1.6}$	$\frac{1.4-1.9}{1.6}$
3	3.53	6.03	$\frac{5.90-8.00}{7.10}$	$\frac{680-860}{780}$	$\frac{1.4-1.8}{1.6}$	$\frac{1.4-1.8}{1.6}$
4	3.12	7.87	$\frac{6.07-9.19}{8.18}$	$\frac{700-770}{735}$	$\frac{1.2-1.9}{1.6}$	$\frac{1.3-2.0}{1.73}$
5	3.25	7.82	$\frac{7.20-10.07}{8.46}$	$\frac{690-800}{765}$	$\frac{1.5-2.2}{1.7}$	$\frac{1.6-2.2}{1.8}$
6	2.55	9.03	$\frac{6.93-8.27}{7.69}$	$\frac{700-800}{750}$	$\frac{1.0-1.7}{1.6}$	$\frac{1.5-1.8}{1.7}$
7	3.10	7.85	$\frac{7.50-8.94}{8.12}$	$\frac{760-800}{780}$	$\frac{1.8-2.0}{1.9}$	$\frac{1.8-2.1}{1.9}$
8	2.76	9.28	$\frac{8.20-8.90}{8.55}$	$\frac{730-790}{760}$	$\frac{1.6-1.9}{1.7}$	$\frac{1.7-2.0}{1.8}$
9	2.82	6.63	$\frac{5.07-7.73}{6.23}$	$\frac{730-940}{800}$	$\frac{1.2-1.8}{1.4}$	$\frac{1.2-1.8}{1.4}$
10	2.52	6.5	$\frac{4.88-6.11}{5.46}$	$\frac{770-870}{830}$	$\frac{1.1-1.2}{1.1}$	$\frac{1.1-1.4}{1.2}$
Базальты из района Антарктиды						
11	2.39	7.79	$\frac{5.48-8.67}{6.80}$	$\frac{700-810}{755}$	$\frac{0.4-1.6}{1.2}$	$\frac{1.1-1.9}{1.5}$
12	2.85	7.59	$\frac{5.93-10.52}{7.90}$	$\frac{670-790}{720}$	$\frac{1.0-2.2}{1.5}$	$\frac{1.3-2.2}{1.6}$
13	2.80	7.58	$\frac{6.35-9.70}{7.70}$	$\frac{700-790}{750}$	$\frac{1.0-1.8}{1.5}$	$\frac{1.3-2.2}{1.8}$
14	2.92	11.7	$\frac{10.18-14.60}{12.54}$	$\frac{690-720}{710}$	$\frac{1.9-2.9}{2.4}$	$\frac{1.9-2.9}{2.5}$

Наличие крупных локализованных и равномерно-распределенных газовых пор, характерных для эффузивов, до определенной их концентрации, не должно сильно влиять на величину скорости распространения температурного фронта в

породе, поскольку трубки тока практически не прерываются, а только слегка изгибаются, а температуропроводность воздуха, наоборот, значительно выше температуропроводности твердого каркаса. Косвенным свидетельством в пользу предложенного объяснения наблюдаемого эффекта является ранее обнаруженное аналогичное поведение температуропроводности насыщенных морских осадков от объемной концентрации газовой фазы, представленной пузырьками, образовавшимися за счет расширения растворенного в воде сероводорода в процессе подъема донных осадков на борт судна [16]. Здесь мы также имеем дело с локализованными «порами» - газовыми пузырьками и тот же достаточно надежный тепловой контакт между зернами и жидкой фазой. Напротив, для сухих двухфазных дисперсных или слаболитологизированных сред с плохим контактом между зернами, когда огромное количество мелких пор концентрируется исключительно по границам зерен, нарушая их контакт и часто прерывая трубки тока, температуропроводность резко уменьшается с увеличением пористости [17]. В заключение параграфа отметим, что вопрос о влиянии структуры пористости на теплопереносные характеристики вещества Земли достаточно сложен и требует специальных исследований.

§2. Теплоёмкость

Важнейшая теплофизическая характеристика - теплоёмкость, которая характеризует в процессе теплопередачи перепад тепловой энергии в объекте на единицу вектора градиента температуры - наиболее предсказуемый тепловой параметр твёрдых тел и геологических материалов, в частности. Не вдаваясь в подробности отметим, что поведение теплоёмкости горных пород и минералов достаточно хорошо описывается приближением Дебая, а при комнатной температуре, как показано в специально проведённом обобщении [18], удельная теплоёмкость большинства основных породообразующих минералов составляет 752 Дж/кг·К с отклонением не более 5-7%. Как видно из таблицы 1 и 2, полученное среднее значение удельной теплоёмкости изученных базальтов ($\bar{C}_p \approx 768$ Дж/кг·К) находится в

очень хорошем согласии с результатами обобщения, а большинство индивидуальных значений C_p , за исключением нескольких образцов, вписываются в тот же самый разброс, соответствующий ошибке измерений теплоёмкости.

Таким образом, характер поведения объёмной теплоёмкости ($C_p \cdot \rho_0$) целиком определяется поведением плотности ρ_0 и, следовательно, с возрастанием пористости, уменьшение $C_p \cdot \rho_0$ должно описываться линейной зависимостью, что и показано на рис.2.

Пунктиром здесь помечена линия, построенная по двум крайним точкам: $\bar{C}_p \cdot \bar{\rho}_s = 2.24 \cdot 10^6$ Дж/кг·К, где средняя минеральная плотность изученных базальтов $\rho_s = 2.52 \cdot 10^3$ кг/м³ и $C_s \cdot \rho_s \approx 0$, поскольку объёмная теплоёмкость воздуха ничтожно мала по сравнению с теплоёмкостью каркаса породы. Наблюдается также неплохое согласие этих двух зависимостей на изучаемом диапазоне пористости.

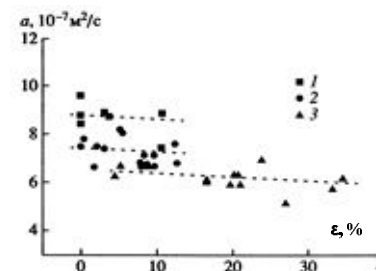


Рис.1. Температуропроводность исследованных эффузивов в зависимости от пористости (1 - долериты, 2 - базальты с содержанием стекла до 30%, 3 - базальты с содержанием стекла 30 - 86 %). Нумерация на рис. 1 - 5 соответствует подгруппам табл.1.

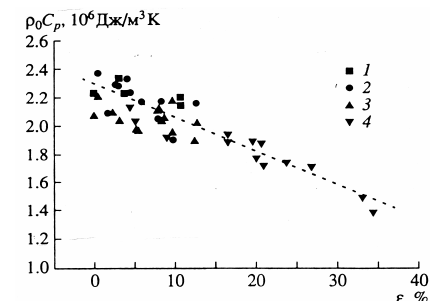


Рис. 2. Поведение объёмной теплоёмкости при изменении пористости.

Типичное поведение удельной теплоёмкости эффузивных пород кристаллической и аморфно кристаллической структуры на примере вулканитов Малого Кавказа показано на рисунке 3 [9].

Пунктиром нанесена функция Дебая, для характеристической температуры 800К. Нетрудно видеть, что на интервале температур $T = 300 - 800$ К удельная теплоёмкость при постоянном давлении C_p возрастает с температурой примерно в 1.5 раза и, достигнув классического насыщения, продолжает слабый рост, который связан для C_p с вкладом потенциальной энергии теплового расширения. Это и объясняет тот факт, что в высокотемпературной области измеренные значения C_p лежат несколько выше теоретических.

§3. Теплопроводность

Теплопроводность, характеризующая интенсивность теплопереноса в теле, представляет собой, согласно формуле Дебая, произведение температуропроводности на объёмную теплоёмкость:

$$\lambda = a \rho_0 C_p \quad (2)$$

Таким образом, для неё, естественно, остаются в силе все рассуждения и выводы о влиянии структуры и минерального состава породы на величину указанных параметров. Обсуждение и анализ полученных результатов по теплопроводности эффузивов начнем с наиболее представительной коллекции, отобранной в районе тройственного сочленения Буве. Из таблицы 1 видно, что с уменьшением количества тёмноцветных минералов, размеров зёрен породы и увеличением аморфной составляющей, теплопроводность изученных пород падает почти в два раза от среднего значения $\lambda = 1.9$ Вт/м·К - у долеритов до $\lambda = 1.11$ Вт/м·К - у базальтов с витрофировой структурой. Диапазон между минимальным и максимальным значениями теплопроводности ещё шире: $\lambda_{min} = 0.85$ Вт/м·К и $\lambda_{max} = 2.07$ Вт/м·К, причем

в пределах каждой подгруппы изменение теплопроводности контролируется изменением объемной теплоемкости, которая линейным образом связана с пористостью, а, следовательно, и с плотностью. В то же время уменьшение величины λ при переходе от подгруппы долеритов к подгруппе гиаобазальтов целиком связано с уменьшением температуропроводности. Примерно те же диапазоны изменения величин теплопроводности, но для континентальных базальтов приведены в работах [19, 20, 21, 22, 23]. В последних двух работах отмечается также заметное влияние степени раскристаллизации на теплопроводность базальтов, которая падает от значения $\lambda \approx 1.8$ Вт/м·К у долеритов до $\lambda \approx 1.45$ Вт/м·К у базальтов. В книге Кобрановой [24] диапазон приведённых значений находится в более высокотемпературной области $\lambda = (1.4 \div 2.81)$ Вт/м·К, так что приведённые максимальные величины теплопроводностей базальтов более соответствуют λ ультраосновных полнокристаллических пород.

Проанализируем полученные значения теплопроводности океанических базальтов более подробно. Исходя из формулы (2) и ранее установленного постоянства удельной теплоёмкости базальтов, а также из практической независимости температуропроводности отдельных подгрупп эффузивов с близким составом и структурой от пористости, естественно ожидать, в рамках этих подгрупп, линейного увеличения теплопроводности породы от плотности или такого же уменьшения от общей пористости, особенно для случая, когда минералогическая плотность образцов ρ , варьирует незначительно. Такая зависимость чётко прослеживается на рис.4, где отложена теплопроводность в функции пористости для стеклобазальтов третьей и четвёртой подгрупп, пористость которых изменяется в широких пределах $\varepsilon = (0 \div 34.5)\%$. Эта зависимость может быть описана соотношением:

$$\lambda = 1.62 - 0.024\varepsilon \quad (3)$$

где λ - в [Вт/м·К], а ε - в [%].

Сходное уравнение регрессии приводится в работе [21], но для более широкого интервала теплопроводностей, обеспеченного включением в усреднение как среднезернистых долеритов, так и пород витрокристаллической структуры, и которое имеет следующий вид:

$$\lambda = 1.83 - 0.0184\varepsilon \quad (4)$$

В частности, при $\varepsilon = 34\%$ оно даёт значение $\lambda = 1.2$ Вт/м·К, которое намного больше полученных нами величин теплопроводности ($\lambda = 0.85$ Вт/м·К) для пород с витрофиновой структурой и указанными значениями пористости. По-видимому, описанный в работе подход и соотношение (4) может рассматриваться как первое грубое приближение, что отмечают и сами авторы, а для получения более корректных зависимостей, необходимо проводить анализ в рамках значений λ для пород с близкой структурой и составом. На существенное уменьшение теплопроводности континентальных базальтов с увеличением пористости указывается и в работе [25], авторы которой небезосновательно считают ε главным фактором, влияющим на теплопроводность коллекции базальтов, отобранных в Сирийской Арабской республике.

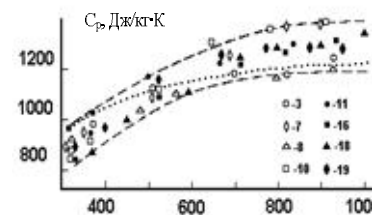


Рис. 3. Типичное поведение теплоемкости базальтов от температуры (базальты Малого Кавказа). Нумерация образцов соответствует [9].

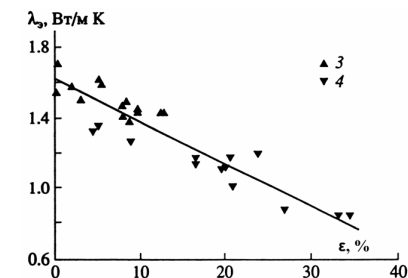


Рис. 4. Зависимость теплопроводности базальтов от пористости.

Уменьшение теплопроводности толеитовых базальтов, в зависимости от пористости, но значительно более слабое, чем в нашем рассмотрении и указанных выше публикациях, наблюдаются и в [19].

Как уже отмечалось, и как следует из табл.1, 2, коллекция эффузивов представлена широким диапазоном изменения содержания стекла в породах, которое также влияет на величину температуропроводности (Рис. 5), а, следовательно, и теплопроводности базальтов. Однако, в отличие от температуропроводности, которая слабо зависит от пористости для групп базальтов сходных по структуре и составу, теплопроводность, как мы только что убедились, является явной функцией пористости. Учитывая, что стекловатые базальты, как правило, более пористые, следует признать, что оба параметра взаимосвязаны и работают в одном направлении.

Это затрудняет независимый анализ поведения теплопроводности от содержания аморфной фазы, так как невозможно, даже из всего банка изученных пород, подобрать представительную коллекцию образцов с одинаковой пористостью и различным содержанием стекла, тем более в пределах близкой по составу и структуре группе базальтов. Неучёт фактора пористости приводит к большим разбросам значений теплопроводности от содержания стекла, даже в пределах структурных групп, и не даёт возможности выявить какую-либо тенденцию. Для преодоления этой трудности и более объективной оценки влияния содержания аморфной фазы на теплопроводность было предпринято теоретическое приведение λ изученных образцов к нулевой пористости с использованием приближения В. Оделевского [26], которое записывается в следующем виде:

$$\lambda_T = \lambda_0 (2 - \varepsilon) / 2(1 - \varepsilon) \quad (5)$$

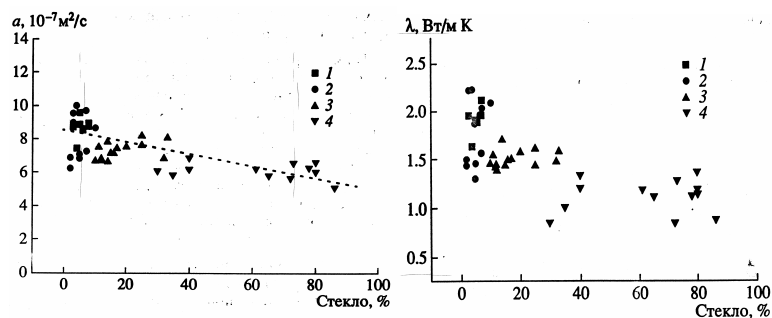


Рис. 5. Температуропроводность базальтов в зависимости от содержания аморфной фазы.

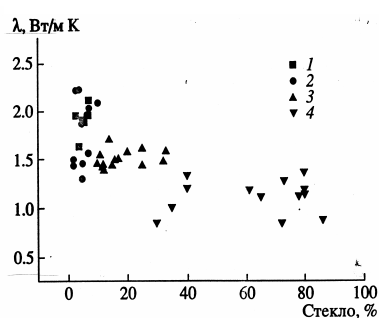


Рис. 6. Теплопроводность λ , базальтов в зависимости от содержания аморфной фазы (без учета влияния пористости).

Усреднённые по подгруппам, результаты такого приведения представлены в табл. 1, 2. Зависимость приведённой к нулевой пористости теплопроводности λ_T от процентного содержания стекла для второй группы базальтов Буве (третьей и четвёртой подгрупп) показана на рис. 7.

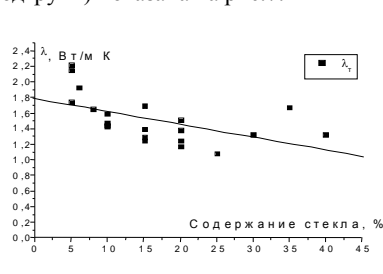


Рис. 8. Расчетная теплопроводность эффузивов Антарктиды в зависимости от содержания стекла.

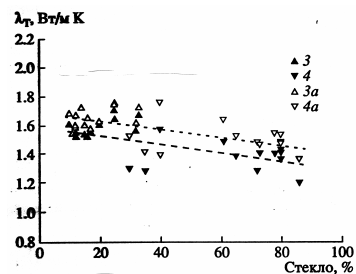


Рис. 7. Влияние содержания стекла на теплопроводность базальтов, приведенную к нулевой пористости: 3а и 4а соответствуют λ_T , рассчитанной по формуле (5); 3 и 4 – по формуле (6).

Там же тёмными значками обозначены результаты экстраполяции теплопроводности на нулевую пористость, осуществлённые по методике, основанной на обнаруженной нами практической независимости температуропроводности от пористости в пределах той или иной структурной группы базальтов, с использованием значений минералогической плотности ρ_s . Действительно, учитывая, что удельная теплоёмкость также не зависит от плотности, можно оценить λ_T , подставляя в формулу Дебая значение минералогической плотности ρ_s , соответ-

ствующее нулевой пористости ($\lambda_T = a \rho_s C_p$). Как видно из табл. 1, 2 и рис. 7, отклонение данных λ_T , оценённых по различным методикам, за исключением трёх образцов, наиболее пористых, не выходит за пределы 10%, что свидетельствует в пользу новой предлагаемой методики.

Приведение теплопроводности к нулевой пористости по этой методике может быть осуществлено и непосредственно по данным экспериментально измеренной теплопроводности λ и минералогической плотности, без привлечения температуропроводности и теплоёмкости. Записывая формулу Дебая для λ_T и λ как:

$$\lambda_T = a_s \rho_s C_p; \quad \lambda = a_s \rho_0 C_p, \quad (6)$$

полагая $a_s = a$ и, поделив первое выражение на второе, получим искомое соотношение:

$$\lambda_T = \lambda_s \rho_s / \rho_0 \quad (7)$$

Как следует из рис. 6, для стеклбазальтов намечается слабая тенденция уменьшения теплопроводности с ростом содержания стекла. При изменении содержания аморфной фазы от 10 до 86%, теплопроводность уменьшается на 10÷15%. Такая слабая зависимость λ от содержания стекла для изученного ряда пород вполне объяснима, поскольку основной породообразующий минерал базальтов - плагиоклаз, имеет, как уже подчёркивалось, при нормальных температурах такие же низкие значения тепло- и температуропроводности, как и обсидиан. И только замещение тёмноцветных минералов, которые присутствуют в породе в виде кристаллов и, отнюдь не доминируют в количественном отношении, может привести к снижению a и λ .

Аналогичный результат получен нами и при изучении тепловых свойств базальтов Малого Кавказа [9] и эффузивов Антарктиды. Согласно данным этой работы, изменение содержания аморфной фазы до 90% от полностью раскристаллизованных базальтов даёт уменьшение a и λ на 15-20%. Зависимость приведенной к нулевой пористости теплопроводности λ_T от процентного содержания аморфной фазы для Антарктической группы эффузивов показана на рисунке 8. Для этой группы образцов зависимость несколько более крутая, чем для базальтов Буве, но возможно это связано с погрешностями, вызванными недостатком статистического материала, особенно в области высоких содержаний аморфной фазы.

В заключение вернемся к обсуждению температурного поведения теплопереносных характеристик эффузивных пород. На рисунке 9 представлены типичные зависимости теплопроводности некоторых образцов базальтов Малого Кавказа в интервале температур 300-1000К [9].

В отличие от температуропроводности, которая хотя и слабо, но все-таки уменьшается с ростом температуры, проявляя затем слабую тенденцию к возрастанию, начиная с температур $\sim 800-900\text{K}$, теплопроводность изученных кристаллических и аморфно-кристаллических базальтов обнаруживает либо завидное постоянство, либо незначительный рост, особенно в той же высокотемпературной области. Такое поведение λ , особенно для полнокристаллических базальтов, казалось бы, явно противоречит выводам теории теплопроводности твердых тел, согласно которой на изученном диапазоне температур эта тепловая характеристика должна уменьшаться по закону, близкому к гиперболической зависимости ($\lambda \sim 1/T$). Однако, на самом деле, никакого противоречия здесь нет.

Теория построена для идеального кристаллического диэлектрика, а мы имеем дело с поликристаллической породой, зерна которой сложены многоатомными минералами далекими от идеальности, поскольку в узлах решетки находятся частицы с различным атомным весом и с различной способностью к взаимодействию. Все это создает в кристаллическом пространстве значительные флуктуации масс и упругих констант, активно рассеивающих упругие волны смещений, переносящих тепловую энергию. Рассеивают также и границы зерен. Как показано в [10], это приводит к тому, что эффективная длина свободного пробега фононов в минерале (породе) уже при комнатной температуре сравнима с ее минимальным значением, которое не может быть меньше удвоенного расстояния между ближайшими элементами в структуре ($\sim 3.5\text{Å}$). Для основного породообразующего минерала – базальтов плагиоклаза, как уже упоминалось, $l_{эфф} = (6\div 7)\text{Å}$ и для большинства широко распространенных в веществе Земли минералов достигает минимума при $T \approx 1000\text{K}$.

Отсюда и слабое убывание температуропроводности базальтов с температурой и практическое постоянство теплопроводности, поскольку согласно соотношению Дебая $\lambda = \alpha C_p \rho$, уменьшение температуропроводности компенсируется температурным ростом теплоемкости C_p . Несколько иное поведение с ростом температуры обнаруживает теплопроводность аморфных эффузивов – вулканических стекол, отобранных также из района Малого Кавказа (Рисунок 10).

Налицо четкий рост λ на всем температурном интервале исследований, который становится особенно интенсивным, начиная с температуры свечения (500–600K). Это свидетельствует о том, что в обсидианах, начиная с указанных температур, начинает работать лучистый (радиационный) теплоперенос, вызывая резкий рост эффективной теплопроводности по закону близкому к T^3 . Действительно, Росселандом [27] для радиационной теплопроводности серой неограниченной среды получено выражение:

$$\lambda_p = \frac{16 n^2 \sigma T^3}{3 \alpha}, \quad (7)$$

где n и α – коэффициенты преломления и поглощения электромагнитного (светового) излучения в веществе; σ – постоянная Стефана-Больцмана; T – абсолютная температура. Эта формула позволяет грубо оценить среднюю длину свободного пробега фотонов в обсидианах. Как следует из рисунка 9, минимальный вклад λ_r в теплопроводность изучаемых вулканических стекол при $T=900\text{K}$ составляет $\sim 0.8\text{ Вт/м}\cdot\text{К}$.

Действительно, согласно выводам работы [29], где анализируется зависимость фотонного теплопереноса от оптической толщины слоя aL , роль степени черноты стенок перестает быть заметной, начиная с $aL \approx 4-5$ (L – толщина слоя).

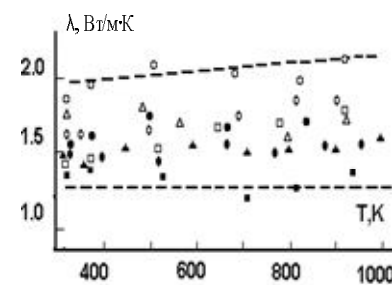


Рис. 9. Зависимость теплопроводности базальтов Малого Кавказа от температуры

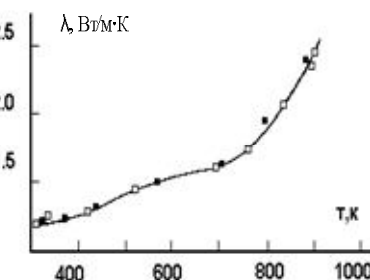


Рис. 10. Температурное поведение теплопроводности вулканических стекол (обсидианы, Малый Кавказ)

Толщина исследуемых нами образцов обсидианов $\sim 0.5\text{см}$. Учитывая полученное значение для коэффициента поглощения, можно констатировать, что указанное соотношение выполняется и, таким образом, средняя длина свободного пробега фотонов в образце достигает рассчитанного значения 0.1см , обеспечивая значительный вклад радиационной составляющей в эффективную теплопроводность обсидианов, что и наблюдается в эксперименте. Возникает законный вопрос: почему теплопроводность и температуропроводность аморфно-кристаллических пород с большим содержанием стекла, приведенные на рис.9, 11 при повышении температуры, в отличие от поведения тех же параметров для обсидианов (рис. 10, 12) не испытывают такого подъема в этой области температур? Чем образцы с 80-90% содержанием вулканического стекла отличаются в этом отношении от собственно стекол?

Одно из объяснений, которое не противоречит фактам, заключается в следующем. Петрографический анализ, проведенный для образцов обсидианов и базальтов, показал, что стекло в базальте существенным образом отличается от стекла обсидианов. В нем обнаруживается огромное количество едва различимых в микроскоп зачатков кристаллов (кристаллитов), которые вместе с зернами кристаллической фазы рассекают основную массу стекла на тонкие прослойки толщиной $< 0.01\text{см}$. Если учесть теперь, что толщина прослоек стекла в базальтах, по крайней мере, на порядок меньше, чем толщина образцов обсидианов, а необходимая толщина слоя L для исключения роли степени черноты стенок должна быть хотя бы на половину порядка больше ($aL \approx 4-5$), то становится понятным отсутствие в них эффекта.

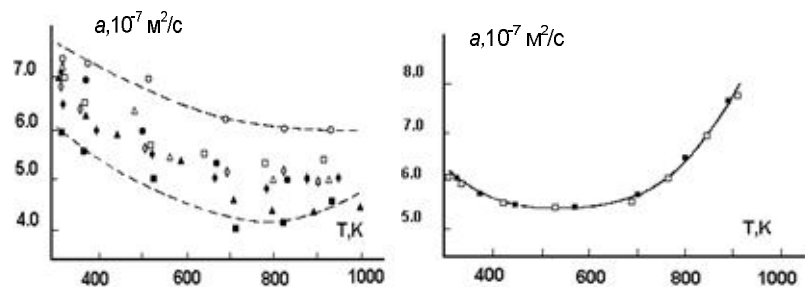


Рис. 11. Зависимость температуропроводности базальтов от температуры (базальты, Малый Кавказ).

Рис. 12. Температурное поведение температуропроводности обсидианов (обсидианы Малого Кавказа).

Таким образом, средняя длина свободного пробега фотонов не может быть в такой среде больше характеристической толщины прослоек даже при малом коэффициенте поглощения α в веществе прослоек, ибо границы их эффективно рассеивают кванты электромагнитной энергии.

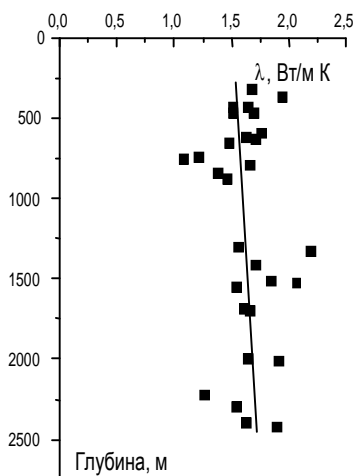


Рис. 13. Распределение теплопроводности базальтов в скважине СД-24 Сибирской платформы с глубиной.

Другими словами, излучение не реализует всех своих возможностей и вклад его в эффективную теплопроводность тем меньше, чем тоньше слой.

Принимая во внимание все сказанное выше, можно сделать вывод о, том что на глубинах залегания океанической и континентальной коры температурный эффект изменения теплопроводности эффузивных кристаллических и аморфно-кристаллических пород и, прежде всего, базальтов, должен быть незначительным.

В подтверждение сказанного на рис.13 приведено построенное нами по результатам эксперимента усредненное распределение теплопроводности по глубине в опорной скважине СД-24 Северо-Западной части Сибирской платформы, сложенной эффузивами [30]. Небольшое возрастание теплопроводности с глубиной коррелирует с уменьшением средней пористости и частично, с уменьшением аморфной фазы в исследованных образцах базальтов Норильска.

Заключение

1. Среди магматических пород эффузивы обладают наиболее низкими значениями теплопроводности и температуропроводности, средние рекомендуемые значения которых при комнатных температурах $\bar{\lambda} = 1.6 \frac{Bm}{m \cdot K}$ и

$\bar{a} = 7.5 \cdot 10^{-7} \frac{m^2}{c}$, соответственно. Такие низкие значения определяются как

минеральным составом породы (доминируют низко теплопроводные каркасные силикаты), так и структурой (наличие аморфной фазы, тонкозернистость кристаллической фазы). Первый структурный фактор уменьшает среднюю длину свободного пробега фотонов, а второй – среднюю скорость их распространения в менее упругой межзерновой среде, объем которой растет с уменьшением размера зерен породы.

2. Вариации теплопереносных параметров вулканитов связаны, в основном, с изменением структурных и текстурных факторов (степень раскристаллизации, размер зерен, пористость). В отличие от температуропроводности, которая для однотипных по структуре и составу эффузивных пород, практически не зависит от пористости в изученном диапазоне значений $\varepsilon=(0\div 34\%)$, коэффициент теплопроводности линейно уменьшается с увеличением пористости.

3. Удельная теплоемкость эффузивных пород, будучи аддитивной характеристикой минерального состава не зависит от структурно-текстурных факторов породы и может быть принята постоянной, равной $C_p \approx 770$ Дж/кг·К при комнатной температуре с точностью до ошибки измерений (5-7%).

4. На глубинах залегания океанической и континентальной коры температурный эффект изменения теплопроводности эффузивных полнокристаллических и аморфно-кристаллических пород даже с большим содержанием аморфной фазы (до 80-90%) может быть признан незначительным. Слабое уменьшение температуропроводности этих пород с ростом температуры компенсируется увеличением теплоемкости, а рассеяние фотонов на стенках тончайших прослоек стекла в породе сводит к минимуму возможный вклад электромагнитного переизлучения

Литература

1. Петрунин Г.И., Попов В.Г., Ладыгин В.М. Тепловые свойства базальтов тростянного сочленения Буве и их связь с петрофизическими характеристиками. *Физика Земли*. №6, 2001, с. 3-13
2. Юрчак Р.П., Ткач Г.Ф., Петрунин Г.И. Об измерении теплопроводности методом периодического нагрева. *ТВТ*, т.8, №4, 1970, с.856-858.
3. Петрунин Г.И., Юрчак Р.П. Установка для измерения теплопроводности минералов методом плоских температурных волн. *ТВТ*, №3, 1970, с.622-626.
4. Петрунин Г.И., Юрчак Р.П. Учет влияния теплообмена при измерении теплопроводности методом плоских температурных волн. *Вестник Моск. Ун-та. Сер. Физика и астрономия*, №5, 1971, с.613-614.
5. Юрчак Р.П., Петрунин Г.И., Эль-Шаркави, Попов В.Г. Техника и методика высокотемпературного эксперимента по определению комплекса теплофизических характеристик горных пород и минералов. *Физические процессы горного производства. Межвузовский сборник*. Л., выпуск 2, 1975, с.19-22.
6. Попов В.Г., Петрунин Г.И., Нестеров А.Г. Установка для измерений теплопроводности и теплоемкости горных пород и минералов в интервале температур 300-1000К. Рукопись депонирована в ВИНТИ, №4744-81 Деп., М., 1981, 29 с.
7. Петрунин Г.И., Попов В.Г. Метод и аппаратура высокоточных измерений теплофизических характеристик океанических осадков. *Физика Земли*, № 11, 1994, с. 78-85.
8. Петрунин Г.И., Юрчак Р.П., Ткач Г.Ф. Теплопроводность базальтов при температуре 300-1200К. *Физика Земли*, №2, 1971, с. 65-68.
9. Мегахед А., Петрунин Г.И., Попов В.Г., Ладыгин В.М. Тепловые характеристики эффузивных пород Малого Кавказа. *Изв. АН СССР, Физика Земли*, №12, 1985, с.81-87.
10. Петрунин Г.И., Попов В.Г. Особенности температурного поведения решеточной теплопроводности минерального вещества Земли. *Физика Земли*, № 7-8., 1994, с. 35-41.
11. Магницкий В.А., Петрунин Г.И., Юрчак Р.П. Поведение теплопроводности некоторых полевых шпатов и плагиоклазов при температурах 300-1200К. *ДАН СССР*, т. 199, №5, 1971, с.1058-1060.
12. Petrunin G.I. On the features of mechanism of a conductive heat transfer in the rock-forming minerals Proceedings of the International Conference "The Earth's the field and related research methods". Moscow, 1998, p.195-198.
13. Петрунин Г.И., Попов В.Г., Ильин И.А. Изучение особенностей кондуктивного теплопереноса в плагиоклазах. *Физика Земли*. №9, 2004, с. .
14. Петрунин Г.И., Попов В.Г. О фоновой теплопроводности и ее поведении на границах раздела в верхней мантии. *Изв. АН СССР, сер. Физ. Земли*, № 6, 1983, с. 87-92.
15. Попов В.Г., Петрунин Г.И., Ладыгин В.М., Пугина Л.М., Фролова Ю.В. Связь параметров теплопереноса со степенью консолидации в базальтовых гиа-локластических туфах. *Геофизика XXI столетия: 2006 год. Сборник трудов* Вось-

- мых геофизических чтений имени В.В. Федынского (2 - 4 марта 2006 г., Москва). Москва. Научный Мир. 2007. с. 433 - 438.
16. Петрунин Г.И., Попов В.Г., Сосков А.В. Исследование влияния процессов эволюции жидкой и газовой фаз в пробах океанических осадков на результаты измерения теплового потока Тр. I-ой Всероссийской конф. «Взаимодействие в системе литосфера-гидросфера-атмосфера». М, МГУ, 1996, с.73-74
17. Петрунин Г.И., Попов В.Г., Сосков А.В. Теплопроводность трехфазных зернисто-пористых сред *Физика Земли*. №1. 1999, с. 47-52.
18. Петрунин Г.И. Связь теплоемкости породообразующих минералов со средним атомным весом. *Вестник Моск. Ун-та. Сер. 3. Физика. Астрономия*. Т. 22, №4, 1981, с.66-68.
19. Тиморева С.В. Теплопроводность базальтов. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М., "Наука", 1979, с.117-122.
20. Волкова Н.А., Веселов О.В., Кочергин А.А. Теплопроводность горных пород Охотоморского региона. *Геофизические поля переходной зоны Тихоокеанского типа*, 1981, с. 44-50.
21. Drury M.J., Allen V.S., Jessop. The measurement of thermal diffusivity of rock cores. *Tectonophysics*, 103, 1984, p. 321-333.
22. Кобелев В.П., Кутас Р.И. Теплопроводность донных отложений и тепловые потоки шельфа Гвинейского сектора Атлантического океана. В сб. *Проблемы геофизики океанского дна*. Т. II, Москва, 1987, с. 96-97.
23. Петрунин Г.И., Попов В.Г. Тепловые свойства вещества литосферы. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, №10, 1985, с. 63-70.
24. Кобранова В.Н. Физические свойства горных пород. М.Ю., Гостехиздат, 1962, с.458-461.
25. Мазад Ш., Соловьев Г.А., Попов Ю.А. Физические свойства вулканических шлаков и базальтов Сирийской Арабской Республики. *Ред. колл. журн. Известия высших учебных заведений, раздел Геология и разведка, рукопись деп. в ВИНТИ*. №2477-83. М. 1983, 6с.
26. Оделевский В.И. Расчет обобщенной проводимости гетерогенных систем. *ЖТФ*, т.21. вып.6. 1951, с.667-685.
27. Росселанд С. *Астрофизика на основе теории атома*. М.- Л., ОНТИ, 1936, 302 с.
28. Clark S.P. Transfer in the Earth's mantle. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 38, № 5, 1957, p. 931-938.
29. Филиппов Л.П. Исследование теплопроводности жидкостей. *Изд-во Московского университета*, 1970, 239 с.
30. Попов В.Г., Петрунин Г.И., Дзугутов Д.В., Ладыгин В.М. Тепловые и петрофизические характеристики базальтов Норильска. *Геофизика XXI столетия: 2002 год. Сборник трудов Четвертых геофизических чтений имени В.В. Федынского* (28 февраля -02 марта 2002 г., Москва), Москва, Научный Мир, 2002, с.426-431.

КУРЕНИЕ И РАК

Петрусевич Ю.М., Берловская Е.Е.

Проблема здоровья в нашей стране обостряется с каждым годом. Среди различных болезней первое место сейчас занимают сердечно-сосудистые и онкологические заболевания. Одной из важнейших причин их роста является значительное увеличение числа курильщиков, среди которых резко возрос процент молодых людей. Аналогично тому, как ионизирующее излучение при определенной дозе вызывает у людей лейкоз, так и определенная доза канцерогенных веществ, образующихся при курении приводит к возникновению различных видов рака и прежде всего рака легкого. По данным статистического исследования проведенного в США и Великобритании среди людей начавших курить в подростковом возрасте погибли более 25 процентов не достигнув пенсионного возраста. При этом наблюдалось укорочение их жизни на 10-15 лет.

Табак и табачный дым содержат более 3000 химических соединений, более 60 из которых являются канцерогенными, то есть способными повредить генетический материал клетки и вызвать рост раковой опухоли. По данным исследований более 90% смертных случаев от рака легкого и около 30% всех смертных случаев от рака вызваны употреблением табака. От рака легкого умирает в мире больше людей, чем от какого-либо другого вида рака. На ранних стадиях и иногда даже позже рак легкого может никак не проявляться. Но когда обнаруживаются его признаки, болезнь часто оказывается сильно запущенной, поэтому, в отличие от некоторых других видов рака, рак легкого обычно приводит к летальному исходу. Так в течение 1 года после выявления рака легкого умирает 66% мужчин и 62% женщин, а в течение 5 лет - 85% мужчин и 80% женщин. Риск рака легкого тем выше, чем больше сигарет выкуривают за день, чем дольше курят, чем больше количество вдыхаемого дыма, а также чем выше содержание смол и никотина в сигаретах. Следует отметить, что выявляемость рака легкого на ранних стадиях в бывшем Советском Союзе была одной из самых высоких в мире, благодаря ежегодным флюорографическим исследованиям. Периферическую опухоль легкого при флюорографии можно обнаружить даже на первой стадии (опухоль до 1 см)!

Курение также вызывает рак горла, рта, языка, губ, гортани, зева, мочевого пузыря, почек и поджелудочной железы. Установлена связь между курением и некоторыми другими видами рака, включая рак желудочно-кишечного тракта, молочной железы и шейки матки. В литературе приводятся следующие данные о корреляции между употреблением табака и возникновением различных видов раковых заболеваний: 1. Рак легких, трахеи и бронхов (85%). 2. Рак гортани (84%). 3. Рак ротовой полости, включая губы и язык (92%). 4. Рак пищевода (78%). 5. Рак поджелудочной железы (29%). 6. Рак мочевого пузыря (47%). 7. Рак почек (48%).

Во всем мире значительное внимание уделяется и проблеме пассивного курения. Исследование феномена "пассивное курение" проведено во Франции, США и в других странах. Представляет интерес определение дозы вдыхаемых при пассивном курении составных частей дыма. J. Repace и A. Lowrey (1980) приводят следующие данные по вдыхаемой дозе (мг) различных ингредиентов табачного

дыма при активном и пассивном курении (активный курильщик (1 сигарета)/пассивный курильщик (1 ч)):

Угарный газ 18,4/ 9,2

Оксид азота 0,3/ 0,2

Альдегиды 0,8/ 0,2

Цианид 0,2/ 0,005

Акролеин 0,1/ 0,01

Твердые и жидкие вещества 25,3/ 2,3

Никотин 2,1/ 0,04

Приведенные данные свидетельствуют о том, что пассивный курильщик, находясь в помещении с активными курильщиками в течение одного часа, вдыхает такую дозу некоторых газообразных составных частей табачного дыма, которая равносильна выкуриванию половины сигареты. Особенно большой вред приносит оксид углерода, который, проникая через легкие в кровь, прочно соединяется с гемоглобином, препятствуя доставке кислорода тканям. Доза вдыхаемых твердых частиц, в том числе смолы, несколько меньше и соответствует выкуриванию 0,1 части сигареты. J. Repace и A. Lowrey пришли к заключению, что некурящие в настоящее время вдыхают до 14 мг высококанцерогенных веществ, содержащихся в табачном дыме, с задержкой их в легких в течение 70 дней. Канцерогенные вещества отличаются от других ядов тем, что отдельные частичные дозы суммируются практически без потерь до достижения критических пороговых величин. Вследствие такого суммационного действия канцерогенов нет так называемых МАК-величин (максимально допустимые на рабочем месте концентрации), и задача состоит в их полном удалении. Особого внимания в этом отношении заслуживают канцерогенные нитрозамины. В побочной струе табачного дыма концентрации летучих нитрозаминов в 50-100 раз выше, чем в основной струе. Наиболее опасным из этих соединений является диметилнитрозамин. Ни один вид животного не может противостоять его канцерогенному действию. В основном он поражает печень и легкие.

Биофизические исследования на животных (мыши и крысы) показали, что однократная доза в несколько миллиграмм таких канцерогенов как 20-МХ или 3,4БП вызывает 100% рак у этих животных. Наши исследования также показали, что защита от образования злокачественных опухолей возможна, если до получения канцерогена животные имели корм обогащенный витаминами А и Е. Объяснение этому также было получено. Указанные витамины тормозят процесс разрушения биологических клеточных мембран по механизму цепных свободнорадикальных реакций, а также препятствуют накоплению в клетках печени высокотоксичного продукта, образованного из канцерогена при его метаболизме. Это соединение аналогично образующемуся при действии ионизирующей радиации и также как в случае лучевой болезни требуется определенная критическая доза и определенное время накопления токсического соединения, когда начинается лейкоз или другой вид рака. Поэтому понятно, что курильщики набирают дозу канцерогена как за счет интенсивности курения, так и за счет продолжительности многолетнего курения.

G. Grimmer и соавт. (1977) обнаружили при курении в комнате площадью 36 м² увеличение содержания в воздухе полициклических ароматических углеводородов, концентрации угарного газа. Специалисты подсчитали, что пребывание в те-

чение 8 ч в закрытом помещении, где курят, приводит к воздействию табачного дыма, соответствующего курению более 5 сигарет. В настоящее время доказано, что пассивное курение является важным фактором риска развития рака легкого. При этом установлена статистически достоверная зависимость от времени пребывания в накурённых помещениях, поскольку побочный поток дыма содержит более высокую концентрацию канцерогена диметилнитрозамина, чем главный поток, вдыхаемый активным курильщиком. Проблема пассивного курения обострилась, когда Т. Нигауама (1982) представил данные о 14-летнем исследовании 91540 некурящих японок в отношении показателей стандартизированной смертности от рака легкого в зависимости от курения их мужей. Женщины, мужья которых курили меньше пачки сигарет в день или более пачки, демонстрировали соответственно риск развития рака легкого в 1,5 и 2 раза больше, чем женщины, мужья которых не курили. Этот риск повышался до 4,6 для жен сельскохозяйственных рабочих в возрасте от 40 до 58 лет, куривших более пачки сигарет в день. Примерно аналогичные результаты были получены в заказанном Министерством здравоохранения Греции 5-летнем ретроспективном исследовании более чем 300 гречанок. Оказалось, что у некурящих женщин, мужья которых выкуривали до 20 сигарет в день, риск развития рака легкого составил 2,4, а при выкуривании более 20 сигарет в день - 3,4 по сравнению с женами некурящих мужчин. Кноф А. и соавт. (1983), обследовав больных бронхокарциномой в ФРГ, установил, что 61,5% заболевших женщин сами не курили, но находились в атмосфере табачного дыма в домашних условиях. Исходя из этого авторы делают вывод о связи развития бронхокарциномы у женщин с пассивным курением. Характерно, что вероятность заболевания раком легкого у женщин резко увеличивается, если они сами курят хотя бы по 2-3 сигареты в день. Риск развития рака легкого у детей зависит от курения их родителей, причем большее влияние при этом оказывает курение матери. Обобщение результатов различных исследований о влиянии пассивного курения на развитие рака легкого проведено Е.Л. Wynder и М.Т. Goodman (1983).

Следует также помнить исторический опыт США, когда после окончания второй мировой войны резко возросло число курильщиков, что за десятилетие увеличило почти на порядок число онкологических больных (диаграмма). Это вынудило правительство принять закон о запрете курения в общественных местах, включая университеты. Такая мера оказалась вполне оправданной, так как примерно через десятилетие количество онкологических больных с диагнозом рак легкого заметно уменьшилось. Это позволило стране сохранить сотни тысяч трудоспособного населения.

На представленной диаграмме приведено число выявленных больных раком легкого в США в различные годы, что хорошо иллюстрирует корреляцию между распространенностью данного заболевания и принятыми в обществе мерами по запрету курения в общественных местах. Последнее обстоятельство является основным аргументом самого жесткого запрета курения в общественных местах и в нашей стране.

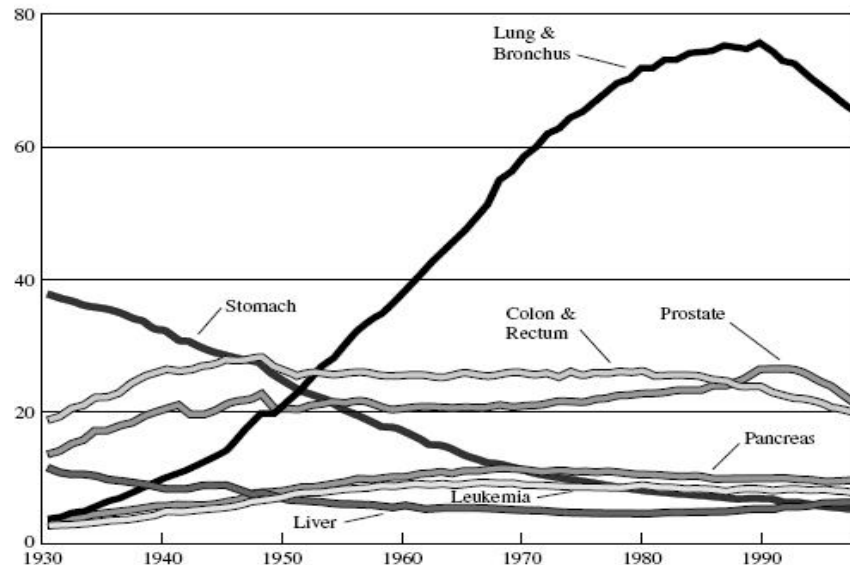


Диаграмма. Динамика числа выявленных случаев онкозаболеваний в США на 100 тыс. населения.

Source: US Mortality Public Use Data Tapes 1960-1998, US Mortality Volumes 1930-1959, National Center for Health Statistics, Centers for Disease Control and Prevention, 2001.

American Cancer Society, Surveillance Research, 2002.

Литература

1. Радбиль О. С., Комаров Ю. М. Курение. М.: Медицина, 1988.
2. Прохоров В. А. Влияние курения на секреторную и моторную функции желудка // Труды Смоленского мед. ин-та. Смоленск, 1958. С. 251-266.
3. Стойко А. Г. Хронический никотинизм (табакокурение) и его лечение. М.: Медгиз, 1958.
4. Стрельчук И. В. Клиника и лечение наркоманий. М.: Медгиз, 1956.
5. Путрусевич Ю.М. Физика и биофизика рака. Сб. Медицинская физика. М., 2002.
6. Путрусевич Ю.М. Молекулярные основы физики и биофизики рака. Сб. Медицинская физика. М., 2006.
7. <http://sigarets.ru/nauka>

УЧЕБНО-НАУЧНЫЙ ПОЛИГОН «ВОЛГОВЕРХОВЬЕ»

Пирогов Ю.А.¹, Тищенко А.П.², Тищенко Д.А.¹

Московский Государственный Университет им. М. В. Ломоносова¹
Тверской Государственный Университет²

Введение

Учебно-научный полигон «Волговерховье» создавался по инициативе Тверского и Московского государственных университетов при поддержке Правительства Москвы с целью проведения фундаментальных и прикладных научных исследований по моделированию природно-антропогенных геосистем.

Одной из основных задач данного проекта являлось обеспечение студентов обоих университетов базой практических занятий и междисциплинарных научных исследований в области геоэкологии и экологической физики.

В настоящее время на полигоне развернут комплекс научно-исследовательской аппаратуры, включающей универсальный набор метеорологического, гидрологического, геофизического, термометрического, радиофизического и геохимического оборудования, созданы уникальные инженерно-технические сооружения для проведения непрерывных в течение годового природного цикла измерений различных физико-химических параметров атмосферы, гидросферы, биосферы, литосферы.

В процессе создания полигона привлекались средства Федеральной программы «Сохранение природного и культурного наследия Великого Водораздела»; гранта Фонда «Открытое Общество» (проект «Экологическое воспитание, просвещение и образование»); Международной программы «Inco-Sopernicus» (проект «Леса Волги» при участии Геттингенского университета, Германия); гранта Мэрии Москвы «Водораздел»; гранта Министерства образования РФ «Создание региональной геоинформационной системы Волговерховья»; гранта РФФИ «Использование космических съемок для оценки чрезвычайных ситуаций».

1. Геоморфологическое описание территории полигона «Волговерховье»

Выбор места для учебно-научного полигона определялся уникальным географическим положением территории Волговерховья и исключительной экологической ее значимостью. Район «Волговерховье» располагается в центральной части Валдайской возвышенности, где находится водораздел бассейнов крупнейших европейских рек: Волги, Западной Двины, Днепра и левых притоков Невы, которые определяют во многом экологическую обстановку на большей части Европейской территории Российской Федерации (Главный Водораздел Русской Равнины). Природный комплекс характерен для всей средней полосы России. Район имеет особенности геологического и геоморфологического строения, влияющие на экологическую обстановку.

Учебно-научный полигон «Волговерховье» обеспечивает с 1995 года проведение учебных практик студентов и работ аспирантов Тверского и Москов-

ского госуниверситетов по специальностям геоэкология и физические методы геоэкологического мониторинга.

Территория Волговерховья расположена в пределах крупной тектонической структурной единицы - древней Русской платформы. Фундамент Русской платформы начал формироваться в архейскую и протерозойскую эры. Позднее формирование фундамента сопровождалось различными тектоническими движениями: горообразованием и разрушением гор, образованием глубоких рифтовых впадин, нашествием и трансгрессией моря. В результате этого в палеозое и мезозое древние кристаллические породы были перекрыты мощным осадочным чехлом, а структурная поверхность фундамента расчленена глубокими впадинами (палеорифтами).

Осадочный чехол Волговерховья сложен девонскими и каменноугольными отложениями. Девонские и большая часть среднекаменноугольных отложений представлены преимущественно карбонатными породами (доломитами, известняками, мергелями). Нижнекаменноугольные, частично среднекаменноугольные отложения представлены терригенными породами - глинами, песками, алевролитами.

Четвертичный период ознаменовался широким развитием покровных оледенений, которые существенно преобразовали территорию, перекрыв коренные породы толщей ледниковых и водно-ледниковых пород.

В результате событий четвертичного времени на территории сформировались такие типы рельефа, как моренно-эрозионные равнины московского возраста, моренные равнины московского и валдайского возраста, моренно-водно-ледниковые равнины московского и валдайского возраста, водно-ледниковые равнины валдайского возраста, озерно-водно-ледниковые равнины московского и валдайского возраста, древнеаллювиальные (надпойменно-террасовые) равнины, голоценовые, древнеаллювиально-водноледниковые, древнеаллювиальные и аллювиальные равнины (долины малых рек и ручьев) валдайские и голоценовые.

Древние морфоструктуры и морфоскульптуры Московского и Валдайского оледенений и связанные с ними природные процессы предопределили образование современных ландшафтов верхней Волги.

Минерально-сырьевые ресурсы Волговерховья представлены естественными, в основном, строительными материалами. Это глины, карбонатные породы, песчано-гравийные материалы, строительные пески, которые разрабатываются карьерным способом.

Характерен равнинный рельеф, где возвышенные всхолмленные участки моренных равнин и гряд сочетаются с обширными волнистыми водно-ледниковыми или плоскими озерно-ледниковыми и аллювиальными низинами.

Основная черта рельефа Волговерховья - моренные холмы, расположенные группами и в одиночку. Гряды, возвышенности, поднятия Волговерховья чередуются с низменностями, которые сопровождают долины рек.

Климат здесь определяется совокупностью трех факторов:

1. Географическое положение, определяющее количество и режим поступления энергии от Солнца.

2. Циркуляция атмосферы, характеризующая перенос различных воздушных масс, атмосферных фронтов, циклонов и антициклонов через территорию региона.

3. Условия подстилающей поверхности (рельеф, растительность, степень увлажнения территории и т.п.) – факторы, которые обусловили формирование в Волговерховье умеренно-континентального климата.

Реки бассейна Волговерховья по условиям питания и режиму относятся к восточно-европейскому типу, для которого характерны высокое весеннее половодье, низкая летняя межень с отдельными подъемами уровней при выпадении дождей и низкая зимняя межень.

Все реки бассейна имеют смешанный характер питания: это талые снеговые воды (более 50%), дождевые (15-20%) и грунтовые (25-35%). Главная река региона - Волга. В пределах данной территории ее длина составляет 95 км, площадь бассейна 3412 км². Она вытекает едва заметным ручейком из ключа на болоте недалеко от селения Верхневолжье Осташковского района. До плотины, построенной в 1843 году, рядом с поселком Селище Волга протекает через озера Стерж, Вселуг, Пено, Верхнее Волго и Нижнее Волго и является по существу протоком, соединяющим озера.

Волговерховье расположено в северо-западной части Московского артезианского бассейна, представляющего собой сложную систему водоносных горизонтов и комплексов. Подземные воды приурочены к каменноугольным и девонским отложениям, по химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным кальциевым.

Территория Волговерховья богата озерами. Большинство из них имеет ледниковое происхождение. Озера Стерж, Вселуг, Пено, Верхнее и Нижнее Волго находятся в подпоре верхневолжской плотины и составляют Верхневолжское водохранилище.

Неотъемлемой частью ландшафта бассейна Волговерховья являются болота, которые распространены практически по всей территории. Поэтому Волговерховье обладает богатыми запасами торфа. Для территории характерны подзолистые, дерновые, дерново-подзолистые, болотные почвы и почвы речных пойм.

Основные почвообразующие породы: моренные валунные суглинки и супеси; пески, принесенные водно-ледниковыми потоками; глины, отложившиеся на дне послеледниковых озер; безвалунные покровные суглинки, а также разнообразные аллювиальные отложения.

Наибольшее распространение в Волговерховье имеют дерново-подзолистые почвы. Они занимают наиболее дренированные водоразделы и склоны холмов; формируются на любых материнских породах под разнообразной лесной растительностью с густым мохово-лишайниковым или травяным покровом.

Большую долю в почвенном покрове Волговерховья составляют болотные почвы (верховые, низинные и переходные).

Вдоль рек распространен еще один вид почв - пойменные или аллювиальные. В целом характерной чертой региона является комплексность почвенного покрова, т.е. сочетание почв разной степени оподзоленности и заболоченности, а также разного механического состава.

Территория расположена в лесной зоне, в подзоне южной тайги, переходящей на юг в смешанные широколиственные леса. Леса - основной тип растительности данного региона.

Типичны еловые леса, состоящие преимущественно из формации ели европейской, изредка ели сибирской. Они занимают выравненные участки или понижения рельефа с суглинистыми или супесчаными плодородными почвами нормального увлажнения. Еловые леса представлены всеми основными группами: зеленомошными (надпочвенный покров образуют зеленые мхи - гилокоми, плеврочий, дикранум, кукушкин лен и др.); чернично-зеленомошными (добавляется черника); зеленомошно-брусничными (в надпочвенном покрове преобладает брусника со значительной долей зеленых мхов) и кисличными (в травяно-кустарничковом покрове доминирует кислица и ряд других таежных видов: седмичник европейский, линнея северная, майник двулистный и др.).

Другим типом коренных лесов являются сосняки. Они представлены сходными типами, наибольшее распространение имеют сосняки зеленомошные. Встречаются также сосняки сфагновые, которые приурочены к заболоченным участкам.

Территория пока еще является достаточно облесенной. Однако интенсивные антропогенные воздействия сильно изменили растительный покров региона. Резко уменьшилось количество коренных типов еловых и широколиственных лесов, во многих случаях они сменились производными смешанными и мелколиственными лесами, зарослями кустарников. С 1990 г. резко увеличились вырубки, часты пожары; негативное воздействие также оказывают осушительные мелиорации верховых болот, проводившихся с 60-х годов прошлого столетия. Поэтому в настоящее время резко встает проблема восстановления коренных еловых лесов и повышения их продуктивности.

Животный мир Волговерховья типичен для подзоны южной тайги. Он сформировался в результате заселения различными животными, проникшими сюда из соседних территорий. Из европейских видов здесь обитают зеленый дятел, зеленушка, черный хорь; типичные таежные виды представлены трехпалым дятлом, глухарем, рябчиком, снегирем, белкой-летягой, зайцем - беляком.

Из насекомоядных обитают: еж обыкновенный, крот обыкновенный; из грызунов: белка, рыжая европейская полевка. Фоновыми видами хищных млекопитающих являются лесная куница, европейская норка, ласка, бурый медведь, рысь, лисица и волк. На территории района встречаются лось, кабан. Чрезвычайно богата орнитофауна. По берегам водоемов много земноводных и пресмыкающихся. Волговерховье является одним из немногих регионов Европы, где находятся гнездовья орла-беркута (около 30 особей).

2. Антропогенные факторы влияния на экологию региона

Промышленность региона представлена прежде всего предприятиями, использующими местные природные ресурсы - лесные, минерально-строительные, торф. Кроме того, имеется ряд предприятий пищевой промышленности, перерабатывающей сельскохозяйственное сырье.

Значительный объем промышленных запасов древесины сосредоточен в Пеновском районе, где занимаются заготовкой и переработкой древесины.

Местные минеральные ресурсы использует комбинат строительных материалов в поселке Селище.

Из предприятий агропромышленного комплекса большая часть связана с местной сырьевой базой - молокозаводы и маслозаводы, мясокомбинат, консервный завод и льнозавод.

Экономические связи с другими областями обеспечивает, прежде всего, железнодорожный транспорт. Через Пено проходит железная дорога Бологое-Осташков-Пено с выходом на Великие Луки и Прибалтику и обеспечивает связи с другими областями и Санкт-Петербургом. Железная дорога Москва-Тверь-Осташков связывает территорию с Тверью, Москвой и Санкт-Петербургом.

На территории распахано всего 7-10% земель. Как правило, господствуют небольшие, размером 1-3 га поля, к тому же сильно засоренные камнями. Сельское хозяйство в основном имеет молочно-картофельное направление. Пашни заняты посевами льна в сочетании с многолетними и однолетними травами и озимыми яровыми зерновыми культурами, а также посевами картофеля.

Анализ условий среды обитания свидетельствует о благоприятной естественной эколого-географической ситуации в Волговерховье. Природные системы характеризуются достаточно высокой устойчивостью, повышенным потенциалом атмосферного и водного самоочищения, значительным биотическим потенциалом естественного восстановления. Естественный экологический фон создает в целом комфортные условия для жизни человека, животных и растений.

Территория отличается высокой способностью к саморегуляции природных процессов, что во многом определяет устойчивость геосистем. Устойчивость поддерживается также значительной степенью географического и биологического разнообразия и преобладанием малоизмененных стабильно функционирующих природных биосистем. Природная геоэкологическая ситуация характеризуется дефицитом некоторых элементов (Ca, Co, Cu, I и др.), вызывающими у населения различные заболевания.

Наиболее важным нарушением геосистемы Волговерховья явилось создание Верхневолжского водохранилища. В результате строительства бейшлага в 1852 г. в районе п. Селище существенно изменились природные условия реки Волги, ее гидрологический, гидрохимический и гидробиологический режимы.

Водные запасы территории активно используются в народном хозяйстве. Отработанные воды различных категорий, возвращаемые в водоемы составляют около 4% от среднемноголетнего стока. Собственно загрязненные и грязные воды не превышают 0,4% от среднемноголетнего стока на территории.

В пределах территории наибольшее количество выбросов в атмосферу приходится на районы, расположенные вдоль основных транспортных магистралей. В целом Волговерховье следует отнести к регионам с умеренно антропогенно трансформированными геосистемами.

3. Аппаратно-измерительный комплекс учебно-научного полигона «Волговерховье»

Аппаратно-измерительный комплекс полигона состоит из пяти самостоятельных «узлов» сбора метеорологических и экологических параметров, объединенных в автоматизированную систему контроля, сбора и обработки их на тестовом участке «Черная речка».

Для дистанционных измерений характеристик подстилающей поверхности и ее покрова, которые используются при дешифрировании космических и аэрофотоснимков, построена 40-метровая вышка с лифтовой платформой для размещения и подъема аппаратуры дистанционного зондирования в ИК и миллиметровом диапазоне, а также контроля падающей и отраженной радиации.

На вышке установлена прецизионная аппаратура для измерения метеорологических и экологических параметров, позволяющая осуществлять круглогодичный мониторинг динамики содержания CO₂ и H₂O, температуры и влажности воздуха, количества осадков, падающей и отраженной солнечной радиации, скорости и трехмерного направления воздушных потоков. Накопление и обработка всей поступающей информации производится на рабочей станции, расположенной в специально построенном лабораторном блоке.

Проводимые измерения транспирации в стволах деревьев осуществляются двумя методами:

1. Метод теплового баланса. На дереве на уровне 1,5 м устанавливаются параллельно 5 плоских электродов с одной стороны и 5 с другой; над электродами, которые имеют разную полярность (чтобы происходило нагревание), и под ними на расстоянии 0,5-1 см углубляются по две термопары. Диагонально по отношению к «блоку» электродов на расстоянии 5 см устанавливаются 4 контрольные термопары. Точно такое же оборудование находится на противоположной стороне дерева. Каждое дерево в районе расположения датчиков оборачивается системой слоев (поролоном, алюминиевой фольгой и полиэтиленом) для обеспечения термо- и гидроизоляции.

2. Экспериментальный метод, «метод теплового поля». Он заключается в использовании игольчатого датчика, который представляет собой игольчатый электрод-нагреватель, установленный в центре и окруженный пятью термопарами, которые располагаются по углам пятиугольника. Шестая термопара устанавливается непосредственно под электродом. Датчики располагаются с двух сторон дерева и имеют гидрозащиту. Преимущество этого метода в большей чувствительности к слабым низким потокам.

В районе впадения в речку Черную ее левого притока (ручей без названия) создан малый гидрологический пост с целью организации гидрологических наблюдений и дальнейшего моделирования водосборных процессов. Данный участок был выбран потому, что геосистема ручья была признана наиболее подходящей для изучения и организации здесь в дальнейшем долговременных гидрологических измерений.

В разных районах бассейна реки Волги, в том числе, и в Чистой речке, проводились заборы и исследования образцов воды с целью определения наличия и концентрации токсичных солей тяжелых металлов и других примесей.

Экологам хорошо известна высокая токсичность ряда тяжелых металлов, к которым относятся ртуть, свинец, олово, таллий, теллур, хром и другие. Эти металлы, а также их соединения, являются высокотоксичными в водных растворах. Так, ртуть является токсичной для человека при концентрации 5x10⁻³ мг/л. Водные растворы таких металлов, как никель, свинец, титан, висмут и хром токсичны для человека при концентрации около 0.1 мг/л.

Известны некоторые химические и биофизические механизмы действия тяжелых металлов на функционирование живых клеток и организмов. К ним отно-

сятся такие, как отравление ферментов, нарушение проницаемости мембран, нарушение электронного и ионного транспорта, блокирование нервной проводимости, а также развитие цепных свободно радикальных процессов.

Чтобы определить наличие и концентрацию токсичных солей тяжелых металлов в водном растворе проводятся измерения светорассеяния с изменением величины РН (путем добавления в раствор щелочи или кислоты). При этом при некотором значении РН (в так называемой изоэлектрической точке белка) измеряемая масса достигает максимальной величины, значение которой растет пропорционально концентрации тяжелого металла.

В районе полигона регулярно берутся пробы в нескольких точках: из притока р. Волги, из колодца на территории полигона, из Чистой речки, из озера Волго (у берега и на глубине).

При проведении измерений содержания токсичных соединений в пробах воды, взятых из разных точек бассейна реки Волги, включая Чистую речку и озеро Волго, использовались установка с He-Ne лазером и фотоэлектрической регистрацией излучения, а также прибор (Luminometer - 1251 LKB Wallac) с иодной лампой в качестве источника света, модернизированного с помощью оптического волокна и светофильтра для регистрации рассеянного излучения под 90° к падающему лучу.

Полигон регулярно обеспечивается материалами космических съемок данной территории со спутников «Метеор-3М» (6 спектральных диапазонов) и «Тетра» (36 диапазонов) для построения модели геоэкологической системы «Волговерховье».

В настоящее время на полигоне проводятся исследования по следующим направлениям:

- создание прогнозной модели геоэкологической системы Верхневолжья с целью прогноза ее изменения под влиянием естественных и антропогенных факторов;
- математическое моделирование процесса накопления углерода в верховых болотах, для оценки запасов углерода на поверхности земли для прогноза экологической обстановки;
- изучение свойств подстилающих поверхностей, зависимостей коэффициентов поглощения и отражения природных объектов в различных диапазонах длин волн;
- изучение взаимосвязи испарения лесной растительности и температуры воздуха над пологом леса с активностью фотосинтеза, для создания моделей и оценки динамики теплового баланса и изменения климата;
- моделирование региональной изменчивости климата и оценки ее зависимости от вырубки лесов;
- моделирование гидрологического режима региона «Волговерховье», включая поверхностные и подземные стоки и прогнозирование гидрологических катастроф;
- исследования взаимосвязи конвекционных тепловых потоков и радиации;
- мониторинг вариаций магнитного поля;
- создание баз данных по результатам проводимых наблюдений и развитие имеющейся базы тематических карт территории.

Как уже было сказано, территория Волговерховья, на которой располагается полигон, отличается высокой степенью базисной изученности, достигнутой благодаря многочисленным научным исследованиям, выполненным, в частности, кафедрой геоэкологии и лабораторией геоэкоинформатики Тверского государственного университета и физическим факультетом МГУ.

За время существования полигона «Волговерховье» учебную и научно-исследовательскую практику на полигоне прошли около 180 студентов и 10 аспирантов. Полученные материалы исследований использованы при написании 60-ти курсовых и 30-ти дипломных работ, а также 9-ти кандидатских диссертаций. С 1995 года по настоящее время на территории учебно-научного полигона регулярно проводятся учебные практики студентов и аспирантов Тверского и Московского государственных университетов по геоэкологии и физическим методам экологического мониторинга. Выполняется съемка и описание экосистем различного типа (река, лес с преобладанием ели). Собираются и систематизируются полевые материалы, в том числе результаты нивелирования и теодолитной съемки, дешифрирование аэрокосмических снимков, проводится описание растительного и почвенного покровов лесных и болотных экосистем. Берутся пробы грунтов и воды, выполняется измерение транспирации деревьев. После полевых исследований производится камеральная обработка полученных данных и составляются описания выделенных экосистем. Студенты активно участвуют в создании и совершенствовании тематических карт Волговерховья, в сборе и обработке измерений метеорологических и экологических параметров, в измерениях транспирации деревьев, в проведении анализа проб воды.

В дальнейшем планируется проводить на полигоне практики по земному магнетизму на базе аппаратуры и при участии сотрудников ИЗМИРАН и лазерному зондированию вод верхневолжских озер (физический факультет МГУ).

Заключение

Таким образом, созданный сотрудниками ТвГУ и МГУ учебно-методический центр «Волговерховье» как учебная и научно-исследовательская база студентов и аспирантов физико-экологической специализации, успешно функционирует и развивается. Полигон постоянно оснащается современным оборудованием, связанным с новейшими научными разработками ТвГУ, физического факультета и центра магнитной томографии и спектроскопии МГУ, Геттингенского университета (Германия), ИЗМИРАНа. В процессе экспериментальных работ был решен ряд фундаментальных и прикладных задач в интересах моделирования глобального изменения климата Земли, процессов водного баланса на поверхности Земли и их влияния на климатические свойства, была разработана методика дешифрирования космических и аэрофотоснимков в геоэкологических и специальных тематических целях. На базе полигона прошли обучение современным методам исследования и получили оригинальные материалы для проведения научно-исследовательских работ ряд поколений студентов и аспирантов двух российских университетов. В настоящее время полигон «Волговерховье» фактически является Центром коллективного пользования и нуждается в определенной организационно-финансовой поддержке Министерства образования и науки. Соответствующая программа развития учебно-научного полигона «Волговерховье» как ЦКП в области геоэкологии и экологической физики разработана и готова к реализации.

УДК 551.465

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВИХРЕВЫХ ТЕЧЕНИЙ, ИНДУЦИРОВАННЫХ ВРАЩАЮЩИМСЯ ДИСКОМ В ЦИЛИНДРИЧЕСКОМ КОНТЕЙНЕРЕ

К.В. Показеев¹, Е.В. Степанова², Т.О. Чаплина¹, Ю.Д. Чашечкин²¹МГУ им. Ломоносова, Физический факультет, Москва, Россия²Институт проблем механики РАН, Москва, Россия

Введение.

На протяжении 20 века гидроаэродинамика окружающей среды активно развивалась в нескольких направлениях. Развитие контактных и дистанционных методов измерений с помощью инструментов подводного, надводного, авиационного и спутникового базирования, существенно повлияли на представление о структуре и динамике процессов в атмосфере и океане [1]. Форма свободной поверхности океана и характеристики физических полей вдоль нее оказались информативными индикаторами динамики течений, вихрей и внутренних волн не только на поверхности, но и в толще океана, что позволяет оценивать параметры взаимодействия атмосферы и гидросферы. Несмотря на это, постоянно поступающие новые данные указывают на неполноту традиционного описания течений в океане и атмосфере и необходимость разработки более полных физических и математических моделей.

В последнее время наблюдается стремительный прогресс в понимании физических явлений, обусловленных взаимодействием вихревых структур. Экспериментально открытые когерентные структуры типа крупномасштабных вихревых образований в свободных сдвиговых течениях, в следах за препятствиями, в зоне течений на поверхности раздела сред в пограничных слоях заставили в значительной мере изменить оценку возможностей классической теории и создать новые модели переноса завихренности и энергии.

Современная аппаратура позволяет устойчиво регистрировать картины течений и определять их основные количественные характеристики. Хотя даже современные методики обработки данных не всегда дают однозначного результата при пересчете регистрируемых параметров в физические переменные, входящие в фундаментальные уравнения, пригодного для использования при тестировании и дополнении численных моделей.

Вихревые и волновые структуры, вместе с диссипативными факторами, оказывают существенное влияние на структуру течений, перенос энергии и вещества, величину сопротивления и подъемную силу, действующие на обтекаемые препятствия. Несмотря на продолжительную историю теоретических и экспериментальных исследований вихревых движений, многие вопросы остаются нерешенными. В последние годы большое внимание уделяется исследованию формирования вихрей, их тонкой структуры, внутренней динамики и распада. Результаты экспериментальных исследований не приводятся к единым моделям, что затрудняет их сравнение и выделение общих свойств. Одной из причин недостаточной изученно-

сти вихрей является их нестационарность и быстрое затухание движения или отдельных его компонент.

Особый интерес представляют вихревые течения, допускающие прямое сравнение с расчетами на основе фундаментальных уравнений, среди которых основным служит течение, генерируемое вращающимся диском в свободном пространстве [2], в узком неподвижном кожухе или в цилиндрической камере ограниченного объема, полностью заполненной жидкостью [3]. При этом внимание уделяется моделированию процесса “распада вихря” [4]. В сосудах с вращающейся верхней крышкой [5] характер распада зависит от числа Рейнольдса и соотношения горизонтального и вертикального размера контейнера, при этом картина течения в полностью заполненной камере практически не зависит от положения диска, который в одних опытах служил верхней крышкой [5], а в других – нижней [4]. Численное моделирование процесса позволило установить, что распад вихря инициируется стационарными инерциальными волнами, а также что процесс распада чрезвычайно чувствителен к малым изменениям средней циркуляции и слабо чувствителен к температурным возмущениям.

Одной из серьезных проблем антропогенного воздействия на окружающую среду, нарушающего экологическое равновесие, признано загрязнение акваторий нефтепродуктами, тяжелыми металлами и захоронение контейнеров с различными токсичными отходами на дне морей и океанов. В этих случаях особую важность приобретают оперативные методы контроля состояния морской среды, которые способны сочетать быстроту, информативность и доступность.

Использование полностью заполненного контейнера ограничивает возможности экспериментального исследования вихревого течения. Твердые стенки затрудняют регистрацию картины течения, введение маркирующей краски и частиц, применение оптических и зондовых методов. Расширяет диапазон применения различных методов исследования изучение течений в прозрачном цилиндрическом контейнере, частично заполненном жидкостью, индуцируемых вращающимся диском. Форма свободной поверхности отражает картину распределения давления [6], ее возмущения – характеристики крупномасштабных (инерциальных) и коротких спиральных волн, особенно трудных для исследования в заполненных контейнерах, где они также устойчиво регистрируются, как в течении на поверхности диска [2], так и в толще жидкости. Определяющими характеристиками в таких задачах являются радиус цилиндрического контейнера, высота столба жидкости, радиус и угловая скорость вращения диска, его положение относительно дна и центра контейнера.

Целью данной работы является изучение формы свободной поверхности при различных значениях определяющих параметров среды (глубины жидкости в контейнере) и активатора (его размера, формы, частоты вращения).

Общие свойства системы фундаментальных уравнений течения неоднородных жидкостей.

Без четкого представления о природе вихревого движения не может быть также достигнута полная ясность в понимании процессов отрыва потока, сопротивления движению, тепломассопереносу, генерации шума и т. п., что крайне важно для решения практических задач в современной технике и технологии.

Рассмотрим уравнения течения однородной несжимаемой вязкой жидкости, занимающей цилиндрическую область радиуса R_0 , где вращающийся на дне диск увлекает окружающую жидкость и за счет вязких эффектов передает движение всему объему жидкости вплоть до поверхности.

Система фундаментальных уравнений, включающая уравнения Навье-Стокса и неразрывности Даламбера, а также граничных условий прилипания на твердых стенках и постоянства давления на свободной поверхности [7] для данной проблемы принимает вид

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_\rho}{\partial t} + (\mathbf{u}\nabla)u_\rho - \frac{u_\varphi^2}{\rho} &= -\frac{\partial p}{\partial \rho} + \nu \left(\Delta u_\rho - \frac{u_\rho}{\rho^2} - \frac{2}{\rho^2} \frac{\partial u_\varphi}{\partial \varphi} \right) \\ \frac{\partial u_\varphi}{\partial t} + (\mathbf{u}\nabla)u_\varphi + \frac{u_\rho u_\varphi}{\rho} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial \varphi} + \nu \left(\Delta u_\varphi - \frac{u_\varphi}{\rho^2} + \frac{2}{\rho^2} \frac{\partial u_\rho}{\partial \varphi} \right) \\ \frac{\partial u_z}{\partial t} + (\mathbf{u}\nabla)u_z &= -\frac{\partial p}{\partial z} + \nu \Delta u_z - g \\ \frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho u_\rho)}{\partial \rho} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial u_\varphi}{\partial \varphi} + \frac{\partial u_z}{\partial z} &= 0, \\ u_\rho = u_z = 0, u_\varphi = \Omega \rho \Big|_{z=-H, \rho \in [0, R_0]}, u_\rho = u_\varphi = u_z = 0 \Big|_{z=-H, \rho \in [r, R_0]} \\ u_\rho = u_\varphi = u_z = 0 \Big|_{\rho=R_0, z \in [-H, \zeta]}, u_z - \zeta'_t - u_\rho \zeta'_\rho - \frac{u_\varphi \zeta'_\varphi}{\rho} \Big|_{z=\zeta, \rho \in [0, R_0]} &= 0 \\ \left(p - p_0 - \alpha \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right) \right) n_i - \sigma'_{ik} n_k \Big|_{z=\zeta, \rho \in [0, R_0]} &= 0 \end{aligned} \quad (1)$$

$$\text{где } \Delta f = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial \rho} \left(\rho \frac{\partial f}{\partial \rho} \right) + \frac{1}{\rho^2} \frac{\partial^2 f}{\partial \varphi^2} + \frac{\partial^2 f}{\partial z^2}, (\mathbf{u}\nabla)f = u_\rho \frac{\partial f}{\partial \rho} + \frac{u_\varphi}{\rho} \frac{\partial f}{\partial \varphi} + u_z \frac{\partial f}{\partial z}.$$

Рассмотрение ведется в цилиндрической системе координат радиус-угло-вертикаль (ρ, φ, z) , где ось z направлена против вектора силы тяжести g . $\mathbf{u} = (u_\rho, u_\varphi, u_z)$ – вектор скорости, R_0 – радиус контейнера, R_1 и R_2 – главные радиусы кривизны поверхности, σ'_{ik} – компоненты тензора вязких напряжений. Уровень поверхности невозмущенной жидкости принят за начало отсчета $z = 0$, дно сосуда расположено на уровне $z = -H$. Часть дна (диск радиуса R) вращается с постоянной угловой скоростью Ω . Свойства жидкости характеризуются коэффициентом кинематической вязкости ν и коэффициентом поверхностного натяжения α . Возмущение уровня свободной поверхности жидкости описывается функцией $\zeta(\rho, \varphi, t)$. В системе уравнений давление в жидкости p и в воздухе p_0 , и коэффициент поверхностного натяжения α нормированы на плотность жидкости.

Поскольку отклонение ζ от невозмущенной поверхности нельзя считать малым, граничные условия, входящие в состав системы (1) не допускают разложения вблизи уровня $z = 0$. Этот факт в совокупности с нелинейностью и нестационарностью уравнений движения не позволяет получить точное решение поставленной задачи.

Выполнение закона сохранения массы и учет условий непрерывности определяют необходимые константы и задают окончательный вид формы нулевого приближения формы поверхности жидкости

$$\zeta \approx b \left\{ 1 - \frac{(R/\rho_*)^2}{3/2 + \ln(R/\rho_*)} \left[\left(2 - \left(\frac{\rho}{\rho_*} \right)^2 \right) \mathcal{G}(\rho_* - \rho) + \left(\frac{\rho}{\rho_*} \right)^2 \mathcal{G}(\rho - \rho_*) \right] \right\} \quad (2)$$

где ρ_* – неопределенная величина, разграничивающая два типа приповерхностно-го течения, b – свободный параметр, определяющий интенсивность течения.

Для выполнения исследования системы уравнений (1) приближенными методами необходимо определить характерные частоты и пространственные масштабы возникающего течения. Первый частотный масштаб связан с собственными вертикальными колебаниями слоя жидкости в поле внешней силы тяжести. Математический маятник длиной $2H$ характеризуется частотой $\Omega_H = \sqrt{g/2H}$, которая совпадает с частотой основной моды вертикальных колебаний слоя жидкости глубиной H . Следующие частотные масштабы вводятся на основе инерциальных и энергетических свойств малых жидких элементов. Жидкие частицы, находящиеся на краю диска, отрываются от вращающегося узкого слоя и разлетаются от диска по спиральным траекториям, приобретая радиальную и вертикальную компоненты скорости. Поскольку характерные инерциальные свойства таких частиц характеризуются величинами ускорений g (для вертикального направления) и $\Omega^2 R$ (для радиального), то можно ввести характерное отношение этих ускорений $\Omega^2 R/g$.

Чем меньше это отношение, тем слабее вклад в общее течение жидкости ее радиального переноса. Обращение этого соотношения в единицу при заданном радиусе вращающегося диска определяет инерциальное критическое значение частоты вращения $\Omega_I = \sqrt{g/R}$.

В рамках энергетического подхода определяется энергетическая критическая частота $\Omega_E = \sqrt{gH}/R$. Полученные критические частоты не являются независимыми, поскольку выполняется соотношение $\Omega_I^2 = \Omega_H \Omega_E$, откуда следует, что инерциальная критическая частота всегда принимает промежуточное значение между двумя остальными критическими частотами.

Вообще говоря, критическая частота Ω_H является характеристикой инерциальных свойств жидких частиц в вертикальном направлении, и ее можно назвать вертикальной инерциальной критической частотой, в то время как частоте Ω_E можно присвоить название радиальной критической частоты. Отношение этих частот связано с понятиями мелкого и глубокого бассейна. Поскольку $\Omega_H/\Omega_I = \sqrt{R/2H}$, то при $R \gg 2H$ бассейн определяется как мелкий, а при $R \ll 2H$ имеет место случай глубокого бассейна [6].

Отношения базовых масштабов образуют основные безразмерные параметры течений, отражающие относительное влияние диссипативных факторов. В сосудах с вращающейся верхней крышкой характер распада зависит от числа Рейнольдса

$$\text{Re}_\Omega = \frac{\Omega R_0^2}{\nu} \text{ и относительной высоты бассейна } \xi_0 = \frac{H}{R_0}, \text{ где } \Omega \text{ – угловая скорость}$$

вращения диска, $\Omega_r = \Omega \sqrt{H/g}$ относительная частота вращения диска, R и

$$H, R_0 \text{ – радиус диска, высота и радиус обечайки. Число Фруда } \text{Fr}_\Omega = \frac{U^2}{gh} = \frac{\Omega^2 R_0^2}{gh},$$

характеризующее отношение угловой скорости вращения диска к скорости длинных поверхностных волн.

Сложное течение, образующееся в эксперименте, для того чтобы хорошо описываться должно фиксироваться с достаточным разрешением, позволяющим идентифицировать все его элементы, как крупномасштабные, так и сравнимые по размерам с масштабами соответствующих пограничных слоев. В каждой серии экспериментов необходимо учитывать условия глубокого или мелкого бассейна, для определения соотношения критических частот.

Композиционное течение, образованное наложением двух вихрей, характеризуется суммарной частотой $\omega = \omega_c + \omega_i$. Непосредственно над поверхностью диска частицы вращаются вокруг вертикальной оси с угловой скоростью ω_c и одновременно смещаются от центра к его кромке. В контейнере также образуется торoidalный вихрь, где частицы жидкости вращаются с угловой скоростью ω_i вокруг кольцевой оси. Положение оси вращения зависит от всех параметров задачи (в частности радиусов R , R_0 , глубины H , частоты Ω).

Пограничные слои, различные на движущемся диске, неподвижных твердых поверхностях и свободной поверхности жидкости в данной задаче обладают масштабами (пограничные слои Стокса) на диске – $\delta_\Omega = \sqrt{\nu/\Omega}$ и других контактных поверхностях – $\delta_\omega = \sqrt{\nu/\Omega}$.

В опытах необходимо предусматривать возможность варьирования всех параметров, чтобы наблюдать различные режимы течения. Количество экспериментов должно позволять приводить геометрические и другие параметры системы к одинаковой форме при различных значениях глубины каверны, частоты вращения диска и его размера.

Экспериментальная установка.

Лабораторные установки ИПМех РАН создавались с учетом общих свойств решений полных систем уравнений термогидромеханики, вытекающих из них критериев подобия и условий моделирования. Установка “ВТК” (Вихревые течения с кручением), на которой проводились описанные ниже эксперименты, создавалась в рамках комплекса установок Лаборатории механики жидкостей ИПМех РАН для изучения закрученного потока, установления определяющих его характер параметров и диапазона изменения управляющих параметров.

Источником вихревого движения является вращение активаторов – гладких или оребренных дисков, винтов или тел другой формы, которые размещаются у дна или поверхности контейнера. Общий вид и схема экспериментальной установки приведены на рис. 1.

Экспериментальный стенд представляет собой бассейн из прозрачного полиметилметакрилата 1, выполненный в виде параллелепипеда размерами $636 \times 446 \times 700$ мм без верхней грани. Все грани параллелепипеда выполнены из листового органического стекла толщиной 20 мм. Сквозь геометрический центр нижней грани проходит вал, соединенный напрямую с электромотором, ось вала совпадает с осью вращения электромотора. Для сохранения жесткости всей конструкции, она заключена в раму из металлического швеллера. Бассейн закрепляется внутри рамы при помощи винтов. Внутри бассейна вставлена цилиндрическая обечайка 2, внутренним диаметром 29.4 см. В центр обечайки через уплотнительный сальник входит ось, на которую насаживается гладкий рабочий диск 3 толщиной 2 мм и диаметром 5, 10, 15, 20 и 29 см или модель другой формы. Верхняя кромка диска располагается на расстоянии 2 см от дна бассейна. В ряде опытов на уровне верхней кромки устанавливается фальш-дно 4. Электромотор может вращать индуктор равномерно с различными угловыми скоростями. На оси располагается диск-маска 5 измерителя угловой скорости. Диск приводится во вращение электромотором 6, работа которого управляется блоком 7. Частота его вращения в диапазоне от 200 до 2500 об/мин регистрируется с помощью оптического 8 и блока преобразования сигнала 9. Картина течения регистрируется с помощью фото или видеоаппаратуры 10. Управление экспериментом и регистрация данных ведется с помощью ЭВМ 11. Для визуализации течения используется подкраска, которая вводится в выбранную часть объема при помощи дозирующей пипетки 12. Освещение для фотосъемки производится источником белого света 13 с рассеивающим экраном 14 и лампой ультрафиолетового света 15, бассейн оснащен системой заполнения и опорожнения 16.

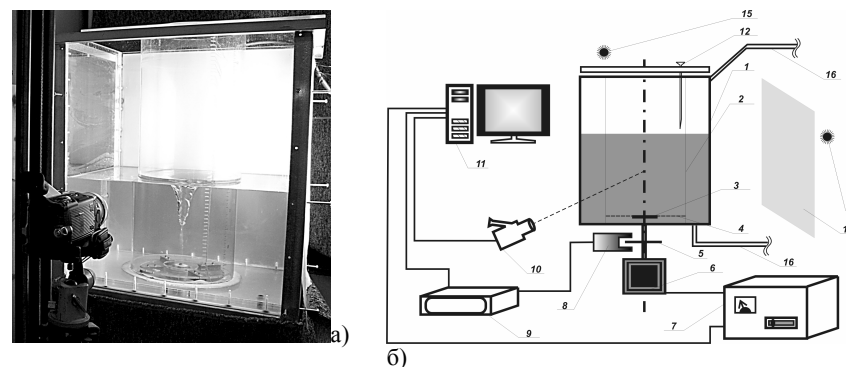


Рис. 1. Общий вид (а) и схема (б) экспериментальной установки.

Бассейн заполняется отстоянной водопроводной водой комнатной температуры. Уровень жидкости задается отдельно для каждой серии экспериментов. Условия освещения (угол и высота расположения прожектора) подбираются так, чтобы

при дальнейшей обработке изображения все детали свободной поверхности жидкости были видны и различимы (граница свободная поверхность – воздух должна быть видна очень четко на всем своем протяжении).

Регистрация формы свободной поверхности жидкости на всем протяжении эксперимента ведется с помощью цифровой видеокамеры, ось зрения которой проходит перпендикулярно поверхности передней стенки бассейна на уровне половины глубины исследуемого слоя жидкости. При съемке на каждом кадре виден контур образующегося возмущения поверхности жидкости в проекции на вертикальную плоскость, проходящую через ось вращения жидкости (она же – ось вращения индуктора).

Вихревое движение в контейнере существенно деформирует свободную поверхность, форма которой отражает распределение давления по поверхности жидкости. На деформированной свободной поверхности могут появляться нестационарные возмущения, обусловленные совместным действием сил различной природы: капиллярных, гравитационных, центробежных.

Результаты экспериментов.

Наблюдаемую картину движения можно схематично свести к комбинации двух вихрей, один из которых имеет вертикальную ось, а другой является тороидальным (рис. 2). В результате получается сложное движение, где частицы жидкости двигаются по сложным спиральным траекториям. Возникающий при старте на кромке диска тороидальный вихрь формирует пограничные слои на обечайке и свободной поверхности жидкости. Возникающие градиенты давления постепенно вовлекают в сложное вихревое движение всю жидкость в обечайке.

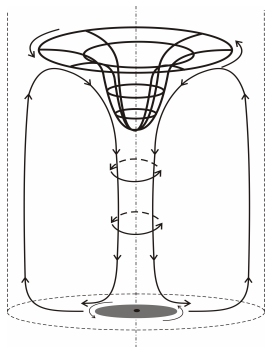


Рис. 2. Схема вихревого течения, индуцируемого вращающимся диском в цилиндрическом контейнере.

Свободная поверхность жидкости, при установившемся режиме течения вращается в направлении движения индуктора. Такое сложное многокомпонентное течение формирует градиенты давления внутри жидкости, приводящие к изменению формы свободной поверхности.

На основе классификации дополнительных особенностей формы вихревого движения выделены основные типы формы возмущений поверхности жидкости.

Простейший тип формы каверны образуется над медленно вращающимся диском, поверхность вращающейся жидкости сохраняет гладкую форму. Глубина воронки монотонно растет по направлению к ее центру, нижняя часть имеет параболическую форму, типичную для твердотельного вращения жидкости (рис. 3, а). Частицы движутся по сложным траекториям, навитым на поверхности вращения, радиусы которых уменьшаются по направлению к индуктору. С увеличением частоты вращения индуктора форма поверхности жидкости начинает усложняться. На поверхности воронки появляются крупномасштабные спиральные возмущения, которые локализируются в нижней части воронки, ее свободная поверхность и верхняя кромка сохраняют гладкую форму (рис. 3, б). Такой вид поверхностных волн далее будет именоваться инерциальными волнами.

С увеличением частоты вращения индуктора растет скорость индуцированного вихревого движения, форма поверхности жидкости начинает усложняться. В этом случае помимо инерциальных волн, на поверхности становится возможным различить более мелкомасштабные спиральные возмущения, которые далее именуется спиральными волнами. Спиральные возмущения наиболее четко проявляются в нижней части воронки (рис. 3, в). На этом этапе эволюции формы свободной поверхности становится возможным провести анализ периода инерциальных волн. Форма профиля поверхности жидкости на боковых участках существенно не изменяется, во всех трех рассмотренных режимах течения.

Качественное сравнение форм возмущения поверхности жидкости, полученных в ходе экспериментов, с рассчитанными по модели вихря Рэнкина и модифицированного вихря Рэнкина, показало, что характер различий между теоретическими и экспериментальными данными существенно изменяется при различных условиях эксперимента. Степень отклонения между формами экспериментального и расчетного вихревого возмущений изменяется при изменении параметров потока, что подразумевает присутствие одного или нескольких скрытых параметров в данной задаче.



Рис. 3. Форма свободной поверхности установившегося вихревого течения в цилиндрической обечайке радиуса $R_0 = 14.8$ см, глубина жидкости $H = 50$ см, радиус индуктора $r = 5.0$ см,

радиус твердотельной зоны 2.7 см, радиус диска $R = 5$ см, частота вращения диска Ω :

а-в) – 16.5, 20.1, 33.8 c^{-1}

Для выделения участка профиля поверхности жидкости, который соответствует зоне “твердотельного” вращения применяется численное дифференцирование экспериментальной кривой. Согласно теории [8] для вихря Рэнкина и модифицированного вихря Рэнкина в точке перехода между “твердотельной” и “инерционной” зонами вращающейся жидкости изменяется знак кривизны поверхности во-

ронки. Критерием оценки размеров “твердотельной” зоны вращения жидкости служит изменение знака второй производной функции $y = f(x)$.

Расчетные значения эффективной частоты для каверн с рис. 3, соответствующие аналогичной глубине прогиба свободной поверхности по модели вихря Рэнкина, составляют 2.82, 6.00, 7.87 rad/c соответственно.

Размер зоны “твердотельного” вращения жидкости для диска одного и того же размера не изменяется в зависимости от частоты вращения индуктора, а для дисков различного размера зависит от размера диска, и имеет радиус приблизительно в два раза меньший, чем у вращающегося диска.

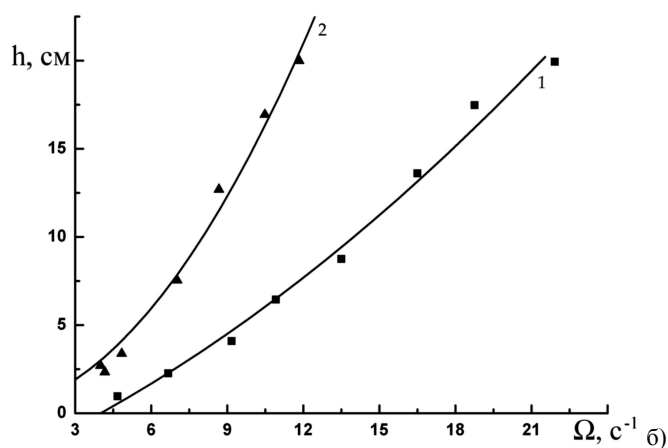
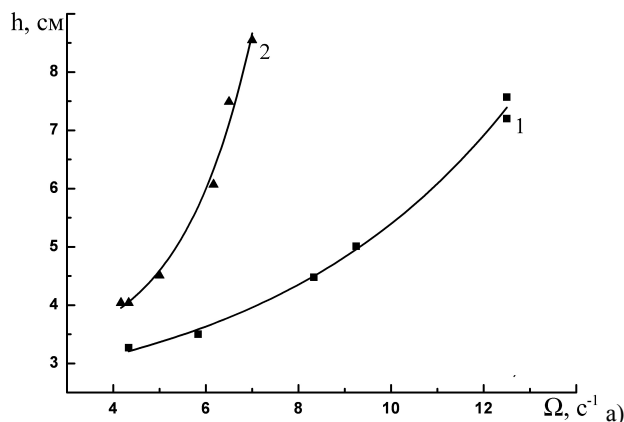


Рис. 4. Зависимость глубины воронки в центре h от частоты Ω : а, б) – $H = 10$ и 20 см соответственно, кривая 1 – $R = 5.0$ см, кривая 2 – $R = 7.5$ см.

На рис. 4 представлены графики зависимости глубины h проникновения возмущения в толщу жидкости от частоты Ω , для радиусов диска $R = 5.0$ см (кривая 1) и $R = 7.5$ см (кривая 2) и глубин невозмущенного слоя жидкости $H = 10$ см (рис. 4а) и $H = 20$ см (рис. 4б). На графиках зависимость аппроксимирована полиномом второй степени $y = A + Bx + Cx^2$ (стандартное отклонение составляет 0.3 см). На приведенных графиках коэффициенты полинома следующие:

- 1) $A = 3.63$, $B = -0.29$; $C = 0.05$ для глубины $H = 10$ см и радиуса диска $R = 5.0$ см (рис. 4а, кривая 1);
- 2) $A = 13.66$, $B = -4.65$, $C = 0.056$ для глубины $H = 10$ см и радиуса диска $R = 7.5$ см (рис. 4а, кривая 2);
- 3) $A = -0.44$, $B = 0.10$, $C = 0.05$ для глубины $H = 20$ см и радиуса диска $R = 5.0$ см (рис. 4б, кривая 1);
- 4) $A = 0.35$, $B = 0.11$, $C = 0.14$ для глубины $H = 20$ см и радиуса диска $R = 7.5$ см (рис. 4б, кривая 2);

Такая зависимость отвечает теоретическим прогнозам, сделанным на основе модели вихря Рэнкина [6], однако глубина проникновения возмущения в эксперименте существенно больше, чем рассчитанная теоретически. Качественное совпадение характера зависимости, но существенное различие в количественных показателях обусловлено тем, что теоретическая модель не учитывает влияние граничных условий и отличие жидкости от идеальной.

На рис. 5 представлены диапазоны чисел Рейнольдса, получаемые в экспериментах: на графиках отражены числа Рейнольдса и относительные частоты $\Omega_r = \Omega \sqrt{H/g}$ вращения диска в экспериментах с радиусами диска $R = 5.0$ см (кривая 1) и $R = 7.5$ см (кривая 2) глубин невозмущенного слоя жидкости $H = 10$ см (рис. 5а) и $H = 20$ см (рис. 5б). Сплошные линии – расчет по формуле

$$Re = \frac{\Omega R_0^2}{\nu}$$

, точки – эксперимент. На графиках зависимость аппроксимирована

прямой линией $y = A + Bx$, где:

- 1) $A = -5.7 \cdot 10^{-3}$, $B = 2476.14$ для глубины $H = 10$ см и радиуса диска $R = 5.0$ см (рис. 5а, кривая 1);
- 2) $A = 1.45 \cdot 10^{-7}$, $B = 5571.31$ для глубины $H = 10$ см и радиуса диска $R = 7.5$ см (рис. 5а, кривая 2);
- 3) $A = -7.7 \cdot 10^{-3}$, $B = 1750.89$ для глубины $H = 20$ см и радиуса диска $R = 5.0$ см (рис. 5б, кривая 1);
- 4) $A = -9.3 \cdot 10^{-3}$, $B = 2963.21$ для глубины $H = 20$ см и радиуса диска $R = 7.5$ см (рис. 5б, кривая 2);

Исследование картины течения было бы неполным, при условии отсутствия подробного изучения структуры образующегося сложного вихревого возмущения. В стратифицированных жидкостях наилучшие результаты дает визуализация внутренней структуры течений теньевым методом, который не применим в однородной среде. Другим распространенным методом получения информации о кар-

тине течения и выявлении его особенностей как для стратифицированной, так и для однородной жидкости служит метод подкраски.

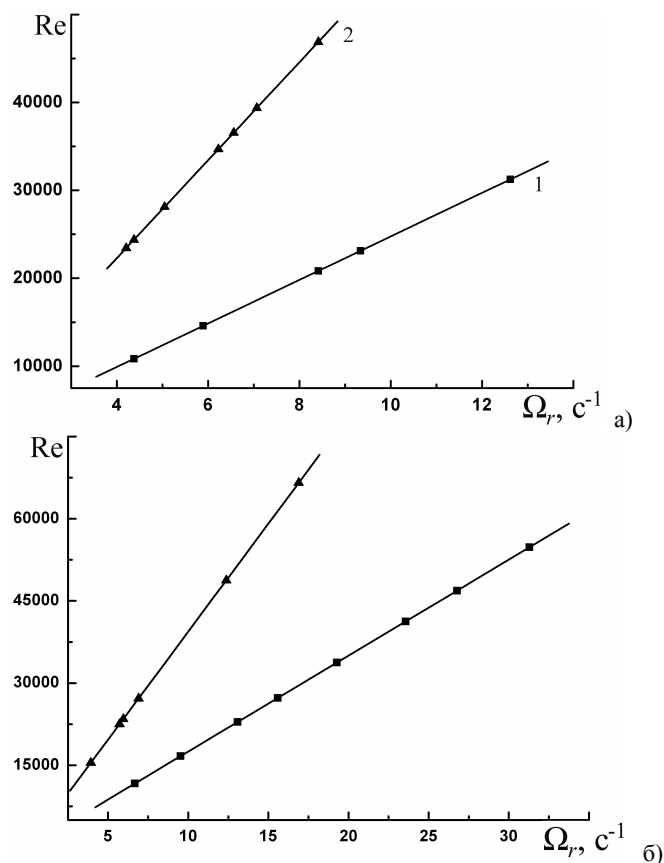


Рис. 5. Зависимость чисел Рейнольдса от относительной частоты вращения диска Ω_r :
а, б) – $H = 10$ и 20 см соответственно, кривая 1 – $R = 5.0$ см, кривая 2 – $R = 7.5$ см.

В проведенных экспериментах метод подкраски использовался для уточнения данных о структуре композиционного вихря. Для визуализации течения использовался раствор уранила в воде. Обе жидкости, рабочая и окрашивающая, близки по физическим свойствам (вязкости), смешиваются в любых отношениях и незначительно отличаются по плотности. На некотором расстоянии от оси вращения наблюдается энергичный вынос красителя из приповерхностного пятна внутрь жидкости (рис. 6). Окрашенная жидкость образует цилиндрическую поверхность. Внутри нее располагается окрашенный цилиндрический столб.

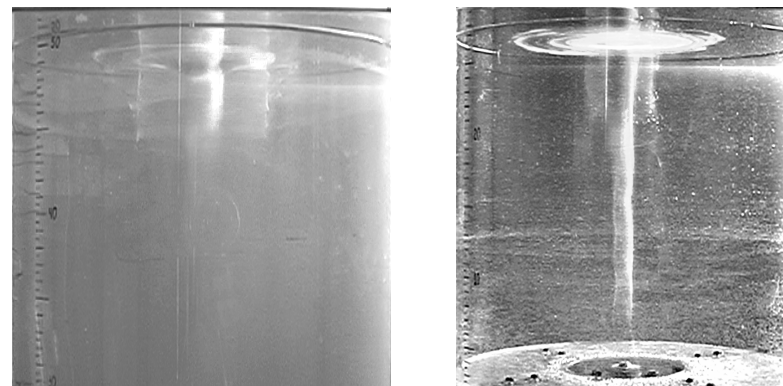


Рис. 6. Анизотропный перенос краски внесенной в центр и на расстоянии $r = R$ от него на свободную поверхность жидкости ($R_0 = 14.8$ см; $H = 50$ см (а), 25 см (б); $R = 7.5$ см, (а), 5.0 см (б) $\Omega = 33$ c^{-1} (а), 50 c^{-1} (б)).

Диаметр центрального столба окрашенной жидкости не совпадает с диаметром индуктора (3.2 см для рис. 6 а и 2.5 см рис. 6 б) и плавно убывает с течением времени. По всей высоте окрашенной центральной области наблюдаются волновые возмущения, в целом не влияющие на ее размеры и устойчивость. Диаметр внешней (ближней к обечайке) цилиндрической окрашенной оболочки изменяется со временем, по ней распространяются волновые возмущения в вертикальном направлении, как и по центральному столбу. Окрашенная жидкость в обоих элементах течения постепенно опускается ко дну бассейна, граница между окрашенной и неокрашенной областями видна четко по всей глубине. Интенсивный вынос краски из выделенных цилиндрических областей начинается только при контакте окрашенной жидкости с пограничным слоем на поверхности индуктора.

Закключение.

В работе были получены данные о форме возмущения свободной поверхности при одинаковой скорости вращения индуктора, что позволило проследить зависимость глубины каверны и ее формы от относительного радиуса диска $\xi = R/R_0$ и относительной высоты $\xi_0 = H/R_0$ бассейна. Форма поверхности сложная и отражает динамическое состояние жидкости – структуру композиционного вихря и возникающих на нем возмущений (спиральных и инерциальных волн).

Сингулярно возмущенные компоненты течения проявляются в геометрии переноса краски из приповерхностной области в толщу жидкости. Длительное время краска распространяется вдоль отдельных поверхностей в толще жидкости. Этот факт имеет важное экологическое значение.

Работа выполнена при частичной поддержке Российской академии наук (программа ОЭ-14 “Динамика многокомпонентных и неоднородных жидкостей” ОЭМПУ РАН) и РФФИ (грант № 08-05-00473а).

Литература

1. Oceanography. An illustrating guide. Editors Summerhyers C.P., Thorpe S.A. Manson Publishing Ltd, 1996, 352 p.
2. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. М.: Наука, ГРФМЛ, 1969, 742 с.
3. Алексеев С.В., Куйбин П.А., Окулов В.Л. Введение в теорию концентрированных вихрей. Институт теплофизики им. С.С. Кутателадзе. Новосибирск. 2003. 504 с.
4. Vogel J.V. Experimentelle Ergebnisse über die laminare Stromung in einem zylindrischen Gehäuse mit darin rotierender Scheibe. Max-Planck-Institute für Stromungs-forschung, Göttingen, Bericht 6. 1968.
5. Escudier M.P. Observations of the flow produced in a cylindrical container by a rotating endwall. Experiments in fluids 2.1984. pp. 189-196.
6. Кистович А.В., Чашечкин Ю.Д. Геометрия спиральных вихрей в однородной идеальной жидкости // Доклады АН. 2000. Т. 372, № 1. С. 46-49.
7. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Гидродинамика, Т. VI, М.: Физматлит. 2001. С. 731.
8. Дорфман Л.А. Вращение и теплоотдача тела в жидкости. Гос. изд. физ.-мат. лит. 1960. 348 с.

РАДИОСПЕКТРОМЕТРЫ ДИАПАЗОНОВ ВОЛН 2 ММ И 1,5 ММ ДЛЯ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ АТМОСФЕРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Розанов С.Б.¹, Собельман И.И.¹, Божков В.Г.², Есепкина Н.А.³, Игнатъев А.Н.⁴, Кропоткина Е.П.¹, Круглов С.К.³, Никифоров П.Л.⁵, Перфильев В.И.², Пирогов Ю.А.⁴, Саенко И.И.³, Соломонов С.В.¹, Турыгин С.Ю.⁶, Штанюк А.М.⁵

¹ Физический институт им. П.Н. Лебедева РАН (ФИАН), Москва

² Научно-исследовательский институт полупроводниковых приборов (НИИПП), Томск

³ Санкт-Петербургский государственный политехнический университет (СПбГПУ), Санкт-Петербург

⁴ Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Физический факультет

⁵ Институт прикладной физики РАН (ИПФ РАН), Нижний Новгород

⁶ Специальное конструкторское бюро Института радиотехники и электроники РАН (СКБ ИРЭ РАН), г. Фрязино, Моск. обл.

Введение

Измерения спектров теплового излучения атмосферы на миллиметровых (ММ) радиоволнах являются эффективным методом определения вертикального распределения (ВР) ее малых газовых составляющих (МГС) [1]. Минимизация искажений формы измеряемых спектральных линий обеспечивается высокой чувствительностью и оптимальным частотным разрешением спектрометров. В настоящее время в ФИАН совместно с ИПФ РАН, СПбГПУ, НИИПП, МГУ, СКБ ИРЭ

РАН и другими организациями ведутся разработка и изготовление новых спектрометров на частоты 142,2 и 204,4 ГГц для наземных измерений ВР атмосферного озона и окиси хлора, разрушающей озон. В данной работе представлены результаты оптимизации характеристик создаваемых приборов, кратко рассмотрены их основные узлы и приведены оценки ожидаемой точности восстановления ВР озона и окиси хлора.

1. Определение параметров спектрометров по результатам компьютерного моделирования

Для оценки ожидаемых интенсивностей спектральных линий излучения МГС атмосферы и определения параметров аппаратуры были проведены расчеты яркостной температуры излучения атмосферы в спектральных линиях озона, окиси хлора и других газов [2]. Использовалась плоскостойкая модель атмосферы (высоты 0-100 км), в которую были включены 9 газов, имеющих резонансные линии в ММ диапазоне (O₂, H₂O, O₃, ClO, N₂O, NO, NO₂, HNO₃, CO), а также азот. Значения спектроскопических параметров газов были взяты из атласа спектральных линий HITRAN 2000 [3]. В программу закладывалось несколько профилей температуры и влажности тропосферы, что позволяло моделировать различные условия наблюдений.

В результате расчетов было установлено, что для наземного дистанционного зондирования озона и окиси хлора на ММ волнах предпочтительными являются линии излучения этих МГС с центральными частотами 142,175 ГГц и 204,35 ГГц соответственно. Эти линии находятся вблизи центров окон прозрачности атмосферы и в наибольшей степени удовлетворяют условию изолированности. Расчеты показали, что оптимальный зенитный угол зондирования, для которого достигается максимум отношения сигнал/шум, уменьшается при повышении влажности тропосферы. Для оптимальной работы 2-мм озонометра в широком диапазоне тропосферных условий необходимо иметь возможность изменять зенитный угол в пределах 60°-75°. Для 1,5-мм спектрометра требуемый диапазон зенитных углов составляет 40°-70° [4].

Компьютерное моделирование (см. также разделы 4 и 5) позволило определить основные требования к спектрометрам. Для восстановления ВР озона на высотах 15-75 км (до 95 км ночью) с хорошей точностью при времени измерения не более 1-2 часов шумовая температура озонометра, работающего на 142,2 ГГц, должна быть не более 1500 К (здесь и ниже приведены однополосные значения). Для определения ВР окиси хлора на высотах 15-45 км по линии 204,4 ГГц при времени измерения не более 6-8 часов шумовая температура спектрометра должна быть не более 700 К. Для обоих приборов требуется полоса анализа около 500 МГц. Спектральное разрешение в центре линии должно быть не хуже 0,1 МГц для озона и не хуже 10 МГц для окиси хлора. На крыльях линий для обоих приборов оно может составлять 25-50 МГц.

2. Входные устройства спектрометров

В состав каждого спектрометра входят модуляционный супергетеродинный приемник, анализатор(ы) спектра (АС) и персональный компьютер со специальным программным обеспечением. Большое внимание уделялось снижению шума приемников на частоты 142,2 и 204,4 ГГц. На входе каждого приемника установ-

лены поворотная по углу места антенна, модулятор-переключатель, теплый и холодный (с переменным уровнем яркостной температуры) чернотельные излучатели, однополосный фильтр, модулятор длины пути входного пучка и диплексер. С целью минимизации потерь сигнала во входных устройствах используются металлические зеркала и поляризационные сетки. Зеркальные полосы частот смесителей обоих приемников заполняются холодным немодулированным фоновым излучением. Формирование и прием гауссовых пучков излучения осуществляется на волне 2 мм коническими рупорными облучателями с гофрированной внутренней поверхностью, а на 1,5 мм – двухмодовыми рупорными облучателями. Смеситель, усилитель промежуточной частоты и холодный излучатель 1,5-мм приемника расположены в криоблоке, охлаждаемом до температуры около 20 К с помощью микрокриогенной системы замкнутого цикла МСМР-110Н-3,2/20. Холодный излучатель 2-мм приемника охлаждается жидким азотом в пенопластовой юквете. Частота переключений входа приемников с неба на холодный опорный излучатель и обратно составляет около 30 Гц.

3. Усилительно-преобразовательный тракт приемников и анализаторы спектра

В приемниках используются разработанные в ФИАН смесители на планарных ДБШ типа АА138В-3 [5, 6], промежуточная частота обоих смесителей составляет 3,5-4,0 ГГц (ПЧ1). Гетеродины на частоты 138,425 и 208,1 ГГц, (разработка НИИПП [7]), построены по схеме задающего генератора на диоде Ганна с двумя удвоителями частоты. Выходные мощности гетеродинов составляют 13 и 7 мВт соответственно. Оба гетеродина имеют электронную перестройку частоты и стабилизируются по частоте системами ФАПЧ на основе генераторов опорной частоты 5,5 ГГц. Частота гетеродина 1,5-мм приемника выбрана выше частоты сигнала, при этом в зеркальную полосу смесителя не попадают сильные линии других МГС [3]. Параметры смесителей и усилителей ПЧ1 обеспечивают шумовую температуру спектрометров, указанную в разделе 2. Усилительно-преобразовательные тракты спектрометров, разработанные в СКБ ИРЭ РАН, имеют выходы на частотах 1,75 ГГц и 312,5 МГц. Для преобразований ПЧ1 к выходным частотам используются опорная частота 5,5 ГГц и ее субгармоники.

К выходу 1,75 ГГц подключается широкополосный акустооптический анализатор спектра (АОС, разработка СПбГПУ [8]) с входной полосой частот 1,5-2 ГГц, а к выходу 312,5 МГц – узкополосный или широкополосный фильтровой АС (разработки ИПФ РАН). В спектрометрах предусмотрен ввод в АОС вспомогательного стабильного по частоте реперного сигнала для контроля тепловых дрейфов АОС при длительных наблюдениях [8]. Кроме того, спектрометры имеют широкополосный канал для измерения средней яркостной температуры неба во входной полосе частот. По величине этой температуры определяется тропосферное поглощение.

АОС на основе кристалла LiNbO_3 имеет полосу анализа до 500 МГц, разрешение около 1 МГц и шаг следования каналов около 0,6 МГц. Он может быть использован как для исследований озона на высотах 15-55 км, так и для измерений

вертикального распределения (ВР) окиси хлора. Результат расчета спектрального сглаживания линии озона 142,2 ГГц в АОС показан на Рис. 1, а. Сплошная линия соответствует истинному спектру, а квадратные маркеры - значениям сигнала в каналах. Видно, что в центральном канале сигнал оказывается примерно на 1 К меньше истинного значения яркостной температуры линии T_B . При отстройке от центра линии на 4-5 МГц сглаживание становится малым. Чтобы обеспечить малые искажения спектра в центре линии озона, нужно вместе с АОС использовать узкополосный фильтровой анализатор АС-50 (см. Рис. 1, а и текст ниже).

Алгоритм восстановления ВР МГС методом Тихонова (см. раздел 5) наиболее эффективно работает, если значения отношения сигнал/шум $T_B / \delta T$ в используемых частотных точках близки. Поэтому для сохранения примерно постоянного значения отношения сигнал/шум во всей полосе АОС необходимо объединение соседних каналов АОС на крыльях линии в группы программными средствами, чтобы уменьшить уровень шума δT . Снижение спектрального разрешения на крыле линии вполне допустимо. Это иллюстрируется Рис. 1, б, где представлены пересчитанное к внетропосферным условиям крыло линии озона (сплошная кривая), а также массив точек-маркеров, представляющих значения яркостной температуры линии на выходах 35 объединенных каналов озонометра с АОС. Эти объединенные каналы охватывают 421 спектральный канал АОС, что соответствует полосе анализа 253 МГц (половине полосы озонометра). В наиболее удаленный от центра линии объединенный канал сгруппировано 123 канала АОС, и он имеет эффективную ширину 75 МГц. Из Рис. 1, б видно, что спектральное сглаживание, связанное с таким объединением каналов, мало.

Новые фильтровые АС разрабатывались с учетом опыта эксплуатации в ФИАН фильтровых анализаторов, созданных в ИПФ РАН в 90-х годах [1, 9, 10]. Широкополосный 95-канальный фильтровой АС-95 имеет полосу анализа около 480 МГц. Его частотное разрешение меняется от 0,2 МГц в центре полосы до 20 МГц на краях. Распределение каналов различной ширины в полосе АС-95 оптимизировано для измерений ВР озона на высотах 15-75 км [1, 9, 10]. При исследованиях окиси хлора высокое спектральное разрешение в центре линии не требуется [4], поэтому центральные каналы АС-95 в этом случае должны объединяться для повышения чувствительности. Результаты расчетов спектрального сглаживания линии окиси хлора 204,4 ГГц для оптимизированной частотной сетки с объединенными каналами шириной 10, 20 и 40 МГц показаны на Рис. 2. Сплошная кривая представляет истинный спектр, маркеры – значения яркостной температуры в объединенных каналах, а пунктирная линия обозначает границы каналов. Во всех каналах величина спектрального сглаживания не превосходит величины 0,01 К, и примерно соответствует ожидаемому уровню шума на выходах каналов при времени накопления сигнала несколько часов.

Узкополосный 50-канальный фильтровой АС-50 с полосой анализа 10 МГц и разрешением, меняющимся от 0,1 МГц в центре полосы до 0,6 МГц на ее краях, предназначен для исследований мезосферного озона [9]. Он будет использоваться в озонометре совместно с АОС или широкополосным фильтровым АС.

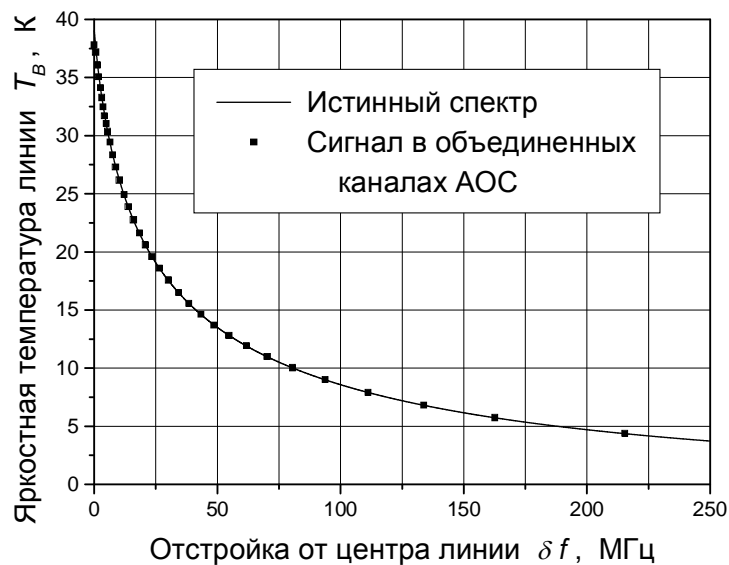
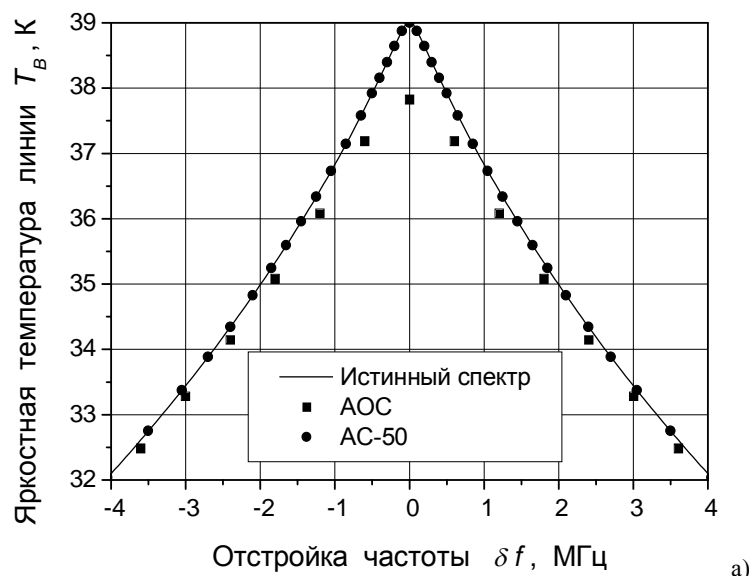


Рис. 1. *a* - спектральное сглаживание центральной части линии озона 142,175 ГГц в каналах широкополосного АОС и АС-50; *b* - расчетные значения яркостной температуры линии озона в 35 объединенных каналах озонметра с таким АОС.

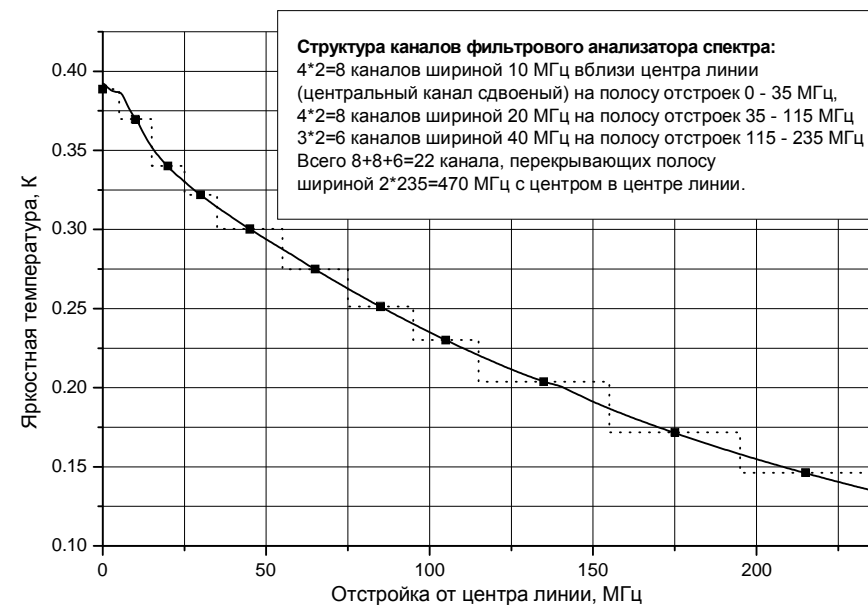


Рис. 2. Расчетные значения яркостной температуры линии окиси хлора 204,35 ГГц в каналах оптимизированного фильтрового АС с шириной каналов 10, 20 и 40 МГц.

4. Компьютерное моделирование восстановления вертикальных распределений озона и окиси хлора

Определение ВР озона и окиси хлора по их спектрам будет выполняться с использованием алгоритмов, основанных на методе Тихонова [11]. Этот метод с успехом применяется в ФИАН для восстановления ВР озона в стратосфере и мезосфере [1, 9, 12]. Для восстановления ВР окиси хлора по спектрам ее излучения на частоте 204,4 ГГц алгоритм и программа [12] были соответствующим образом изменены [13]. Ниже приведены некоторые результаты численного моделирования восстановления ВР озона и окиси хлора для создаваемых спектрометров.

Расчеты показали, что при наблюдениях линии озона 142,175 ГГц с помощью спектрометра с шириной полосы анализа 500 МГц, шумовой температурой 1500 К, оптимизированным частотным разрешением (Рис. 1), при среднем влажностном содержании зимней тропосферы и времени накопления сигнала 1 час точность восстановления ВР озона оказывается лучше 5% на высотах 20-50 км. Метод Тихонова позволяет восстановить отдельные детали на профиле озона, в т.ч. резкие изменения градиента ВР на некоторых высотах, наблюдаемые в холодные сезоны при появлении полярного воздуха в стратосфере над Москвой [14]). На высотах ниже 17 км относительные ошибки определения ВР озона возрастают, хотя абсолютная ошибка остается малой.

Результаты моделирования восстановления ВР окиси хлора по измерениям линии 204,35 ГГц показаны на Рис. 3 для времени наблюдения 6 часов с приемником, имеющим шумовую температуру 500 К, оптимизированным фильтровым АС (Рис. 2), при пониженном влагосодержании зимней тропосферы (тропосферное ослабление 3 дБ). Сплошная линия представляет исходный модельный профиль, взятый из работы [15], пунктирная линия – нулевое приближение итерационной процедуры метода Тихонова, серая область – результат восстановления по уровню погрешности $\pm\sigma$. В нижнем максимуме профиля окиси хлора точность восстановления составляет около 5%, что позволяет уверенно регистрировать содержание стратосферной окиси хлора и его изменения, которые могут достигать десяти и более раз.

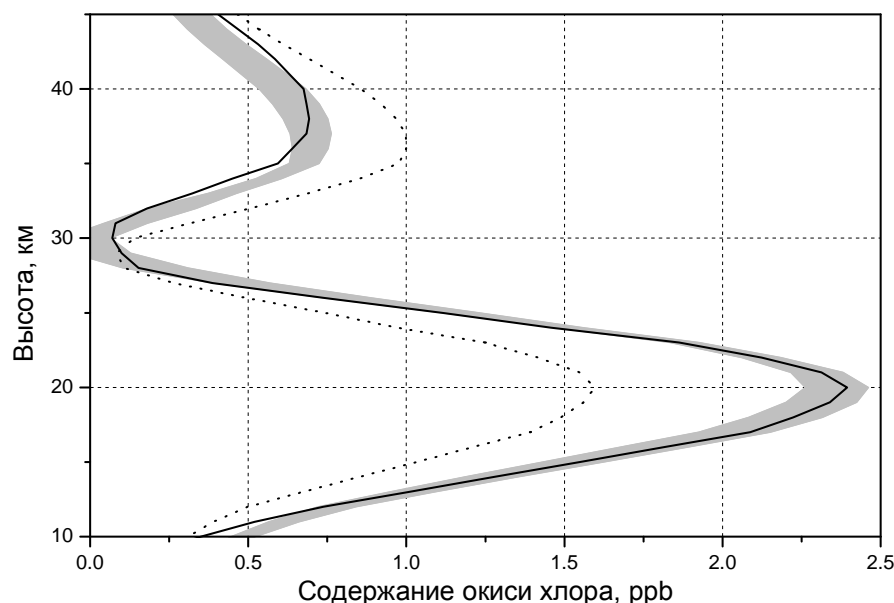


Рис. 3. Моделирование восстановления вертикального распределения окиси хлора из спектральной линии 204,35 ГГц, полученной в течение 6 часов с использованием радиоспектрометра с шумовой температурой 500 К.

В верхнем максимуме точность восстановления составляет около 10%. Вполне достоверно восстанавливается также содержание окиси хлора в окрестности локального минимума на высоте 30 км.

5. Заключение

В настоящее время в ФИАН ведутся разработка и изготовление новых спектрометров на частоты 142,2 и 204,4 ГГц с оптимизированными характеристиками для наземных исследований атмосферного озона и окиси хлора. Параметры при-

емников и анализаторов спектра и созданные математические алгоритмы обеспечат эффективное восстановление вертикальных распределений озона на высотах 15-75 км (до 95 км ночью) и окиси хлора на высотах 15-45 км, что позволит использовать данные приборы для решения широкого круга задач экологии и физики атмосферы.

Авторы выражают глубокую благодарность префекту ВАО г.Москвы, проф. Н.Н.Евтихиеву, директору "Мосэкомониторинга" к.ф.-м.н. Е.Г.Семутниковой, А.М.Октябрьскому (Министерство образования и науки РФ) и И.И.Бородулиной (Московский комитет по науке и технологиям) за поддержку работы и внимание к ней. Большой вклад в создание аппаратуры и программного обеспечения был сделан д.ф.-м.н. К.П.Гайковичем (ИФМ РАН), В.Н.Леоновым, А.Н.Лукиным, В.Ф.Троицким и Н.И.Кузнецовым (ФИАН), к.ф.-м.н. В.Ф.Вдовиным (ИПФ РАН), В.П.Меркуловым и к.ф.-м.н. С.В.Логвиненко (ПРАО АКЦ ФИАН), А.М.Пилипенко (НПО "Сатурн") и А.А.Орловым (ИОФАН), которым авторы искренне признательны. Работа была поддержана Министерством образования и науки РФ (госконтракт № 40.032.11.43), Московским комитетом по науке и технологиям (договор 25-Т/03), ФЦП "Интеграция", программой ОФН РАН "Проблемы радиофизики", грантом РФФИ №03-02-17436 и грантом программы "Ведущие научные школы" НШ-1254.2003.2 и НШ-3293-2006.2.

Литература

1. С.В.Соломонов. Радиофизические исследования озоносферы //Успехи соврем. радиоэлектрон.- 2003.- №1.- С.9-25.
2. С.Б.Розанов, С.В.Соломонов, А.Н.Игнатьев, Е.П.Кропоткина. Оптимизация характеристик радиоспектрометров миллиметрового диапазона волн для исследований озона и окиси хлора в атмосфере Земли //Сборник "Физич. проблемы экологии", №12, М.: Изд. МГУ, 2004. – С.186-199.
3. HITRAN-2000, <ftp://cfa-ftp.harvard.edu/pub/HITRAN/>.
4. А.Н.Игнатьев, Е.П.Кропоткина, Ю.А.Пирогов, С.Б.Розанов. Исследование возможности наземных наблюдений атмосферной окиси хлора на частоте 204 ГГц //Радиотехн. и электрон.- 2003.- Т.48, №6.- С.679-683.
5. С.Б.Розанов. Малозумящие смесители диапазона волн 2 мм на диодах Шоттки с балочными выводами //Радиотехн. и электрон. - 1996. - Т.41, №3. - С.362-369.
6. С.Б.Розанов, В.Г.Божков, В.И.Перфильев, С.Ю.Турыгин. Разработка и исследование смесителя на планарном диоде Шоттки в диапазоне волн 1,5 мм //Изв. вузов. Радиофиз.- 2003.- Т.46, №8-9.- С.771-778.
7. Божков В.Г., Геннеберг В.А., Куркан К.И., Перфильев В.И. Монолитные и квазимонолитные модули и устройства миллиметрового диапазона длин волн. //Электронная промышленность. – 2001. - №5. – С.77–97.
8. Н.А.Есепкина, Е.П.Кропоткина, С.К.Круглов, В.Н.Леонов, А.Н.Лукин, С.Б.Розанов, И.И.Саенко, С.В.Соломонов. Радиометрический комплекс с акустооптическим анализатором спектра для исследований атмосферного озона на частоте 142 ГГц //Успехи соврем. радиоэлектрон. – 2003. - №1.- С.52-60.

9. С.В.Соломонов, Е.П.Кропоткина, С.Б.Розанов. Исследование вертикального распределения озона в стратосфере и мезосфере на миллиметровых волнах //Иzv. вузов. Радиофиз.- 2003.- Т.46, №8-9.- С.764-770.

10. V.A.Gusev, E.P.Kropotkina, S.V.Logvinenko, A.N.Lukin, P.L.Nikiforov, S.B.Rozanov, A.M.Shtanjuk, S.V.Solomonov. Heterodyne spectrometer for remote sensing of the atmospheric ozone //Proc. 3rd Int. Symp. on Phys. and Engineering MM and subMM Waves, Kharkov, Sept.15-17, 1998.- V.2.- P.694-696. Харьков: Изд. ИРЭ НАНУ, 1998.

11. А.Н.Тихонов, А.В.Гончарский, А.В.Степанов, А.Г.Ягола. Регулирующие алгоритмы и априорная информация. М.:«Наука», 1983.

12. К.П.Гайкович, Е.П.Кропоткина, С.В.Соломонов. Определение вертикального профиля атмосферного озона по наземным измерениям излучения в миллиметровом диапазоне //Иzv.АН. Сер. Физ. атмосфер. и океана.- 1999.- Т. 35, №1.- С.86-95.

13. К.П.Гайкович, А.Н.Игнатьев, Е.П.Кропоткина, Ю.А.Пирогов, С.Б.Розанов, С.В.Соломонов. Методы определения содержания окиси хлора из наблюдений на миллиметровых волнах //Будет опублик. в Радиотехн. и электрон.- 2005.- Т.50.

14. С.В.Соломонов, Е.П.Кропоткина, А.Н.Лукин, С.Б.Розанов. Изменения в озоновом слое над Московским регионом по наблюдениям на миллиметровых волнах //Краткие сообщения по физике ФИАН. – 1998. - №1 - С.23-27.

15. M.Kuntz, G.Kopp, H.Berg, G.Hochschild, R.Krupa. Joint retrieval of atmospheric constituent profiles from ground-based millimeterwave measurements: ClO, HNO₃, N₂O and O₃ //J. Geophys. Res.- 1999.- V.104, No.D11.- P.13981-13992.

ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ СМЕШЕНИЯ ВОДНЫХ МАСС В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОЙ ИЗОТОПНО-ХИМИЧЕСКОЙ МЕТОДИКИ

Савенко А.В.¹, Дубинина Е.О.², Бреховских В.Ф.³

¹Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет МГУ, ²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, ³Институт водных проблем РАН

Изучено распределение изотопного состава воды в устьевых областях Северной Двины, Онеги и Волги с целью выявления возможной неоднородности гидрологической структуры зоны смешения, вызванной присутствием разных генетических типов водных масс. Установлено, что в устьевых областях Северной Двины и Онеги происходит линейное увеличение концентраций дейтерия и кислорода-18 с ростом содержания хлоридов, причем для речной водной массы Онеги характерны более высокие значения величин δD и $\delta^{18}O$ по сравнению с водами Северной Двины. В устье Волги, напротив, наблюдается нелинейное увеличение концентраций дейтерия и кислорода-18 с ростом содержания хлоридов: на начальных стадиях смешения речных и морских вод происходит их резкое возрастание, после чего зависимости становятся линейными. Сделан вывод о сложной гидрологической структуре зоны смешения вод Волги и Каспийского моря и, возможно, устьев других рек, впадающих в южные моря России, где присутствуют, как минимум, две модификации речной водной массы, образующиеся в областях зоны смешения с различной интенсивностью водообмена.

Введение

При проведении натурных наблюдений в устьевых областях рек необходимо в первую очередь получить информацию о соотношении долей речных и морских вод в каждой точке зоны смешения. Обычно для этой цели используется распределение хлоридов или солености, которые считаются консервативными показателями. В действительности же в процессе смешения лишь сама вода является строго консервативным веществом. Кроме того, модель смешения речной и морской водных масс предусматривает наличие всего двух источников поступления вод и неприменима в случаях, если на устьевом взморье присутствует несколько модификаций речной водной массы или идет интенсивная разгрузка подземных вод. Вследствие этого, большое значение приобретает выяснение степени корректности использования диаграммы «концентрация–хлорность» для определения типа поведения растворенных компонентов.

Постановка задачи

В ходе многолетних гидрохимических исследований в устьевых областях Волги, Кубани и Дона /1–4/ было установлено, что для стронция, поведение которого в силу незначительного вовлечения в химические и биологические внутриводоемные процессы близко к консервативному, в некоторые периоды все же наблюдались небольшие (<20%) отклонения от линейных уравнений связи с содержанием хлоридов. При этом для разных гидролого-гидрохимических съемок величина и направленность этих отклонений различались. Аналогичная ситуация отмечалась и для кальция. Причиной такого «квазиконсервативного» поведения указанных элементов, по-видимому, является неодинаковая трансформация вод в дельтовых рукавах, а также проточных и застойных областях зоны смешения, обусловленная различиями в составе слагающих русло пород, интенсивности водообмена (и, следовательно, времени пребывания воды в водоеме) и характере протекания продукционно-деструкционных процессов.

Косвенным подтверждением данной гипотезы служат: 1) результаты гидрологических наблюдений /5/, свидетельствующие о пространственной неоднородности структуры зоны смешения волжских и каспийских вод в период съемки 1996 г.; 2) особенности пространственного распределения хлоридов в устьевой области Кубани и на акватории Таганрогского залива /2/; 3) строго консервативное поведение стронция и кальция в устьях рек водосборов северных морей России /3/, где менее значима роль испарения и биологических процессов. Однако наилучшим индикатором процесса смешения водных масс является изотопный состав воды, который определяется исключительно гидрофизическими процессами. Нарушение линейных связей между содержанием различных изотопов H₂O и концентрацией хлоридов будет однозначно указывать на присутствие в зоне смешения более двух типов вод.

Для выяснения степени соответствия гидрологической структуры устьевых областей рек, впадающих в северные и южные моря России, модели смешения двух водных масс нами был изучен изотопный состав воды в устьях Северной Двины, Онеги и Волги.

Материал и методика исследований

Гидролого-гидрохимические исследования в устьевых областях Северной Двины и Онеги, в ходе которых были отобраны пробы воды для анализа ее изотопного состава и содержания хлоридов, проводились 27–28 июня 2002 г. на спаде половодья; натурные наблюдения в устье Волги – 1–5 августа 2004 г. в период летней межени. Расположение станций отбора проб показано на рис. 1–3.

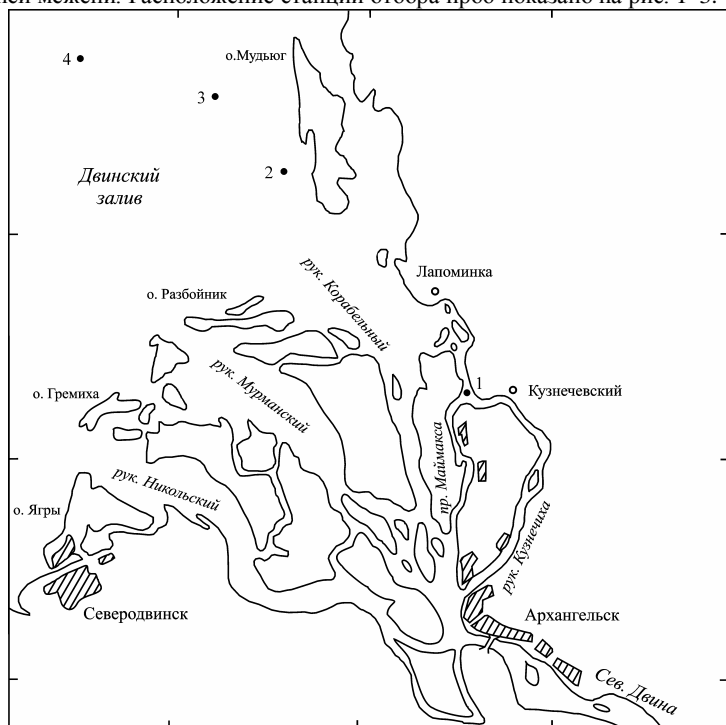


Рис. 1. Расположение станций отбора проб в устье Северной Двины.

Содержание хлоридов определялось объемным меркуриметрическим методом с весовым разбавлением высокоминерализованных проб /6/. Относительная погрешность измерений не превышала $\pm 3\%$.

Изотопный анализ водорода и кислорода выполнялся в ИГЕМ РАН на масс-спектрометре DELTA^{plus} фирмы ThermoQuest (Finnigan). Концентрации изотопов выражены в виде

$$\delta D = \frac{(D/H)_{\text{проба}} - (D/H)_{\text{SMOW}}}{(D/H)_{\text{SMOW}}} \cdot 1000\text{‰}, \quad (1)$$

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{проба}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \cdot 1000\text{‰}, \quad (2)$$

где индексами «проба» и «SMOW» обозначены соответствующие отношения в отобранной пробе и стандарте средней океанической воды. Определение величин δD осуществлялось с использованием приставки N/Device методом непосредственного разложения воды на горячем (800°C) порошке хрома. Воспроизводимость параллельных определений составляла $\pm 0,3\%$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ определялись экспресс-методом изотопного уравнивания водных образцов с CO_2 при температуре 25°C /7/. Воспроизводимость определений $\delta^{18}\text{O}$ в параллельных опытах составляла $\pm 0,2\%$. Измерения производились с контролем по образцам сравнения МАГАТЭ (ОН-1, ОН-2, ОН-3 и ОН-4).

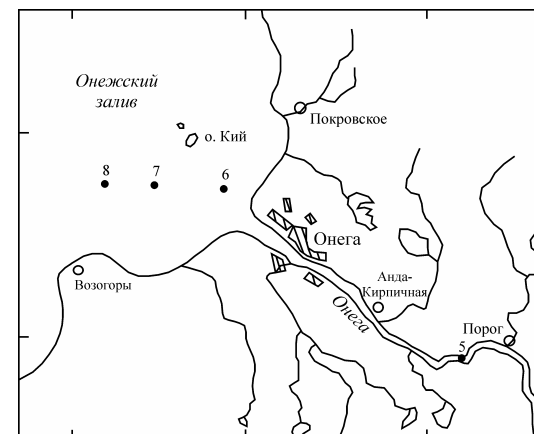


Рис. 2. Расположение станций отбора проб в устье Онеги.

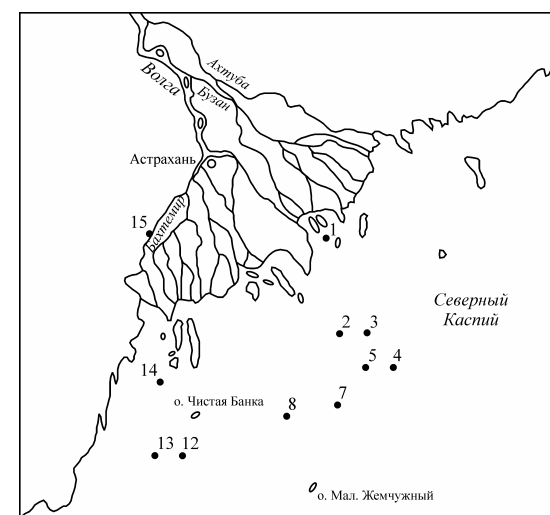


Рис. 3. Расположение станций отбора проб в устье Волги.

Результаты и обсуждение

Проведенные исследования (табл. 1) показали, что в устьевых областях Северной Двины и Онеги происходит линейное увеличение концентраций дейтерия и кислорода-18 с ростом содержания хлоридов (рис. 4), описываемое следующими уравнениями связи:

$$\delta D = 5,27Cl - 110,15, \quad r = 0,999, \quad (3)$$

$$\delta^{18}O = 0,720Cl - 13,84, \quad r = 0,998, \quad (4)$$

для устья Северной Двины и

$$\delta D = 4,17Cl - 95,28, \quad r = 0,998, \quad (5)$$

$$\delta^{18}O = 0,657Cl - 11,68, \quad r = 0,963, \quad (6)$$

для устья Онеги. При этом для речной водной массы Онеги характерны более высокие величины δD и $\delta^{18}O$ (-95 и $-11,7$ ‰ соответственно) по сравнению с водами Северной Двины ($\delta D = -110$ ‰, $\delta^{18}O = -13,8$ ‰), что отражается на изотопном составе смешивающихся вод вплоть до морской границы устьевых областей.

Т а б л и ц а 1

Содержание хлоридов и изотопный состав воды в устьях Северной Двины и Онеги

№ станции	Cl, г/л	δD , ‰	$\delta^{18}O$, ‰
Устье Северной Двины			
1	0,0058	-109,47	-14,04
2	0,968	-105,96	-12,88
3	3,02	-93,96	-11,71
4	9,83	-58,30	-6,77
Устье Онеги			
5	0,0044	-96,36	-12,47
6	2,02	-85,12	-9,05
7	4,71	-76,23	-9,07
8	11,58	-47,04	-4,10

Полученные данные позволяют сделать вывод о соответствии гидрологической структуры устьевых областей Северной Двины и Онеги модели смешения двух водных масс, что дает возможность с высокой степенью достоверности использовать распределение хлоридов для анализа соотношения речной и морской водных масс в любой точке зоны смешения.

Вместе с тем в устье Волги, как следует из приведенных в табл. 2 результатов определений, наблюдается нелинейное увеличение концентраций дейтерия и кислорода-18 с ростом содержания хлоридов: на начальных стадиях смешения речных и морских вод происходит их резкое возрастание, после чего зависимости становятся линейными (рис. 5). В.С. Брезгуновым с соавторами [8, 9] были установлены близкие к полученным нами нелинейные зависимости между концентрацией кислорода-18 и соленостью для Северного Каспия и Азовского моря, представляющих собой своеобразные зоны смешения распресненных вод устьевых взморий с более солеными водами Среднего Каспия и Черного моря. Абсолютные

величины $\delta^{18}O$ в водах Волги и Среднего Каспия с соленостью 12,8‰ ($Cl = 5,4$ г/л) составили, по данным [8], $-12,9 \pm 0,4$ и $-1,7 \pm 0,3$ ‰, что хорошо согласуется с нашими определениями и является экстраполяцией представленной на рис. 5 зависимости $\delta^{18}O$ от содержания хлоридов в области с соответствующей минерализацией.

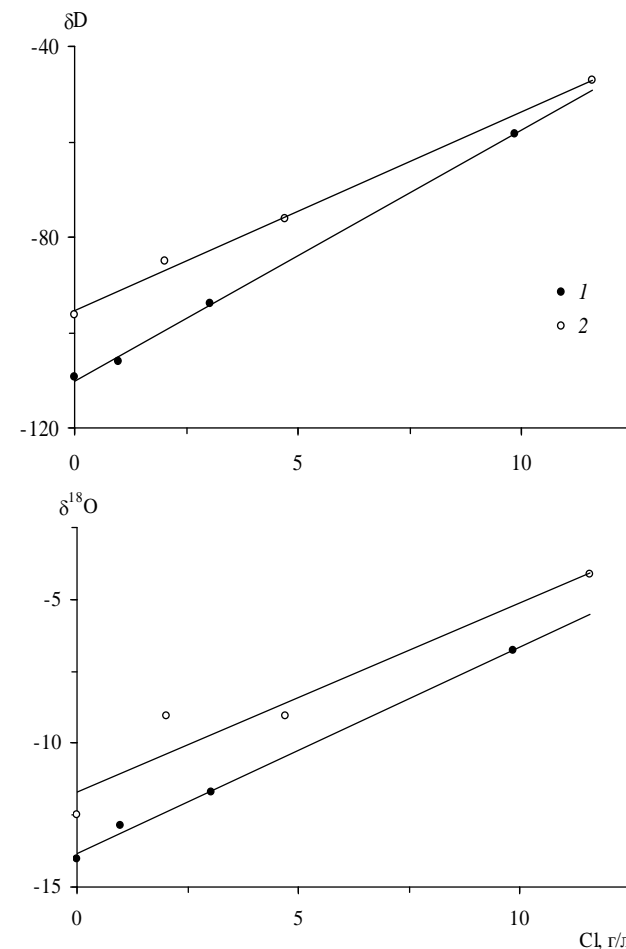


Рис. 4. Изменение изотопного состава воды (‰) в устьях Северной Двины и Онеги с ростом содержания хлоридов.

Отклонения наблюдаемых значений $\delta^{18}O$ от линии смешения речных и среднекаспийских (черноморских) вод связывались авторами [8, 9] с фракционированием изотопов воды при испарении, которое играет существенную роль в водном

балансе устьевых областей южных рек. При этом величина избытка тяжелых изотопов определяется не локальной скоростью испарения, а временем пребывания воды в поверхностном слое или во всем водоеме при отсутствии стратификации. Отсюда следует, что в проточных и застойных областях устьевого взморья действительно могут формироваться разные модификации речной водной массы, характеризующиеся при одинаковом содержании хлоридов разным изотопным составом и концентрациями растворенных компонентов, в частности, стронция и кальция.

Т а б л и ц а 2

Содержание хлоридов и изотопный состав воды в устье Волги

№ станции	Cl, г/л	δD , ‰	$\delta^{18}O$, ‰
1	0,026	-89,36	-10,50
1a	0,026	-90,78	-10,46
2	0,384	-73,89	-7,68
3	1,20	-64,06	-6,34
4	2,06	-52,53	-4,71
5	2,34	-48,58	-4,26
7 пов.	2,52	-46,65	-4,26
7 дно	2,52	-45,78	-3,35
8 пов.	2,30	-47,17	-3,56
8 дно	2,30	-48,86	-4,00
12	1,45	-62,09	-6,04
13	0,86	-69,61	-6,90
14	0,028	-90,64	-10,26
14a	0,028	-91,10	-10,04
15	0,028	-91,57	-10,09

Таким образом, проведенные исследования в совокупности с литературными данными позволяют сделать вывод о сложной гидрологической структуре устьев рек, впадающих в южные моря России, в которых присутствуют, как минимум, две модификации речной водной массы, образующиеся в областях зоны смешения с различной интенсивностью водообмена. Вследствие этого, при проведении натурных наблюдений в устьевых областях рек рекомендуется уделять повышенное внимание анализу гидрологической структуры зоны смешения с целью выявления ее возможной неоднородности. Наиболее эффективной, по мнению авторов, является изотопно-химическая методика (анализ диаграмм «соленость (хлорность)– δD – $\delta^{18}O$ »), которая позволяет получить прямые доказательства существования разных генетических типов водных масс.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 05–05–66810) в рамках Европейской Ассоциированной Лаборатории «Геохимия окружающей среды» (LEAGE).

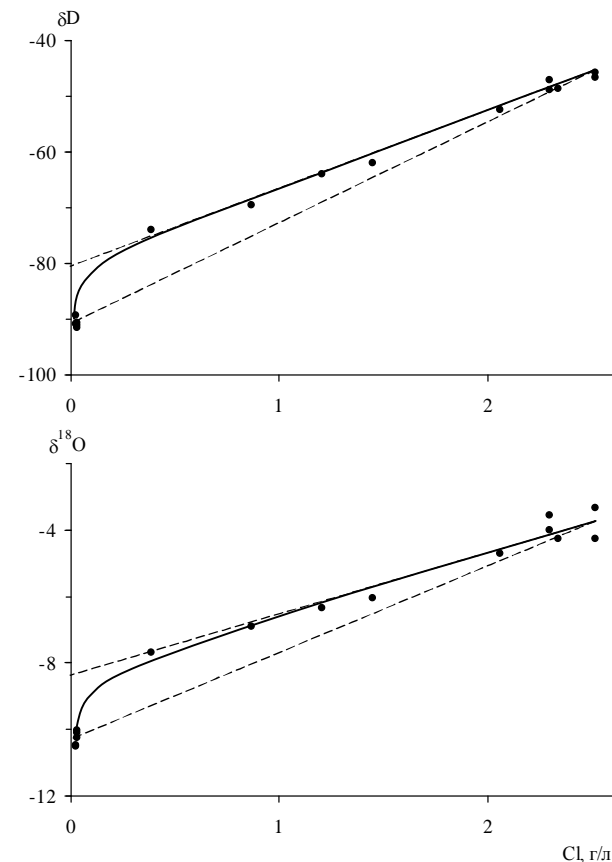


Рис. 5. Изменение изотопного состава воды (‰) в устье Волги с ростом содержания хлоридов. Пунктиром обозначены гипотетические линии смешения речной и морской водных масс в областях зоны смешения с максимальной (нижняя) и минимальной (верхняя) интенсивностью водообмена.

Литература

1. Савенко А.В. Поведение стронция в зоне смешения вод Волги и Каспийского моря // Водные ресурсы. 1999. Т. 26. № 2. С. 248–251.
2. Савенко А.В., Цыцарин А.Г., Повалишников Е.С. Поведение стронция, фтора и бора в устьевых областях Кубани и Дона // Водные ресурсы. 2002. Т. 29. № 6. С. 732–742.
3. Савенко А.В. Геохимия стронция, фтора и бора в зоне смешения речных и морских вод. М.: ГЕОС, 2003. 170 с.

4. Савенко А.В., Покровский О.С., Кандаудан Ф. Миграция растворенных микроэлементов в зоне смешения вод Волги и Каспийского моря // Сб. докл. Междунаро. науч. конф. «Геохимия биосферы». 15–18 ноября 2006 г. Москва, Россия. Москва–Смоленск, 2006. С. 308–311.
5. Косарев А.Н., Кураев А.В., Ноконова Р.Е. Особенности современных гидрологических условий Северного Каспия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1996. № 5. С. 47–53.
6. Лурье Ю.Ю. Унифицированные методы анализа вод. М.: Химия, 1971. 375 с.
7. Авдеенко А.С., Дубинина Е.О. Изотопный анализ кислорода воды с применением метода уравнивания с CO_2 в одноразовых шприцах // Сб. тез. докл. XVI симп. по геохимии стабильных изотопов им. А.П. Виноградова. 20–23 ноября 2001 г. Москва. С. 152.
8. Брезгунов В.С., Нечаев В.В., Якимова Т.В. Изучение водообмена в Северном Каспии на основе распределения изотопного состава кислорода воды // Водные ресурсы. 1987. № 1. С. 155–161.
9. Brezgunov V.S. Study of water exchange in sea–river water mixing zones using the isotopic composition–salinity diagram // Nucl. Geophys. 1990. Vol. 4. № 1. P. 71–77.

УСТОЙЧИВОЕ РАЗВИТИЕ КАК ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ ПРОБЛЕМА СОВРЕМЕННОГО ЕСТЕСТВОЗНАНИЯ

Савенко В.С.

*Московский Государственный Университет им. М. В. Ломоносова,
Географический факультет МГУ*

Концепция устойчивого развития рассматривается как естественнонаучная проблема. Разбираются геохимические механизмы, формирующие устойчивость биосферы. Отмечается, что биологическая эволюция является составной частью эволюции биогеоценозов, представляющих собой «элементарные частицы» биосферы.

В конце 80-х годов прошлого века Международная комиссия ООН по окружающей среде и развитию опубликовала доклад «Наше общее будущее» /1/, сыгравший значительную роль в консолидации усилий, направленных на выработку стратегии долгосрочного развития человечества. Сформулированная в этом докладе директива, получившая название концепции устойчивого развития (sustainable development), констатировала необходимость перехода человечества к такому развитию, которое удовлетворяет потребности ныне живущих людей, но не ставит под угрозу возможность будущих поколений удовлетворять свои собственные потребности.

Эта точка зрения получила широкую поддержку в обществе, однако приведенная формулировка устойчивого развития обладает большой неопределенностью и нуждается в корректировке, поскольку потребности общества быстро изменяются, как в качественном, так и в количественном отношении. Исторический опыт XX века наглядно показывает, что очень трудно предвидеть появление новых

технологий и, следовательно, вряд ли можно сейчас эффективно заботиться об обеспечении возможности удовлетворения потребностей будущих поколений. Представление об устойчивом развитии может стать более определенным, если исходить из того, что человек и производимая им хозяйственная деятельность являются закономерным итогом и одним из этапов эволюции биосферы. При таком рассмотрении проблема устойчивого развития лишается антропоцентристской направленности и становится естественнонаучной проблемой, решение которой связано с выяснением фундаментальных законов функционирования и эволюции биосферы, а также определением условий, при которых хозяйственная деятельность человека не влечет потерю биосферой устойчивости и сход с квазистационарной траектории эволюции.

Устойчивость биосферы как неравновесной термодинамической системы может быть только устойчивостью стационарных неравновесных состояний (включая замкнутые циклы) и квазистационарных траекторий развития, в которых одно стационарное состояние последовательно сменяется другим также стационарным состоянием. Очень вероятно, что в течение геологического времени биосфера не раз выходила за пределы области устойчивости, но неустойчивые состояния естественным образом исключались в результате изменения структурно-функциональной организации биотических и абиотических компонентов, и в целом эволюция биосферы шла по квазистационарной траектории развития. Появление человеческого общества – качественно нового составного элемента биосферы – ведет к коренному изменению ее структурно-функциональной организации и переходу в новое состояние – ноосферу /2/. Устойчивость ноосферы в принципе не может определяться теми механизмами гомеостаза, которые действовали в биосфере до человека, если, конечно, не ставить задачу сохранения за человеком только чисто биологических функций, свойственных представителям животного мира. Поэтому стратегия устойчивого развития должна предусматривать действия, направленные на выработку механизмов гомеостаза ноосферы, совместимых с новыми принципами хозяйственной деятельности.

Устойчивость биосферы

Устойчивость есть свойство систем изменяться под действием внешних возмущений или внутренних процессов таким образом, чтобы отклонения от исходного состояния имели минимальные значения. После прекращения действия возмущающих факторов устойчивые системы восстанавливают исходное состояние. Устойчивость имеет пределы, которые определяются внутренним устройством систем, т.е. формой структурно-функциональной организации составных элементов и процессов взаимодействия между ними.

Проблему геохимической устойчивости биосферы можно рассматривать с двух точек зрения: кинетической и термодинамической. В обоих случаях априорно допускается устойчивость естественного состояния биосферы. Единственным, но сильным подтверждением верности этого положения служит сам факт существования биосферы в течение трех миллиардов лет. Поскольку явления жизни несовместимы с состоянием термодинамического равновесия, экологическая стабилизация биосферы предполагает сохранение существующего динамического равновесия. Это утверждение составляет содержание *первого геохимического постулата устойчивого развития*, согласно которому хозяйственная деятельность не

должна существенно нарушать сбалансированность миграционных потоков вещества, присущую современной биосфере.

Полная сбалансированность потоков вещества и энергии в биосфере означает запрет на эволюцию и невозможность адаптации к изменениям внешних условий. Находясь в устойчивом стационарном состоянии, динамическая система способна эволюционировать, изменяя свою структурно-функциональную организацию в результате адаптации к действию внешних сил или каких-либо внутренних процессов. Если происходящие при этом изменения состояния системы не выходят за пределы устойчивости, то эволюция идет по устойчивой квазистационарной траектории развития, при которой кризисные явления либо не реализуются вообще, либо выражены слабо.

Сохранение существующей сбалансированности миграционных потоков

$$\sum J_i = 0 \quad (1)$$

не предполагает полной неизменности абсолютных величин динамических параметров биосферы, условие сбалансированности может выполняться при множестве различных абсолютных величин каждого из потоков в отдельности. Необходимо только, чтобы для каждого из резервуаров мощности входящих и выходящих потоков любого химического компонента были равны между собой. Применительно к интересующей нас проблеме это означает, что имеется возможность для роста интенсивности хозяйственной деятельности при сохранении структурно-функциональной организации биосферы, т.е. возможно отдаление экологических ограничений на пределы роста за счет ускорения миграции вещества в направлении, противоположном направлению его миграции в технологических потоках. Данное условие, которое можно назвать *вторым геохимическим постулатом устойчивого развития*, составляет основу для выработки новых принципов взаимоотношений человека с биосферой при переходе общества на путь устойчивого развития.

Нельзя, однако, считать, что таким способом можно вообще преодолеть экологические ограничения на расширение хозяйственной деятельности. Ускорение компенсирующих потоков вещества связано с затратами энергии, возобновляемые и невозобновляемые ресурсы которой ограничены. По-видимому, самые жесткие ограничения на пределы роста накладывает энергетическая структура биосферы и, в частности, допустимая мощность утилизируемых энергетических потоков, при которой биосфера сохраняется в устойчивом состоянии, приемлемом для биологического существования человека. Таких состояний может быть достаточно много и некоторые из них, вероятно, имеют преимущества перед ныне существующей формой структурно-функциональной организации биосферы.

Живые организмы и биокосные системы всех уровней объединяет то, что все они существуют только в устойчивом термодинамически неравновесном состоянии. Степень термодинамической неравновесности систем количественно характеризуется величиной избыточной свободной энергии по сравнению с ее значением в состоянии термодинамического равновесия. Чем больше величина избыточной свободной энергии, тем выше степень неравновесности системы и тем ближе она приближается к «области диссипативных структур», в пределах которой возможно существование жизни.

В живых организмах избыточная свободная энергия накапливается и хранится в так называемых «биохимических аккумуляторах», к которым относятся, напри-

мер, актин-миоциновый комплекс сократительных белков или разность электрохимических потенциалов клеточных мембран. Подобно живым организмам, в биокосных системах также происходит накопление избыточной свободной энергии, которая используется для поддержания гомеостаза биосферы. В качестве геохимических аккумуляторов в этом случае выступают термодинамически неравновесные продукты фотосинтеза: органическое вещество и молекулярный кислород вместе с многочисленными производными от него биогенными окислителями. Механизм создания и поддержания термодинамической неравновесности биосферы связан с пространственным разделением продуктов фотосинтеза: накоплением молекулярного кислорода в атмосфере и захоронением органического вещества в донных отложениях океанов, морей и континентальных водоемов. Пространственное разделение окислителей и восстановителей имеет своим следствием накопление избыточной свободной энергии, необходимой для поддержания устойчивости неравновесного состояния биосферы.

Как геохимический процесс, жизнь представляет собой сопряжение двух реакций: синтеза органического вещества из минеральных компонентов (биогенных веществ) и его последующего разложения на исходные вещества. При ограниченности ресурсов биогенных веществ длительное поддержание жизни на планете возможно только в случае высокой степени сбалансированности этих двух реакций (интенсивность поступления ювенильных биогенных веществ из глубинных областей Земли намного меньше интенсивности биосферного круговорота и не может обеспечить длительное существование жизни при замедлении по какой-либо причине деструктивных процессов). В отсутствие запаса пространственно разделенных термодинамически неравновесных окисленных и восстановленных продуктов фотосинтеза существование биоты оказалось бы под угрозой, поскольку не очень значительные флуктуации внешних факторов, влияющих на скорость сопряженных реакций синтеза и разложения органического вещества, могли бы привести к необратимым изменениям и прекращению жизни. Подсистемы биосферы – оксифера и редусфера – выполняют, образно говоря, роль стабилизатора биотического круговорота.

Хозяйственная деятельность, использующая, главным образом, энергию окисления органического вещества, снижает термодинамическую неравновесность и устойчивость биосферы. Современное потребление ископаемого топлива (около 7 млрд т/год в пересчете на органический углерод) примерно в 40 раз превышает интенсивность захоронения органического вещества в донных отложениях Мирового океана /3/. Это означает, что современная цивилизация быстрыми темпами уничтожает создававшуюся в течение миллиардов лет термодинамическую неравновесность биосферы, действуя в направлении, противоположном устойчивому развитию.

Геологические данные свидетельствуют о том, что в течение всей известной геологической истории существования жизни на Земле происходило нарастание внутренней термодинамической неравновесности биосферы /4, 5/. Это утверждение равносильно выполнению неравенства:

$$dG^{ex}/dt > 0, \quad (2)$$

где $dG^{ex} = G - G^{eq}$ – избыточная свободная энергия биосферы, G и G^{eq} – свободная энергия текущего и равновесного состояния биосферы соответственно, t – время.

До тех пор, пока органическое вещество находится в биосфере, оно в высшей степени неустойчиво и быстро перерабатывается гетеротрофными организмами. Только выйдя за пределы биосферы, становясь компонентом осадочных пород, органическое вещество утрачивает непосредственную связь с биотой и кислородом атмосферы и резко повышает свою устойчивость. Осадочные породы и вне биосферы содержат окислители органического вещества (сульфатную серу, оксигидроксиды железа (III), диоксид марганца), но без участия живых организмов процессы окисления идут чрезвычайно медленно, и можно предположить, что концентрации компонентов главных редокс систем в осадочных породах отражают синхронное с их образованием редокс состояние биосферы.

Если с этих позиций рассматривать данные по эволюции химического состава осадочных пород /6, 7/, то выясняется одна весьма интересная закономерность. Она заключается в том, что с течением времени на фоне общего роста концентрации органического углерода (восстановителя) наблюдается увеличение содержания окисленных компонентов главных редокс систем: окисного-закисного железа и сульфатной-сульфидной серы (рис. 1).

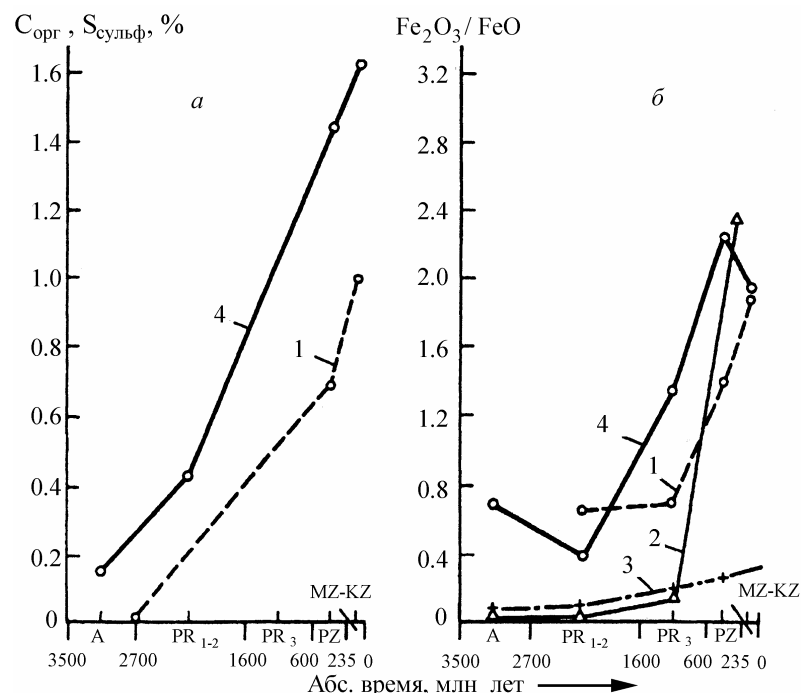


Рис. 1. Эволюция содержания органического углерода (1), сульфатной (2) и пиритной (3) серы, а также величины отношения окисного железа к закисному (4) в осадочных породах Северо-Американской (а) и Русской (б) платформ /7/

Таким образом, данные по химической эволюции осадочной оболочки Земли показывают, что вещество, выходящее из биосферы и дающее начало осадочным породам, с течением времени становилось все более неравновесным. Поэтому можно сделать вывод, что эволюция биосферы шла в направлении увеличения ее внутренней неравновесности. Отсюда следует **третий геохимический постулат устойчивого развития**: в результате хозяйственной деятельности избыточная свободная энергия и степень неравновесности биосферы не должны уменьшаться.

Гомеостаз биосферы

Трудно представить, что за 3 млрд. лет существования жизни на Земле воздействие космических сил и геологических процессов на биосферу не испытывало сколько-нибудь значительных изменений, что обеспечивало бы существование организмов в относительно узком диапазоне состояний окружающей среды. Наоборот, сейчас имеются многочисленные доказательства того, что в течение геологической истории воздействие на биосферу со стороны земных недр изменялось чрезвычайно сильно. Однако несмотря ни на что, жизнь на Земле не прекращалась ни на мгновение. Следовательно, в биосфере должны существовать какие-то компенсационные механизмы, обеспечивающие относительную устойчивость ее текущего состояния, находящегося «вдали от равновесия».

В настоящее время преобладают представления о регулировании состояния биосферы биотой /8–10/, хотя имеются достаточно аргументированные высказывания в пользу противоположной точки зрения /11–13/. Как отмечал А.А. Ляпунов /14/, функционирование любых систем подчинено стремлению к самосохранению (другие системы просто не могли бы существовать длительное время). Изменение функционирования систем под воздействием возмущающих факторов назовем адаптацией, и будем различать адаптацию двух видов: пассивную и активную. В первом случае система изменяется в соответствии с внешними условиями, но ее ответное воздействие не вызывает в окружающей среде каких-либо заметных изменений. Во втором случае адаптация системы происходит не только за счет собственных изменений, но и в результате воздействия на окружающую среду, сопровождающегося ее изменением. Таким образом, адаптация есть условная «цель», которую можно соотнести с процессами регулирования, отличающимися от процессов управления тем, что последние направлены на достижение осознанной цели, присущей человеку.

Регулирование происходит в результате взаимодействия двух и более систем, которые в общем случае находятся в неравновесных взаимоотношениях регулирующих и регулируемых объектов. Различия между ними состоят в том, что регулирующая система, находясь в определенном состоянии, ограничивает множество возможных состояний регулируемой системы, направляя ее тем самым по определенной траектории развития. Регулируемая система не обладает такой способностью.

Деление на регулирующие и регулируемые системы в значительной степени условно. В общем случае взаимодействие между системами означает возникновение между ними связи и ограничений числа возможных состояний как для одной, так и для другой. Регулирующей становится та система, для которой ограничений меньше. Когда степень ограничений возможных состояний различается не очень

сильно, возникает саморегулирующаяся (самоорганизующаяся) система, в которой взаимодействующие системы являются составными элементами (подсистемами).

Для того чтобы система могла участвовать в процессах регулирования, она должна иметь не бесконечно малую вероятность нахождения не в одном, а во многих различных состояниях. Это возможно только для неравновесных систем, причем чем выше степень неравновесности, тем больше существует различных допустимых состояний. По этой причине термодинамическая неравновесность является необходимым признаком систем регулирования. Кроме того, регулирование, как выбор одного из многих возможных состояний, производится по некоторому правилу (алгоритму) передачи и преобразования информационных сигналов, которые не обладают значительной энергией, способной вызвать существенные изменения в принимающей системе. Чтобы такие изменения произошли, необходимо наличие в системе избыточной свободной энергии, что также возможно только в случае отсутствия термодинамического равновесия.

Суть вопроса о регулировании состояния биосферы состоит в выяснении того, какая из двух подсистем биосферы (биотическая или абиотическая) накладывает больше ограничений на выбор возможных траекторий развития другой подсистемы.

Во многих работах функции управления или регулирования состоянием биосферы приписываются биоте на основании представлений о значительно большей интенсивности биогенной миграции вещества по сравнению с другими ее видами. Это очевидное заблуждение, в основе которого лежит игнорирование особых функций информационных сигналов. Мощность информационного сигнала составляет ничтожную величину от мощности вызываемых им процессов, но именно с его помощью осуществляется процесс управления. Поэтому большая мощность биогеохимической миграции не является причиной считать биоту управляющей или регулирующей подсистемой биосферы.

Чтобы доказать наличие у биоты регулирующей функции, необходимо идентифицировать исходящие от нее сигналы управления и соответствующие приемные устройства в окружающей среде. При таком подходе оказывается, что очень трудно найти какие-либо процессы, которые можно было бы считать исходящими от биоты сигналами управления, а в окружающей абиотической среде выделить что-либо схожее с приемным устройством. Пожалуй, единственное, что имеет некоторый шанс претендовать на роль исходящих от биоты информационных сигналов управления, – это экзотомболиты, обладающие каталитическими свойствами. Изменяя скорость протекания этих процессов, биота через экзотомболиты-катализаторы может вызывать непропорциональные изменения мощностей потоков химических элементов и, следовательно, производить отбор возможных состояний биосферы.

Если биота не регулирует состояние окружающей абиотической среды, то может ли она сама быть объектом регулирования со стороны последней? Для утвердительного ответа необходимо, чтобы у биоты имелось некоторое множество возможных состояний, и абиотическая среда была способна как-то ограничивать число реализованных состояний, т.е. производить неслучайный выбор. Кроме того, необходимо знать, какие природные явления соответствуют информационным

сигналам, где и в каком виде хранится поступившая информация и т.д., одним словом, нужно описать схему процесса регулирования, включающую все его звенья.

Легче всего ответить на вопрос о наличии у биоты множества возможных состояний, поскольку огромное количество видов и различных биоценозов служит этому однозначным подтверждением. Способность абиотической среды ограничивать число теоретически возможных биоценозов также очевидна. Достаточно указать на существование широтной и высотной биоценотической зональности, ограничивающей разнообразие биоценозов в соответствии с изменением климатических условий. Намного сложнее дело обстоит с выделением информационных сигналов управления, мест и способов их хранения. Для регулирования состояния биоты сигналы, поступающие из окружающей среды, должны оставлять в ней информационный след и запоминаться. Наследственная информация, запрограммированная в генетических кодах разных видов организмов, может рассматриваться как информационный след, оставленный и хранящийся в памяти биоты. Этот след возникает в результате действия биотических и абиотических факторов, характеризующих состояние окружающей среды, и данное состояние должно рассматриваться как информационный сигнал, с помощью которого осуществляется регулирование.

Таким образом, наследственная информация получается и запоминается биотой в ходе естественного отбора, происходящего под влиянием как биотических, так и абиотических экологических факторов, которые производят отбор наиболее жизнеспособных и приспособленных к данным условиям видов. В такой интерпретации нельзя считать, что регулирование развития органического мира производится либо биотической, либо абиотической подсистемами биосферы, т.к. обе они выполняют аналогичные функции. Данная ситуация соответствует процессу регулирования на разных уровнях системной организации, когда поведение составного элемента системы подчиняется развитию системы в целом. Поэтому дискуссия о том, существует ли биотическое или абиотическое регулирование состояния биосферы, лишена смысла, и может обсуждаться лишь вопрос о процессах саморегулирования глобальной геосистемы внешних оболочек Земли.

Естественный отбор в биокосных системах и эволюция биосферы

Несмотря на наличие механизмов гомеостаза, в течение геологического времени биосфера претерпевала необратимые изменения, которые происходили как в биотических, так и в абиотических компонентах. Свидетельством первых является собственно биологическая эволюция, приводящая к появлению одних видов живых организмов и вымиранию других; вторых – направленные тренды изменения минерального и химического составов осадочной оболочки Земли, генетически связанной с внутрибиосферными процессами. Все эти изменения происходили в соответствии с фундаментальным законом естественного отбора устойчивых состояний, согласно которому в окружающем мире количественно преобладают объекты, находящиеся в состоянии относительной устойчивости. Неустойчивые состояния имеют меньшее время жизни и соответственно реже наблюдаются. Результатом этого является «замещение» неустойчивых состояний устойчивыми и эволюционное движение в сторону максимальной устойчивости, допускаемой внешними условиями.

Эволюция какой-либо системы означает процесс изменения ее состояния без нарушения свойственной ей определенной формы структурно-функциональной

организации. Если структурно-функциональная организация изменяется, это означает разрушение данной системы. В биогеоценозах и биосфере в целом формой структурно-функциональной организации являются соответственно биотический, климатический (биосферный) и большой геологический круговороты, которые в принципиальных чертах не изменялись в течение всего геологического времени.

Сохранение определенной формы организации – видового признака различных природных объектов – есть необходимое условие эволюционного процесса. Гомеостаз биосферы может быть согласован с фактом необратимой эволюции только в том случае, если траектория развития биосферы проходит по «каналу устойчивости» в фазовом пространстве ее состояний, т.е. по квазистационарной траектории /15/. Это означает, что должны быть весьма жесткие ограничения на выбор перехода от предшествующего состояния к последующему.

Что же определяет следование биосферы по квазистационарной траектории развития и в чем заключаются механизмы эволюции биосферы как совокупности биокосных систем? При такой постановке вопроса можно усмотреть неформальную аналогию между эволюцией биосферы и органического мира, составляющего ее биотическую подсистему.

Н.В. Тимофеев-Ресовский /16/ считал, что основания теоретической биологии составляют два принципа: естественного отбора и конвариантной редупликации дискретно построенных кодов наследственной информации. Оба указанных принципа находят выражение в отдельно взятых организмах (особях), но реализуются только на уровне популяций и других биологических систем более высокого ранга. В биокосном веществе тоже наблюдается нечто подобное действию принципа естественного отбора. Основное различие между биологическим и геохимическим подходами к эволюции жизни на Земле заключается в том, что в первом из них элементарные акты эволюции связываются с появлением или исчезновением определенных видов организмов, а во втором – с изменением биогеоценологического состава биосферы.

Биогеоценозы являются наименьшими биогеохимическими единицами – «особями» биосферы, в которых живое и косное вещество объединено биотическим круговоротом вещества, выступающим в качестве специфической формы структурно-функциональной организации. Их наблюдаемое разнообразие значительно меньше числа возможных сочетаний, составленных из встречающихся на Земле различных видов организмов и экотопов. Можно предположить, что так же как большинство биологических мутаций устраняется естественным отбором и не ведет к появлению новых видов организмов, в биосфере происходит «отсев» большинства теоретически допустимых, но не выдерживающих конкуренции видов биогеоценозов.

Для понимания причин и механизмов эволюции биокосных систем всех уровней определяющее значение имеют несколько положений аксиоматического характера, которые могут быть выстроены в следующий логический ряд.

1. Биосфера и составляющие ее биокосные подсистемы могут существовать, только находясь в состоянии сильной термодинамической неравновесности («вдали от равновесия»).

2. Неравновесное состояние биосферы одновременно является квазистационарным и локально устойчивым, в силу чего положение эволюционной траектории

в фазовом пространстве состояний биосферы не выходило за пределы «каналов» локальной устойчивости.

3. Для биосферы, как сильно неравновесной системы, существует большое число возможных состояний, из которых реализуются только немногие, что формально соответствует действию процессов регулирования (управления). Естественный отбор биогеоценозов есть, по существу, выбор возможных состояний.

4. На состояние биосферы оказывает влияние состояние окружающей ее среды (внутренних частей Земли и ближнего Космоса, главным образом, Солнца), но ответное воздействие пренебрежимо мало. В силу этого обстоятельства существует два центра регулирования (управления) биосферы: внутриземной и космический, которые накладывают ограничения на возможные состояния биосферы и таким образом производят «выбор» эволюционной траектории.

5. Естественный отбор биогеоценозов направлен на достижение наибольшей локальной устойчивости и максимальной потенциальной вариантности состояний в условиях наложения ограничений со стороны внутриземного и космического центров регулирования.

6. Устойчивость биогеоценозов, как любых биокосных систем, определяется устойчивостью и силой динамических связей энергообмена между живым и косным веществом и, поскольку эти связи проявляются в форме биотического круговорота, устойчивость последнего есть объективная характеристика адаптированности биогеоценозов к текущим условиям существования.

7. Количественным критерием устойчивости биотического круговорота является его интенсивность, которая при прочих равных условиях увеличивается с ростом внутренней термодинамической неравновесности биокосных систем.

8. В ходе естественного отбора преимуществом «выживания» обладали биогеоценозы с наиболее интенсивным биотическим круговоротом и максимальной термодинамической неравновесностью. В результате в течение геологического времени степень неравновесности биосферы возрастала, что сопровождалось увеличением числа возможных траекторий ее дальнейшего развития. Это способствовало расширению числа возможных ответных гомеостатических реакций на изменение состояния внешней среды и переходу к еще более устойчивому состоянию.

Ключевым вопросом является механизм естественного отбора, действующего на уровне биогеоценозов. Экологические сукцессии, по-видимому, не являются выражением и следствием естественного отбора на уровне биогеоценозов и должны рассматриваться как последовательные стадии онтогенеза последних. Основанием для такого суждения может служить последовательная смена биогеоценозов с первоначально ювенильными экотопами, возникшими в результате вулканических извержений, в общих чертах повторяющая эволюцию ландшафтов суши в фанерозое. Вместе с тем, как составное звено филогенеза биокосного вещества, естественный отбор должен находить выражение на уровне ландшафтов и более крупных подразделений биосферы. Зная тенденции геохимической эволюции внешних оболочек Земли и сделав определенные предположения в отношении системообразующих процессов в биокосных системах, можно попытаться найти механизмы естественного отбора биогеоценозов и эволюции биосферы.

Будем исходить из того, что в биогеоценозах системообразующим процессом является биотический круговорот. Биогеоценоз как таковой существует до тех пор, пока биотические и абиотические компоненты связаны между собой потоками ве-

щества и энергии, которые всегда оформлены в виде биотического круговорота вещества. Поскольку биотический круговорот является системообразующим процессом, его устойчивость может считаться одновременно показателем устойчивости биогеоценозов. Отсюда следует, что механизм естественного отбора связан с «отсевом» биогеоценозов с низкой интенсивностью биотического круговорота.

Адаптация организмов к условиям окружающей среды всегда сопровождается затратой энергии, и, согласно экологическому правилу С.С. Шварца, в ходе эволюции наблюдается тенденция к большей экономии затрат энергии на адаптацию. Сходное явление отмечается и в эволюции биогеоценозов. А.И. Перельман /17/ заметил, что в эволюционном ряду ландшафтов коэффициент K в зависимости

$$P = B^K, \quad (3)$$

где P – первичная продукция, B – биомасса, увеличивался со временем. В фанерозое, для которого установлена зависимость (3), светимость Солнца мало отличалась от современного значения. Поэтому рост величины K означает увеличение эффективности использования солнечной энергии на единицу массы живого вещества в биотическом круговороте, являющемся не только системообразующим процессом в биогеоценозах, но и способом адаптации (с помощью изменения замкнутости) к окружающей абиотической среде.

Многое для понимания сущности естественного отбора биогеоценозов и биосферных систем в целом может дать принцип максимального использования энергии /18/, согласно которому в соперничестве между собой выживают те системы, которые наилучшим образом способствуют поступлению и использованию энергии. С этой целью система: 1) создает накопители (хранилища) высококачественной энергии; 2) затрачивает часть накопленной энергии на обеспечение поступления новой энергии; 3) обеспечивает кругооборот различных веществ; 4) создает механизмы регулирования, поддерживающие устойчивость системы и ее способность к адаптации к изменившимся условиям; 5) налаживает обмен с другими системами, необходимый для обеспечения потребностей в энергии специальных видов. Очевидно, что системы, уступающие другим по этим показателям, являются менее устойчивыми и со временем «вымирают», т.е. устраняются в ходе естественного отбора.

Принцип максимального использования энергии находит отражение в устройстве и некоторых эволюционных изменениях биосферы, которые выявлены к настоящему времени. Во-первых, пространственное разделение окисленных и восстановленных продуктов фотосинтеза, или «редокс поляризация» биосферы, обеспечивает накопление высококачественной химической энергии, запасы которой увеличивались во времени /4, 15/. Во-вторых, затрачивая значительные количества накопленной зелеными растениями биогенной химической энергии на обеспечение жизнедеятельности гетеротрофных организмов, биота не только поддерживает биотический круговорот, но и создает необходимые условия для автотрофов, которые вне связи с гетеротрофами существовать не могут. Увеличение в течение геологического времени внутренней термодинамической неравновесности биосферы и, следовательно, интенсивности круговорота в ней вещества /15/ может рассматриваться как свидетельство увеличения устойчивости биосферы. В-третьих, из признания факта непрерывного накопления избыточной свободной энергии химической неравновесности в биосфере и ее абиотическом окружении

следует вывод, что с течением времени возрастала потенциальная мощь ответных стабилизирующих реакций биосферы и экосферы на внешние возмущения. Это тоже свидетельствует о постепенном увеличении устойчивости биосферы, что могло происходить только в результате естественного отбора биогеоценозов («элементарных частиц» биосферы) и изменения структурных и функциональных взаимоотношений между ними.

Биосферные принципы устойчивого развития экономики

Человек принципиально отличается от других организмов способностью к труду, который представляет собой не только форму взаимодействия человека с окружающей его живой и неживой природой, но и способ его существования. Труд, или хозяйственная деятельность – это процесс энергомассообмена между природой и созданной человеком глобальной технологической системой, имеющей на входе потребляемые материальные и энергетические ресурсы, а на выходе – только отходы.

Биосфера вместе с находящейся в ней глобальной технологической системой с хорошим приближением может рассматриваться как закрытая термодинамическая система, способная обмениваться с внешней средой энергией, но не веществом. Закрытые системы могут неопределенно долго находиться в неравновесном стационарном состоянии или двигаться по квазистационарной траектории развития за счет использования внешних потоков энергии. При наличии внутри таких систем каких-либо макроскопических процессов необходимым условием сохранения устойчивости является организованность последних в форме замкнутых циклов. Современная цивилизация создала глобальную технологическую систему с незамкнутым циклом производственных процессов (рис. 2а) и тем самым нарушила условия устойчивости, видимым проявлением которых стали не утилизируемые отходы. Устойчивое неравновесное состояние биосферы может быть достигнуто только в случае рециклинга отходов и превращения их во вторичные ресурсы (рис. 2б).

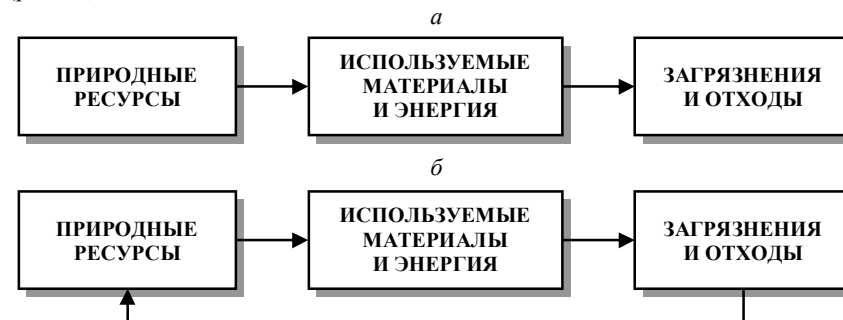


Рис. 2. Структурные схемы современных (а) и ноосферных (б) технологий

Рециклинг ресурсов в принципе представляет собой тот путь, который позволяет решить проблему их сохранения для будущих поколений. Наряду с этим, нет жесткого запрета для того, чтобы считать принципиально невозможным искусственное ускорение процессов восполнения потребляемых ресурсов и создания но-

вой экономики на основе рециклинга. Имеются лишь ограничения на масштабы рециклинга, определяемые количеством и видами источников энергии, которая может быть использована человеком в этих целях. Только энергия является истинно невозобновляемым ресурсом. Автономный рециклинг топливно-энергетического сырья действительно невозможен в соответствии со вторым законом термодинамики, но широкое использование космической и, прежде всего, солнечной энергии открывает путь для сохранения всех других видов ресурсов.

Если рассматривать в совокупности все технологические процессы, совершаемые человеком, то становится ясно, что самопроизвольное образование ресурсов из отходов невозможно без затрат энергии, которая сама является ресурсом. Экологически допустимое потребление энергетических ресурсов помимо всего прочего лимитируется устойчивостью процессов энергомассопереноса в биосфере: существует предел изъятия энергии для технологических процессов, за которым следует разрушение действующей формы структурно-функциональной организации и переход к новой форме. Лимиты потребления энергии в технологических целях, определяемые устойчивостью биосферы, являются наиболее жесткими.

Во взаимоотношениях природы и человека всегда решался и сейчас решается один вопрос: как человеку с наименьшими затратами взять у природы максимально больше ресурсов. Вопрос о том, имеются ли у самой природы «потребности» и что надо сделать для их удовлетворения, никогда не стоял. Иными словами, в принципах современной хозяйственной деятельности игнорируется существование обратных связей и отсутствует целевое регулирование процессов энергомассообмена между человеком и природой, направленное на достижение их совместного, устойчивого развития. В результате в окружающую среду поступают огромные количества веществ, ненужных не только человеку, но и природе. Эти вещества природой не утилизируются и становятся загрязнением, ухудшая состояние среды обитания человека.

В чем же заключаются потребности природы, а точнее той ее части (биосферы), с которой непосредственно связано существование человека? Самый простой и самый очевидный ответ на этот вопрос состоит в утверждении, что биосфера, прежде всего, нуждается в сохранении устойчивости, потеря которой ведет к ее разрушению и гибели как определенной природной системы. Это не означает признания необходимости сохранения существующей формы системной организации без изменений: смена форм может происходить в процессе эволюции по квазистационарной траектории развития, не выходящей за пределы устойчивости.

В стремлении к сохранению устойчивости интересы человека и биосферы могут полностью не совпадать. Для биосферы достаточно устойчивости любого состояния, допускающего продолжение жизни на Земле. Для человека, если он желает выйти за пределы биологического существования, приемлемы только такие состояния, при которых устойчивость биосферы сочетается с возможностью дальнейшего развития хозяйственной деятельности. Можно сказать, что пространство устойчивых эволюционных траекторий развития ноосферы уже, чем биосферы, но является частью последнего. Поэтому интересы человека и биосферы совпадают лишь частично, и главная задача современной цивилизации состоит в том, чтобы направить эволюционный процесс по нужной человеку траектории устойчивого

развития. Интересы биосферы при этом будут соблюдены. Это и есть истинная коэволюция человека и природы.

Устойчиво развивающаяся биосфера должна находиться в квазистационарном состоянии динамического равновесия и обладать избыточной свободной энергией, которая является необходимым условием существования жизни на Земле. Динамическое равновесие принципиально отличается от статического термодинамического равновесия, при котором в системе отсутствуют макроскопические процессы. Динамическое равновесие присуще неравновесным системам, находящимся в стационарном состоянии. До того момента, когда хозяйственная деятельность достигла планетарных масштабов и нарушила сбалансированность потоков вещества и энергии, биосфера находилась в неравновесном квазистационарном состоянии и была устойчивой.

Современная цивилизация является гетеротрофной не только в биологическом смысле, но и в отношении производимой ею техногенной работы. Основная доля потребляемой энергии получается человеком при сжигании ископаемого топлива, т.е. в результате расходования ранее аккумулированной биосферой энергии Солнца. Многие другие виды хозяйственной деятельности (земледелие, лесное хозяйство и др.) также уменьшают количество органического углерода и снижают степень неравновесности биосферы. Эти техногенные процессы в энергетическом отношении ничем не отличаются от метаболизма гетеротрофных организмов, биомасса которых лимитируется количеством доступной энергии растительной пищи. Точно так же техногенный метаболизм лимитируется количеством доступной энергии, связанной с неравновесностью биосферы – ее избыточной свободной энергией, созданной живыми организмами и необходимой им для устойчивого существования. Современная цивилизация использует небиогенную свободную энергию радиоактивного распада, движения водных, воздушных масс и др. в ограниченных масштабах и поэтому зависима от биосферы не только в питании, но и во всех формах хозяйственной деятельности. Зависимость человека от биосферы может снизиться, если удастся освоить энергию термоядерного синтеза или найти эффективные способы преобразования энергии солнечного излучения, но пока мало шансов на то, что такая возможность появится в обозримом будущем.

В процессе труда человек расходует запасы избыточной свободной энергии биосферы, накопленные в течение сотен миллионов лет геологической истории. Более того, уничтожая растительный покров, он нарушает естественный процесс воспроизводства неравновесности, ничего не давая биосфере взамен и снижая тем самым ее устойчивость. В этом действия человека явно противоречат интересам природы. Очевидно, что экономические принципы, лежащие в основе хозяйственной деятельности современного общества, противоречат принципам коэволюционного развития и поэтому нуждаются в изменении. Все возможные действия в этом направлении не должны противоречить трем основным постулатам устойчивого коэволюционного развития человека и природы:

– в результате хозяйственной деятельности избыточная свободная энергия и степень неравновесности биосферы не должны уменьшаться;

– хозяйственная деятельность не должна сопровождаться снижением интенсивности потоков энергии и вещества (для каждой химической формы нахождения) в любой точке пространства биосферы;

– несбалансированность потоков энергии и вещества, вызванная хозяйственной деятельностью, не должна превышать пределы устойчивости текущего состояния биосферы.

Литература

1. Наше общее будущее. Доклад Международной Комиссии по окружающей среде и развитию. М.: Прогресс, 1989. 372 с.
2. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1987. 339 с.
3. Савенко В.С. Геохимический баланс углерода в океане // Докл. Акад. наук. 1997. Т. 355. № 4. С. 544–546.
4. Савенко В.С. О четвертом биогеохимическом принципе // Докл. Акад. наук. 2003. Т. 390. № 4. С. 522–524.
5. Савенко В.С. Что такое жизнь? Геохимический подход к проблеме. М.: ГЕОС, 2004. 202 с.
6. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 79 с.
7. Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ // Геохимия. 1970. № 4. С. 403–438.
8. Гориков В.Г. Физические и биологические основы устойчивости жизни. М.: ВИНТИ, 1995. 470 с.
9. Тюрюканов А.Н., Федоров В.М. Н.В. Тимофеев-Ресовский: биосферные раздумья. М.: Изд-во АЕН, 1996. 368 с.
10. Lovelock J.E. Gaia. A new look a life on earth. N.-Y.: Oxford Univ. Press, 1982. 157 p.
11. Заварзин Г.А. Недарвиновская область эволюции // Вестн. Акад. наук. 2000. Т. 70. № 5. С. 403–411.
12. Сватков Н.М. О физической сущности географической оболочки // Изв. Всесоюзн. географич. об-ва. 1969. Вып. 1. С. 3–13.
13. Солнцев Н.А. О взаимоотношениях «живой» и «мертвой» природы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1960. № 6. С. 10–17.
14. Ляпунов А.А. О рассмотрении биологии с позиций изучения живой природы как большой системы // Проблемы методологии системного исследования. М.: Мысль, 1970. С. 184–226.
15. Савенко В.С. Геохимические аспекты устойчивого развития. М.: ГЕОС, 2003. 180 с.
16. Тимофеев-Ресовский Н.В. Генетика, эволюция и теоретическая биология // Природа. 1980. № 9. С. 62–65.
17. Перельман А.И. Масса живого вещества как параметр ландшафтов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1970. № 5. С. 10–16.
18. Одум Г., Одум Э. Энергетический базис человека и природы. М.: Прогресс, 1978. 379 с.

ВЕТРОВАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА МАССОПЕРЕНОС В ПЕТРОЗАВОДСКОЙ ГУБЕ

Самолубов Б.И., Долгополов Ю.М.

*Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова,
Физический факультет*

Приведены результаты исследований структуры стратифицированных течений в Петрозаводской губе при сильном северо-восточном ветре. Рассмотрены особенности обнаруженной циркуляции вод, включавшей (в плане) приповерхностную и придонную ячейки. Представлены результаты анализа развития процессов транспорта взвешенных и растворенных примесей в заливе, в том числе размыва дна циркуляционным стратифицированным течением.

Введение

Зарождение стратифицированных по плотности течений в озерах и водохранилищах может быть связано с воздействием ветра, с изменениями термического режима водоёма, с влиянием речного стока и с рядом других факторов [4, 5, 6]. Первый механизм наиболее распространён в озерах и на его изучение направлены активные исследования [1, 2, 3, 8, 9], результаты которых свидетельствуют о необходимости новых детальных натурных измерений распределений параметров течений и состава воды с применением современных методик. Изучение динамики и структуры стратифицированных течений неразрывно связаны с решением проблем большого прикладного значения, среди которых по степени важности выделяются гидроэкологические задачи [10, 11]. В данной работе представлены результаты исследований эволюции стратифицированных циркуляционных течений, формирующихся под влиянием ветра в заливе глубокого озера, второго по площади в Европе. Анализируемые ниже материалы получены экспедицией физического факультета МГУ во второй половине сентября 2007 г. на Онежском озере совместно с группой сотрудников ИВПС КНЦ РАН с борта НИС «ЭКОЛОГ» этого института. Цели работы: Выявление закономерностей структурных преобразований течений в Петрозаводской губе и воздействия этих потоков на перенос примесей.

Объект и методика исследований

Измерения, результаты которых рассматриваются в данной работе, выполнялись на суточной станции 17-18 сентября 2007 г. в Петрозаводской губе Онежского озера при северо-восточном ветре со скоростями $U_w=3-10$ м/с (среднее за время измерений значение $U_w=7$ м/с). Вертикаль зондирований расположена на выходе из залива (губы) в открытое озеро (рис. 1). Данная вертикаль была выбрана по результатам предшествующей плановой съёмки всей губы, как относящаяся к осевой линии придонного плотностного потока, зарегистрированного 16.09.2007 г. и проходившего по линии максимальных глубин. Эта вертикаль отличалась наиболее сильной плотностной стратификацией вод. Глубина места составляла 26 м. С дискретностью 10 мин в ходе 24-ч станции регистрировались профили скорости течения по всей глубине и значения температуры, концентрации растворённого в воде кислорода, мутности и минерализации на высоте 1,5 м над уровнем дна.

Параллельно с дискретностью 30 мин измерялись профили температуры, концентрации растворённого в воде кислорода, мутности, минерализации и хлорофилла.

Парк приборов, применявшийся в измерениях, включал следующую аппаратуру. 1. Допплеровский профилограф скорости RDCP600 (Aanderaa Instruments) для долговременной регистрации профилей скорости течений, оснащенный датчиками для одновременных измерений уровня воды, а также распределений температуры, электропроводности, мутности) и удельного содержания растворенного кислорода. Прибор использовался в режиме донной постановки. 2. Мультипараметрический зонд RCM 9 LW (Aanderaa Instruments) с аналогичными датчиками, но лишь на глубине погружения прибора. 3. Фотоэлектрический прозрачномер с датчиком температуры. Зондовые регистраторы концентрации растворенного кислорода и электропроводности воды фирмы «Эксперт» для измерений распределений электропроводности воды и концентрации растворенного кислорода. 4. Высокоразрешающий зонд STD90M (Sea-Sun), позволявший измерять, наряду с уже упоминавшимися характеристиками, профили концентрации хлорофилла.



Рис. 1. Карта-схема Петрозаводской губы и схема циркуляции с приповерхностной и придонной ячейками. Звездочкой отмечена точка, в которой выполнялась серия зондирований 16.09.2007 г. при северо-восточном ветре.

Анализ структуры течений

Структура течений определялась в основном сильными дрейфовыми потоками, обусловленными ветром со стороны открытого озера. Были зарегистрированы и детально прослежены процессы энергопередачи от дрейфового течения к придонному и сопутствующие преобразования распределений скорости, температуры и концентраций примесей, включая эффект размыва дна течением. Развивавшаяся в таких условиях (юго-восточный ветер) циркуляция обеспечивала активное поступление холодных вод открытого озера в Петрозаводскую губу. Придонный поток из губы в этот период отсутствовал.

Как следует из рис. 2, на фоне постоянно наблюдавшихся максимумов скорости течения в приповерхностном и придонном слоях имеют место области повышения скорости на высотах 2-12 м над уровнем дна, обусловленные энергопередачей из придонного потока в вышележащие слои воды. В середине серии наблюдений, включавшей 148 съёмок профилей скорости, придонное течение отрывалось от дна на период порядка трёх часов, а затем восстанавливалось. В завершающей части станции наблюдалась энергопередача от дрейфового течения к придонному.

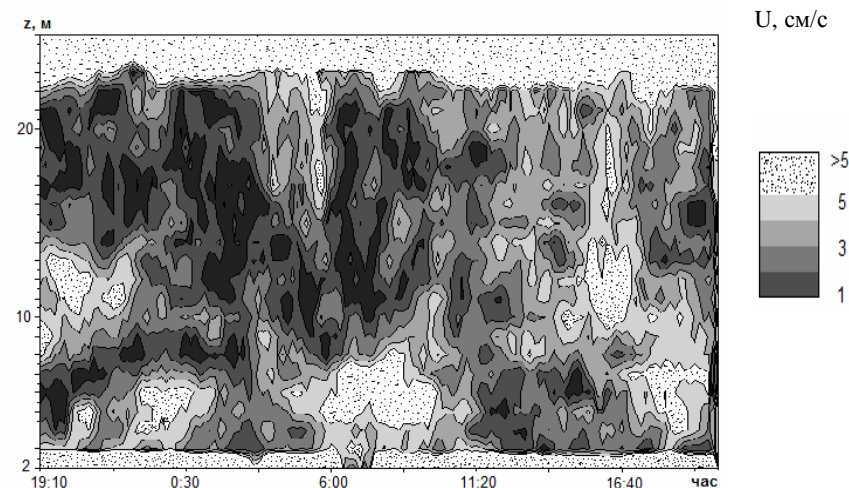


Рис. 2. Распределение скорости течения по высоте над уровнем дна и во времени на станции, выполненной 17 – 18. 09.2007. В областях, отмеченных точками скорости течения превышали 5см/с (в дрейфовом течении у поверхности $U \leq 50$ см/с).

Во всех случаях продольная компонента скорости (вдоль оси губы) была направлена вверх по Петрозаводской губе в дрейфовом и придонном потоках. Из профилей модуля скорости и проекций вектора скорости на продольную и поперечную оси губы следует, что дрейфовые течения охватывают слой глубиной до 9 метров (рис. 3 а). Глубже располагается компенсационное течение, включающее

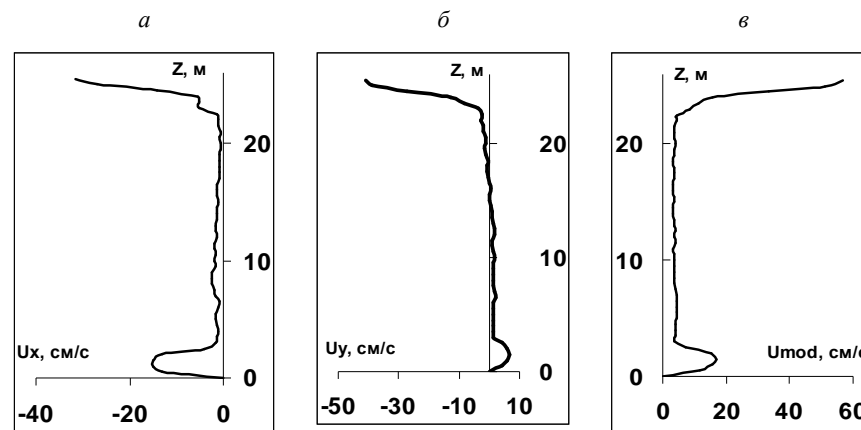


Рис. 3. Профили скорости течения, осреднённые за 24 ч, а – для проекции вектора скорости на продольную ось губы, б – для поперечной компоненты и в – для модуля скорости.

придонный стратифицированный поток. Верхняя граница компенсационного течения выделяется по профилю поперечной компоненты скорости (рис. 3 б). Оценки соотношений расходов воды в компенсационном и дрейфовом течениях дают для модуля – 0,95, а для продольной компоненты скорости – 0,73.

Анализ этих результатов, а также литературных данных [1- 5, 8], позволяет предположить, что наиболее вероятное объяснение такой структуры течения связано с развитием циркуляции, вызванной ветром, по схеме, приведенной на (рис. 1). Возникающая под влиянием ветра циркуляция вод в губе вызывает их движение из открытой части губы к её вершине.

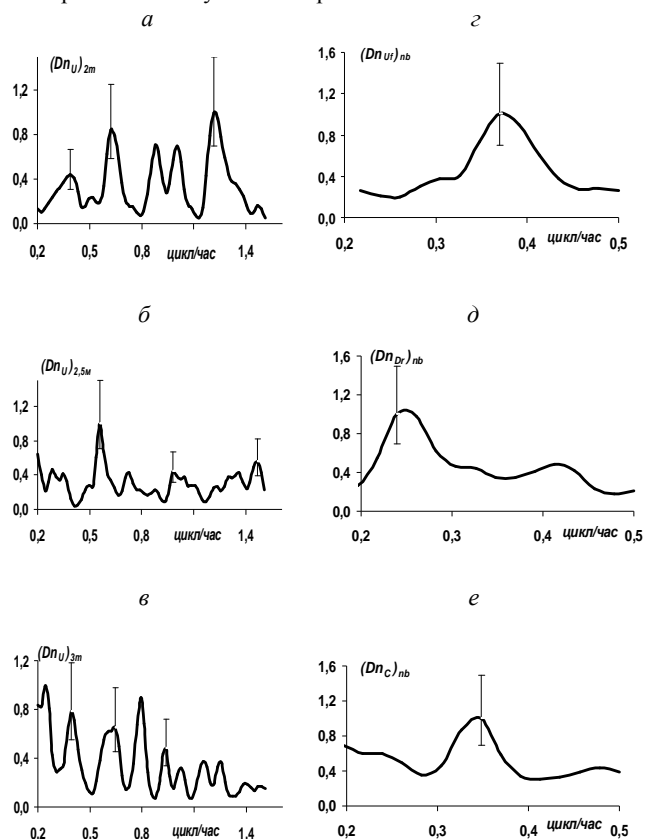


Рис. 4. Спектры флуктуаций а, б, в - скорости придонного потока на уровнях $z=2, 2,5, 3$ м, г - плотности воды (средней по толщине придонного потока), д - скорости течения на верхней границе плотного течения, е - минерализации воды (средней по всей глубине).

Вблизи выхода из губы это течение спускается по склону в поперечном сечении от левого берега к правому на линию максимальных глубин и вновь попадает в начальную стадию циркуляции. Такая гипотеза, неплохо объясняющая полученные распределения скорости, согласуется с рельефом дна в губе [3], содержащем вдольбереговую ложбину слева от линии максимальных глубин. Циркуляции, подобные предполагаемой преимущественно для поверхностных слоев воды, получены численным моделированием в работах [1, 2] для течений в Петрозаводской губе и в озере Сассык. Зарегистрированные нами приповерхностные скорости течения (до 60 см/с) согласуются с рассчитанными для аналогичной циркуляции при тех же значениях скорости ветра в работе [2].

При спектральном анализе результатов измерений, выявлены следующие основные энергонесущие периоды: 4 ч, 3 ч, 1ч 40 мин и 1 ч (рис. 4 а – е). Согласно данным из работ [1, 3], период 4 ч близок к одноузловой продольной сейше основной котловины Онежского озера, период 1 час соответствует одноузловой продольной сейше Петрозаводской губы. Остальные выявленные моды также связаны по природе со свободными и внутренними сейшами. Максимум на спектре флуктуаций скорости течения смещается в низкочастотную область с ростом высоты над уровнем дна. Эти холодные воды, поступающие из открытого озера, возвращаются из верхней части губы вдоль левого (вниз по губе) защищенного от ветра берега. У подветренного берега температура поверхностных вод обычно несколько выше её значения для вод, поступивших из открытого озера. Поэтому воды, возвращающиеся из верховьев губы, погружаются под более лёгкие у левого берега и движутся по вдольбереговой ложбине в виде придонного стратифицированного потока.

Воздействие течений на распределения примесей

На высоте 1,5 м над уровнем дна в 10:00 18.09 была зарегистрирована вспышка концентрации взвеси почти в три раза (рис. 5). В это же время северная компонента скорости течения на этом же уровне достигла 22 см/с, что превышает минимальную размывающую скорость для грунтов типа пыль-ил (18-20 см/с) [5]. Таким образом, развивающаяся циркуляция приводит к размыву дна течением, направленным на вертикали зондирования вверх по губе. Судя по направлению циркуляции, продукты размыва дна не покидают залив. Причем, холодные анаэробные глубинные воды из области границы губы и открытого озера захватываются зарегистрированным течением и циркулируют на акватории залива, постепенно перемешиваясь с приповерхностными водами.

Полученные распределения температуры, хлорофилла-а и концентрации растворенного в воде кислорода по глубине и во времени имели устойчивый в целом характер. С усилением ветра наблюдалось заглубление термоклина от 9 до 14 м. Зарегистрированы колебания изотерм в области термоклина с основным периодом озерных сейш (порядка 4 ч [1, 3]. С тем же периодом вдоль дна проходили холодные линзы высотой до 4 м и протяженностью до 3 км. Аналогичным образом на распределении хлорофилла периодически появлялись зоны с повышенным содержанием этой субстанции. Во второй половине измерительного цикла возникала прослойка с пониженным содержанием хлорофилла непосредственно над придонным стратифицированным потоком. Анаэробная зона под термоклином (на рас-

пределении растворённого в воде кислорода) постепенно исчезала к концу 24-ч серии измерений из-за разрушения стратификации вод под влиянием циркуляции.

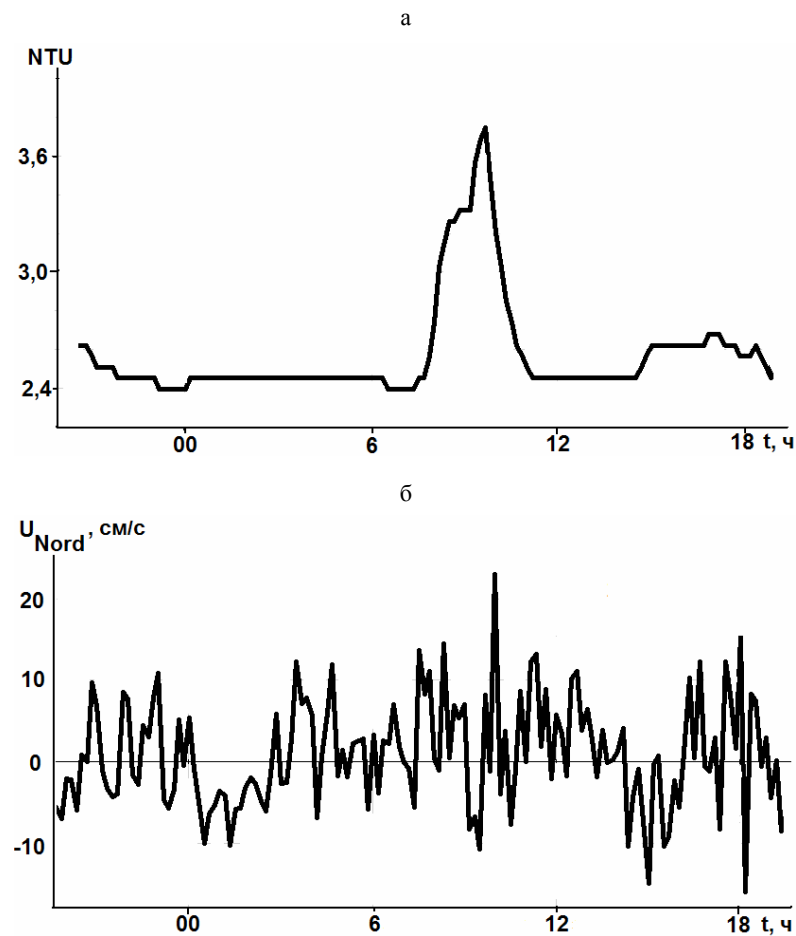


Рис. 5. Распределения во времени а - мутности (в ед. NTU) и б - северной компоненты скорости течения U_{Nord} на высоте 1,5 м над уровнем дна.

Длительное ветровое перемешивание, слегка спадавшее в последней трети 24-ч цикла измерений, приводило к снижению концентрации кислорода в завершенный период. Происходило локальное понижение уровня поверхности воды на выходе из губы, а затухание течения у дна сопровождалось восстановлением этого уровня, общим снижением концентрации растворенного кислорода и ростом температуры (рис.6).

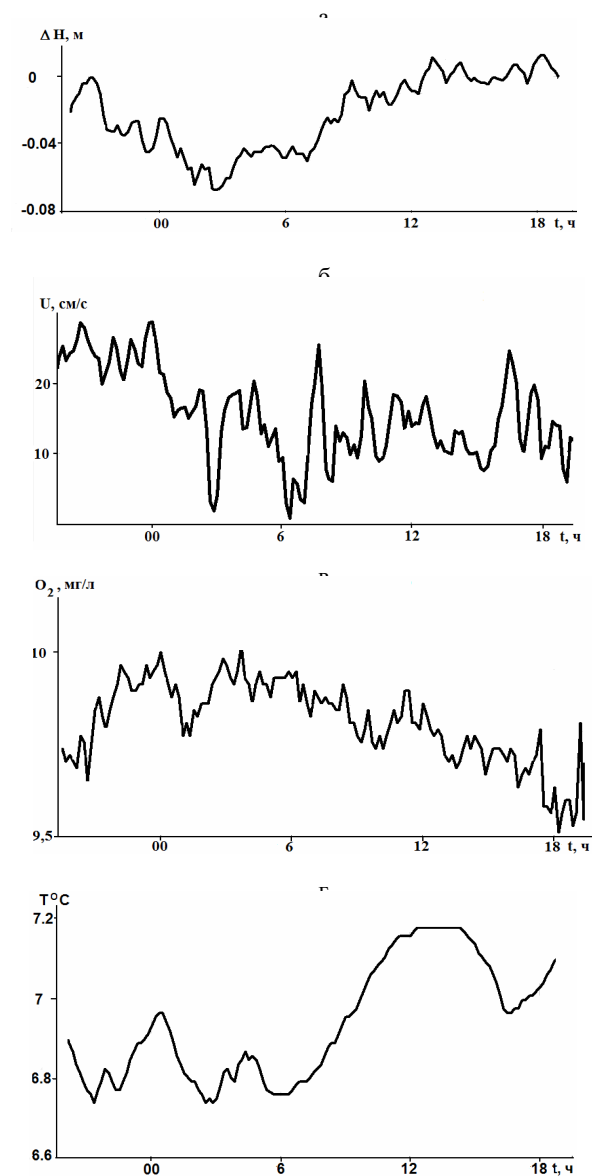


Рис. 6. Распределения во времени а - уровня воды, б - скорости течения на высоте $z=1,5$ м над дном, в - концентрации растворенного кислорода и г - температуры воды на той же высоте z .

Заключение

Выявлена циркуляция в Петрозаводской губе, включающая (в плане) приповерхностную и придонную ячейки. Обнаружено, что при развитии циркуляции имело место локальное понижение уровня поверхности воды на выходе из губы, а затухание течения у дна сопровождалось восстановлением этого уровня, общим снижением концентрации растворенного кислорода и ростом температуры. Обнаружен эффект размыва дна циркуляционным стратифицированным течением. Установлено, что за счет циркуляции продукты размыва дна не покидали губу.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 06-05-64911, 08-05-00574).

Литература

1. Лифшиц В. Х., Титов В. С., Бояринов П. М. *Натурные исследования, спектральный анализ и математическое моделирование течений Петрозаводской губы // Петрозаводская губа Онежского озера. Петрозаводск, 1981. С. 5-23.*
2. Лонин С. А. *Влияние взвеси на динамику мелководного водоёма // Одесский филиал Института биологии южных морей АН Украины. 1995. С. 577-586.*
3. Пальшин Н.И. *Термические и гидродинамические процессы в озерах в период ледостава // Петрозаводск. Карельский научный центр РАН. Институт водных проблем Севера. 1999. 21-30 с.*
4. Показеев К.В., Филатов Н.Н. *Гидрофизика и экология озер. Т. 1. Гидрофизика. М.: Физический факультет МГУ, 2002. 276 с.*
5. Самолюбов Б. И. *Плотностные течения и диффузия примесей. М.: URSS. 2007. 352 с.*
6. Филатов Н.Н. *Динамика озер. Л.: Гидрометиздат, 1983. 187 с.*
7. Arpt J., Imberger J., Kobus H. *Basin-scale motion in stratified Upper Lake Constance // Limnol. Oceanogr. 2004. V. 49. № 4. P. 919-933.*
8. George D. G. *Wind-induced water movements in the south basin of Windermere // 1981. Freshwater Biol. 11. P. 37-60.*
9. George D. G., Edwards R. W. *The effect of wind on the distribution of chlorophyll-a and crustacean plankton in a shallow eutrophic reservoir. J. Appl. Ecol. 1976. 13. P. 667-690.*
10. Smith I.R. *Hydraulic conditions in isothermal lakes // Freshwater biology. 1979. 9. P. 119-145.*
11. Verhagen Jan H. G. *Modeling phytoplankton patchiness under the influence of wind-driven currents in lakes // Limnol. Oceanogr., 39(7), 1994, P. 1551-1565.*

ВОЗДЕЙСТВИЕ СГОННО-НАГОННОГО ТЕЧЕНИЯ И ПЛОТНОСТНОГО ПОТОКА НА ТРАНСПОРТ ВЗВЕСИ

Самолюбов Б.И., Иванова И.Н., Будников А.А.

*Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова,
Физический факультет*

На базе данных натурных измерений выполнен анализ развития сгонно-нагонного и придонного плотностного течений, обнаруженных при изучении динамики вод и переноса примесей в Петрозаводской губе Онежского озера. Выявлена роль этих течений, взаимодействовавших между собой, в переносе взвеси в губе в период исследований. Измеренные распределения скорости течения и концентрации взвеси сопоставлены с результатами теоретических расчетов по модифицированным авторами математическим моделям.

Введение

Распространение примесей и динамика вод в стратифицированных озерах и водохранилищах определяется, как правило, одновременным влиянием ряда взаимодействующих между собой течений на массоперенос. В зависимости от направления и скорости ветра, от интенсивности притоков и стоков, от распределения плотности воды, от глубины, плановых очертаний и рельефа дна в водоеме могут существовать разнообразные дрейфовые, циркуляционные, градиентные и гравитационные потоки. Без учета воздействия таких потоков на осредненный перенос и турбулентную диффузию взвешенных и растворенных примесей невозможен прогноз распределений этих субстанций, от концентраций которых зависят процессы формирования качества воды. Активное изучение этих процессов, ведущееся в последние годы с нарастающей интенсивностью [1-7], свидетельствует о необходимости детальных комплексных исследований преобразований течений и распределений параметров состава воды в различных гидрометеорологических условиях.

Результаты таких исследований, приведенные в данной работе, получены в сентябре 2007 г. в Петрозаводской губе Онежского озера при сильном юго-восточном ветре. С применением современного многопараметрического измерительного комплекса в серии зондирований по всей глубине водоема была реализована программа исследований, включавшая выявление закономерностей развития течений и переноса примесей в конкретной гидрометеорологической ситуации. На базе полученных результатов выполнена проверка и модификация математических моделей зарегистрированных течений.

Объект и методы исследований

Анализируемые материалы получены в ходе серии последовательных вертикальных зондирований на рейдовой станции в центральной части Петрозаводской губы Онежского озера [3, 4, 7] 19 сентября 2007 года. Измерения проводились экспедицией кафедры физики моря и вод суши физического факультета МГУ с борта НИС «Эколог» ИВПС КНЦ РАН. Гидродинамическая ситуация в период исследований определялась преимущественно сгонно-нагонным течением, вызванным

ветром со скоростью 7 – 12 м/с и направленным в губу со стороны открытого озера.

Проведение профильных регистраций параметров течений и состава воды по всей глубине водоема с дискретностью 10 мин при шаге по вертикали 0,5 м обеспечивалось за счет применения доплеровского регистратора профилей скорости RDCP-600 (Aanderaa instruments) в режиме автономной донной буйковой станции. Параллельно с дискретностью 30 мин и с шагом 1 м велись измерения профилей скорости, температуры, электропроводности и мутности зондом RCM 9 LW (той же фирмы). Более детальное зондирование (шаг 0,5 м) выполнялось фотоэлектрическим измерителем прозрачности и температуры воды (МГУ), калиброванным по концентрации взвеси в период измерений, кондуктометром и оксиметром (Эконикс Эксперт).

Структуры распределений параметров течений и состава воды

В поле скорости течения (рис. 1) наблюдается дрейфовый поток, направленный к верховью залива, компенсационное течение в противоположном направлении (в сторону открытого озера) и придонный стратифицированный поток вниз по склону, уходящий из губы. Компенсационному и придонному потокам соответствуют положительные значения скорости в легенде на рис. 1 и на профиле $U(z)$ на рис. 3 а. Средние скорости составляли -30 см/с для дрейфового течения и 3 – 10 см/с для компенсационного и плотностного потоков. Колебания изотак на рис. 1 соответ-

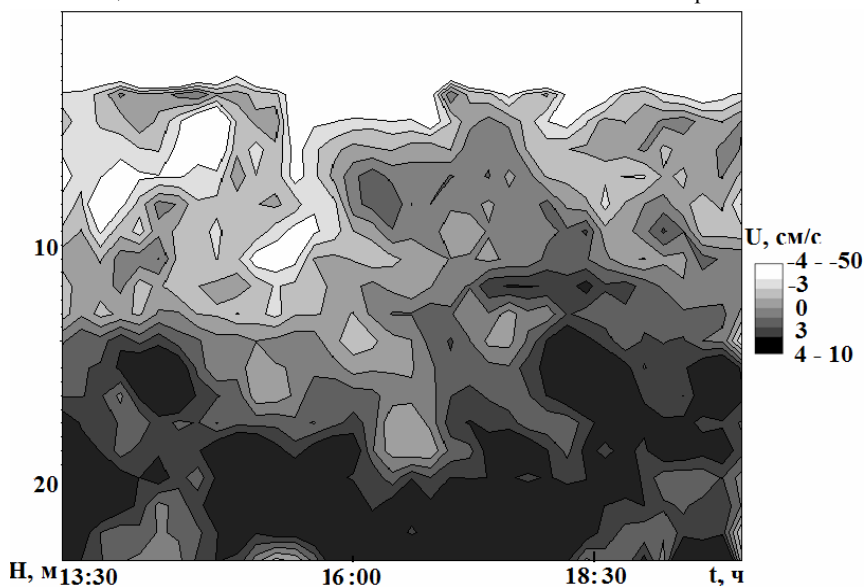


Рис. 1. Распределение скорости течения по глубине и во времени на станции в центральной части Петрозаводской губы 19.09.2007 г.

вуют преобразованиям поля скорости под влиянием внутренних волн с высотой до 3 м и периодом порядка 1 ч, близким к одноузловой сейше Петрозаводской губы [3, 4]. Из распределения температуры воды (рис. 2 а) следует, что по мере развития течения имело место заглубление термоклина и формирование холодного слоя повышенной плотности у дна с толщиной убывавшей за время измерений от 10 до 3 м. Верхняя граница этого слоя претерпевает колебания, вызванные влиянием внутренних волн, которые в Онежском озере в значительной мере обусловлены внутренними сейшмами.

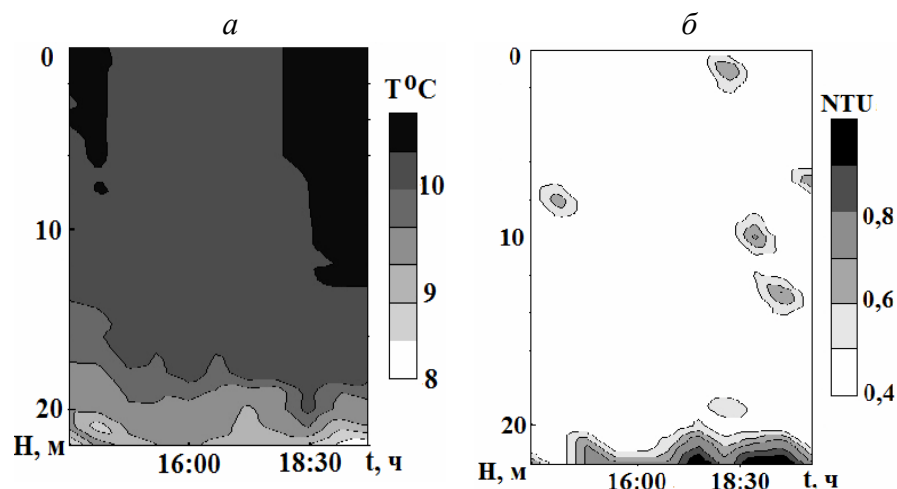


Рис. 2. Распределения а – температуры T и б – мутности воды в единицах NTU по глубине и во времени на станции в центральной части Петрозаводской губы 19.09.2007 г.

Ближкие по периоду флуктуации наблюдаются и в поле мутности воды (рис. 2 б) на распределениях изолиний, соответствующих придонному нефелоидному слою. Здесь приведены значения мутности в международных нефелометрических единицах (NTU) по результатам измерений нефелометром обратного рассеяния, которым оснащен зонд RCM9. Появлению данного слоя сопутствует ускорение течения в этой области (рис. 1). Заметны облака мутности, которые фиксировались в основном в области компенсационного течения. Генерация этих облаков может быть связана с эмиссией вихреобразований с частицами взвеси через верхнюю границу придонного плотностного потока при снижении его устойчивости. Последующий вертикальный перенос этих облаков происходит под действием внутренних волн. Распространение зарегистрированного взвесенесущего термически стратифицированного плотностного потока поддерживается сгонно-нагонным течением в его глубинной компенсационной ветви.

Особенности зарегистрированных течений и соответствующих распределений плотности воды и концентрации взвеси отражаются на профилях этих параметров (рис. 3). Здесь показаны вертикальные распределения проекции вектора скорости течения U на линию максимальных глубин в губе и изменения плотности воды с

глубиной $\delta\rho = \rho(z) - \rho(H)$, где H – полная глубина места (рис. 3 а). Справа приведены профили турбулентной вязкости K_u и нормированного на максимум изменения концентрации взвеси относительно ее минимального значения δS_{nm} на данной вертикали (рис. 3 б).

Теоретическое распределение скорости сгонно-нагонного потока (рис. 3 а), построено по результатам численного решения уравнения Рейнольдса для градиентного турбулентного течения по аналогии с градиентно-вязкой моделью [1, 2]. Решение выполнено на базе вертикального распределения коэффициента турбулентной вязкости K_u (рис. 3 б), полученного при выполнении данной работы.

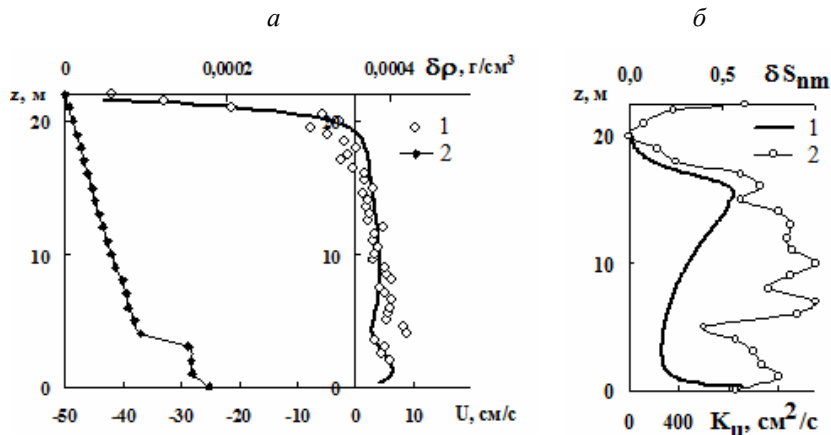


Рис. 3. Профили а - скорости течения U (теоретическая кривая и измеренные значения - 1) и изменения плотности воды $\delta\rho$ с глубиной - 2, б - коэффициента турбулентного обмена K_u - 1 и нормированного изменения концентрации взвеси δS_{nm} - 2.

Это распределение найдено с учетом влияния стратификации, и, в отличие от известных подходов [1, 2, 8, 11, 13], с учетом особенностей изменений масштаба турбулентности и диффузии турбулентной энергии с глубиной на обмен.

Типичный для данной серии зондирований профиль изменения концентрации $\delta S_{nm}(z)$ неплохо отражает структуру течения, так как содержит четко выраженные максимумы в областях дрейфового, компенсационного и придонного плотностного течений. В области верхней границы плотностного потока наблюдаются максимум градиента плотности воды и минимум концентрации $\delta S_{nm}(z)$. Таким образом, взвешенные частицы в данном потоке перемещаются подобно трассерам. Причем их концентрация пропорциональна скорости течения. Такая пропорциональность типична для мелкодисперсной взвеси в струйных и придонных течениях. Частицы, транспортируемые изучаемым течением характеризуются по нашим теоретическим оценкам средневзвешенной гидравлической крупностью $7 \cdot 10^{-3}$

см/с. Этой крупности (в случае алюмосиликатной взвеси) соответствует диаметр частиц порядка 10 мкм. Локальные максимумы $\delta S_{nm}(z)$ в компенсационном течении при $z=5-18$ м соответствуют облакам мутности (рис. 2 б), мигрирующим по глубине под влиянием внутренних волн.

Распределения скорости придонного плотностного течения и концентрации взвеси во времени

Распределения скорости течения во времени получались по данным измерений от высоты $z=1,5$ м над уровнем дна до поверхности. В слое толщиной $z < 1,5$ м профили скорости восстанавливались теоретически по модифицированной с учетом сгонно-нагонного потока модели из работы [кн], так как при измерениях с применением профилографа RDCP600 существует недоступная для регистрации зона указанной высоты. Поэтому при проверке пригодности математической модели распространения плотностного потока для расчета данного течения проводилось сравнение теоретической кривой \bar{U}_{th} не с результатами измерений, а с оценками средней скорости этого потока в приближениях его квазистационарности и горизонтальной квазиоднородности $\bar{U}_{sg}(t) = (2g\bar{\Delta\rho} \cdot z_u i_s / \rho C_D)^{1/2}$. Здесь g – уско-

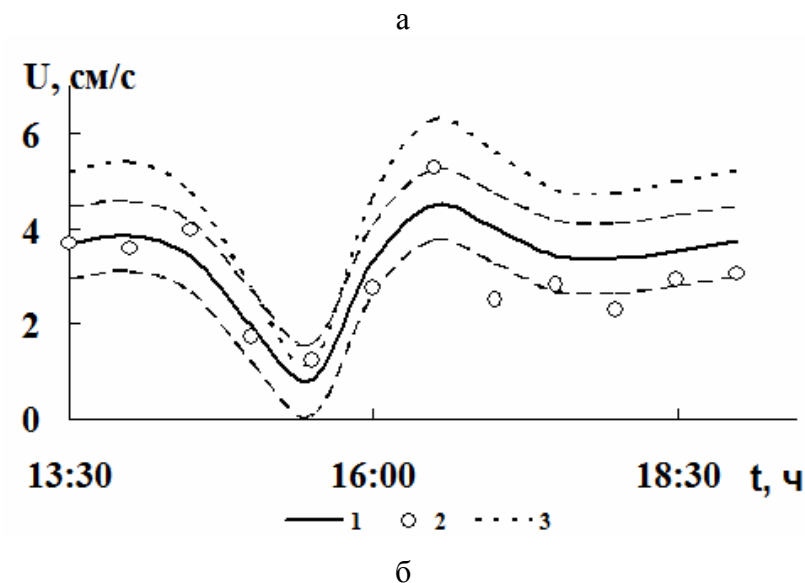


Рис. 3. Распределения во времени t скорости плотностного потока: теоретическое по модели горизонтально неоднородного течения для скорости $\bar{U}_{th}(t)$, средней по вертикали, (сплошная кривая), для максимальной скорости на профиле U_m (точечная линия) и оцененное для скорости \bar{U}_{sg} в приближениях квазистационарности и горизонтальной квазиоднородности (точки). Пунктир - границы стандартного отклонения.

рение свободного падения; $\overline{\Delta\rho}$ - среднее по вертикали значение разности плотностей вод в придонном потоке и над ним; z_u - толщина придонного течения; i_s - уклон дна; C_D - коэффициент сопротивления на границе поток-дно. Указанным параметрам в период измерений соответствовали следующие значения: $\overline{\Delta\rho} = 3 \cdot 10^{-5} - 10^{-4}$ г/см³ (за исключением спада до 10^{-6} г/см³ при t=15:00 и 15:30); $z_u = 2,5 - 5$ м, $i_s = 10^{-3}$, $C_D = 2,7 \cdot 10^{-3}$.

Толщина потока z_u определялась с учетом пропорциональности функции вовлечения уклону дна [6, 12], как $z_u = z_{u0} + \beta_{is} \cdot \int_0^t i_s dx$, где $\beta_{is} = 5 \cdot 10^{-5}$, $dx = -U_\Delta \cdot dt$, \overline{U}_Δ - средняя скорость плотностного потока на интервале Δt , предшествующем данному моменту времени t.

Интегральное число Ричардсона, характеризующее устойчивость потока в целом, $Ri_u = g \cdot \overline{\Delta\rho} \cdot z_u / \rho \overline{U}^2$ составляло 0,5 – 2 при использовании в оценках теоретических скоростей, относящихся только к плотностному потоку. По измеренным скоростям, осредненным по придонному слою, оценки Ri_u дают значения 0,2 – 1,5 за исключением уменьшения до 0,1 при t=15:30 и возрастания до 14 при затухании течения (t=19:00) и его отрыве от дна (рис. 1 а). При скорости ветра, составлявшей 7 – 12 м/с, имело место квазилинейное понижение уровня поверхности воды на вертикали зондирования на $\zeta = 4$ см за все время выполнения серии зондирования.

Распределение $\overline{U}_{th}(t)$ на рис. 3 получено из одномерного уравнения динамики течения переменной толщины. В данном уравнении, в отличие от предшествующих моделей, учитывалось не только влияние тангенциальной составляющей силы тяжести $F_g = \overline{\Delta\rho} g z_u i_s$, бароклинного продольного градиента давления $(\partial_x p)_\rho = \partial_x (\overline{\Delta\rho} z_u^2 / 2)$ и турбулентного трения $F_D = \rho \cdot C_D \cdot \overline{U}^2 / 2$, но и дополнительного градиента давления за счет воздействия сгонно-нагонного потока $(\partial_x p)_\zeta = 0,4 g \rho (z_u^2 / H) \partial_x \zeta$. Этот градиент оценивался по данным измерений уровня воды на вертикали зондирования датчиком давления, которым оснащен профилограф RDCP600. Относительные вклады движущих течение сил в их сумму составляли в среднем за время серии зондирования 20, 64 и 17 %, соответственно, для F_g , $(\partial_x p)_\rho$ и $(\partial_x p)_\zeta$.

Взаимодействие придонного плотностного потока и компенсационного течения, входящего в сгонно-нагонную циркуляцию, определяется найденным в данной работе выражением вида

$$\overline{U} / \overline{U}_{com} \cong 0,63 \left(\overline{U} / \overline{U}_{com} \right)_0 \ell n \left[0,14 \cdot Ri_w^* \left(1 + 2 \overline{U}_{sg} / \left(\overline{U}_{sg} \right)_0 \right) \right].$$

Согласно этому выражению, соотношение средних по вертикали скоростей этих потоков \overline{U} и \overline{U}_{com} увеличивается с ростом гидродинамической устойчивости по всей глубине водоема к ветровому воздействию, толщины придонного течения и разности плотностей вод в нем и в вышележащих слоях. Здесь $Ri_w^* = g \Delta \rho_H H / \rho U_{\tau w}^2$ - интегральное число Ричардсона, характеризующее устойчи-

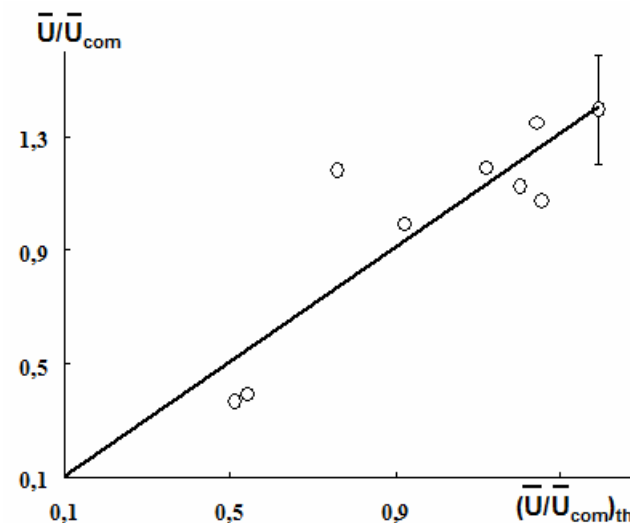


Рис. 4. График зависимости отношения скоростей придонного плотностного потока \overline{U} и компенсационного течения, входящего в сгонно-нагонную циркуляцию, \overline{U}_{com} по данным измерений от значений $(\overline{U}/\overline{U}_{com})_{th}$, соответствующих полуэмпирическому выражению соотношения этих скоростей.

вость течений по всей глубине к ветровому воздействию [9, 10], $\Delta \rho_H$ - разность плотностей вод у поверхности при $z=H=0,1$ м и у дна при $z=0,3$ м, $U_{\tau w} = (\tau_w / \rho)^{1/2}$ - скорость трения на границе вода-воздух. $\tau_w = \alpha_D \rho_A C_{DA} U_w |U_w|$ - напряжение трения ветра, $\rho_A = 1,2 \cdot 10^{-3}$ г/см³ - плотность воздуха при $T=20^\circ$ С и атмосферном давлении, $C_{DA} = 2,6 \cdot 10^{-3}$ - коэффициент сопротивления на границе вода-воздух при регистрации скорости ветра U_w в 10 м над поверхностью воды, $\alpha_D \cong 2,9$ - коэффициент, зависящий от степени развития ветрового волнения [2].

Распределение средней по вертикали концентрации взвеси в придонном плотностном потоке во времени $\overline{S}(t)$ характеризуется на данной станции спадом при усилении ветра (рис. 5). Это связано с резким локальным ослаблением придонного

потока и ростом вовлечения взвеси из плотного потока в компенсационное течение, входящее в сгонно-нагонную циркуляцию. Ход зависимости $\bar{S}(t)$ на рис. 5 качественно правильно отражается теоретическим распределением, полученным по модели, аналогичной приведенной в работе [6].

В модели переноса взвеси учтены эффекты турбулентного взвешивания и вовлечения, седиментации из вышележащих слоев воды в плотный поток и из него на дно. Важнейшую роль в теоретическом описании транспорта взвеси играют выражения вертикальной компоненты скорости течения, гидравлической крупности частиц и соотношения их концентраций в потоке и над ним. Указанные параметры находятся для плотного течения с известными значениями скорости и интегрального числа Ричардсона Ri_u .

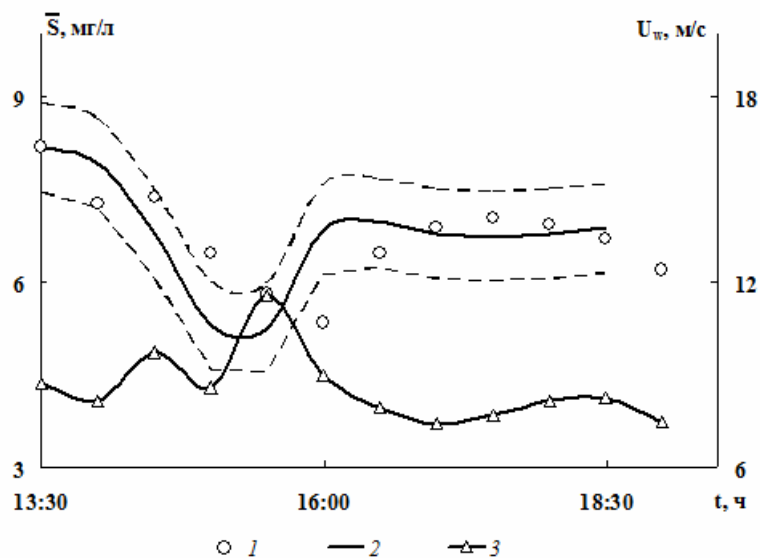


Рис. 4. Распределения во времени t концентрации взвеси, средней по плотного потока, \bar{S} , (измеренное — 1 и теоретическое — 2) и скорости ветра U_w . Пунктир — границы стандартного отклонения.

В целом за время наблюдений концентрация взвеси в придонном потоке снижалась (на 25%), в течение которого этот поток полностью проходил через вертикаль зондирования, в конечном счете отрываясь от дна и превращаясь в промежуточную струю (рис. 1).

Заключение

1. Установлено, что основную роль в переносе взвеси в губе в период исследований играло придонное плотное градиентно-гравитационное течение, усиленное сгонно-нагонным потоком.
2. На средних глубинах и в приповерхностном слое обнаружены облака мутности, мигрирующие под действием внутренних волн.
3. Модифицированы и проверены математические модели стратифицированного сгонно-нагонного и плотного потоков, с учетом их взаимодействия, и методика расчета переноса взвеси придонным течением.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00574, 06-05-64911).

Литература

1. Белопицкий В. М. Численное моделирование ветровых течений в стратифицированных водоемах // Водные ресурсы, 2001. Т. 28, № 2. С. 133-137.
2. Зырянов В.Н., Фролов А.П. Придонные компенсационные противотечения в водохранилищах равнинного типа // Водные ресурсы, 2006. Т. 33, № 1. С. 1-10.
3. Лифшиц В. Х., Титов В. С., Бояринов П. М. Натурные исследования, спектральный анализ и математическое моделирование течений Петрозаводской губы // Петрозаводская губа Онежского озера. Петрозаводск, 1981. С. 5-23.
4. Пальшин Н.И. Термические и гидродинамические процессы в озерах в период ледостава // Петрозаводск. Карельский научный центр РАН. Институт водных проблем Севера. 1999. 84 с.
5. Показеев К.В., Филатов Н.Н. Придонные течения в озерах и водохранилищах // В кн. Гидрофизика и экология озер. Т. 1. Гидрофизика. М.: Физический факультет МГУ, 2002. С. 88 - 100.
6. Самолобов Б. И. Плотностные течения и диффузия примесей. М.: Изд. УРСС. 2007. 352 с.
7. Филатов Н.Н. Динамика озер. Л.: Гидрометиздат, 1983. 187 с.
8. MacIntyre S., Flynn K.M., Jellison R., Romero J.R. Boundary mixing and nutrient fluxes in Mono Lake // Limnology and Oceanography. 1999. V. 44. № 3. P. 512-529.
9. Michioku K., Tsujimoto G., Miyamoto H. Wind-Driven Density Currents in a Semi-Enclosed Basin // Proc. Chine-Japan Bilateral. Simp. on Fluid Mech. and Manag. Tools for Environ. Beijing. 1994. 11. 19. P. 96-105.
10. Michioku K., Tsujimoto G., Miyamoto H. Turbulence and mixing in stratified shear flows driven by surface shear stress // Ninth Symposium on "Turbulent Shear Flows", Kyoto, Japan, August 16-18, 1993. P207-1 - P207-4.
11. Ravens T. M., Kocsis O., Wilest A., Granin N. Small - scale turbulence and vertical mixing in Lake Baikal // Limnology and Oceanography. 2000. V. 45. №1. P. 159-173.
12. Turner J.S. Turbulent entrainment: the development of the entrainment assumption and its application to geophysical flows // J. Fluid Mech. 1986. V. 173. P. 431-471.
13. Wüest A., Piepke G., Van Senden D. C. Turbulent kinetic energy balance as a tool for estimating vertical diffusivity in wind- forced stratified waters // Limnology and Oceanography. 2000. V. 45. № 6. P. 1388-1400.

МАССООБМЕН В ОЗЁРНОМ ЗАЛИВЕ ПРИ НАЛИЧИИ ПРИДОННОГО ТЕЧЕНИЯ И ВНУТРЕННИХ СЕЙШ

Самолобов Б.И., Литвинов Е.А.

*Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова,
Физический факультет*

Представлены результаты натурных и теоретических исследований динамики вод и переноса примесей в Петрозаводской губе Онежского озера. Анализ результатов позволил установить, что обнаруженное придонное течение было обусловлено гравитационным потоком холодных вод, поступивших в губу из открытого озера в предшествующий синоптический период. Течения в вышележащих слоях воды были вызваны внутренними сейшами. Измеренные распределения скорости согласуются с полученными по предложенной математической модели. Рассмотрены эффекты влияния гидродинамических процессов на перенос примесей.

Введение

Исследования динамики и структуры стратифицированных течений в водохранилищах, озерах и морях неразрывно связаны с решением задач большого прикладного значения. Среди этих задач по степени важности выделяется прогноз загрязнения гидросферы в слоях воды с высотами от единиц до десятков метров над уровнем дна естественными и техногенными примесями, которые переносят течения. В различных интервалах глубин в водоёмах развиваются придонные и промежуточные потоки, устойчивость и во многом динамика которых обусловлены плотностной стратификацией вод.

Для прогноза воздействия таких стратифицированных течений на распределения концентраций взвешенных и растворенных примесей необходимы методы теоретического описания этих процессов. Несмотря на интенсивные исследования по данному научному направлению [1, 2, 3, 6], остаётся не вполне ясным ряд ключевых элементов механизмов тепло- и массопереноса в потоках, которые могут иметь различную природу, в том числе интрузионную, волновую, сгонно-нагонную, связанную с эффектами растворения солей донных отложений, с неоднородностью распределения температуры на акватории и с другими факторами.

Решение подобных проблем требует проведения натурных и теоретических исследований эволюции структур термогидродинамических полей в стратифицированных течениях. В данной работе представлены результаты подобных комплексных исследований динамики вод и переноса примесей в Петрозаводской губе Онежского озера (сентябрь 2007 г.) в условиях близких к штилевым.

Цели работы включали: а) Выявление структур и механизмов развития стратифицированных течений в Петрозаводской губе; б) Выявление закономерностей воздействия придонного течения на перенос примесей; в) Разработка методов математического моделирования обнаруженных течений.

Объект и методы исследований

Представленные результаты получены экспедицией физического факультета МГУ на продольно осевом разрезе в Петрозаводской губе Онежского озера [2, 7] 16 сентября 2007 года. Работы велись с борта НИС «Эколог» ИВПС КНЦ РАН совместно с группой сотрудников этого института. Измерения распределений параметров течений и состава воды выполнялись в практически штилевых условиях по всей длине губы (преимущественно вдоль линии максимальных глубин).

Для автономного измерения профилей модуля и направления скорости течения, температуры и электропроводности (на уровне постановки) применялся многопараметрический комплекс RCM 9 LW, Aanderaa instruments. В RCM 9 LW используется принцип регистрации доплеровского сдвига частоты акустических импульсов (2МГц), следующих узкими параллельными пучками от четырех датчиков. Принятые волны обратного рассеяния от частиц взвеси и пузырьков газа используются для вычисления скорости и направления течения. На приборе были установлены дополнительные датчики для регистрации концентрации растворенного кислорода и мутности воды, по интенсивности обратно рассеянного частицами взвеси инфракрасного излучения.

Структуры распределений параметров течений и состава воды

При выполнении разреза по глубине и вдоль по губе были зарегистрированы плотностной поток в придонном слое, промежуточная струя и приповерхностное течение (рис.1а). На первой вертикали все эти потоки направлены от Соломенского пролива в сторону открытого озера. Однако только плотностное течение распространялось без существенных изменений направления примерно на 13 км вдоль дна по длине губы. На границе губы и открытого озера плотностной поток отрывался от дна, сливался с вышележащим промежуточным течением и уходил в озеро в виде струи, распространявшейся над водами большей плотности как по жидкому грунту. В поле температуры (рис.1б), которая практически полностью определяла изменение плотности воды с глубиной, наблюдается холодный придонный слой, толщина которого растёт вниз по течению. Именно такое распределение температуры вызывает появление плотностного течения. Задний фронт этого слоя располагается примерно в 1.5 километрах от начала разреза. Лишь тонкая (толщиной 0.5 -1 м) придонная область холодных вод, следующих, по-видимому, через Логмозеро из р. Шуя, соединяет этот задний фронт с устьем Соломенского пролива. Это свидетельствует о том, что зарегистрированное плотностное течение сформировано, главным образом, водами открытого озера, поступившими в губу ранее под влиянием вдольбереговых течений и циркуляций. Такие движения вод, характерные для Онежского озера в осенний период, проявляются синоптическим периодом (3-5 дней) [2]. Поступление вод р. Шуя в губу играет незначительную роль в формировании данного потока.

В поле концентрации растворённого кислорода (рис.1г) заметно повышение содержания O_2 у дна при слиянии промежуточной струи и придонного потока перед его отрывом от дна. Это может быть связано с прохождением у дна водных масс из вершины губы, где концентрация O_2 могла возрасти за счет реэрации в предшествующий синоптический период.

Концентрация взвеси (рис. 1а) максимальна в придонном нефелоидном слое, который находится в зоне действия плотностного потока. Распределение построено по данным измерений, выполненных с применением зонда RCM-9 и приведенных в специальных международных нефелометрических единицах мутности NTU. По представленным таким образом данным более чётко выделяется придонный нефелоидный слой и облака мутности, которые выбрасываются из придонного потока к поверхности. Этот эффект приводит к загрязнению вод в деятельном слое

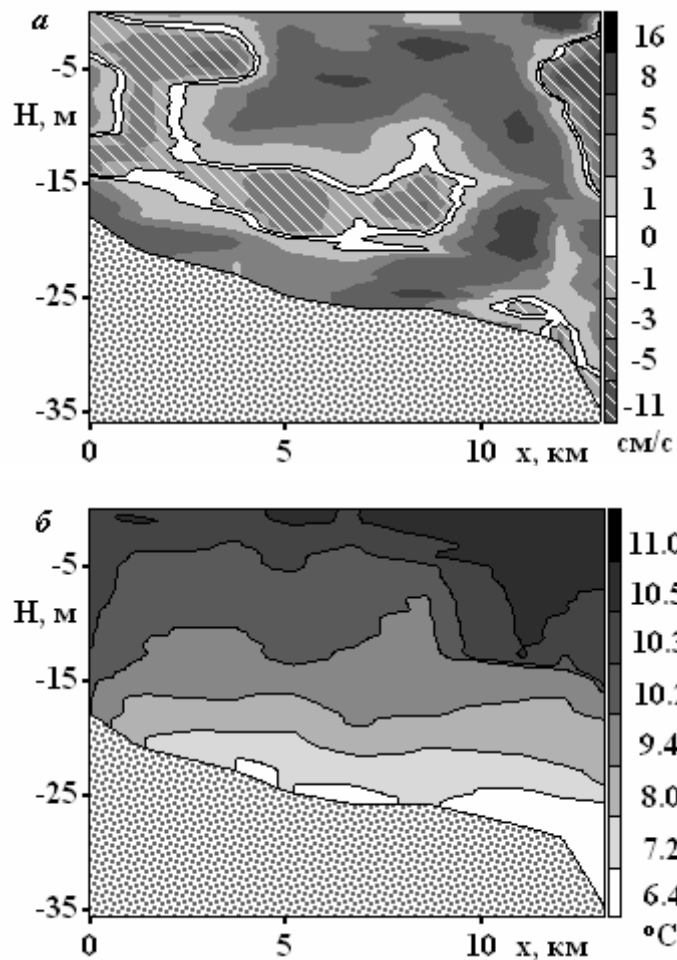


Рис. 1. Распределения параметров течения и состава воды по глубине и вдоль по разрезу по данным зонда RCM-9 (Петрозаводская губа, 16 сентября 2007г.). Рис. 1а соответствует распределению скорости, рис. 1б - температуры.

озера.

В полях минерализации (рис. 1д) и растворённого кислорода (рис. 1г) плотностному потоку (до его отрыва от дна) соответствует анаэробный слой с повышенной минерализацией. Задние фронтальные зоны анаэробного и холодного придонного слоев совпадают. Что согласуется с гипотезой о генерации данного потока гравитационным спуском из губы вод из глубокого озера, поступивших в неё ранее.

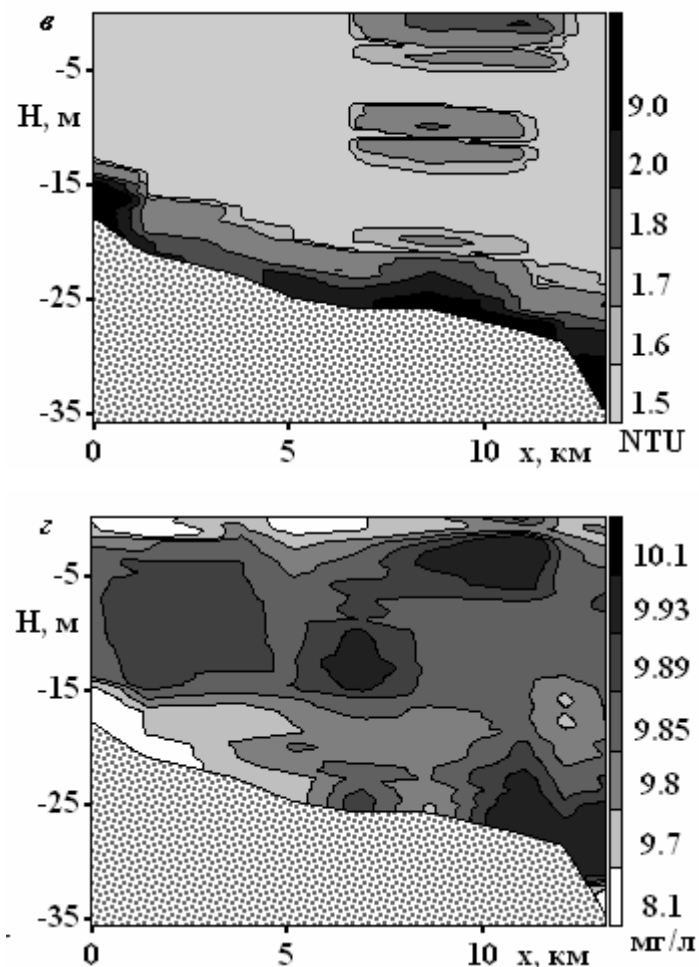


Рис. 1. Распределения параметров течения и состава воды по глубине и вдоль по разрезу по данным зонда RCM-9 (Петрозаводская губа, 16 сентября 2007г.). Рис. 1в соответствует распределению концентрации взвеси, рис. 1г - концентрации растворённого кислорода.

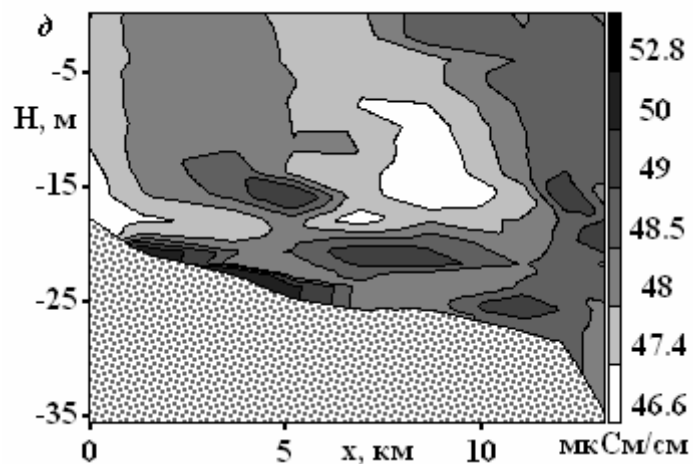


Рис. 1. Распределения параметров течения и состава воды по глубине и вдоль по разрезу по данным зонда «Эксперт» (Петрозаводская губа, 16 сентября 2007г.). Рис. 1δ соответствует распределению минерализации.

Профили скорости и разности плотностей в потоке и над ним

Сплошная кривая вертикального распределения скорости течения на рис.2 построена по методике, предложенной в данной работе. По этой методике в плотностном потоке профиль скорости рассчитывается по модели из [5, 6]. В вышележащих слоях воды применяется суперпозиция профилей скорости для трёх мод внутренней сейши. Как следует из работ [9, 10], применение суперпозиций мод внутренних волн, представленных в этих публикациях численными решениями, дает профили скорости, неплохо соответствующие измеренным.

В данной работе для каждой из мод расчёт распределения скорости по глубине, во времени и вдоль по потоку выполнялся по аналитическому решению из [4] для внутренней волны в стратифицированной жидкости с экспоненциальным распределением плотности. Фазовая скорость оценивалась по известной формуле для двухслойной жидкости [8].

Были выбраны три моды с основными энергонесущими периодами внутренних сейш озера и данной губы по результатам из работы [2]: 4,37 ч - одноузловая продольная сейша основной котловины Онежского озера; 2,3 ч - двухузловая продольная сейша озера и 1,63 ч - продольная одноузловая сейша Петрозаводской губы. Такое аналитическое представление позволяет описать распределение скорости течения по всей длине, глубине губы и во времени.

Продольные распределения параметров течений и состава воды

Соотношение поперечной и продольной компонент скорости плотностного потока составляло в среднем 0,2. То есть на основной части области распространения течения пригодно приближение плоской задачи. Лишь в двух местах: в центральной части губы и при выходе из неё имеют место вспышки поперечной составляющей скорости течений. Этим максимумам соответствуют пики концентрации взвеси (рис.3) и минерализации. Такое явление обусловлено стеканием вод с повышенной концентрацией взвеси со стороны левого по течению берега в зону максимальных глубин. Аналогичным образом изменяется концентрация кислорода, что согласуется с данным объяснением.

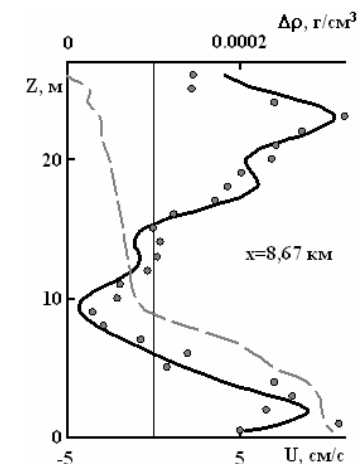


Рис. 2. Профили скорости течения U (сплошная кривая и точки) и изменения плотности воды $\Delta\rho$ (пунктир) относительно приповерхностного значения. По итогам измерений на вертикали перед отрывом придонного течения от дна ($x=8,67$ км).

Толщина придонного потока составляла 4 ± 1 метр на всём его пути до отрыва от дна. Разность плотностей жидкостей в потоке и над ним резко возрастала при подходе потока Шуйских (речных) вод к задней фронтальной зоне холодного придонного слоя, уходящего из губы. Гидродинамическая устойчивость этого течения увеличивалась в области его формирования, а затем резко снижалась на вертикали, соответствующей зоне выбросов облаков мутности.

Для выяснения природы облаков скорость их подъёма w_{lift} , оцененная по высоте подъема h_{lift} , длине участка выброса облака Δx_{re} и средней по всей глубине скорости течения u_{xa} , сравнивалась с двумя масштабами скоростей вертикального переноса: а) турбулентного $\overline{\sigma_w}$ в плотностном потоке и б) волнового \tilde{w} во всей толще.

Величина w_{lift} определялась как $w_{lift} = h_{lift} / (\Delta x_{re} / u_{xa})$. В качестве оценки $\overline{\sigma_w}$ использовался стандарт вертикальной компоненты пульсаций скорости плотностного потока $\overline{\sigma_w} \cong 0.04\overline{U} / (1 + 0.4Ri_u)^{0.5}$ [1, 6]. Масштаб скорости волнового переноса находился для внутренней сейши как $\tilde{w} \cong 2h_w / T_w$.

Значения параметров, по которым рассчитывались w_{lift} , \tilde{w} , $\overline{\sigma_w}$, составляли: $\Delta x_{re} = 4.4 \text{ км}$, $u_{xa} = 4 \text{ см/с}$, $h_{lift} = 26 \text{ м}$, $\overline{U} = 3 \text{ см/с}$, $Ri_u = 11$.

При этом величины w_{lift} , \tilde{w} , $\overline{\sigma_w}$ были равны: $w_{lift} = 0,02 \text{ см/с}$, $\tilde{w} = 0,03 \text{ см/с}$ и $\overline{\sigma_w} = 0,05 \text{ см/с}$. Однако значение $\overline{\sigma_w}$ относится лишь к придонному слою. Средняя по всей глубине скорость подъёма, связанная со скоростью облака, равной $\overline{\sigma_w}$ у дна и нулю у поверхности, составит $0,5\overline{\sigma_w} = 0,025 \text{ см/с}$.

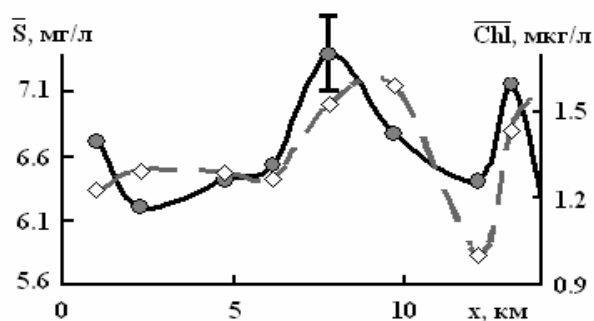


Рис. 3. Продольные распределения средней по вертикали концентрации взвеси (сплошная кривая) и хлорофилла-А (пунктир)

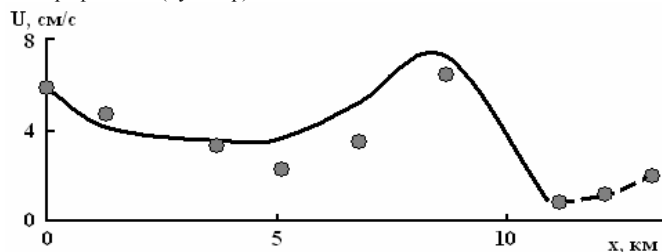


Рис. 4. Теоретическое (сплошная кривая) и измеренное (точки) продольные распределения средней по вертикали скорости плотностного потока.

Эти оценки неплохо согласуются между собой и позволяют сделать вывод о том, что вертикальный перенос облаков мутности обусловлен обоими факторами: турбулентным переносом при выходе облака из плотностного потока и внутренней сейшей в вышележащих слоях воды.

Рост концентрации взвеси происходил с увеличением поперечной компоненты скорости. Таким образом, повышение концентрации взвеси обусловлено боко-

вой адвекцией к линии максимальных глубин. На вертикали выброса облаков наблюдается спад концентрации взвеси в придонном потоке за счёт её выноса из потока. Повышенная концентрация взвеси на малых глубинах (в прибрежной зоне) обусловлено, по-видимому, взмучиванием донных осадков при ветровом волнении в предшествующей синоптической ситуации и замедлением седиментации за счёт течений, вызванными внутренними сейшами. Скорости этих течений (до 15 см/с) могли быть достаточными не только для торможения седиментации, но и для подъёма уплотнившихся илов.

Заключение

1. Установлено, что обнаруженное придонное течение было обусловлено гравитационным потоком холодных вод, поступивших в губу из открытого озера в предшествующий период усиления ветра. Течения, выявленные в вышележащих слоях воды вызваны внутренними сейшами.

2. Измеренные распределения скорости согласуются с полученными по математическим моделям плотностного потока и течений волновой природы.

3. Установлено, что плотностное течение в данной синоптической ситуации обеспечивало вынос примесей из губы в открытое озеро.

4. Обнаружены выбросы облаков мутности из придонной области к открытой поверхности. Предложена гипотеза о механизме этого эффекта с учётом влияния плотностного потока и волновых течений.

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

Литература

1. Анисимова Е.П., Петров В.В., Сперанская А.А. Исследование поля скорости в потоках сложной структуры // Вестник МГУ. Сер.3. 1992. Т. 33. № 5. С. 63-67.
2. Пальшин Н.И. Термические и гидродинамические процессы в озерах в период ледостава // Петрозаводск. Карельский научный центр РАН. Институт водных проблем Севера. 1999. 84 с.
3. Показеев К.В., Филатов Н.Н. Придонные течения в озерах и водохранилищах // В кн. Гидрофизика и экология озер. Т. 1. Гидрофизика. М.: Физический факультет МГУ, 2002. С. 88 - 100.
4. Прандтль Л. Гидроаэромеханика // Москва – Ижевск, 2000. 572 с.
5. Самолобов Б. И. Плотностные потоки и диффузия примесей. М.: Изд. УРСС. 2007. 352 с.
6. Самолобов Б. И. Придонные стратифицированные течения и транспорт взвеси в водохранилищах и озерах // Водные ресурсы. 2006. В Т. 33. № 4. С. 440–454.
7. Филатов Н.Н. Динамика озер. Л.: Гидрометиздат, 1983. 187 с.
8. Шулейкин В.В. Физика моря // М., Наука, 1968. 1083 с.
9. M. Miinnich, A. Wiest, and D. M. Imboden Observations of the second vertical mode of the internal seiche in an alpine lake. (Limnol. Oceanogr., 1992, 37(8), 1705-1719)
10. Lars Umlauf, Ulrich Lemmin Interbasin exchange and mixing in the hypolimnion of a large lake: The role of long internal waves (Limnol. Oceanogr., 2005, 50(5), 1601–1611).

О КАЛИБРОВОЧНОЙ ИНВАРИАНТНОСТИ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕНОСА ТЕПЛА И ИМПУЛЬСА

Соловьев А.А.

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова,
Географический факультет, geosolmgu@mtu-net.ru

Рассматриваются физические аспекты влияния калибровочных полей на характер изменения математических моделей процессов переноса тепла и импульса

Введение

Для описания теплофизических процессов в текучих средах используется система дифференциальных уравнений, методы решения которой, строятся на основе формулировки разнообразных граничных и начальных условий и данных о феноменологических коэффициентах веществ. Анализ проблем, с которыми сталкивается теория процессов переноса тепла и импульса, приводит к мысли о том, что до сих пор не рассматривалась возможность представления тепловых и гидродинамических полей как разновидностей единого взаимодействия. В классической теории процессов переноса взаимная связь, входящих в систему дифференциальных уравнений, описывающих пространственно-временные изменения тепловых и гидродинамических величин, фактически определяется только статически с помощью уравнения состояния среды. При этом тепловые и гидродинамические поля остаются динамически независимыми, что находит свое выражение в раздельном существовании соответствующих уравнений параболического типа. И как следствие этого, известные трудности в описании процессов теплопроводности, учитывающих конечную скорость распространения тепла и импульса [1].

Одна из фундаментальных идей современной физики заключается в том, что все взаимодействия отражают существующий в природе некий набор абстрактных симметрий. Среди симметрий, на которых основано описание фундаментальных взаимодействий, особое место занимают так называемые калибровочные симметрии [2]. Существует целый ряд калибровочных симметрий и полей для компенсации калибровочных преобразований. Концепция калибровочной симметрии положена в основу уравнений электродинамики Максвелла, благодаря чему динамически объединяются электрическое и магнитное взаимодействие [3]. Удалось установить точную форму соответствующей калибровочной симметрии также для представления полей взаимодействующих элементарных частиц. Следующий шаг на пути обобщения взаимодействий заключается в том, чтобы определить условие калибровочной инвариантности тепловых и гидродинамических явлений. Фактически это означает, что понятие дальнего действия существующее в современном представлении системы уравнений, описывающей теплофизические процессы в сплошной среде, следует заменить ближкодействием, которое является свойством калибровочных полей. В настоящей работе, преследуется цель рассмотреть физические предпосылки, которые могли бы быть положены в основу описания процессов переноса как проявлений калибровочного полей.

Калибровочные преобразования уравнений переноса

Для проверки калибровочной инвариантности уравнений переноса тепла и импульса и вещества, т.е. инвариантности относительно калибровочных преобразований, преобразуем систему дифференциальных уравнений, включающую в себя:

1. Уравнения движения

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + (\vec{V} \nabla) \vec{V} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \frac{\eta}{\rho} \Delta \vec{V} + \frac{\eta}{3\rho} \nabla \operatorname{div} \vec{V}, \quad (1)$$

где \vec{V} - скорость, p - давление, η - динамический коэффициент вязкости, ρ - плотность жидкости.

2. Уравнения теплопроводности

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} + C_p (\vec{V} \nabla) T = \operatorname{div} (\lambda \nabla T), \quad (2)$$

где T - температура, λ - коэффициент теплопроводности, C - удельная теплоемкость.

3. Уравнение неразрывности

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + (\vec{V} \nabla) \rho + \rho \operatorname{div} \vec{V} = 0. \quad (3)$$

В качестве объектов калибровочных преобразований, которые оставляют неизменным гидродинамическое поле и тепловое поле, рассмотрим два вектора: вектор завихренности

$$\vec{\omega} = \operatorname{rot} \vec{V} \quad (4)$$

и вектор теплового потока

$$\vec{Q} = -(\lambda \nabla T + \frac{\lambda}{C} \frac{\partial \vec{V}}{\partial t}). \quad (5)$$

Преобразуем систему уравнений (1) - (3). Выражаем из (5) $\frac{\partial \vec{V}}{\partial t}$ и подставляем в (1)

$$\text{имея в виду, что } (\vec{V} \nabla) \vec{V} = \nabla \frac{V^2}{2} + [\operatorname{rot} \vec{V} \times \vec{V}]. \quad (6)$$

$$\Delta \vec{V} = \nabla \operatorname{div} \vec{V} - \operatorname{rot} \operatorname{rot} \vec{V}. \quad (7)$$

Тогда получим

$$\eta \operatorname{rot} \vec{\omega} = \frac{\rho C}{\lambda} \vec{Q} - \nabla \left[\left(p + \rho \frac{V^2}{2} \right) - \frac{4\eta}{3} \operatorname{div} \vec{V} - \rho C \cdot T \right] - \rho [\vec{\omega} \times \vec{V}]. \quad (8)$$

Представляем калибровочное уравнение в таком виде

$$\left(p + \rho \frac{V^2}{2} \right) - \frac{4\eta}{3} \operatorname{div} \vec{V} - \rho C \cdot T = 0. \quad (9)$$

Это уравнение можно назвать калибровкой Бернулли.

В такой калибровке уравнение (8) для вектора завихренности можно переписать так:

$$\operatorname{rot} \vec{\omega} = \frac{\rho C}{\lambda \eta} \vec{Q} - \frac{\rho}{\eta} [\vec{\omega} \times \vec{V}]. \quad (10)$$

В той же калибровке уравнение теплопроводности (2) преобразуется к виду:

$$\operatorname{div} \bar{Q} = \frac{\partial E}{\partial t} + \rho C (\bar{V} \nabla) T. \quad (11)$$

Здесь $E = \rho + \rho \frac{V^2}{2}$.

Чтобы получить (11) дифференцируем (9) по времени и сравниваем полученное уравнение с уравнением (2), принимая во внимание (5).

Уравнение для ротора теплового потока получаем после применения операции ротации к (5) с учетом того, что $\operatorname{rot} \bar{V} T \equiv 0$

$$\operatorname{rot} \bar{Q} = -\frac{\lambda}{C} \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial t}. \quad (12)$$

К уравнениям (10)-(12) следует присоединить уравнение для расходимости вектора завихренности, получаемое из (4) с учетом того, что

$$\operatorname{div} \operatorname{rot} \bar{V} \equiv 0; \quad \operatorname{div} \bar{\omega} = 0. \quad (13)$$

В итоге, основные уравнения переноса в дифференциальной и интегральной форме имеют вид:

$$\left. \begin{aligned} \operatorname{rot} \bar{\omega} &= \frac{\rho C}{\lambda \eta} \bar{Q} - \frac{\rho}{\eta} [\bar{\omega} \times \bar{V}] & \int_L \bar{\omega} dL &= \frac{C}{\lambda v} \frac{\partial}{\partial t} \iint_S \bar{Q} ds + \frac{1}{v} \iiint_V [\bar{V} \times \bar{\omega}] ds \\ \operatorname{rot} \bar{Q} &= -\frac{\lambda}{C} \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial t} & \int_L \bar{Q} dL &= -\frac{\lambda}{C} \frac{\partial}{\partial t} \iint_S \bar{\omega} ds \\ \operatorname{div} \bar{Q} &= \frac{\partial E}{\partial t} + \rho C (\bar{V} \nabla) T & \iint_S \bar{Q} ds &= \frac{\partial}{\partial t} \iiint_V E d\tau + \rho C \iiint_V [(\bar{V} \cdot \bar{V} T) - T \operatorname{div} \bar{V}] d\tau \\ \operatorname{div} \bar{\omega} &= 0 & \int_S \bar{\omega} ds &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

Из интегральных уравнений следует, что поток вектора завихренности через произвольную замкнутую поверхность равен нулю. Это означает, что векторное поле завихренности носит чисто соленоидальный характер. У такого поля отсутствуют источники и стоки. Вихревые линии либо замкнуты, либо уходят в бесконечность. Циркуляция завихренности по контуру, охватывающему некоторую поверхность равна изменению со временем потока тепла и потоку спиральности. Следовательно, вихри создаются при изменении по времени теплового потока благодаря спиральности поля скоростей. Циркуляция теплового вектора по контуру через произвольную замкнутую поверхность обязана своему происхождению потоку завихренности. В отличие от поля завихренности тепловое поле имеет незамкнутые линии тока. Источниками и стоками линий тока теплового вектора \bar{Q} является плотность энергии жидкости. Поток поля теплового вектора \bar{Q} связан с изменением энергии потока и зависит от ориентации вектора скорости и градиента температуры.

Калибровка гиперболического уравнения теплопроводности

Вектор завихренности $\bar{\omega}$ является соленоидальным и заданным значениям вихревого поля соответствует семейство возможных значений векторов скорости. Обозначив

$$\bar{V}(\vec{r}, t) = \bar{V}'(\vec{r}, t) + \nabla \psi(\vec{r}, t), \quad (15)$$

где $\psi(\vec{r}, t)$ - любая дифференцируемая скалярная функция, имеем

$$\bar{\omega}' = \operatorname{rot} \bar{V}' = \operatorname{rot} \bar{V} = \bar{\omega}.$$

Это означает, что преобразование (15) не изменяет вектора завихренности. Аналогично вектор теплового потока \bar{Q} остается инвариантным при преобразованиях (15) вектора завихренности. В самом деле, заменим $\bar{\omega}$ через $\bar{\omega}'$ по формуле (15) в выражении для теплового потока (5).

$$\bar{Q} = -\lambda \bar{\nabla} T - \frac{\lambda}{C} \frac{\partial \bar{V}'}{\partial t} - \frac{\lambda}{C} \frac{\partial}{\partial t} \bar{\nabla} \psi = -\lambda \nabla \left(T + \frac{1}{C} \frac{\partial \psi}{\partial t} \right) - \frac{\lambda}{C} \frac{\partial \bar{V}'}{\partial t} = -\lambda \bar{\nabla} T' - \frac{\lambda}{C} \frac{\partial \bar{V}'}{\partial t},$$

И, следовательно, чтобы вектор теплового потока оставался неизменным при преобразованиях вектора завихренности необходимо и достаточно преобразовать температуру:

$$T'(\vec{r}, t) = T(\vec{r}, t) + \frac{1}{C} \frac{\partial \psi(\vec{r}, t)}{\partial t}. \quad (16)$$

Таким образом, заданным полям $\bar{\omega}$ и \bar{Q} отвечает множество значений вектора скорости \bar{V} и температуры T , связанных калибровочным преобразованием, которое можно получить со всевозможными функциями $\psi(\vec{r}, t)$. Калибровочная инвариантность тепловых и гидродинамических полей при неоднозначности выбора вектора скорости \bar{V} и температуры T требует наложения на них дополнительных условий. Чтобы получить калибровку, отличающуюся от Бернулли, подействуем оператором div на уравнение (15) и оператором $\frac{C}{a^2} \frac{\partial}{\partial t}$ на (16), где a - величина, имеющая

размерность скорости распространения возмущений в текучей среде. После вычитания получим

$$\Delta \psi - \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \operatorname{div} \bar{V} + \frac{C}{a^2} \frac{\partial T}{\partial t} - \left(\operatorname{div} \bar{V}' + \frac{C}{a^2} \frac{\partial T'}{\partial t} \right).$$

Предположим, что $\operatorname{div} \bar{V} + \frac{C}{a^2} \frac{\partial T}{\partial t} \neq 0$, тогда если уравнение

$$\Delta \psi - \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \operatorname{div} \bar{V} + \frac{C}{a^2} \frac{\partial T}{\partial t},$$

имеет хотя бы одно частное решение для ψ , то существует функция ψ , при которой $\operatorname{div} \bar{V}' + \frac{C}{a^2} \frac{\partial T'}{\partial t} = 0$. С калибровочным уравнением

$$\operatorname{div} \bar{V} + \frac{C}{a^2} \frac{\partial T}{\partial t} = 0 \quad (17)$$

уравнение (11) преобразуется к следующему виду:

$$\Delta T - \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2 T}{\partial t^2} = -\frac{1}{\lambda} \frac{\partial E}{\partial t} - \frac{\rho C}{\lambda} (\vec{V} \cdot \vec{\nabla} T) - \frac{\rho C}{\lambda} T \operatorname{div} \vec{V}. \quad (18)$$

Здесь учтено, что $\operatorname{div} \vec{\nabla} T = \Delta T$ и $(\vec{V} \cdot \vec{\nabla}) T = (\vec{V} \cdot \vec{\nabla} T) - T \operatorname{div} \vec{V}$

В калибровке Бернулли из системы уравнений (14) для температуры получается уравнение параболического типа. Важнейшим обстоятельством, принципиально отличающим рассматриваемую систему уравнений (14), является существование взаимосвязи тепла и завихренности. При наличии завихренности создается тепловой поток, который характеризуется вихревым полем теплового вектора. Одновременно возможен и обратный процесс. Он связывает произвольное изменение во времени теплового поля с формированием поля завихренности. Если вектор $\frac{\partial \vec{Q}}{\partial t}$ в каждой точке поля представить в виде семейства прямых, то линии поля за-

вихренности будут иметь вид концентрических окружностей, охватывающих эти прямые. При положительном знаке связи между векторами временной рост теплового потока способствует усилению ротора завихренности. С другой стороны из-за отрицательного знака противоположного процесса с увеличением интенсивности завихренности $\vec{\omega}$ вихревая составляющая теплового вектора ослабевает.

Система уравнений (14), таким образом, включает в себя описание континуальной среды, состоящей из взаимодействующих между собой гидродинамических и тепловых движений. Если задано значение характеристик жидкой среды ρ, C, η, λ и начальное значение полей $\vec{Q}, \vec{\omega}$, то интегрирование уравнений позволит найти распределение поля теплового вектора и поля завихренности в пространстве в любой последующий момент времени.

При постановке тепловых задач необходимо систему уравнений переноса уточнять исходя из условия калибровочной инвариантности. Каждой конкретной калибровке будет отвечать математическая модель, которая может существенно отличаться от моделей других калибровок. Вместе с тем калибровка полей не должна рассматриваться как вспомогательное преобразование системы уравнений переноса к уравнениям параболического или гиперболического типа. Представление процессов переноса с использованием калибровочных полей имеет более глубокий смысл. Калибровочные уравнения и уравнения для завихренности и теплового потока составляют единую систему, в которой поле температур и поле скоростей не являются независимыми друг от друга величинами. Роль калибровочных соотношений в особенностях выявляется при рассмотрении температурных волн. Использование замкнутой системы переноса импульса и тепла без соответствующей калибровки не позволяет получить переход к волновым решениям в процессе распространения тепла.

Литература

1. Лыков А.В. Теплопроводность и диффузия. М.: Гизлегпром, 1941.
2. Рубаков В.А. Классические калибровочные поля. М.: Эдитфиал УРРС, 1999.
3. Власов А.А. Макроскопическая электродинамика. М.: ГИТТЛ, 1955.

ПРОБЛЕМА ПОТРЕБЛЕНИЯ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ

И КОНДЕНСАТОРЫ АТМОСФЕРНОЙ РОСЫ

Соловьев А.А., Зайцев С.И., Павловский К.П.

*Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова,
Географический факультет, geosolmgu@mtu-net.ru*

Обсуждаются экологические и социальные аспекты потребления ресурсов пресной воды и их природного и антропогенного восстановления. Приводятся результаты исследований конденсаторов атмосферной росы, выполненные в лаборатории возобновляемых источников энергии.

Введение

С наступлением двадцать первого века пришло осознание остроты в необходимости решения двух глобальных проблем развития общества – обеспечения человечества устойчивым и качественным потреблением, как энергией, так и пресной водой. Несмотря на относительно высокую величину мировых ресурсов пресной воды (2000000 км^3) и относительно умеренное водопотребление ($3000 \text{ км}^3/\text{год}$), прогностические оценки указывают на вполне вероятную возможность наступления дефицита пресной воды [1,2]. Отмечается нарастающая во времени тенденция превышения скорости водопотребления над скоростью восстановления природных запасов пресной воды и непостоянство во времени скорости отбора вод для потребления при неизменности скорости восстановления природных ресурсов и роста объемов антропогенного загрязнения природных источников пресной воды. Возрастающая тенденция в различиях скоростей потребления пресной воды и ее естественного восстановления приводит к пессимистическим оценкам практической невозможности отдельных видов природных водных ресурсов [3].

Подобные утверждения не относятся к пресной воде в атмосфере. Запасы пресной воды в виде водяных паров атмосферы, по сравнению с другими источниками пресной воды, обладают наибольшей активностью водообмена. Скорость природного восстановления водных ресурсов, содержащихся в атмосфере, составляет 8-10 суток и, следовательно, обновление атмосферной воды в течение года происходит в среднем 40 раз [4]. Высокая скорость восстановления пресной воды в атмосфере и ее значительное количество (14000 км^3), на порядок превышающее объемы воды в речных стоках, делает актуальной задачу создания индустриальных систем извлечения атмосферной влаги для целей водопотребления [5]. В лаборатории возобновляемых источников энергии географического факультета МГУ начиная с 1996 года, проводятся работы по разработке эффективных способов промышленного извлечения пресной воды, содержащейся в атмосфере. Некоторые результаты этих исследований представлены в настоящей публикации.

Прогностические оценки глобального водопотребления

Возрастание темпов и масштабов изменений в обеспеченности пресной водой, как во всем мире, так и в отдельных географических регионах обусловлено сложной взаимосвязью множества факторов политического, экономического, социального климатического характера. Но все они, в конечном счете, связаны с ос-

новой причиной увеличения потребления воды, которая обусловлена определенной зависимостью водопотребления от численности населения.

Анализу и прогнозу использования водных ресурсов посвящено немало исследований [6,7]. Расчеты, как правило, имеют численный характер и основываются на статистических подходах. В основу математических моделей закладываются различные сценарии развития промышленного и сельскохозяйственного производства, гипотезы о динамике и темпах интенсивности антропогенных загрязнений, постулаты о развитии водосберегающих технологий и возможных масштабах урбанизации. Нередко приходится отмечать, что подобные прогнозы, из-за неполного учета взаимного влияния различных модельных параметров приводят к расхождению с реальной ситуацией уже при первых моментах наступления прогнозируемого события.

В развитии идеи о преимущественной зависимости темпов потребления водных ресурсов от антропогенного фактора, в наших прогностических исследованиях было предложено вместо численных моделей, использовать аналитические уравнения. Эти уравнения основаны на временных балансных соотношениях между скоростью потребления-расхода и численностью населения [8,9]. Они представляют собой функциональные зависимости, определяющие изменение скорости потребления пресной водой w' населением численности N со временем t :

$$w' = R \cdot t \cdot N. \quad (1)$$

Параметр R определяется предельным уровнем ресурсов пресной воды и характеризует строготу изменения скорости подушного потребления пресной воды.

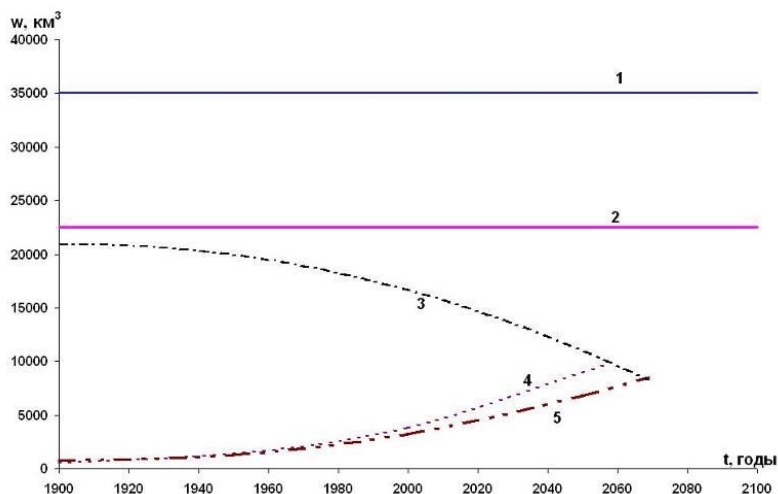


Рис. 1. Нижний предел мировых запасов пресной воды (1); нижняя граница доступных для использования водных объемов (2); снижение объема водных ресурсов вследствие загрязнения (3); сценарий G.Rodda [10] водопотребления на основе экстраполяции с 1997 года (4); расчеты автора по уравнению (1)-(кривая 5).

При расчетах (см. рис.1) по формуле (1) использовались статистические данные по фактической численности до 2007 года и экстраполяционные значения по гиперболической модели со скоростью квадратичного роста [11,12]. Параметр R по данным численности и водопотребления на протяжении всего 20 столетия имеет постоянную величину равную $R=(13,5 \pm 0,5) \text{ мл/год}^2 \text{ чел.}$ Это же значение ускорения процесса нарастания потребления воды было принято в качестве неизменно-го в прогнозе до 2100 года.

Постоянство величины ускорения водопотребления свидетельствует об универсальности ежегодного подушного увеличения скорости антропогенного расходования запасов пресной воды. Непостоянство и рост скорости потребления водных ресурсов, как следует из представленных результатов, допускается, по-видимому, балансными соотношениями прихода - расхода мировых запасов пресной воды, определяющими ее круговорот в природе. Тем не менее, из представленных на рис.1 данных можно заключить, что кривая потерь воды и снижение уровня их доступности для человечества все же пересекается с кривой роста водопотребления. По сценарию Rodda [10] этот момент достигается в 2050 году, по аналитическим расчетам с уравнением (1) наступление предела доступности водных ресурсов можно ожидать к 2080 году.

В числе основных принципов, которые были провозглашены международным сообществом в качестве основы для действий, предотвращающих развитие неблагоприятных тенденций, приводящих к глобальному дефициту пресной воды, в первую очередь, следует выделить расширение фронта работ по созданию новых инновационных технологий промышленного производства пресной воды. За последние десятилетия усилия, основанные на применении интегрированных подходов к развитию, управлению и использованию водных ресурсов, концентрировались главным образом на эксплуатации известных методов индустриального производства пресной воды. К традиционным технологиям производства пресной воды относится дистилляция из морской воды путем ее нагревания с получением пара, который конденсируют. Это также электродиализ, при котором через морскую воду пропускается электрический ток для удаления находящихся в ней солей. И, наконец, обратный осмос, когда только пресная вода проходит под давлением через полупроницаемую мембрану, задерживающую соли. Основная проблема, сдерживающая широкое применение различных способов опреснения, связана с существенными затратами электроэнергии и пара на единицу произведенной продукции (см. таблицу 1).

Таблица 1.

Способы опреснения	Средний расход электроэнергии, кВт-час/т.
Осмос морской воды	6
Осмос солоноватой воды	1
Многоступенчатые дистилляторы	1,25
Системы многократного вскипания	3,3
Системы механической декомпрессии	10,3

Цена 1 м³ пресной воды на крупных установках дистилляционного метода составляет в зависимости от мощности установки– (0,5 -2) €/ м³, для электролиза и обратного осмоса 0,3 – 0,2 €/м³ при солёности 2 - 4 г/л [13]. Себестоимость производимой воды на наиболее экономичных дистилляционных опреснителях, применяемых для работы на морской воде, в среднем равна примерно 1€за м³.

В числе недостатков опреснительных методов называют: территориальную привязанность к источникам солёной воды; высокую (до 60%) составляющую затрат на электроэнергию в себестоимости производимой воды; значительную затратность стоимости оборудования и строительства; длительные сроки окупаемости; удаленность производства пресной воды от источников потребления.

Конденсаторы атмосферной влаги

В последние годы отмечается повышенное внимание к обсуждению возможностей способа производства пресной воды основанного на конденсации влаги, содержащейся в атмосферном воздухе [14]. Интерес к исследованиям и разработкам эффективных атмосферных конденсаторов особенно возрос после того как в 1992 году были обнаружены огромные атмосферные реки, которые являются предпочтительными путями движения водяного пара в тропосфере при расходах потока около 165 млн. кг воды в секунду и транспортируют около 70% пресной воды [15].

Использование воды в атмосфере в качестве источника пресной воды является древней технологией, которая фактически была заново переоткрыта в современную эпоху. В 1905 году русский инженер Фридрих Зибольд построил в Феодосии 13 крупных аккумуляторов в виде холмов из щебня, площадью около 2000 м² и высотой порядка 5 метров [16]. Конденсор воды Ф.И. Зибольда производил 0,4 л/м³ в сутки [17]. Щебневые холмы Зибольда заполнялись камнями с размерами 10-40 см и образовывали усеченный конус с впадиной диаметром 8 м в центре (рис.2). Такая форма, по мнению Зибольда, обеспечивала достаточное радиационное охлаждение для того, чтобы роса конденсировалась в массе камней.



Рис. 2. Воздушный колодец Зибольда

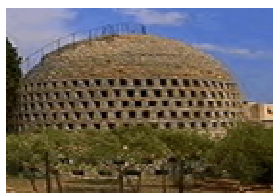


Рис.3. Воздушный родник Кнапена

В 1931 году бельгийский изобретатель М. Кнапен построил аналогичную систему, которую назвал воздушный родник, на высоком холме в Транс-ан-Прованс во Франции [18]. Атмосферный конденсор пресной воды Кнапена представлял собой башню высотой около 14 метров высотой (рис.3). Производительность его установки составляла 0,24 л/м³ в сутки.

В [19] сообщалось о разработках плоских наклонных конденсаторов атмосферной влаги, с различными материалами покрытий (рис 4). В наиболее успешных натуральных экспериментах с конденсатором из фольги площадью 30 м² с наклоном 30° за период с июля по декабрь 2000 года выполненных в лаборатории Корсиканского университета было получено в среднем 0,25 л/м², извлеченных из атмосферной влаги.



Рис.4. Плоский конденсатор росы (Вигнола, Корсика)



Рис.5. Установка «РОСА МГУ» Обнинск (Московской обл.)

Лабораторией возобновляемых источников энергии географического факультета Московского университета совместно с НПО «Тайфун» создана экспериментальная установка–конденсор атмосферной влаги «РОСА МГУ» (рис.5) с естественным протоком воздуха без энергопотребления [20]. Установка «РОСА МГУ» представляла собой систему заполненных известняковым щебнем модулей габрионов, которые устанавливались на бетонном фундаменте внутри двух металлических поддонов, предназначенных для сбора и стока конденсированной воды. Габрионы обвязывались стальной сеткой из коррозионно-стойкой стали (рис 6).



Рис. 6. Габрионы установки «РОСА МГУ»

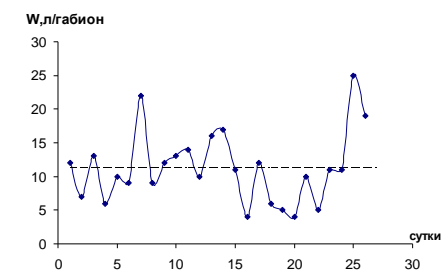


Рис.7. Выход воды с одного габриона.

В одном из поддонов располагалось 78 габрионов с известняковым щебнем типа 1, во втором – 78 габрионов с известняковым щебнем типа 2. Диаметр камней находился в пределах от 0,05 до 0,10 м. Материал щебня: 50% модулей с известняковым щебнем типа 1 (коэффициент поглощения воды 0,6% от массы); 50% модулей с известняковым щебнем типа 2 (коэффициент поглощения воды 2% от массы). Размер установки: 4,5 x 8,75 x 2,8 м. Общая площадь канала восходящего конвективного потока воздуха составляла 0,3 м². Система была оборудована большим объемом измерительной аппаратуры для контроля эксплуатационных показателей,

чтобы полностью понять отклик системы на различные условия окружающей среды. На территории метеорологического полигона НПО «Тайфун» расположены две локальные метеорологические станции, расположенные на мачтах высотой 25 м и 300 м, которые использовались для круглосуточного контроля локальных метеословий в окрестностях установок.

В результате испытаний экспериментального образца установки «РОСА» было получено, в среднем, 1,3 м³ пресной воды, что на 0,2 м³ или на 13,3 % меньше от расчетной производительности. Временной ход изменений количественного выхода воды при конденсации с одного габриона показан на рис.7. Полученные в результате испытаний результаты подтвердили правильность теоретического обоснования способа, методики расчетов, принципиальных технических решений, в тоже время, позволили определить направления дальнейшей работы. В том числе: повышение эффективности системы формирования охлаждающих потоков воздуха; оптимизация конденсирующего материала с целью быстрого насыщения системы влагой, длительного поддержания системы в рабочем состоянии; уменьшение весогабаритных параметров; снижение себестоимости; уменьшение веса; устранение коррозионных материалов, обеспечение транспортабельности и унифицированности конструктивных элементов.



Рис.8. Модель капиллярного конденсора



Рис.9. Капиллярная колонка конденсора

В последнее время начаты работы по изучению возможностей компоновки конденсоров атмосферной влаги капиллярными габрионами. Принцип действия таких габрионов - капиллярная конденсация на созданной развитой поверхности конденсирующего материала за счет специально организованных конвективных потоков влажного атмосферного воздуха при естественных метеорологических условиях. Эксперименты в камере с регулируемой влажностью показали, что производительность систем РОСА с капиллярными габрионами может достигать значений порядка 0,8 л/м² в сутки. Согласно расчетным оценкам типовые установки «РОСА» с капиллярной конденсацией, будут иметь следующие технические характеристики: габариты: – диаметр-25 м, высота-8 м; производительность: – 3 м³/сутки; материалы коррозионностойкие; несущие конструкции – стеклопластик; арматура – алю-

миний; расход электроэнергии порядка 0,3 кВт на 1 м³ H₂O; капитальные затраты 20000 € за м³; себестоимость воды 1 м³ - 0,3 € срок окупаемости 2-3 года.

Литература

1. Данилов-Данильян В.И., Лосев К.С. Потребление воды: экологический, экономический, социальный и политический аспекты. - Москва, 2006.
2. Shiklomanov I.A. World Water Resources at the Beginning of the XXIst Century. - Cambridge University Press, 2003.
3. Alcamo J., Doell P., Henrichs T., Kaspar F., Lehner B., Roesch T., Siebert S. Global estimates of water withdrawals and availability under current and future "business of usual" conditions // Hydrological Sciences J. -2003. 48(3). P. 339-348.
4. Кузгэ Р.К., Данилов Н.И., Конищев В.Н. История гидросферы. -М.: Научный мир, 1998. 369 с.
5. Авакян А.В. Опреснение воды в природе и народном хозяйстве. – М.: Наука, 1987.
6. Романова Э.П., Куракова Л.И., Ермаков Ю.Г. Природные ресурсы мира.- М.: Изд-во МГУ, 1993.
7. Лосев К.С. Вода. Л.: Гидрометеиздат, 1989.
8. Соловьев А.А. Динамические аналогии в нетрадиционной энергетике.- М.: МГУ, 1999.
9. Соловьев А.А. Динамика потребления энергии на основе уравнений энергетического состояния // Изв. Вузов, сер. энергетика. - 2000. №3. С. 76-83.
10. Rodda G. On the problems of assessing the World water resources. In: Geosci. and water resource environment data model. Berlin - Heidelberg. 1997. P. 14-32.
11. Gilles Pison The population of the world // Population and societies.- 2007. N436.
12. Капица С.П. Общая теория роста человечества: сколько людей жило, живет и будет жить на Земле.-М.: Наука, 1999.
13. Колдин М.В. Опреснительная технология: энергетика и экология// Химия и технология воды.-1986. Т.8. №6.
14. Beysens D., Milimouk I. The Case for Alternative Fresh Water Sources.// Secheresse.- 2000. V. №4.
15. Newell R E., Newell N E., Zhu Y.S. Courtney Tropospheric rivers? A pilot study. // Geophysical Research Letters. - 1992. V. 19. №. 24 P. 2401-2404.
16. Зибольд Ф.И. Роль подземной росы в водоснабжении города Феодосии // Труды опытных лесничеств. -1905. Вып.3. С. 387-412.
17. Zibold F. Scientific studies of dew ponds. // Nature.-1909. № 81. P.458-59.
18. Knapen M.A. Dispositif intérieur du puits aérien Knapen.// Extrait des mémoires de la société des ingénieurs civils de France.-1929.
19. Nikolayev V., Beysens D., Gioda A., Milimouk I., Katiushin E., Morel J.P. Water Recovery from Dew.// Journal of Hydrology.-1996. №182. P. 19-25 .
20. Алексеев В.В., Березкин М.Ю., Иванов В.Н. Глобальная проблема нехватки пресной воды и эффективные пути ее решения. - М.: МГУ, 2005.
21. Алексеев В.В., Рустамов Н.А., Иванов В.Н., Дубовская В.А. Экспериментальное изучение процесса наземной конденсации влаги// Доклады РАН.-2003. Т.393. №1. С.97-100.

БИОГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ИОНОВ И ХИРАЛЬНЫХ СОЕДИНЕНИЙ В МОДЕЛЬНЫХ И БИОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Твердислов В.А., Яковенко Л.В., Твердислова И.Л. *

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова,

*Физический факультет, Биологический факультет**

tverdislov@mail.ru

«Переживаемая нами эпоха должна служить не к разъединению, а к сближению задач об организованном и неорганизованном в природе.

Не только в области жизни, но и в области неживой материи.

Физико-механическая модель живой материи есть стройность»

Н.А.Умов

Современная экология, будучи наукой о синергизме процессов в биосфере, фокусирует, в конечном счете, свои физические, химические, геологические, социально-экологические направления в области экологии человека.

Живые клетки характеризуются двумя универсальными свойствами: неравновесными асимметричными распределениями ионов и энантиомеров важнейших хиральных биологических соединений между клеткой и внеклеточной средой [1]. Внутренняя среда клетки содержит ионы калия в более высокой концентрации, чем ионы натрия, тогда как наружная среда – наоборот. Нуклеиновые кислоты содержат исключительно D-изомеры остатков сахаров (дезоксирибозы и рибозы), пептидные цепи белков построены из L-изомеров аминокислот, а биологические мембраны включают в себя только L-фосфолипиды. В неживой природе хиральные соединения представлены, как правило, энантиомерами в равных концентрациях. Указанную асимметрию распределений ионов и энантиомеров хиральных веществ в биосфере принято называть ионной и хиральной асимметрией.

Экологические опасности, связанные с присутствием и промышленными выбросами металлов широко известны [2]. Особенно это касается тяжелых металлов. Проблемы молекулярной асимметрии также непосредственно связаны с процессами в современной биосфере [3]. Некоторые вещества, не свойственные природным экосистемам, могут накапливаться в их различных частях и влиять на их устойчивость. Так, например, для антропогенных загрязнений экосистем антиподами естественных стереоизомеров хиральных веществ механизмы биологической деградации обычно отсутствуют, что может приводить к их накоплению и переносу на значительные расстояния. До сих пор не изучена проблема потребления D-аминокислот с пищей, в которой они образуются как при рацемизации при ее приготовлении, так и естественным путем или же при потреблении пищевых добавок. Это – новые проблемы, без эффективного решения которых возможны экологические кризисы с непредсказуемыми последствиями.

В цикле работ, выполненных на кафедре биофизики физического факультета МГУ, экспериментально обоснована гипотеза о возникновении асимметричных распределений ионов натрия и калия, магния и кальция, а также энантиомеров

хиральных соединений - аминокислот и углеводов между термодинамически неравновесным тонким поверхностным слоем (ТПС) и объемной фазой морской воды [4 - 8]. Вне зависимости от своей физической природы *хиральным* объектом считается тот, который не может быть совмещен со своим отображением в плоском зеркале.

Жизнь на Земле построена на основе углерода. Углерод может образовывать четыре равноценные химические связи, направленные из центра правильного тетраэдра к его вершинам. К хиральным веществам относятся соединения, включающие асимметричный атом углерода с четырьмя различными заместителями, имеющими с ним ковалентные связи. Они образуют *зеркальные изомеры* - *энантиомеры*, обладающие оптической активностью – способностью вращать плоскость поляризации света (L – влево, D – вправо). Авторами упомянутых работ установлено, что ионы и энантиомеры хиральных веществ могут перераспределяться между ТПС и объемной фазой независимо друг от друга. Вместе с тем, имеется ряд свидетельств в пользу того, что ионная и хиральная специфичности в клетках функционально связаны. Так, например, в тех же работах теоретически показано, что ионная специфичность мембранных каналов однозначно связана с гомохиральностью аминокислотных остатков их полипептидных цепей. В настоящее время известно, что при старении организма изменения ионного гомеостаза происходят параллельно с накоплением аберранных белков, содержащих D-изомеры аминокислотных остатков, и изменением уровня свободных D-аминокислот в клетках. Однако надежно не установлены какие-либо взаимозависимости между этими процессами.

Аминокислоты могут образовывать координационные соединения с ионами металлов (Cr^{2+} , Al^{3+} , Pb^{2+} , UO^{2+} и др.), которые при этом приобретают свойства катализаторов, например, полимеризации нуклеотидов и синтеза и реакций с восстановлением двойных связей $\text{C}=\text{O}$ и $\text{C}=\text{N}$ у различных малых молекул. Из литературных данных следует, что в таких реакциях существенно нарушаются соотношения концентраций гомо- и гетерополимеров, L- и D-изомеров хиральных веществ, характерные для равновесных систем. Это свидетельствует в пользу того, что в открытых системах физико-химические процессы способны дискриминировать энантиомеры хиральных соединений. Поскольку энантиомеры по всем физико-химическим свойствам, кроме оптической активности, неразличимы, в указанных системах, по-видимому, существуют неучтенные факторы, приводящие к их хиральной селективности. До сих пор эти факторы не выявлены, поэтому необходимо накопление и обобщение экспериментальных данных о процессах, приводящих к хиральной поляризации (появлению избытка одного из энантиомеров по сравнению с другим) среды.

Роли ионов переходных металлов в биологии посвящено огромное количество научных работ. Однако лишь недавно появились гипотезы и данные о их возможной непосредственной роли в регуляции важнейших клеточных процессов, таких, например, как взаимодействие белков с нуклеиновыми кислотами и регуляция экспрессии генов. По гипотезе Г.Б. Хомутова, ионы железа могут непосредственно модулировать взаимодействие ДНК с такими белками, как хроматин. При этом важнейшую роль в процессе регуляции играет изменение редокс-состояния иона. В последние годы появились данные о том, что при изменении валентности иона может изменяться и хиральность его комплекса с органическими лигандами. В то

же время, появились данные, что у некоторых факторов транскрипции, представляющих собой железо-серные белки, при связывании с ДНК сильно изменяется окислительно-восстановительный потенциал. Таким образом, изменения валентностей ионов и их концентраций может непосредственно влиять на процессы с участием хиральных соединений и взаимодействия белков с нуклеиновыми кислотами.

Целью настоящей работы было выявление и изучение физико-химических факторов, обуславливающих сопряженное возникновение ионной и хиральной асимметрий в природных и модельных системах, а также их функциональное взаимодействие в живых системах. В едином рассмотрении выполнено теоретическое и экспериментальное исследование физико-химических факторов, обуславливающих сопряженное возникновение фундаментальных асимметрий в живых системах – хиральной (аминокислоты, углеводы, липиды) и ионной.

Первоначальные этапы добиологической эволюции, видимо, были связаны с физическими и физико-химическими основами абиогенной самоорганизации. Физические принципы имеют в данном случае более общий характер, нежели их конкретное химическое воплощение. В настоящей работе на основании известных экспериментов и гипотез, а также собственных исследований, рассмотрены некоторые важнейшие физические аспекты возникновения предшественников живых клеток. В частности, показано, что процессы, происходящие на неравновесных границах разделов фаз, могли обеспечить необходимые условия для возникновения предшественников клеток, способных к дарвиновской эволюции.

Неравновесные процессы на границе раздела фаз раствор-воздух играют ключевую роль в тепло- и массообмене между океаном и атмосферой. Экспериментально установлено, что на поверхности океана обычно формируется поверхностный микрослой, характеризующийся пониженной температурой и повышенной соленостью воды. При этом соотношение концентраций ионов в поверхностном слое значительно отличается от соотношения концентраций ионов в объемной фазе: ТПС относительно обогащен ионами калия и кальция.

Коэффициент фракционирования ионов калия по отношению к ионам натрия в ТПС выражается следующим образом:

$$\alpha_f = \frac{[K]_s [Na]_b}{[Na]_s [K]_b},$$

где $[K]_s$, $[Na]_s$ – молярные концентрации ионов калия и натрия в ТПС, $[K]_b$, $[Na]_b$ – молярные концентрации ионов калия и натрия в объемной фазе раствора. Значения α_f в естественных условиях могут достигать примерно 10.

Неравновесные процессы, сопровождающиеся перераспределением ионов, могут приводить к генерации токов в ТПС, т.е. процессы переноса ионов в ТПС могут быть электрогенными. Экспериментально подтверждено, что в ТПС существует разность потенциалов в несколько милливольт, зависящая от ионного состава раствора [4].

Существующие модели фракционирования ионов в ТПС не позволяют получить экспериментально наблюдаемые коэффициенты фракционирования.

По-видимому, необходим учет вкладов многих дополнительных факторов, таких как зависимость растворимости солей от температуры, электрофорез, поверхностная адсорбция и т.п. Изменение свойств самой воды вблизи поверхности и в зависимости от ионного состава раствора может играть существенную роль в перераспределении ионов в ТПС.

Неравновесный поверхностный слой водного раствора обладает еще одним удивительным свойством, экспериментально обнаруженным в лабораторных условиях: аэрозольные капли, полученные из растворов рацемических смесей аминокислот, были обогащены L-энантиомером соответствующей аминокислоты по сравнению с ее D-энантиомером [5]. Преобладание одного из энантиомеров в смеси характеризуют коэффициентом хиральной асимметрии (поляризации)

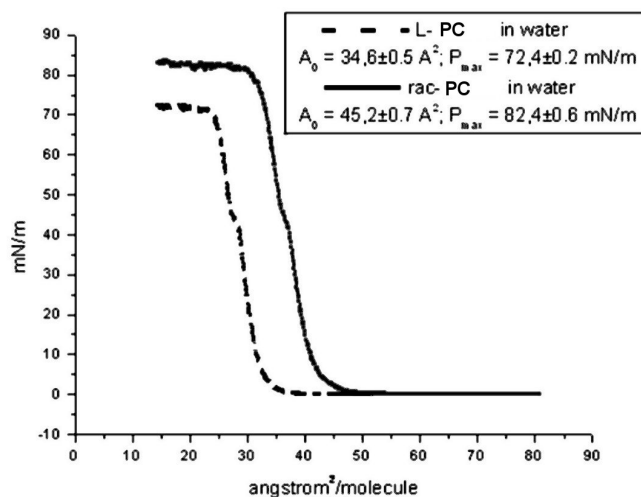
$$\eta = \frac{[L] - [D]}{[L] + [D]} \quad (\text{в квадратных скобках – концентрации соответствующих энантиомеров}).$$

В экспериментах с растворами валина, лейцина и глутамина были получены значения η в диапазоне от 0 до 0,05, причем фракционирование энантиомеров зависело от степени неравновесности поверхностного слоя и исчезало в равновесных условиях. Ошибки измерений в этих экспериментах были значительными, поэтому необходимо было разработать новые экспериментальные методики для измерений хиральной поляризации ТПС.

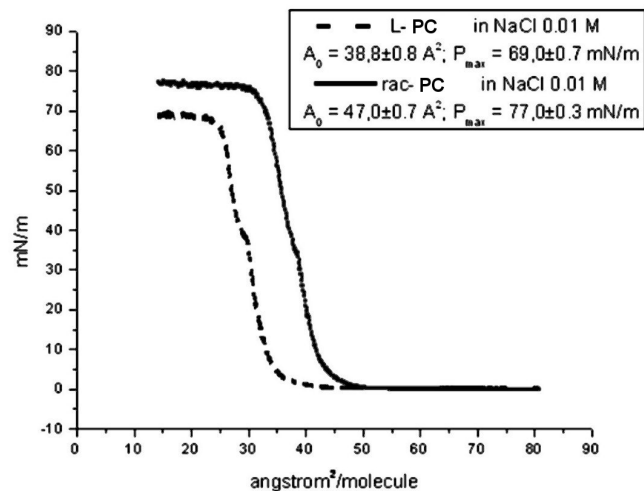
Фактором отбора энантиомеров в поверхностном слое может быть влияние собственного электрического поля тонкого поверхностного слоя в совокупности с геомагнитным полем Земли, термокапиллярной и термогравитационной конвекцией на формирование ассоциатов молекул аминокислот, особенно в присутствии ионов переходных металлов. Обнаруженное фракционирование энантиомеров невелико, но его вполне достаточно для реализации стартового эволюционного преимущества гомохиральности определенного типа при образовании полипептидов и полинуклеотидов.

В клетках хиральная асимметрия непосредственным образом связана с ионной асимметрией. Данная связь реализуется в белковых (полипептидных) ионотранспортирующих системах, в частности, в ионных каналах и ионных насосах мембран. Детали структур молекулярных комплексов ионных насосов плазматических мембран пока не установлены. Ионные каналы обладают уникальной пространственной конфигурацией, обеспечивающей избирательную проницаемость для ионов, и в то же время для многих из них имеются полные структурные данные, что делает их удобными моделями для исследования связи структуры и их функций.

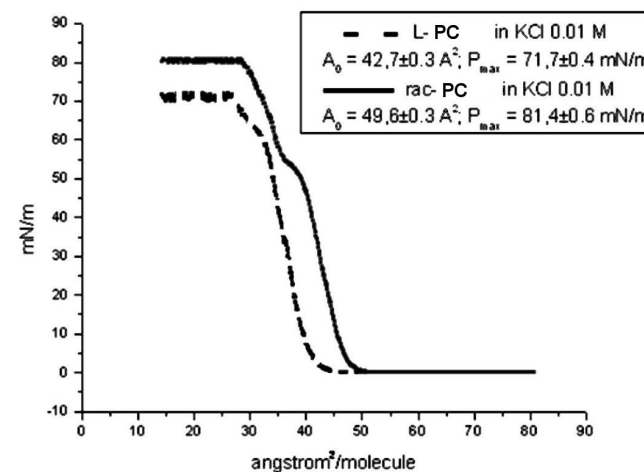
Обратимся к основным положениям различных теорий старения. Практически все чрезвычайно разноплановые подходы к трактовке механизмов старения и на генетическом уровне, и на уровне клеточного метаболизма, транспортных, иммунных процессов и т.д. могут иметь прямое отношение к процессам возрастной или патологической рацемизации в биомолекулах. Поскольку на клеточный биосинтез с участием прохиральных и хиральных молекул, как и на процессы их деградации, могут влиять ионы металлов, в частности, металлов с переменной валентностью, важно выяснить возможные механизмы взаимодействия ионов и хиральных соединений в этих процессах.



A)



Б)



B)

Рис. 1. Изотермы сжатия монослоя фосфатидилхолина на поверхности чистой воды (А) и 0,01 М растворов NaCl (Б) и KCl (В).

Рассмотрим литературные данные и результаты собственных исследований зависимости характеристик физико-химических процессов с участием энантиомеров хиральных соединений от параметров среды, в частности от ее ионного состава. Конкретно - результаты экспериментальных исследований изотерм сжатия монослоев фосфолипидов при различных соотношениях концентраций их энантиомеров и различных ионных составах водной субфазы.

Из литературных данных известно, что в ряде случаев наблюдаются различия в изотермах монослоев чистых энантиомеров и их рацемических смесей, как правило, при переходе монослоя из газовой фазы в жидкую через промежуточное метастабильное состояние. Из фазовых диаграмм лэнгмюровских монослоев фосфолипидов следует, что спонтанное разделение фаз в смеси энантиомеров происходит только при сильных электростатических взаимодействиях между головами молекул фосфолипидов. Получены также непосредственные экспериментальные данные о разделении фаз в монослое фосфолипида (миристоилаланина) после его сжатия до жидкого состояния. Насколько известно авторам, влияние катионов металлов на физико-химические свойства монослоев фосфолипидов с различной хиральной поляризацией до сих пор не было исследовано.

В работе нами были использованы 1,2-дипальмитоил-sn-глицеро-3-фосфохолин и 1,2-дипальмитоил-гас-глицеро-3-фосфохолин (молекулярная формула $C_{40}H_{80}NO_8P$, молекулярный вес 734.1) производства "Sigma", чистота 99%; 1,2-дипальмитоил-sn-глицеро-3-фосфоэтаноламин и 1,2-дипальмитоил-гас-глицеро-3-фосфоэтаноламин (молекулярная формула $C_{37}H_{74}NO_8P$, молекулярный

вес 692.0) производства “Sigma”, чистота 99%; KCl и NaCl производства «Диаэм» категории ОСЧ; особо чистая вода, деионизированная системой очистки воды фирмы “Millipore” (pH 6,3, поверхностное натяжение 72,88 мН/м при 21°C); хлороформ стабилизированный (CHCl₃) производства «Химмед» категории «хч». В экспериментах были использованы растворы L-фосфатидилхолина и LD-фосфатидилхолина в хлороформе концентрацией 1мМ, приготовленные при комнатной температуре в качестве субфазы использовали водные растворы солей NaCl и KCl с концентрациями 0,01 М, 0,1 М и 1,0 М [9].

Для исследования монослоев была использована установка, состоящая из тefлоновой ванны Ленгмюра с размером 200×140×5(мм), датчика поверхностного давления – весов Вильгельми, неподвижного и сжимающего барьеров. Управление установкой осуществлялось через персональный компьютер с помощью специальной программы.

Для получения монослоя на чистую поверхность водной фазы наносили раствор исследуемого вещества в хлороформе. Объем наносимого на поверхность раствора составлял 70 мкл. Через 10 мин, необходимых для испарения растворителя, монослой поджимался с помощью подвижного барьера со скоростью 7,2 Å²/мин-молекула. В ходе сжатия монослоя происходила запись π–A-изотермы (при температуре 21 °С).

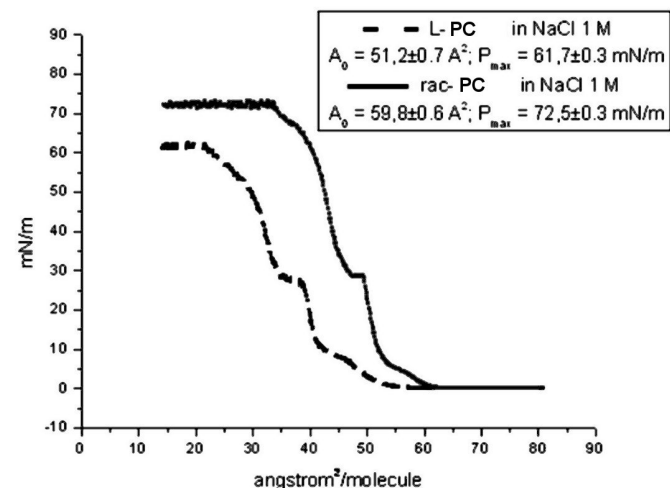
На рис. 1 приведены типичные записи изотерм сжатия монослоев, полученных из рацемата и L-изомера фосфатидилхолина, при использовании в качестве субфазы чистой воды и разбавленных растворов NaCl и KCl. Даже в малых концентрациях катионы натрия и калия оказывают различное влияние на основные параметры изотерм. В концентрированных растворах солей различия сохраняются (рис. 2).

Сходные результаты получены и на монослоях рацемата и L-кефалина. В отличие от лецитина изотермы различных форм кефалина демонстрируют не столько изменение плотности упаковки, сколько изменение структуры монослоя. Присутствие в водной субфазе NaCl приводит к сглаживанию различий в фазовом состоянии монослоев. Добавление KCl в водную фазу вызывает расширение монослоев, незначительному понижению давления монослоя рацемата. При этом особенности изотерм, полученных на чистой водной фазе, в целом сохраняются. Увеличение концентрации KCl до 0,1 М приводит к исчезновению фазового перехода на изотерме рацемата. Дальнейшее повышение концентрации KCl до 1 М приводит к большему разбросу значений давления и площади, чем в случае с NaCl, и к практически полному исчезновению различий между монослоями рацемата и L-кефалина на фоне их низкой стабильности.

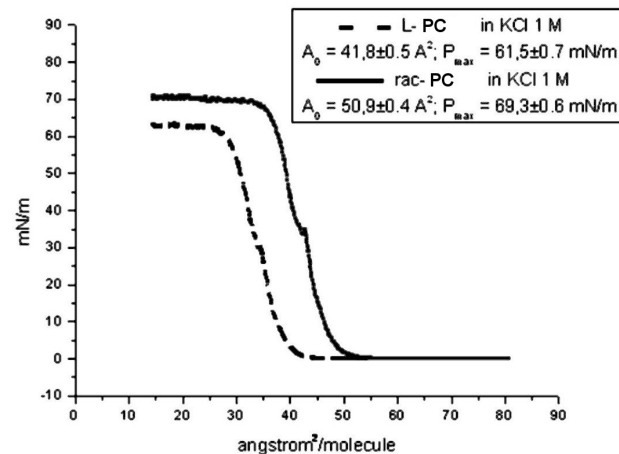
Далее рассмотрим результаты наших экспериментальных исследований влияния ионов натрия и калия на характеристики флотации энантиомеров лейцина в присутствии неионного детергента Triton X-100 [9].

При наличии в растворе поверхностно-активного вещества (ПАВ), его молекулы адсорбируются на поверхности раствора, образуя монослой. При барботировании образуется пена, захватывающая ТПС. Поскольку монослой ПАВ на поверхности раствора не плотный, скорость испарения воды в его присутствии изменяется незначительно, можно было ожидать, что в пенах также будет происходить фракционирование ионов и стереоизомеров аминокислот. Помимо захвата

раствора из ТПС, барботаж может приводить к избирательной флотации растворенных веществ.



A)



Б)

Рис. 2. Изотермы сжатия монослоев рацемата и L-фосфатидилхолина на поверхности 1,0 М растворов NaCl (А) и KCl (Б).

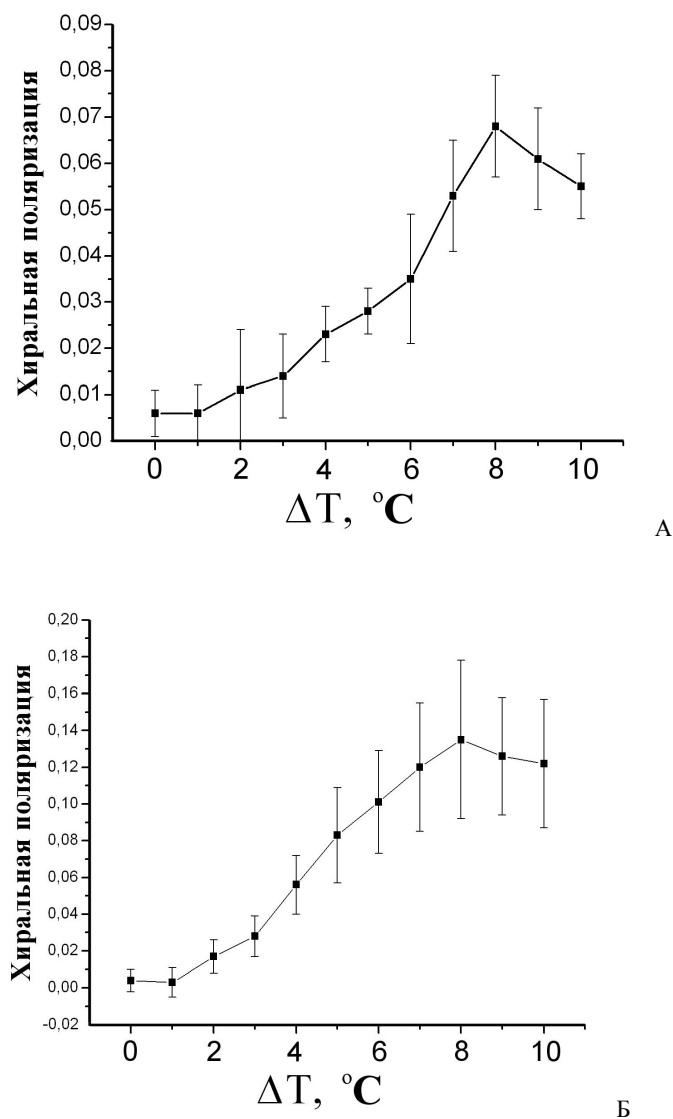


Рис. 3. Зависимость хиральной поляризации раствора, полученного пены, в зависимости от ионного состава при концентрации солей 1 М: А – NaCl, Б – KCl.

Эксперименты проведены с использованием лейцина производства ICN (США), KCl и NaCl производства «Реахим» категории «хч». Рацемические растворы L,D-лейцина с концентрацией 9 г/л готовили на растворах NaCl и KCl с концентрацией 0,15 М. В работе использовали дистиллированную воду. В качестве ПАВ использовали Triton X-100 производства фирмы Sigma в концентрации 7 мкл/мл.

Разность концентраций энантиомеров лейцина в пене определяли поляриметрически с помощью поляриметра Р-1000 фирмы Kruess (Германия). Угол вращения плоскости поляризации пропорционален разности концентраций L и D изомеров:

$$\alpha = [\alpha]_{\lambda}^T l(L - D), \text{ где } L \text{ и } D - \text{концентрации соответствующих стерео-}$$

изомеров, где $[\alpha]_{\lambda}^T$ – удельное вращение раствора при температуре T и длине

волны поляризованного света λ , l – длина кюветы (10 см). Было проведено 4 серии опытов в присутствии ионов натрия и 4 серии опытов в присутствии ионов калия. В условиях, близких к равновесным (при разности температур между объемной фазой и воздухом до 1 °С), перераспределения ионов и энантиомеров аминокислоты между объемной фазой и поверхностным слоем не обнаружено.

При разности температур 8°С хиральная поляризация была максимальной и составила 0,14±0,04 в присутствии ионов калия и 0,07±0,01 в присутствии ионов натрия. Результаты экспериментов приведены на рис. 3.

В общем случае энтропия смешения N_1 молекул первого вида и N_2 моле-

$$\text{кул второго составляет } \delta S = N \left(N_1 \ln \frac{N_1 + N_2}{N_1} + N_2 \ln \frac{N_1 + N_2}{N_2} \right).$$

В ТПС концентрация L-изомеров превышает концентрацию D-изомеров на величину (L-D), следовательно, число избыточных L-молекул в слое:

$$N_1 = h \cdot s \cdot N_A \cdot (L - D) / M, \text{ где } h=2 \text{ мкм} - \text{толщина исследованного}$$

слоя ТПС, $s = 1 \text{ м}^2$, M – молярная масса аминокислоты ($M_{\text{лейцина}} = 131$), N_A – число Авагадро. Из условия рацемичности исходного раствора следует, что $N_1 = N_2$. Следовательно, перераспределение энантиомеров в ТПС раствора означает уменьшение энтропии на величину: $\delta S = 2h \cdot s \cdot N_A \cdot (L - D) \cdot \ln 2 / M$.

Наблюдаемым значениям η соответствует уменьшение энтропии квадратного метра поверхностного слоя на величину порядка 10^{-5} Дж/К. При постоянных температуре и давлении изменение свободной энергии системы при указанном перераспределении молекул энантиомеров равно $\Delta G = T \delta S$. Поскольку характерные времена микроконвективных движений в поверхностном слое воды, которые могут разрушать образовавшуюся структуру, имеют порядок 1 с, такое упорядочение требует затрат энергии около 10^{-2} Вт/м². Отметим, что масштаб энергетических потоков в системе океан-атмосфера существенно превышает эту величину (средний суммарный поток тепла из океана в атмосферу 220 Вт/м²).

Приведем результаты экспериментального исследования скорости рацемизации энантиомеров аланина и зависимость ее от ионного состава среды. В экспериментах были использованы две камеры с перемешиванием, одна объемом 15 мл, нагретая до 230 °С, и другая, большего объема, поддерживаемая при температуре 0 °С. Давление в обеих камерах составляло около 24 МПа. Раствор, содержащий либо хирально чистые энантиомеры аланина, либо его рацемат, проходил через отверстие диаметром 0,8 мм из горячей камеры в холодную со скоростью около 8 мл/мин. Направление подачи раствора изменялось на противоположное через каждую минуту. В начале каждого эксперимента (продолжительностью 2 часа) температура горячей камеры была комнатной, а через 20 мин она достигала стационарного значения 230 °С. Изменение хиральной поляризации определяли в пробах, отбираемых из холодной камеры, стандартным методом с помощью ВЭЖХ с хиральными носителями. Полученные результаты приведены на рис. 4.

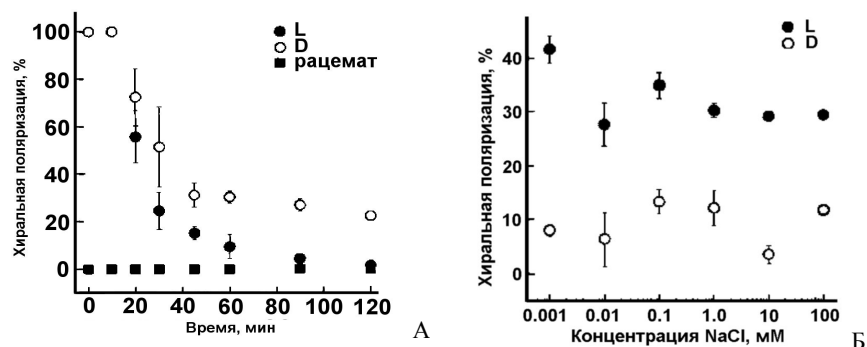


Рис. 4. Зависимость хиральной поляризации раствора L- и D-лейцина от времени в чистой воде (А) и от концентрации NaCl при фиксированном времени реакции 2 ч. (Б). Экспериментальные условия приведены в тексте.

Все исходные растворы аланина имели концентрацию 50 мМ и рН 5,7 при комнатной температуре. В конце эксперимента рН растворов изменялся и становился 7,6 в случае L-аланина и 7,8 в случае D-аланина. В диапазоне значений рН 4–8 скорость рацемизации энантиомеров в пределах точности измерений от рН не зависела.

Рассмотрим функциональную взаимосвязь между асимметричными распределениями ионов и энантиомеров хиральных соединений между клеткой и средой. В первом разделе проведен анализ литературных данных об изменениях ионного и хирального гомеостаза клетки в процессе старения. Старение и патологические состояния сопровождаются изменениями как метаболизма, так и ионного гомеостаза клетки. Эти изменения могут быть, хотя бы частично, связаны с накоплением дефектов в генетическом аппарате клетки, а также ошибок в системе рецир-

куляции белков, приводящим к накоплению в клетке aberrantных белков, которые часто бывают токсичными.

В составе белков наиболее нестабилен по отношению к рацемизации остаток аспарагина [10]. При его спонтанном деаминировании образуются четыре продукта: L- и D-изомеры аспартата и изоаспартата. Остаток L-аспарагиновой кислоты также нестабилен и изомеризуется с образованием D-изомеров аспартата и изоаспартата, а также L-изоаспартата [11, 12]. При окислительном стрессе неустойчивость аспарагина еще более возрастает. В настоящей работе рассмотрены, в основном, данные, относящиеся к последствиям изомеризации аспарагина и аспартата.

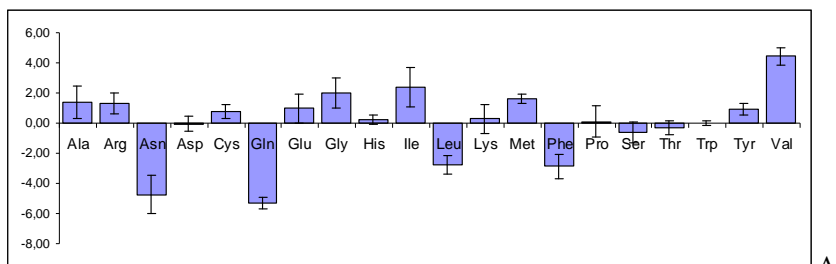
Анализ имеющихся данных позволяет прийти к заключению, что дефектные белки, появляющиеся в результате рацемизации аминокислотных остатков, могут приводить к ухудшению качества работы системы генетического контроля и появлению других aberrantных белков. Некоторые aberrantные белки обладают токсическими свойствами, например, могут ингибировать протеосомальный путь деградации белков. В результате продолжительность жизни белков в клетке возрастает, что приводит к увеличению вероятности спонтанной рацемизации аминокислотных остатков в их полипептидных цепях. Существенно, что многие ферменты, например, каспазы (непосредственные участники апоптоза), гликозилазы (ликвидаторы последствий окислительного стресса), имеют в активном центре остатки аспарагина, изомеризация которого приводит к потере активности фермента. Существуют данные о том, что даже следы ионов металлов, попадающие в реакционную смесь из стекла, могут приводить к заметному ускорению рацемизации аспартата в растворе [13]. Комплексы аминокислот с ионами переходных металлов проявляют каталитические свойства при синтезе энантиомеров хиральных веществ из ахиральных предшественников. При этом, хиральность аминокислоты в составе катализатора влияет на хиральность образующегося продукта. Поскольку в клетках различного происхождения присутствуют свободные D-аминокислоты, появление в клетке ионов переходных металлов может приводить к формированию катализаторов, ускоряющих рацемизацию аминокислот. Это имеет непосредственное отношение к проблемам загрязнения окружающей среды ионами тяжелых металлов.

Таким образом, ионный состав клетки особенно по отношению к ионам переходных металлов, в значительной мере определяет интенсивность многих процессов, сопровождающих старение и возникновение патологических состояний, таких как рацемизация аминокислот, образование aberrantных белков и их конгломератов и т.п. Эти же процессы влияют на ионный гомеостаз.

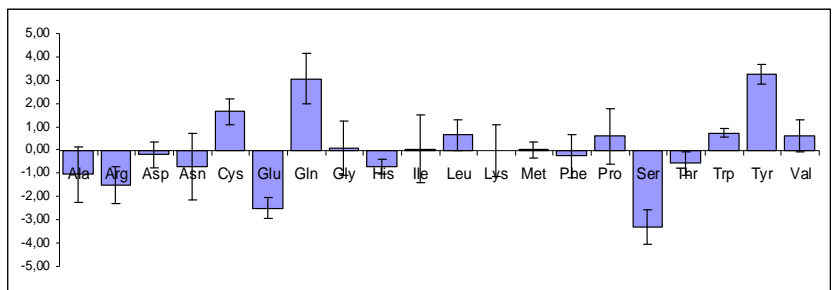
Проведем анализ данных, имеющихся в литературе, с целью выявления зависимости скорости рацемизации аспартата в составе белков от их первичной, вторичной и третичной структуры, а также в синтетических полипептидах. Нами был проведен статистический анализ первичной и вторичной структуры 41 белка.

Были рассчитаны частоты встречаемости каждой из 20 аминокислот в соседних с аспартатом (Asp) и аспарагином (Asn) позициях для трипептидов (X-D-X, X-N-X) и пентапептидов (X-X-D-X-X, X-X-N-X-X) (рис. 5), а также в аминокислотных последовательностях белков с учетом и без учета положения Asx во вторичной структуре белка.

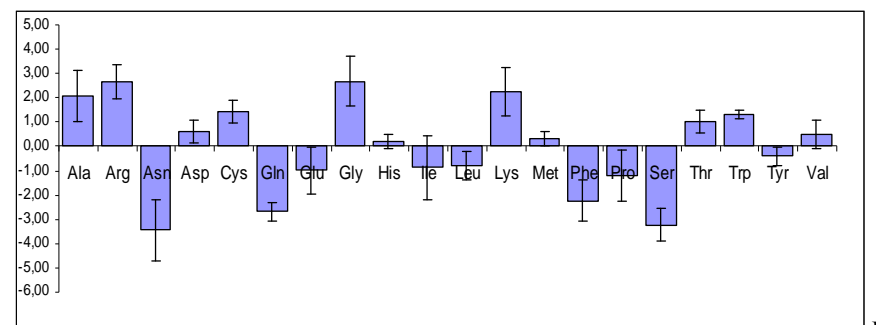
Согласно литературным данным, глицин в следующей за Asx позиции приводит к максимальной скорости рацемизации. Немного увеличиваются частоты встречаемости и других аминокислот (гистидин, аланин), при соседстве с которыми скорость рацемизации Asx наибольшая, однако, результаты не однозначны. Так, увеличиваются частоты встречаемости валина и глютаминовой кислоты, при соседстве с которыми скорость рацемизации Asx низкая, а частота встречаемости серина наоборот, уменьшается, хотя скорость рацемизации Asx в соседних с серином позициях сравнительно высокая. Отметим, что выборка подверженных рацемизации белков относительно невелика, и пока нельзя окончательно говорить о наличии или отсутствии корреляции между эффектом ускорения рацемизации Asx под влиянием соседних аминокислотных остатков и частотой их встречаемости. В то же время, частоты встречаемости аминокислот в соседних с Asx позициях зависят от положения Asx во вторичной структуре. Анализ показывает, что наиболее подвержены рацемизации остатки Asx, находящиеся на открытых участках, изгибах, петлях, а располагающиеся в α -спиралях и β -листах рацемизируются в меньшей степени.



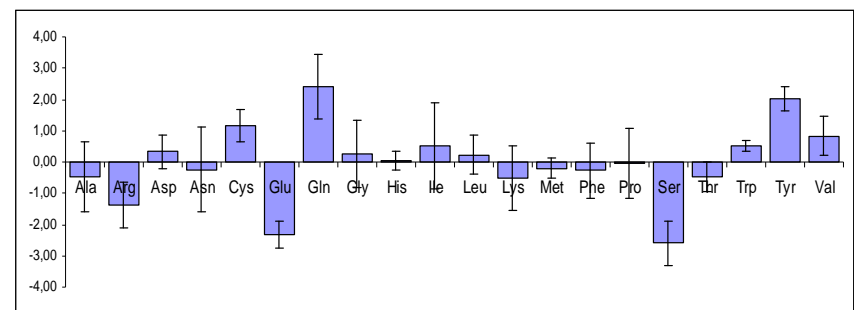
А



Б



В



Г

Рис. 5. Гистограммы разности между частотой встречаемости аминокислот в соседних с аспарагином позициях в первичной структуре белков, в которых наблюдается рацемизация (А, В), во всех исследованных белках (Б, Г) и средней частотой встречаемости аминокислот для трипептидов X-D-X (А, Б), пентапептидов X-X-D-X-X (В, Г).

В белках, в которых наблюдается рацемизация, выделяются участки, где остатки глютаминовой и аспарагиновой кислот пространственно сближены, и, таким образом, возникает локальный отрицательный заряд. Возможно, что локальное электростатическое поле способствует переходу L-Asp→D-Asp. Кроме того, отрицательные заряды могут служить центрами связывания катионов, которые, в свою очередь, могут катализировать образование сукцинимиды и, таким образом, весь процесс рацемизации. После расширения выборки белков, подверженных рацемизации, и уточнения полученных нами данных их можно будет использовать для прогнозирования скорости рацемизации аспарагина и аспартата в различных белках и для диагностики возрастных патологий на ранних стадиях их развития. Обратимся к проведенному нами компьютерному исследованию роли стереоизомеризации аминокислот в нарушении функций каналов плазматических мембран: калиевого канала KcsA и водного канала аквапорина [1, 14]. В работе использован метод расчета энергетических профилей ионов в мембранных каналах, основан-

ный на разделении и независимом расчете энергий дальних и ближних взаимодействий. В отличие от методов силовых полей этот подход позволяет получать адекватные профили потенциальной энергии ионов в каналах. Расчеты дальних взаимодействий проводятся одним из методов силового поля, специально параметризованным для моделирования структуры биополимеров, а ближних взаимодействий – квантовохимическим методом Хоффмана в параметризации Вольфсберга-Гельмгольца. При этом расстояние от иона до атомов канала составляло около 5 \AA .

Результаты сравнительного анализа рассчитанных энергетических профилей ионов в природных гомохиральных (L-KcsA) и виртуальных гетерохиральных (LD-KcsA) каналах позволили количественно объяснить и сравнить их ионную избирательность. При этом проникновение иона в канал количественно объясняется равенством глубины потенциальной ямы и энергии дегидратации соответствующего иона. Результаты расчетов приведены в таблице 1.

Таблица 1. Энергии дегидратации (ΔH_h) и глубины потенциальных ям (ΔE_i) ионов в каналах L-KcsA и LD-KcsA

КАНАЛ	L-KCSA			LD-KCSA		
	LI ⁺	NA ⁺	K ⁺	LI ⁺	NA ⁺	K ⁺
КАТИОН	LI ⁺	NA ⁺	K ⁺	LI ⁺	NA ⁺	K ⁺
ΔH_h , ККАЛ/МОЛЬ	121	97	79	121	97	79
ΔE_i , ККАЛ/МОЛЬ	48	64	79	24	44	56

Аквапорин, обеспечивающий проникновение воды в клетку, состоит из четырех субъединиц, каждая из которых имеет индивидуальную водную пору. Самая узкая часть поры имеет диаметр $2,8\text{ \AA}$, что примерно соответствует размерам молекулы воды. Координаты атомов аквапорина были взяты из Банка белковых структур (Protein Data Bank, Brookhaven National Laboratory, USA).

Для определения влияния изомеризации аспарагина и аспартата на функциональные характеристики канала была построена модельная молекула аквапорина, в которой указанные аминокислотные остатки были заменены на их D-изомеры. После снятия стерического напряжения в модельной молекуле путем минимизации ее потенциальной энергии в силовом поле AMBER была получена стабильная конформация канала (рис. 6). Расчет показал, что наиболее узкая часть модельного аквапорина имеет диаметр $2,4\text{ \AA}$. На таком расстоянии не наблюдается перекрывание вандерваальсовых радиусов атомов молекулы воды и поры аквапорина (молекула воды не выталкивается обратно из поры канала). Таким образом, рацемизация остатков аспарагина и аспартата в аквапорине, привела бы к нарушению водного обмена клетки, что характерно для процесса старения.

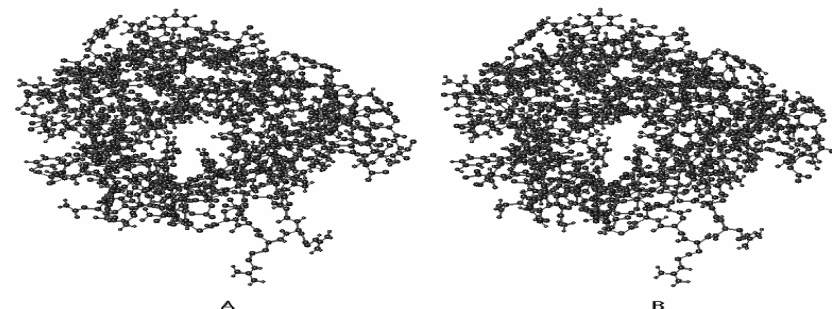


Рис. 6. Субъединица трансмембранного канала аквапорина: А – нативный белок, В – модельный белок, рассчитанный при замене всех L-аспарагиновых аминокислот на их D-изомеры.

Перейдем к обсуждению двух важных проблем, тесно связанных с тематикой настоящей работы. Первая проблема состоит в том, что ионы переходных металлов могут существенно влиять на кинетику реакций с участием хиральных соединений, причем это влияние изменяется при изменении валентности иона и различно для разных стереоизомеров одного и того же соединения. Комплексы аминокислот с многовалентными ионами обладают каталитическими свойствами по отношению к реакциям с восстановлением двойных связей C=O и C=N. Если в реакции участвует прохиральный реагент, хиральность продукта зависит от хиральности катализатора, но не однозначно: при изменении температуры с тем же катализатором можно получить продукт противоположной хиральности. Это открывает возможность параметрического разделения энантиомеров.

Ионы переменной валентности могут участвовать в переключении хиральности среды и при постоянной температуре. При изменении окислительно-восстановительного (редокс) состояния иона металла, образующего координационное соединение с органическими лигандами, в определенных случаях может происходить изменение конформации лигандов и оптической активности соединения. Это явление послужило основой для запатентованного в США электронного хирального переключателя. Нам представляется, что единичный акт переключения можно значительно усилить, поместив переключатель в хиральную жидкокристаллическую среду, в которой он может вызвать фазовый переход при изменении своего состояния.

Ионы переходных металлов сами по себе или в комплексе с органическими соединениями часто являются катализаторами образования перекисных соединений. Полученные в настоящей работе данные и результаты анализа литературных данных могут стать основой для построения общей модели взаимодействия ионов и хиральных соединений в биологических системах.

Актуальны некоторые проблемы экологической безопасности, связанные с резко увеличившимся в последнее время потоком хиральных соединений антропогенного происхождения в биосферу. Затронуты вопросы деградации не участвующих в метаболизме энантиомеров, последствиях действия таких соединения в малых и сверхмалых дозах при длительной экспозиции. Фракционирование энантиомеров хиральных веществ и ионов тяжелых металлов в ТПС океана вследствие теплообмена между океаном и атмосферой приводит к глобальному перераспределению антропогенных загрязнений. Отсутствие мониторинга этих загрязнений может привести к неконтролируемым изменениям в биосфере – новому экологическому кризису.

Подводя итоги выполненного исследования, можно резюмировать, что:

1. В неравновесном тонком поверхностном слое (ТПС) раствора наблюдается сопряженное фракционирование ионов и энантиомеров хиральных веществ – аминокислот и углеводов. Коэффициент фракционирования ионов калия по отношению к ионам натрия в ТПС достигает величины $\alpha_f \sim 10$, хиральная поляризация ТПС, оцененная по флотации энантиомеров лейцина с неионным детергентом Triton X-100, при разности температур между воздухом и объемной фазой 8–9 °C составляет $\eta = 0,07$ в присутствии ионов натрия и $\eta = 0,14$ в присутствии ионов калия. В равновесных условиях указанные эффекты не наблюдаются.

2. Механические и термодинамические характеристики рацемических и гомихиральных фосфолипидных монослоев различны и зависят от ионного состава водной субфазы. При увеличении концентрации солей NaCl и KCl до 1,0 М влияние хиральности на свойства монослоев лецитина и кефалина уменьшается, при этом в присутствии KCl, в отличие от NaCl, различия в свойствах монослоев рацемата и L-изомера кефалина исчезают полностью.

3. Скорости рацемизации L- и D-энантиомеров аланина в проточном реакторе при разности температур 230 °C и давлении около 220 атм не совпадают и зависят от ионного состава среды. В воде степень прохождения реакции рацемизации L- и D-аланина за 2 ч составила 100% и 80%, а при концентрации NaCl более 10^{-6} М – около 70% и 90%, соответственно. Скорость рацемизации аспартата в белках зависит от окружения, определяемого всеми уровнями структурной организации полипептидной цепи.

4. Проведено моделирование полной и частичной замены аминокислотных остатков их энантиомерами в первичной структуре ионного канала KcsA и водного канала аквапорина. В модели аквапорина минимальный диаметр поры уменьшается с 0,28 нм до 0,24 нм, в модели канала KcsA энергия связывания иона калия уменьшается с 79 ккал/моль, соответствующей энергии дегидратации, до 56 ккал/моль, что приводит к утрате или существенному ухудшению функциональных характеристик каналов.

5. Ионы переходных металлов могут являться важным синергетическим фактором хиральной безопасности биосферы.

Материалы данного исследования, как нам представляется, могут быть полезны при разработке методов рекультивации почв, очистке поверхностей водоемов от органических загрязнений, а также в развитии актуальных направлений молекулярной геронтологии.

Авторы благодарят за помощь в работе Е.В.Караваяву, И.С.Поволоцкую, А.П.Малык, Т.В.Юрову, А.В.Дмитриева, А.А.Жаворонкова, М.Р.Кузнецову.

Литература

1. Твердислов В.А., Яковенко Л.В., Дмитриев А.В., Жаворонков А.А., Твердислова И.Л. Происхождение предшественников живой клетки. О двух фундаментальных асимметриях – ионной и хиральной. // В сб.: Проблемы регуляции в биологических системах. Биофизические аспекты. / Под ред. А.Б. Рубина. – М.–Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», Институт компьютерных исследований, 2007. – 480 с.
2. Экология, охрана природы, экологическая безопасность. Под ред. А.Т.Никитина, С.А.Степанова. // М.: Изд. МНЭПУ. 2000, 648 с/
3. Твердислов В.А., Жаворонков А.А., Яковенко Л.В. Хиральная чистота биосферы и экологическая безопасность. // Экология урбанизированных территорий, №1, 2007. – С. 6–11.
4. Tverdislov V.A., Khundzhua G.G., Yakovenko L.V. Thermodynamically nonequilibrium nature of the ocean-atmosphere interface and the origin of life. In: Oceanic and Anthropogenic Controls of life in the Pacific Ocean. V.I.Plychev, Anikiev V.V., eds. // Kluwer Academic Publ., 1992 (The Netherlands), p. 139–144.
5. Твердислов В.А., Кузнецова М.Р., Яковенко Л.В. Геофизические факторы возникновения асимметрии в предшественниках биологических систем. // Вестн. Моск. ун-та. Сер.3. Физика. Астрономия. 1992, т. 33, №5, с. 56–62.
6. Tverdislov V.A., Yakovenko L.V. Fractionation of ions and chiral molecules at the ocean-atmosphere interface. Towards the origin of a non-equilibrium predecessor of cells. In: Evolutionary biochemistry and related areas of physicochemical biology. Poglazov B.F. et al., eds. P.115–126 // Moscow: Bach Inst. of Biochemistry & ANKO, 1995, 618 pp.
7. Яковенко Л.В., Твердислов В.А. Поверхность Мирового океана и физические механизмы предбиологической эволюции. // Биофизика. 2003, т. 48, №6, с. 1137–1146.
8. Твердислов В.А., Яковенко Л.В., Жаворонков А.А. Хиральность как проблема биохимической физики. // Рос. хим. журнал (Журнал Рос. хим. об-ва им. Д.И. Менделеева), т. LI, №1, 2007. – С. 13–23.
9. Малык А.П., Жаворонков А.А., Юрова Т.В. Влияние одновалентных катионов на физико-химические свойства хиральных систем пониженной размерности. // В сб. материалов конференции «Ломоносов-2008», секция «Физика», Физический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова – М., 2008. – С. 37–38.
10. Поволоцкая И.С., Жаворонков А.А., Твердислов В.А. Локальная структура полипептидных цепей и рацемизация аспартата в белках. // В сб. материалов конференции «Ломоносов-2008», секция «Физика», Физический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова – М., 2008. – С. 36–37.
11. Fujii N., Saito T. Homochirality and life. // Chem Rec. 2004, v.4, no. 5, p.267–278.
12. Fujii N. D-Amino acids in elderly tissues. // Biol. Pharm. Bull., 2005, v. 28, no. 9, p. 1585–1589.
13. Ritz-Timme S., Collins M. J. Racemization of aspartic acid in human proteins. // Ageing Research Reviews, 2002, v. 1, p 43–59.

14. Doyle D.A., Morais C.J., Pfueter R.A., Kuo A., Gulbis J.M., Cohen S.L., Chait B.T., MacKinnon R. The structure of the potassium channel: molecular basis of K⁺ conduction and selectivity // Science. 1998. V. 280. P. 69-77.

ВЕРОЯТНЫЕ СЦЕНАРИИ ОТКЛИКА НА ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ

Чубаренко Б. В., Есюкова Е. Е.

*Атлантическое отделение института океанологии им. П. П. Ширинова РАН,
Лаборатория прибрежных систем*

К настоящему времени разработан ряд вероятных сценариев будущих антропогенных и климатических изменений для региона Балтийского моря. Это даёт возможность оценить диапазон ожидаемых последствий в терминах изменений основных метеорологических и гидрофизических параметров и для конкретных акваторий. В работе приводятся примеры, свидетельствующие о существующих климатических изменениях в регионе Юго-восточной Балтики по температуре воды и воздуха, скорости ветра, направлении ветра для различных диапазонов его скорости, продолжительности действия ветра. На основе анализа опубликованных результатов расчётов, выполненных на региональных климатических моделях для всего региона Балтийского моря (GGO, RCO, RCAO-H/B2, RCAO-E/B2, HadAM3H, ECHAM4/OPYC3), обсуждаются последствия реализации различных сценариев для Юго-восточной Балтики, а именно изменения количества осадков, испарения, речного стока, изменение уровня поверхности моря, структуры полей температуры и солёности вод для всей Балтики.

Введение

Единственно возможным методом изучения отклика морской системы на различные сценарии климатических изменений является численное моделирование. Для оценки диапазона возможных изменений основных характеристик в настоящее время широко используются модели общей циркуляции атмосферы и океана, региональные модели циркуляции атмосферы высокого и переменного разрешения, региональные и статистические модели, учитывающие взаимодействие вода-лед-воздух в региональном масштабе.

К настоящему времени разработаны около 35 (IPCC, 2001) [1] различных сценариев социально-экономического развития человечества и, соответственно, антропогенного воздействия. Все они относятся к периоду текущего столетия и сведены в несколько групп (рис. 1). Согласно этим сценариям в 20 веке глобальная средняя поверхностная температура (средняя температура воздуха над поверхностью земли и температура над поверхностью моря) возросла примерно на 0.6°C; уменьшилась площадь снегового покрытия; его длительность сократилась на 10% с 1960г. В докладах IPCC [1], отмечается, что, по-видимому, большинство наблюдаемых потеплений в течение последних 50 лет есть результат деятельности человека. На основе сценариев эмиссии делается заключение, что за период 1990-2100 (для 35 сценариев) глобальная средняя температура поверхности увеличится от 1.4 до 5.8°C; снеговое покрытие Северного полушария и площадь ледового покрытия

океана продолжают сокращение; глобальное среднее значение уровня моря будет расти от 0.09 до 0.88 м.

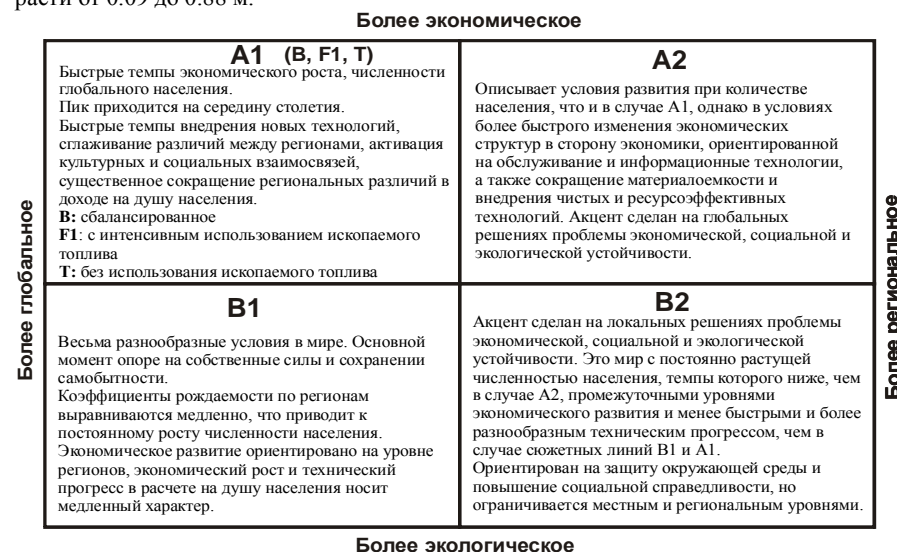


Рис. 1. Группы сценариев экономического развития и антропогенного воздействия на окружающую среду. По материалам Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2001 [1].

Существующие климатические изменения в районе Юго-Восточной Балтики

Температура воды и воздуха

Согласно [1], отмечается общее потепление климата за последние 200 лет. Для районов южнее Балтийского моря рост средней температуры воздуха составляет 0.007°C/год (для Варшавы и Берлина) и 0.009°C /год (для Кракова) [2].



Рис. 2. Юго-восточная часть Балтийского моря, заливы лагунного типа (Куршский Вислинский и Пуцкий), места расположения озер Лебско и Ханча.

Характерным для побережья Юго-восточной Балтики является наличие крупных прибрежных водоемов лагунного типа. Это Куршский (Литва-Россия), Вислинский (Польша-Россия) и Пуцкий (Польша) заливы (рис. 2). Поскольку эти лагуны связаны с морем и находятся под воздействием речного стока с водосборных бассейнов большой площади, очень трудно выделить собственно местные климатические изменения в их температурном режиме. Озера, напротив, будучи относительно изолированными объектами, являются хорошими индикаторами климатического потепления, которое оказывает влияние на их термический режим (более ранний весенний прогрев, увеличение значений температуры воды по всей глубине, удлинение периодов превышения пороговых значений температуры, уменьшение периода ледового покрытия и толщины льда).

На территории северной Польши в отличие от Калининградской области находится множество озер. В работе [2] по данным 40-летнего мониторинга (с 1961 г по 2000 г) проводился анализ температурных трендов для шести озер, расположенных в пределах расстояния в 370 км (площадь озер - $2.5 \div 71.5 \text{ км}^2$; максимальная глубина - $6.3 \div 106 \text{ метров}$; объем - $(20 \div 140) \cdot 10^6 \text{ м}^3$). Наиболее глубокое озеро Hancza (106.1 м) максимально удалено от побережья Балтики, а самое мелкое Lebsko (6.3 м) расположено непосредственно на побережье.

Анализ ежедневных измерений температуры воды в 6:00 ч GMT на глубине 0.4 м и средней ежедневной температуры воздуха (высота 2 м над поверхностью озера) выявил, что в среднем для всех озер средняя температура воздуха повышалась от 0.020 до $0.025 \text{ }^\circ\text{C/год}$, в то время как средняя температура воды возрастала более интенсивно - от 0.005 до $0.028 \text{ }^\circ\text{C/год}$. Рост температуры воздуха наблюдается везде, но наиболее выражен для озер, расположенных более континентально. Отклик температуры воды на повышение температуры воздуха в мелководном озере Лебско пропорционален росту температуры воздуха, в то время как в глубоководном озере Ханча роста температуры воды практически не наблюдается (таблица 1,2, рис.3).

Таблица 1. Изменения температуры воды и воздуха для периода 1961-2000 (40 лет) для озер Лебско и Ханча (Польша) [2].

Озеро	$\Delta T_w, \text{ }^\circ\text{C}$	$\Delta T_a, \text{ }^\circ\text{C}$	тренд $T_w, \text{ }^\circ\text{C год}^{-1}$	тренд $T_a, \text{ }^\circ\text{C год}^{-1}$
Lebsko	+0.9	+0.8	+0.023	+0.021
Hancza	+0.2	+1.0	+0.006	+0.025

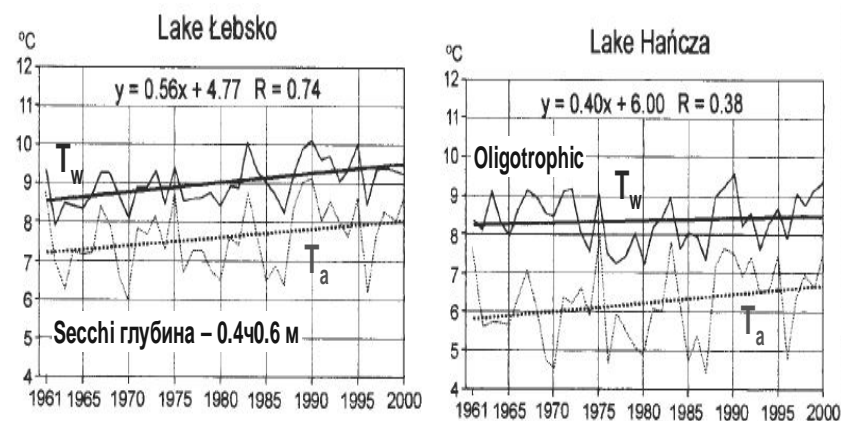


Рис. 3. Временные ряды средней температуры воды и воздуха за период 1961-2000 (40 лет) для озер Lebsko и Hancza. Четко прослеживается линейный тренд в повышении температуры со временем [2].

Положительные тренды температуры воздуха и воды в озёрах свидетельствует о потеплении климата. Данные результаты свидетельствуют о потеплении климата в районе Юго-восточной Балтики, характерный рост средних значений температуры воздуха и связанный с этим рост температуры воды в мелководных водоемах в настоящее время составляет $+(0.020 \div 0.025) \text{ }^\circ\text{C год}^{-1}$.

Таблица 2. Частота (%) случаев отрицательных средних значений температур воздуха в январе и феврале для периода 1961-2000 (40 лет) для озер Лебско и Ханча (Польша) [2].

Станция	Озеро	1961-1970	1971 – 1980	1981-1990	1991-2000
Leba	Lebsko	70.0	53.3	56.7	38.3
Suwalki	Hancha	93.3	85	68.3	71.7

Ветровой режим в районе Юго-Восточной Балтики

Для установления тенденций в изменении ветрового режима в районе Юго-восточной Балтики рассматривались результаты наблюдений ветра за периоды 1948-1975 гг. (~30 лет) и 1949-1988 гг. (~40 лет) на посту Балтийск [7]. За 40-летний период сильно уменьшилось количество сильных ветров, в то время как количество более слабых ветров уменьшилось совсем незначительно (Таблица 3, рис.4).

Таблица 3. Анализ среднегодовой вероятности появления ветра за периоды 1948-1975 гг и 1949-1988 гг со скоростями 6-34, 10-34 и 14-34 м/с

скорость ветра	6-34 м/с	10-34 м/с	14-34 м/с
периоды	преимущественное направление ветра		
1948-1975гг (~30 лет)	W и SW (*NW и S)	W и SW (*NW и S)	W (*NW и SW)
1949-1988гг (~40 лет)	SW (*NW, W, S)	W (*NW и SW)	W (*NW и SW)

(* появление реже преимущественного на 10-20%)

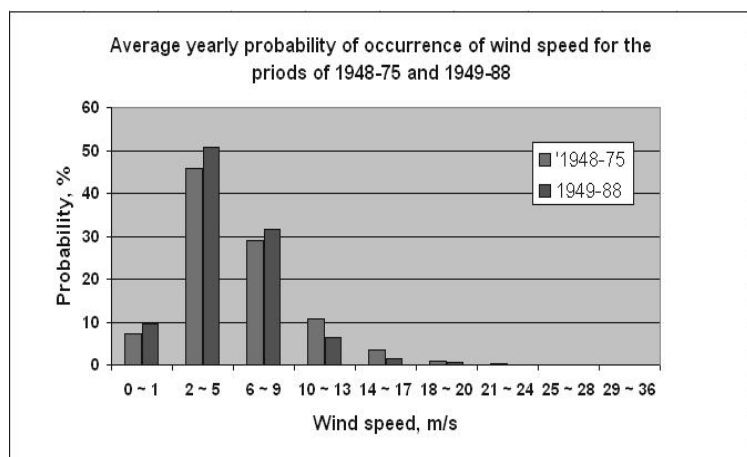


Рис. 4. Средняя ежегодная вероятность скорости ветра для периода 1948-1975 и 1949-1988.

Анализ вероятности появления ветра определенной силы показывает, например, что наиболее вероятны ветра 2-5 м/с (47% за 30 летний период, 51% - за 40-летний период), т.е. частота появления слабых ветров становится выше. В то же время ветра 10-13 м/с, 14-17 м/с, 18-20 м/с становятся реже (11% и 7%, 4% и 2%, 2% и 1% соответственно). Ветра со скоростью выше 21 м/с маловероятны.

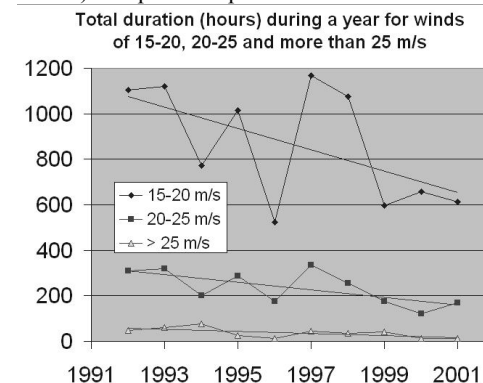


Рис.5. Продолжительность (в часах) в течение года для ветра со скоростями 15-20, 20-25 и более 25 м/с.

Как показал анализ 10-летнего периода (с 1991 по 2001 гг., фонды АОИОРАН), продолжительность действия ветра (в часах) в течение года уменьшается. Линейные тренды четко выражены для ветров с силой 15-20, 20-25 и более чем 25 м/с (рис. 5, ба), ежегодная продолжительность ветра имеет тенденцию к уменьшению.

Для сильных ветров (более 15 м/с) распределение длительности ветров по отношению к направлению ветра (рис. 6б) указывает, что преобладающими направлениями являются W и WSW.

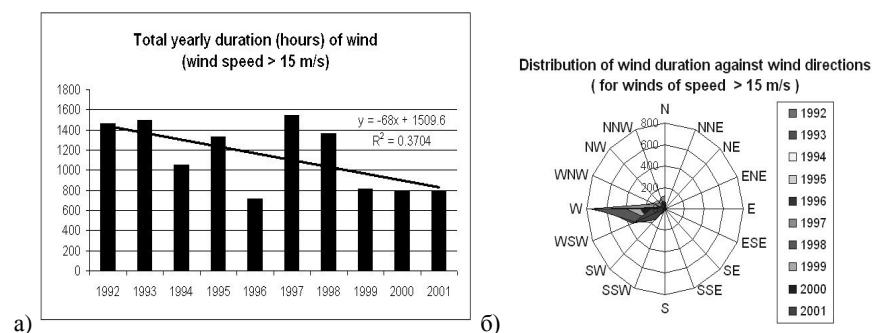


Рис. 6. а) Ежегодная продолжительность ветра (в часах) (для скорости ветра > 15 м/с); б) длительность распределения ветров по отношению к направлению ветра (для скорости ветра > 15 м/с).

Климатическое моделирование

Для прогнозирования последствий изменения климата в региональном масштабе используются глобальные совместные модели циркуляции океана-атмосферы, которые обеспечивают граничные условия для региональных моделей более высокого разрешения. Для примера можно привести работу [3] в которой по данным глобальной модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА ГГО), имеющей горизонтальное разрешение $\Delta X=250-300$ км, проводятся расчеты на модели регионального климата (МПК ГГО (GGO)) с горизонтальным разрешением $\Delta X=50$ км. Особое внимание уделялось анализу изменений экстремальности климата в рассматриваемом регионе. Использовался сценарий эмиссий парниковых газов и аэрозолей, согласно которому концентрация CO_2 увеличится к 2100 году в 1.76 раза, CH_4 – в 1.75 раза и N_2O – в 1.18 раза по сравнению с 1990 годом, что характеризует умеренный рост концентраций парниковых газов в атмосфере в 21 веке.

С помощью МОЦА ГГО были рассчитаны поля температуры, массовой доли влаги, вектора горизонтальной скорости ветра и поля приземного давления с дискретизацией по времени $\Delta t=6$ часов. На втором этапе по сценарию эмиссии и рассчитанным граничным условиям с помощью МПК ГГО был проведен расчет климата Европейской территории России для трёх периодов: 1991-2000, 2041-2050, 2091-2100 гг. Анализ полученного обширного архива модельных полей, включающих несколько десятков переменных с суточным разрешением, проводился как для всей расчётной области, так и для четырёх наиболее крупных водосборов суши, среди которых водосбор Балтийского моря (таблица 4) [3].

Таблица 4. Климатические изменения для Балтийского региона в целом вплоть до 2100, модель ГГО (GGO)

	Зима	Весна	Лето	Осень	В год
$\Delta T, C^\circ$ (температура)	4.4	3.1	2.2	3.1	3.2
$\Delta P, \%$ (осадки)	24	23	8	28	20
$\Delta R, \%$ (речной сток)	65	19	12	57	38

Другой пример - система моделей Rossby Centre Atmosphere Ocean Model [4], [5], [6]. Данные из двух глобальных циркуляционных моделей HadAM3H (Hadley Centre, UK) и ECHAM4/OPYC3 (Max Plank Institute for Meteorology, Germany) используются как граничные условия для расчёта на региональной климатической атмосферной модели (RCA с горизонтальным разрешением $\Delta x=88$ км) и на совмещенной атмосферной и морской модели (RCAO), которая имеет горизонтальное разрешение $\Delta X=49$ км [4]. Для расчета речного стока используется Балтийская региональная модель речного стока для водосбора Балтийского моря HBV [6]. Период времени для каждого моделируемого сценария равен 30 годам [4], [5], [6]: контрольный период 1961-1990 гг. и прогнозируемый период 2071-2100 гг.

При анализе часто используются два типа сценариев эмиссии. Умеренный сценарий B2, прогнозирующий рост содержания CO_2 в 2.32 раза по отношению к уровню 1990 г. (353 ppm), и сценарий A2, который учитывает более экстремальный рост уровня CO_2 до 1143 ppm в конце 21 века.

Результаты прогнозов по различным сценариям показаны в таблице 5.

Таблица 5. Средние ежегодные изменения для 2071 – 2100, модели RCAO и ГГО им. Воейкова (GGO).

	RCAO-H/B2		RCAO-E/B2		ГГО(GGO)
	Центральная Балтика	Вся Балтика	Центральная Балтика	Вся Балтика	
$\Delta T, C^\circ$ (температура воздуха, 2 м)	2.5	2.6	4.0	3.9	3.2
$\Delta E, \%$ (испарение)	6	10	13	15	-
$\Delta P, \%$ (осадки)	3	7	8	16	20

RCAO-H/B2 даёт самые «мягкие» прогнозы изменения всех характеристик, как по всей Балтике, так и по Центральной части, в то время как RCAO-E/B2 по температуре, а GGO по осадкам прогнозируют самые экстремальные изменения. Согласно всем прогнозам в регионе Балтийского моря температура воздуха возрастёт, общее выпадение осадков по всем сценариям (RCAO 20%, GGO 3-8%) возрастёт (рис. 7).

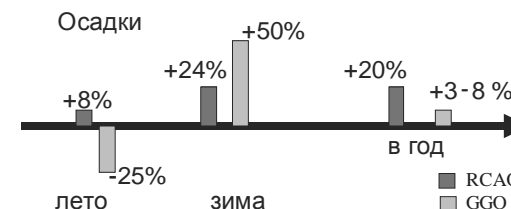


Рис. 7. Рост осадков согласно прогнозам моделей GGO и RCAO.

Речной сток является главным компонентом водного баланса Балтийского моря. Разность в объеме вод, поступающих в море с осадками и испаряющихся с его акватории, составляет менее 10% объема стока. Речной сток в Балтийское море существенно зависит от существующего климатического режима.

Согласно наблюдениям за период 1980-1993 годов [6] происходил рост зимнего стока, увеличение его величин для северной части бассейна, более частое повторение средних и максимальных значений уровня воды, уменьшение летнего стока, уменьшение стока с южной части бассейна. Отмечено, что нет заметного роста в величинах паводкового стока.

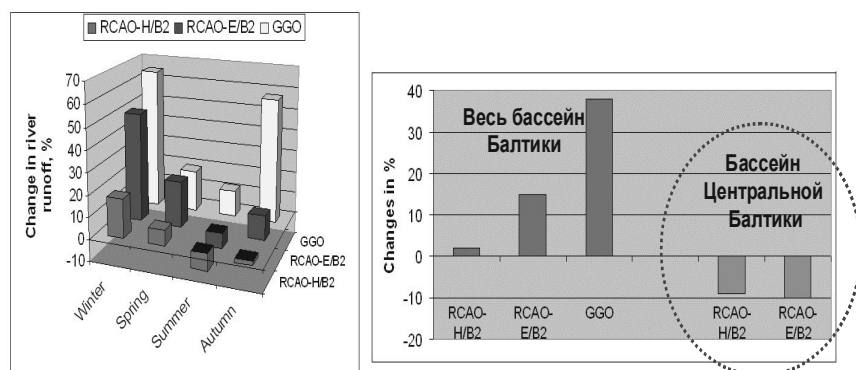


Рис. 8. Результаты прогнозирования моделей GGO, RCAO-H/B2, RCAO-E/B2 изменения речного стока.

Основным результатом прогноза изменения речного стока Балтики [6] является его увеличение в северных и уменьшение в южных районах. Типичные весенние пики снеготаяния станут более ранними и длительными, а обычные осенне-зимние наводнения - более частыми. Возрастающий зимний сток (с сентября по март), по-видимому, уменьшит вероятность основных Балтийских затоков [6]. Все эти прогнозируемые эффекты приведут к следующим последствиям [6]:

- изменения режима гидроэнергетики особенно в северных бассейнах;
- сельскохозяйственный сектор в южных бассейнах должен будет приспосабливаться засухе, необходимо будет орошение;
- муниципальная водопотребление в южной части бассейна будет испытывать трудности из-за уменьшения запасов поверхностных вод и восстановления запасов подземных вод;
- некоторое улучшение обстановки по качеству воды в Балтике, т.к. увеличится сток с северных областей, где сельское хозяйство не так развито и уровень использования удобрений меньше;
- области активного сельского хозяйства будут продвигаться на север.

В самом худшем сценарии резкого падения числа затоков, солёность Балтийского моря к 2100 году значительно уменьшится [4] из-за диффузии через халоклин и возрастающего речного стока: в глубоком слое примерно на 6-6.5 psu, в поверхностном слое - на 3-4 psu. Значительная вертикальная стратификация сохранится, халоклином будет располагаться на глубине 50-150 м [4]. Среднегодовой рост температуры поверхности для всей Балтики во всех сценариях составит около 2.3 °C, а для Центральной Балтики - более 2.6 °C [4].

Для прибрежных территорий важным параметром является уровень моря. В работе [5] подробно анализируются три сценария подъема среднего уровня к 2100 году: лучший - когда уровень Мирового океана поднимается на 9 см, средний - 48 см, худший - 88 см. Для Гданьского бассейна, где ожидаются максимальные изменения зимнего среднеклиматического уровня Балтийского моря, рост среднесезонного значения уровня (зимний период, декабрь-февраль) в случае наихудшего гло-

бального сценария может достигать 1 метра. При этом уровень воды возрастет как в средних, так и экстремальных величинах - значение уровня повторяемости раз в 33 года будут составлять 49, 98 и 150 см (для трех глобальных сценариев). Таким образом, по всем сценариям прибрежные области Юго-восточной Балтики будут находиться в зоне риска, с высокой вероятностью подтопления в будущем. Наихудший сценарий дает прогноз по максимальному подъему вод в районе Гданьска до отметки 219 см по отношению к сегодняшнему среднегодовому уровню.

Заключение

В настоящий момент уровень развития моделирования настолько высок, что он позволяет строить прогнозы отклика локальных климатических характеристик на крупномасштабное воздействие климата на регион Балтийского моря с широтным зонированием. В ближайшее время ожидается применение научных разработок к практической формулировке региональных и суб-региональных (центральная, юго-восточная Балтика и т.п.) прогнозов, а для некоторых областей Балтийского моря даже и локальных прогнозов [8] с учётом антропогенного фактора (сопоставление результатов различных сценариев эмиссии парниковых газов).

Полученные в настоящий момент прогнозы для умеренного сценария развития глобального климата показывают, что в Юго-восточной части Балтийского моря температура воздуха возрастёт; общее выпадение осадков в регионе Балтийского моря возрастёт согласно всем сценариям, но для Юго-восточной Балтики произойдёт уменьшение общего речного стока; типичные весенние пики снеготаяния станут более ранними; случаи весеннего наводнения будут раньше и обычные осенне-зимние наводнения станут более частыми; температура поверхности вод увеличится; солёность вод не уменьшится; уровень моря возрастет (как в средних, так и в экстремальных величинах).

Анализ проводился при поддержке грантов РФФИ № 07-05-00850, 08-05-01023.

Литература

1. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2001) *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. In: Houghton JT et al. (eds) Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp 944.
2. Mieczyslaw Dabrowski, Wlodzimierz Marslelewski, Rajmund Skowron. The trends and dependencies between air and water temperatures in lakes in northern Poland from 1961-2000 / *Hydrology and Earth System Sciences*, EGU8 (1), 2004, 79-87.
3. Школьник И.М., Мелешко В.П., Катцов В.М. Возможные климатические изменения на европейской части Российской Федерации и прилегающих территориях к концу 21-го века: расчеты по региональной модели ГТО им. Воейкова. // *Метеорология и гидрология*. - № 3, 2006. - С. 5-16.
4. Meier, H. E. M. 2002. Regional ocean climate simulations with a 3D ice-ocean model for the Baltic Sea. Part 1: model experiments and results for temperature and salinity. *Clim. Dyn.* 19, 237-253.
5. Meier, H. E. M., Broman, B. and Kjellström, E. 2004. Simulated sea level in past and future climates of the Baltic Sea. *Clim. Res.* 27, 59-75.
6. Graham, L.P. (2004) *Climate Change Effects on River Flow to the Baltic Sea*. *Ambio*, Vol. 33, No4-5, Pp. 235-241)

7. Схема противооползневых и берегоукрепительных сооружений на побережье Балтийского моря в пределах Калининградской области // Том 1, книга 1. Природные условия и гидрометеорологический режим Калининградского побережья Балтики. Светлогорск, 1999. 130 с

8. ECOSUPPORT: advanced modeling tool for scenarios of the Baltic Sea ECOsystem to SUPPORT decision making. BONUS Project 125. Coordinator - Markus Meier, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, 2008. Internet resource: www.bonusportal.org.

ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫЙ ПРИБРЕЖНЫЙ ПРОГРЕВ И ВОДООБМЕН В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ПРИРОДНЫХ ВОДОЁМОВ: МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ И АНАЛИЗ РАЗВИТИЯ

Чубаренко И.П.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Атлантическое отделение

Рассматривается механизм формирования горизонтальных градиентов температуры/плотности над подводным склоном при прогреве и выхолаживании с поверхности. Вводятся и анализируются характерные времена развития и установления течений, скорости вертикального и горизонтального обмена. Проводится переход в формулировке задачи от потоков тепла на поверхности и горизонтальных градиентов температуры – к потоку плавучести и градиенту плотности. Показано, что возникновение горизонтальных градиентов плотности над склонами природных водоёмов из-за дифференциального прибрежного прогрева/выхолаживания весьма коротко (десятки минут), но /полное установление соответствующих градиентам течений часто не достигается даже в суточном цикле.

Введение

В последние 10-15 лет значительно изменилась точка зрения на роль горизонтальных конвективных течений, возникающих в прибрежной зоне водоёма из-за дифференциального прибрежного прогрева или выхолаживания (см., например, [1,2]). Оказалось, что утверждение, известное ранее как теорема Сандстрёма [3,4] есть лишь более позднее и неправомерное развитие общих термодинамических рассуждений, в оригинале написанных на немецком языке и известных мировому научному сообществу в основном по английским переводам [5]. Многочисленные лабораторные эксперименты в последнее десятилетие подтвердили, что любая конфигурация источников/стоков тепла в горизонтальном слое жидкости порождает заметную и охватывающую весь бассейн циркуляцию. Значительно возрос интерес к подобным задачам и в приложении к бассейнам с наклонным дном. Прибрежные зоны, где естественный уклон дна создаёт условия для возникновения и поддержания горизонтальных градиентов температуры в суточном, синоптическом, сезонном масштабе, оказывается значимым источником обменных течений в масштабе всего бассейна. При этом возникающие течения нестационар-

ны по своей природе даже при постоянном теплотоке через поверхность, и обладают большой инерцией, так что по мере продвижения вниз по склону увеличивается время реакции на условия на поверхности. Это приводит к тому, что течения находятся не просто не в фазе с нагрузкой, но сдвиг фаз ещё и возрастает с продвижением вниз по склону [6].

Обменные течения между прибрежными и открытыми акваториями крупных бассейнов возникают из-за разности скоростей их откликаются на изменения внешних условий теплообмена. Разная скорость прогрева/выхолаживания обеспечивает возникновение и поддержание горизонтального градиента плотности над подводными склонами, а вслед за ним – развитие водообмена между более глубокими и более мелкими областями (рис.1.). Бризы и муссоны могут служить аналогом этих процессов в атмосфере. Если прибрежные воды становятся плотнее вод открытого моря, они опускаются вдоль склона до уровня своей изопикнической поверхности, если легче – вытесняются ими, т.е. в обоих случаях речь идёт о движениях, происходящих над *всей длиной* склона.

«Длина склона» в контексте данной задачи имеет ясное физическое определение: это область, где условия теплообмена на поверхности чувствуются до дна. Так, при осеннем выхолаживании – это области с глубинами меньше глубины верхнего квазигоризонтального слоя (а таких в Балтике, например, в ноябре – более 50%, в Каспии и на Байкале – глубины до ~300 м, в океане – до многих сотен метров); при летнем прогреве – это глубины меньше толщины фотического слоя.

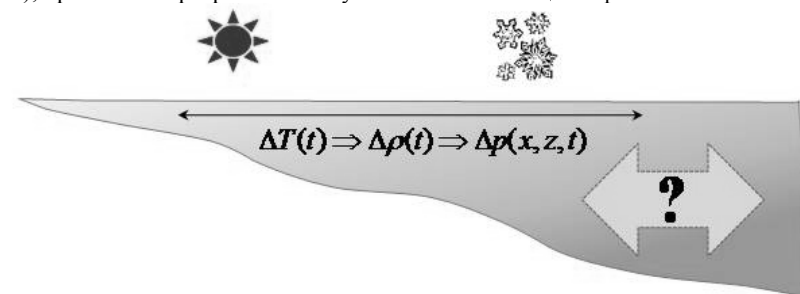


Рис.1. Дифференциальный прибрежный прогрев приводит к возникновению горизонтального градиента давления и соответствующего водообмена между глубокой и мелкой частью бассейна.

Поскольку горизонтальные движения в жидкости возникают при малейших градиентах давления, циркуляция прямого или обратного направления существует практически всегда, и в области над склоном формируется общее, более или менее интенсивное, опускание либо подъём вод.

Прибрежные подводные склоны являются одновременно и источником горизонтальных градиентов температуры/плотности, и естественным препятствием для горизонтальных течений, поэтому наиболее ясные проявления горизонтальной конвективной циркуляции наблюдаются именно над склонами. К таким проявлениям можно отнести каскадинг плотных вод с шельфа (ясно наблюдаемое интенсивное стекание по склону более плотных вод), подъём вдоль склона и выход на поверхность холодных вод (летний прибрежный апвеллинг), дневную/ночную

циркуляцию, сезонный термический бар. Так как и сами условия теплообмена в природе всегда переменны, и батиметрия обычно нерегулярна, и время реакции течений на внешнее воздействие растёт с увеличением пространственного масштаба, общая картина водообмена всегда нестационарна по времени и неоднородна по пространству, а движения практически никогда не находятся в фазе с внешней нагрузкой. Таким образом, чтобы оценить эффективность такого водообмена, необходимо анализировать не столько мгновенные значения градиентов плотности и скоростей течений, сколько величину стационарного водообмена и степень приближения к нему конкретной динамической картины.

В представленной работе рассматривается механизм возникновения горизонтальных градиентов плотности над наклонным дном и анализируется процесс развития течений со временем – до достижения квази-стационарного состояния.

1. Механизмы формирования горизонтальных градиентов температуры над наклонным дном

В глубокой части бассейна, там, где прогрев/выхолаживание не достигают дна, теплоток через поверхность распределяется по вертикали в соседних колонках воды сходным образом. Если, скажем, *осеннее выхолаживание* вызывает вертикальную конвекцию – толщина верхнего перемешанного слоя при одинаковой начальной стратификации будет одинаковой во всех точках; тепло будет отбираться от колонки воды, длина которой увеличивается со временем – одинаково во всей области. Когда же конвекция достигает дна – дальнейшее вовлечение воды снизу становится невозможным, и тепло продолжает отбираться всё от той же массы воды. Чем эта масса меньше (т.е. чем меньше глубина) – тем быстрее идёт падение температуры, и таким образом возникают её горизонтальные градиенты: чем меньше глубина, тем ниже температура, и тем выше скорость её падения. Область, которую – для данного процесса – можно считать «мелководьем», легко определяется геометрически: это районы, где локальная глубина меньше глубины верхнего перемешанного слоя глубоководной части.

При *летнем прогреве* за счёт поглощения солнечной радиации (наиболее типичный вариант прогрева в природе) ситуация схожа. В глубокой части формируется дневной термоклин, глубина залегания которого примерно одинакова по всей площади. Если прозрачность воды у берега и в открытой части моря одинакова, то и поглощение по глубине идёт одинаково – в соответствии с законом закона Бугера-Ламберта-Бера $I(z) = I_0 e^{-kz}$. Таким образом, этот механизм сам по себе не приводит к возникновению горизонтальных градиентов температуры. Там, где локальные глубины невелики, часть энергии должна поглощаться дном, а затем вновь (частично) передаваться воде. Этот источник энергии и обуславливает дополнительный подогрев прибрежных вод снизу. С физической точки зрения он оказывает дестабилизирующее влияние на водную колонку, что в результате и делает наблюдаемые профили температуры у берега менее крутыми, чем в открытой части. Геометрически, протяжённость этой области над склоном определяется глубиной проникновения света в глубокой части.

Важным фактором в формировании горизонтальных неоднородностей может стать и большая (как правило) мутность прибрежных вод: солнечная радиация будет поглощаться более тонким слоем воды, следовательно, он будет прогреваться больше. Этот механизм не будет рассматриваться более подробно далее, т.к. в значительной мере зависит от частных характеристик поглощения радиации взвешенным веществом.

В обеих описанных выше ситуациях возникновение горизонтальных градиентов температуры обусловлено сугубо локальными причинами: взаимодействием локальных условий теплообмена на поверхности и локального же поля глин. Таким образом, различия в поле температур появляются весьма быстро – спустя время, необходимое для перемешивания локальной вертикальной колонки (анализ численных значений для природных водоёмов приведён ниже). Формирующийся при этом горизонтальный градиент плотности сначала исчезающе мал, и горизонтальные движения незначительны. Хотя для горизонтальных конвективных движений не существует критического значения числа Рэлея, и обменные движения начинаются сразу, изменения температуры из-за теплообмена по вертикали происходят значительно быстрее, чем адвективные горизонтальные течения могут их сгладить – дифференциальный прибрежный прогрев наблюдается практически всегда (для краткости, будем понимать под «дифференциальным прогревом» – и повышение, и понижение температуры к берегу). Поэтому горизонтальный градиент температуры продолжает расти, и течения развиваются с определённой задержкой, увеличивающейся с увеличением расстояния до берега.

Если предположить, что внешний теплоток постоянен, то система должна с течением времени прийти к некоторому квази-стационарному состоянию, в котором горизонтальный градиент температуры остаётся с течением времени тоже постоянным, выражая баланс горизонтальных и вертикальных потоков тепла. Характерная ситуация из лабораторного эксперимента приведена на рис.2 в статье [7]: при прогреве над наклонным дном разница температур между глубокой и мелкой частью в течение 30 мин. растёт – а затем устанавливается на примерно постоянном уровне. Вместе с градиентом температуры должен установиться и масштаб соответствующего водообмена.

В природе постоянных внешних условий не существует, поэтому важным становится вопрос о характерных временах развития и достижения этого квази-стационарного состояния.

2. Переход от горизонтального градиента температуры и теплоток на границе к градиенту плотности и потоку плавучести

Прежде чем ввести характерные временные и пространственные масштабы рассматриваемых процессов, обсудим ещё один важный аспект [8]. Зависимость плотности воды от температуры нелинейна и даже знакопеременна, поэтому одинаковые изменения *температуры* дают разные изменения *плотности*. Всё это заставляет перейти в математическом описании от потоков тепла через границу к потокам плавучести.

Смена знака α , которому соответствует точка максимума на кривой зависимости плотности от температуры, происходит у пресной воды (при атмосферном давлении) при температуре 3.98 С; у солоноватых вод эта температура падает с

ростом солёности. При повышении давления, температура максимальной плотности (T_{md}) также понижается. Для солоноватых вод Балтийского моря (солёность на поверхности 3÷8 psu) она составляет 3.3-2.3 С, для Каспия (6-12 psu) – 2.7-1.4 С, для Чёрного моря (6÷18 psu) – 2.7-0.1 С. Таким образом, во многих водоёмах умеренных широт сезонные колебания внешних условий достаточно значительны, чтобы дважды в год – весной и осенью - обеспечить переход температуры воды (на всей их акватории или только частично) через T_{md} .

С точки зрения рассматриваемых процессов, этот переход имеет очень важное значение для структуры и динамики вод. Например, в период *осеннего выхолаживания* в прибрежной зоне общий тепловой баланс H [$Bm \cdot m^{-2}$] поверхностного слоя отрицателен, а коэффициент термического расширения воды $\alpha = -1/\rho_0 \cdot d\rho/dT$ положителен. Поэтому поток плавучести в верхний слой $B = g\alpha H / \rho_0 c_p$ [$m^2 c^{-3}$] отрицателен, воды на поверхности становятся тяжелее - и начинается вертикальное конвективное перемешивание и образование верхнего квазигомогенного слоя (ВКС). Но $B < 0$ и для комбинации $\alpha < 0$, $H > 0$, т.е. при прогреве воды, имеющей температуру ниже T_{md} (ранне-весенний прогрев). Аналогично, $B > 0$, соответствующее увеличению «плавучести воды» в поверхностном слое и усилению вертикальной стратификации, происходит, если произведение $\alpha H > 0$, то есть *либо* при прогреве тёплой воды (с температурой выше T_{md}), *либо* при остывании холодной (с температурой ниже T_{md}). Очевидно, что физически процесс в любом случае движется не собственно теплотокотом H [$Bm \cdot m^{-2}$] через поверхность, а возникающим в его результате потоком плавучести в поверхностный слой B [$m^2 c^{-3}$].

3. Характерные масштабы процесса

Итак, при прогреве и выхолаживании над наклонным дном возникают и увеличиваются со временем горизонтальные градиенты температур, формируются соответствующие горизонтальные градиенты плотности и давления, а следом за ними – развиваются течения.

Введём характерные для задачи масштабы. Поскольку и вертикальные, и горизонтальные процессы существенны, и при этом имеют различную физическую природу, необходимо вводить и различные масштабы по горизонтали и вертикали. В качестве *пространственных масштабов* удобно выбрать следующие: по x - длину склона по горизонтали L (см.рис.2), по y - глубину слоя в глубокой части бассейна D , который реагирует на изменения потока плавучести через поверхность. При дестабилизирующем потоке плавучести D – это толщина верхнего слоя, перемешиваемого вертикальной термо-гравитационной конвекцией, при стабилизирующем потоке плавучести – глубина проникновения света (условно – до уровня, где интенсивность света падает в e раз). При этом «длина склона по горизонтали» - это расстояние от берега до места, где локальная глубина воды становится равной D . Таким образом, величины D и L являются не столько геометрическими параметрами прибрежной зоны бассейна, сколько характеристиками определённой

стадии процесса прогрева/выхолаживания через поверхность. Батиграфическими характеристиками определяется только их соотношение $A = D/L$.

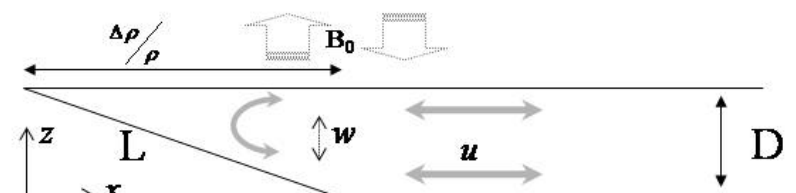


Рис.2. Характерные масштабы для процесса горизонтального водообмена.

В качестве масштаба температуры естественно взять характерную разницу между открытой и прибрежной зоной ΔT . Тогда масштабом горизонтального градиента давления является величина $\rho_0 \cdot g \cdot \alpha \cdot \Delta T \cdot D$ (или, что то же самое, $g \cdot \Delta \rho \cdot D$).

Введение остальных масштабов – времени и скоростей по горизонтали и вертикали – требует специального обсуждения. Большинство работ, исследующих такого рода течения, имеет дело только с конечным квази-стационарным состоянием. Однако исследования показывают (например, [9]), что время установления даже для небольшого мелкого (несколько метров глубины) залива в озере по крайней мере того же порядка, что и суточные вариации теплопритока. Это обозначает, что более-менее глубокие части бассейна так и не достигают конечного стационарного состояния в дневном цикле (см. также [6]). Это было подтверждено натурными измерениями: например, ночное течение в заливе продолжалось 7 часов спустя после переключения условий на поверхности с выхолаживания на прогрев [9]. Следовательно, интерес представляет не только само конечное квази-стационарное состояние, но и переход к нему. Поэтому, чтобы выбрать физически обоснованные масштабы для каждого случая, рассмотрим сначала вопрос о *характерных временах* на разных стадиях развития циркуляции.

3.1. Время возникновения горизонтальных градиентов плотности.

Первым этапом развития горизонтальных градиентов температуры воды является реакция локальных вертикальных колонок воды над разными глубинами d на внешний поток плавучести B . Поскольку (для всех случаев, см. выше) этот поток плавучести является дестабилизирующим, то характерным временем, по прошествии которого *весь склон почувствует* наличие внешнего теплообмена является время конвективного перемешивания вертикальной колонки воды глубиной D (максимальная глубина над концом склона). Считая масштабом вертикальной скорости - скорость конвективного турбулентного перемешивания в виде $w \sim (Bd)^{1/3}$ [10], то масштаб времени определяется делением всей глубины на эту скорость:

$$\tau_1 \sim D / (BD)^{1/3} = (D^2/B)^{1/3}. \quad (1)$$

В случае стабилизирующего потока плавучести ситуация физически выглядит сложнее. Просто диффузия тепла вглубь не создаёт горизонтальных градиентов температуры, но над склоном - в результате влияния дна - возникает дестабилизирующий поток плавучести снизу (см. выше). Вычислим его. Пусть интенсивность прогрева на поверхности равна $H_0 = I_0 / (\rho_0 c_p)$. Если интенсивность света убывает с глубиной по закону $I = I_0 e^{-\eta z}$ ($z \geq 0$), где z - глубина, η (m^{-1}) - коэффициент ослабления света, то тепло, приходящее ко дну на глубине d и поглощённое им равно

$$H_{\text{погл.дном}} = \frac{I_0}{\rho_0 c_p} \cdot e^{-\eta d}. \quad (2)$$

Тогда обратно в воду переизлучается

$$H_{\text{переизл.}} = \frac{\delta \cdot I_0}{\rho_0 c_p} \cdot e^{-\eta d}, \quad (3)$$

где δ обозначает коэффициент пропорциональности ($0 < \delta < 1$), показывающий долю, которую составляет переизлучённая энергия, от всей энергии, дошедшей до дна. Тогда дестабилизирующий поток плавучести от дна выражается формулой

$$B = \frac{g \alpha I_0 \cdot \delta}{(\rho_0 c_p)^2} \cdot e^{-\eta d} = \delta B_0 e^{-\eta d}, \quad (4)$$

а соответствующее время перемешивания составит

$$\tau_1 \sim \left(\frac{d^2}{B_0} \cdot \frac{e^{\eta d}}{\delta} \right)^{1/3}. \quad (5)$$

Интересно, что в данной постановке задачи это время оказывается независимым от прозрачности воды! Действительно, склоном, «работающим» на создание горизонтального градиента температуры, математически разумно считать область, где глубины меньше, чем глубина падения интенсивности света в e раз. Но как раз это и есть мера прозрачности воды. Таким образом, в выражение (5) всегда будет входить e^1 , и при стабилизирующем потоке плавучести через поверхность время возникновения горизонтальных градиентов температуры только в $(2.7)^{1/3} \sim 1.4$ раза больше, чем при дестабилизирующем (при условии, что всё тепло, полученное дном, отдаётся обратно воде). (Важное замечание: глубина падения интенсивности света в e раз - совсем не обязательно равна глубине залегания термоклина.)

Оценим эти масштабы времени: для $D=10m$, $B_0 \sim 10^{-6} m^2 c^{-3}$, при дестабилизирующем потоке плавучести с поверхности оно составляет порядка 450 сек, со

дна - при $\delta=1$ и $\eta=0.1$ получаем время порядка 650 секунд. То есть в обоих случаях это времена одного порядка - десятков минут, что является для природных бассейнов очень коротким временем реакции.

Таким образом, как при стабилизирующем, так и при дестабилизирующем потоке плавучести через поверхность, формирование горизонтальных градиентов над наклонным дном начинается уже через *единицы-десятки* минут с момента начала прогрева/выхолаживания. К этому времени, вся область над склоном уже *почувствовала* внешний поток плавучести, разность плотностей уже сформировалась, но среднего течения *ещё нет*.

3.2. Время установления течений.

Далее, под действием нарастающего горизонтального градиента плотности начинают развиваться горизонтальные течения. Чтобы оценить самый важный масштаб времени - время установления течений над склоном - сделаем промежуточный шаг. Оценим сначала масштаб собственно этой установившейся скорости течений, вызываемых горизонтальным градиентом давления (пренебрегая вращением). Выбрав в качестве масштаба длины по горизонтали - длину склона L , по вертикали - максимальную глубину «рабочего слоя» D , масштаба плотности - её разность по горизонтали $\Delta\rho$, и масштаба давления - величину, соответствующую разности плотностей $g \cdot \Delta\rho \cdot D$, из простых балансовых соотношений для горизонтальной компоненты скорости в стационарном состоянии получим:

$$u \cdot \frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} \Rightarrow \frac{u^2}{L} \sim \frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{g \cdot \Delta\rho \cdot D}{L},$$

или

$$u \sim [g \cdot \Delta\rho / \rho_0 \cdot D]^{1/2}. \quad (6)$$

Заметим, что это соотношение даёт только масштаб величины, а подсчитанное значение будет оценкой скорости сверху, т.к. и $\Delta\rho$, и D являются максимальными (установившимися) значениями, а реально «работают» их переменные во времени мгновенные величины. Для численных оценок в этом параграфе можно отразить это введением коэффициента, скажем, $1/2$. Измеренные в озёрах при условиях осеннего выхолаживания масштабы скоростей - сантиметры в секунду (например, [1] - 2-5 см/с), а формула (6) даёт при значениях из [1] $D \sim 50m$, $\Delta T \sim 0.2C$, $\alpha \sim 10^{-4} C^{-1}$ порядок скорости $u \sim 0.05 m/c$.

Тогда для времени установления (т.е. времени до достижения «установившейся» скорости течения) из баланса $\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{\partial p}{\partial x}$ получаем:

$$\tau_2 = \left[\frac{L}{g \cdot \Delta\rho / \rho_0 \cdot A} \right]^{1/2}, \quad (7)$$

где $A=D/L$ - уклон дна. Из (7) следует интересный вывод: установление течений происходит быстрее у крутых склонов; но при этом ΔT там меньше, а у пологих склонов меньше A , но больше ΔT . Важно, что таким путём получается заниженная оценка τ_2 , поскольку используется установившееся значение горизонтальной разницы плотностей, в то время как реальный процесс идёт при $\Delta\rho(t)$, нарастающем от 0 до $\Delta\rho$. Аналогично рассуждениям выше, в качестве уточнения, введём множитель $1/2$ и оценим величину времени установления для примера $L\sim 10$ км, $\Delta T\sim 1$ С, $\alpha\sim 10^{-4}\text{C}^{-1}$ (от 7.5 до 40 С), $A\sim 0.001$. Формула (7) даёт $\tau_2\sim 1.4\cdot 10^5$ с, или около полутора суток.

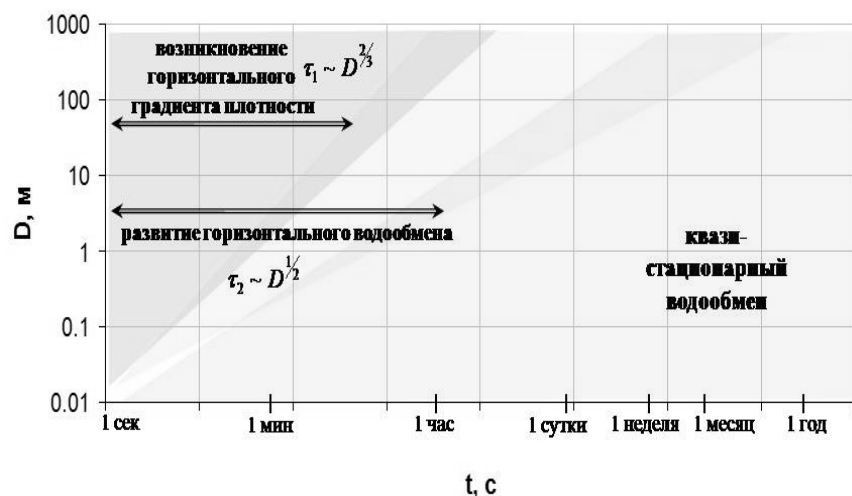


Рис.3. С ростом пространственного масштаба (глубины D или длины склона L) увеличиваются соответствующие времена формирования горизонтальных градиентов плотности и установления течений. Интервалы времени оценены для типичных условий прибрежной зоны моря/озера в средних широтах (см. текст).

Таким образом, при реальных суточных и синоптических колебаниях теплопритока над морскими акваториями – течения большей частью не могут достичь установления. Обратным счётом, τ_2 при $\Delta T\sim 1$ С, $\alpha\sim 10^{-4}\text{C}^{-1}$, $A\sim 0.001$ имеет порядок часов 4, если $L\sim 100$ м, т.е. совсем недалеко от берега.

Ещё одно важное для прикладных аспектов время – время обновления воды в прибрежной зоне. Приняв масштаб скорости $u\sim [g\cdot\Delta\rho/\rho_0\cdot D]^{1/2}$ и считая, что вода «вытекает» из прибрежной области в слое толщиной в половину глубины D , поучим, что полное обновление воды в прибрежной зоне произойдёт через

$$\tau_3\sim\frac{V}{ud}=\frac{1/2\cdot LD}{u\cdot 1/2\cdot D}=\frac{L}{u}\sim\frac{L}{[g\cdot\alpha\cdot\Delta T\cdot D]^{1/2}}, \quad (8)$$

которое в точности равно времени установления (7). Однако, по физическому смыслу, сначала происходит установление, а затем – с установившимся водообменом – идёт регулярное обновление вод в прибрежной зоне. Соответственно, его масштаб также составляет порядка суток, что очень существенно с точки зрения экологических аспектов.

Заключение

Дифференциальный прибрежный прогрев – типичное явление в прибрежных зонах природных водоёмов. Разность температур между мелкими и глубокими акваториями начинает чувствоваться уже спустя $\tau_1\sim(D^2/B)^{1/3}$ после изменения внешних условий теплообмена, что составляет для типичных условий моря/озера всего десятки минут. Вслед за формированием горизонтальных градиентов плотности в области над склоном возникают и развиваются течения, время развития которых до квазистационарного состояния оценивается в

$$\tau_2=\left[\frac{L}{g\cdot\Delta\rho/\rho_0\cdot A}\right]^{1/2}$$

и для типичных условий и глубин 10-100 м имеет порядок

суток и более. Это значит, что при реальных суточных и даже синоптических колебаниях теплопритока над морскими акваториями – конвективные течения в прибрежных зонах большей частью не могут достичь установления. Рис.3 обобщает анализ характерных времён и масштабов развития процесса. По осям (в двойном логарифмическом масштабе) отложены глубина теплоактивного слоя D и время развития процесса t . В таком представлении, степенные зависимости (1) и (7) выглядят прямыми, а процесс развития конвективных горизонтальных течений над склоном – горизонтальной прямой, соответствующей толщине теплоактивного слоя в глубокой части.

Исследования проводятся при поддержке грантов РФФИ №07-05-00850 и 06-05 64138.

Литература

1. Fer I., Lemmin U., Thorpe, S.A. 2002. Observations of mixing near the sides of a deep lake in winter. *Limnol. Oceanogr.* **47**(2), 535–544.
2. Mullarney, J.C., Griffiths, R.W., Hughes, G.O. 2004. Convection driven by differential heating at a horizontal boundary. *J. Fluid Mech.* **516**, 181–209.
3. Sandström J.W. 1908. Dynamische versuche mit meerwasser. *Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol.* 36: 6–23
4. Jeffreys, H. 1925 On fluid motions produced by differences of temperature and humidity. *Q. J. R. Met. Soc.* **51**, 347–356.
5. Hughes, G.O., R.W. Griffiths. 2008. Horizontal Convection. *Annu. Rev. Fluid Mech.* **40**:185–208.

6. Farrow, D.E. 2004. Periodically forced natural convection over slowly varying topography. *J. Fluid Mech.* **508**, 1–21.
7. Чубаренко И.П., Афон В.В., Демченко Н.Ю. О гипотезе конвективного формирования летнего прибрежного апвеллинга. // Физические проблемы экологии (экологическая физика): Сборник научных трудов. / Под ред. В.И. Трухина, Ю.А. Пирогова, К.Н. Показеева. - М.: МАКС Пресс, 2007. - № 14.- С. 402-410.
8. Чубаренко И.П., Демченко Н.Ю. Лабораторное моделирование структуры термобара и связанной с ним циркуляции в бассейне с наклонным дном. *Океанология*, **48**(3), 2008, 349-361.
9. Monismith, S., J.Imberger, M.Morison. Convective motions in the sidearm of a small reservoir. *Limnol. Oceanogr.*, **35**(8), 1990, 1676-1702.
10. Maxworthy, T., S.Narimuosa. 1994. Unsteady, turbulent convection into a homogeneous, rotating fluid, with oceanographic applications. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 865-887.

О НАБЛЮДЕНИИ ПРИБРЕЖНЫХ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ФРОНТОВ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ ЛЕТОМ-ОСЕНЬЮ 2006 Г.

Чугаевич В.Я., Кречик В.А., Сапожникова Е.В., Гриценко В.А.

Российский государственный университет имени Иммануила Канта

Как известно [1], изменчивость природных объектов, являясь их неотъемлемным свойством, сосредоточена в сравнительно узких зонах трансформации вещества и энергии, представляющих граничные участки океана. Эти активные поверхности, где происходит скачок в свойствах процессов, получили название барьерных зон. Эти зоны, более или менее изученные для океана или открытых морей, почти совсем не рассматривались для морей внутренних. Более того, само определение барьерных зон, будучи по структуре схоже с определением понятия «водной массы» в классической гидрологии, не позволяет всегда указывать на их существование и выделять количественные характеристики. В данной работе была предпринята попытка применить формальные методы районирования, и соотнесения результатов с определениями барьерных зон.

Исходные данные. Кластерному анализу были подвергнуты результаты проб поверхностного слоя морской воды с 30 станций, полученных на полигоне «Таран» прибрежной зоны Балтийского моря летом-осенью года 2006 года в ходе экспедиционных работ в рейсах яхт «Аквариус-2» и «Ласточка-4».

В июле и сентябре 2006 г. в прибрежной зоне юго-восточной Балтики вблизи северо-западного побережья Самбийского полуострова на полигоне «Таран», состоящим из 23 станций, расположенных на двух профилях (условно южном и северном) и направленных от берега в сторону открытой части Балтийского моря были отобраны 23 пробы поверхностного слоя (0-1 м) морских вод. Из них в летней экспедиции на яхте «Аквариус» на южном профиле выполнено 6 станций (Aq-60 – Aq-65) и на северном – 4 станции (Aq-72 – Aq-76). Всего в июле отобрано 10 проб воды. В осенней экспедиции на яхте «Ласточка» на южном профиле выполнено 7 станций (L-78 – L-74), а на северном – 6 станций (L-66 – L-71). Всего отобрано в сентябре 13 проб воды. Необходимо отметить, что южный и северный профили летом и осенью не совпадали между собой.

В отобранных пробах морской воды с полигона «Таран» проанализированы следующие показатели: концентрация водной взвеси (фильтрационная взвесь, частицы менее <0,45 мкм), концентрации форм фосфора (валовой, органический и минеральный), форм азота (нитриты, нитраты и органический фосфор) и общего кремния. Анализ проводился

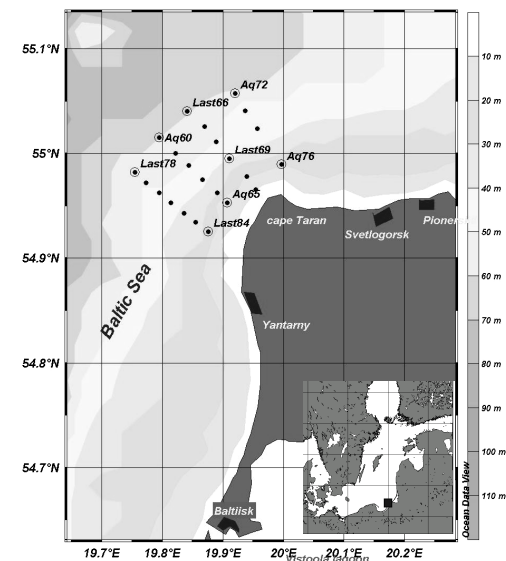


Рис.1. Расположение станций на полигоне «Таран»

по стандартным аттестованным методикам в аккредитованной Государственным комитетом по техническому регулированию и метрологии РФ химико-аналитической лаборатории. Определение тяжёлых металлов (ТМ) было выполнено для обоих полигонов («Таран» и «Светлогорск») на рентгенофлуоресцентном спектрометре марки «Спектроскан МАКС-G» по методике, разработанной фирмой-изготовителем спектрометров «Спектрон». Методика анализа на сорбционных целлюлозных ДЭТАТА фильтрах позволяет определять Bi, Pb, Zn, Cu(II), Ni, Co, Fe(III), Mn(II), Cr(III), V в пробах питьевых, природных и сточных вод, и достаточно полно отвечает требованиям экспрессности, воспроизводимости анализируемых данных и диапазону определяемых концентраций (0,005-1,000 мг/л). Как оказалось, результаты для тяжелых металлов, полученные по методике фирмы-изготовителя, являются сильно завышенными для исследований морской воды. В данной работе концентрация ТМ использовалась как трассер, безотносительно к ее абсолютным значениям.

Каждая станция характеризовалась следующими параметрами: имя станции, долгота, широта, глубина видимости белого диска (м), цветность (ue), значение окислительно-восстановительного потенциала (В); концентрацией взвеси (мг/л), содержанием растворенных ТМ: висмут Bi, свинец Pb(II), цинк Zn, медь Cu(II), никель Ni, кобальт Co, железо Fe(III), марганец Mn(II), хром Cr(III), ванадий V; содержанием растворенных форм фосфора (валовой, органической и минеральной), форм азота (нитриты, нитраты и органический фосфор) и общего кремния. Концентрации как тяжёлых металлов, так и органических веществ даны в мкг/л.

Методика. Разбиение по кластерам велось в пакете STATISTICA 6.0 двумя способами: объединение (метод древовидной классификации) и методом K-средних. Для последнего метода число кластеров задавалось от двух до четырёх. Это объясняется тем, что ранее в этом районе со спутниковых снимков наблюдались вихревые образования, таким образом, при планировании экспедиции пред-

полагалось получить в полигоне два-четыре района разделённых одной-тремя фронтальными зонами. Также предполагается, что границы кластеров могут приблизительно соответствовать положению фронтальных зон в поверхностном слое.

Для повышения достоверности анализа, выполнялось разбиение на кластеры при различных группировках исходных данных. Анализ проводился как по всей совокупности данных для каждого полигона, так и для каждого рейса в отдельности разными способами. Результаты анализа накладывались на картосхему выполненных станций, затем производилось их сравнение. При качественном совпадении геометрии распределения результатов каждого элементарного анализа, строилось результирующее распределение вод и фронтальных зон.

При проведении анализа были сделаны следующие допущения.

1. Из списка параметров станции были удалены прозрачность воды и цветность. Прозрачность (глубина видимости белого диска) и цветность есть некоторая интегральная функция концентрации взвеси и растворенных органических веществ. Кроме того, июльский рейс пришёлся на пик эвтрофикации прибрежных вод, когда наблюдалось видимое цветение воды, что не является нормальным для исследуемого региона.
2. Так же из анализируемых параметров было удалено значение окислительно-восстановительного потенциала. При наличии растворённого кислорода величина окислительно-восстановительного потенциала и содержание нитратов могут быть связаны между собой зависимостью, близкой к линейной.
3. Свинец так же был исключён из рассмотрения т.к он был определён только для проб со второго рейса яхты «Аквариус».
4. Станции, выполненные АтлантНИРО, не включались в анализ. Их местоположение нам было известно только приблизительно, нет уверенности в одинаковой методике собственно пробоотбора.

Результаты районирования по ТМ, органическому веществу и кремнию, взятыми вместе.

При рассмотрении объединенных вместе рейсов «Аквариус-2» и «Ласточка-4» для двух кластеров, полученных методами объединения и К-средних по ТМ и ор-

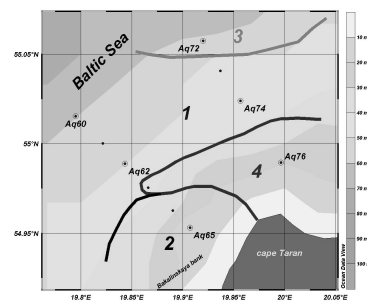


Рис.2а. Разбиение на 4 класса методом объединения. «Аквариус-2»

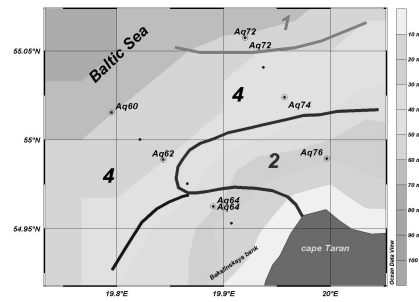


Рис.2б. Разбиение на 4 класса методом К-средних. «Аквариус-2»

ганическому веществу вместе, видно, что районирование является неустойчивым, границы кластеров не совпадают между собой, некоторые кластеры можно выразить замкнутыми образованиями внутри другого кластера, границы районов не имеют вида, похожего на виды со спутника. Таким образом, можно предположить что скорее всего либо мы имеем в данном районе более сложную фронтальную структуру, имеющую в своём составе более, чем одну или две границы раздела, либо, что более вероятно, существенное влияние оказывает изменчивость данного района. Последнее подтверждается анализом гидрологических разрезов, выполненных в этих же рейсах.

Для исключения влияния сезонности рассмотрим разбиение на кластеры внутри отдельных рейсов.

При разбиении на кластеры данных, по рейсу «Аквариус-2» выяснилось совпадение результатов, полученных разбиением на одинаковое число кластеров разными способами для любого количества кластеров из исследуемого диапазона. С 29 июля над регионом распространился отрог Азорского антициклона, сформировав впоследствии несколько центров высокого давления. Во время проводимых исследований (с 4-го июля) погоду определяла северная периферия подвижного антициклона с давлением в центре 1025-1030 гПа с координатами 53 с.ш. 22 в.д., который смещался на юг. 6-7 июля погоду определяло малоградиентное поле высокого давления. Ветер, в этот период в районе работ, наблюдался слабый, 1-3 м/с, преимущественно N, NE румбов, волнение до 1б, ясная, без осадков погода. Такое длительное устойчивое состояние погоды вполне могло обусловить наблюдавшуюся стабильность районов. Как и в другом рейсе на этом полигоне, здесь можно увидеть отдельную зону, отделяемую линией, проходящей с запада-северо-запада в направлении восток-северо-восток на примерно на удалении шести - семи миль к северо-западу от мыса Таран. Эта линия раздела является вспомогательной, появляющейся лишь при увеличении числа кластеров. Основная фронтальная зона скорее всего оконтуривает поток, срывающийся с мыса Таран в направлении юго-востока. Эта зона сохраняется во всех без исключения разбиениях. Остальные подрайоны являются слабыми, в том смысле, что межкластерное расстояние отделяющее их друг от друга, мало, по сравнению с расстоянием, отделяющим два кластера от всех остальных.

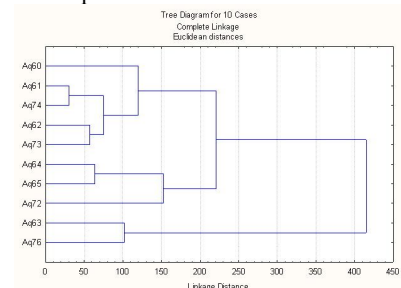


Рис.3а. Иерархическая диаграмма разбиения на кластеры по ТМ и органическому веществу. «Аквариус-2»

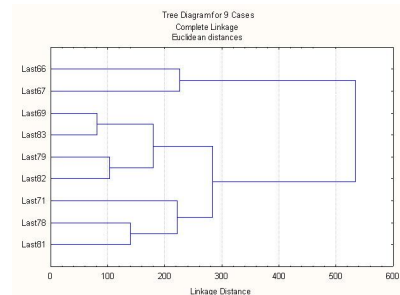


Рис.3б. Иерархическая диаграмма разбиения на кластеры по ТМ и органическому веществу. «Ласточка-4»

При наложении разбиения на кластеры для второго рейса яхты «Аквариус» на карты распределения ТПО и поверхностной солёности, чётко видно что распределение температуры и солёности качественно достаточно хорошо совпадает с граничными линиями, проведёнными независимо при гидрохимическом районировании на три района. При этом, данное распределение ТПО и солёности лучше совпадает с четырёхкластерным районированием, за счёт различия ТПО и солёности в части открытого моря и в районе Бакалинской мели.

Таким образом, для рейса «Аквариуса» можно выделить основную фронтальную зону, которую возможно классифицировать как границу потока, стекающего с мыса Таран. Вторая граница, отделяющая открытое море, является более слабой. Остальные фронтальные зоны не имеют по сравнению с ними существенного значения. Границы всех зон совпадают с распределением поверхностных гидрологических показателей очень хорошо.

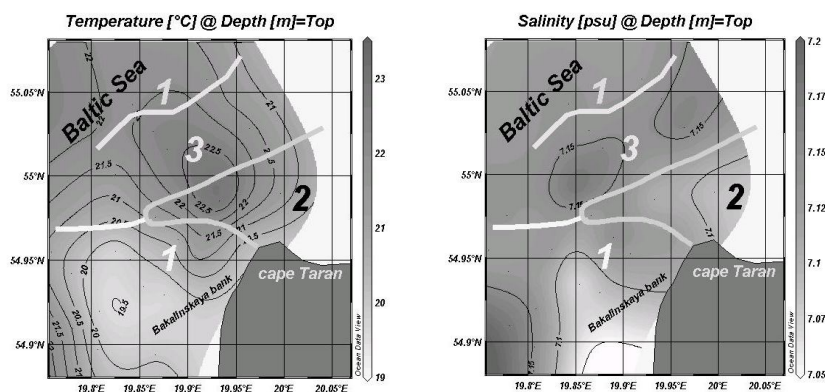


Рис.4а. Наложение гидрохимического районирования на поле температуры. «Аквариус-2»

Рис.4б. Наложение гидрохимического районирования на поле солёности. «Аквариус-2»

Для рейса «Ласточка-4», при любом разбиении на кластеры, устойчиво сохраняется линия раздела, проходящая по направлению 250°-70° на расстоянии около пяти - семи миль от берега (к северо-западу от мыса Таран). Вторая граница раздела, которая также существует почти при всех комбинациях с разным числом групп (кроме способа объединения при двух кластерах), лежит южнее, на траверзе Бакалинской мели. При этом, граница раздела от берега, до удаления в пять миль от него лежит примерно перпендикулярно берегу и изобатам. Дальнейшее поведение границы раздела кластеров будет зависеть уже от способа разбиения на кластеры, и от их количества. При увеличении количества кластеров начинает проявляться прибрежная ячейка, вблизи собственно мыса Таран (станция L-71), и чуть ниже его. Возможно, это - зона гидродинамической тени при срыве потока с мыса Таран при западном - северо-западном ветре в день пробоотбора. Следует отметить тот факт, что разбиение на четыре кластера как способом К-средних, так и способом

объединения дало совершенно одинаковое распределение станций по кластерам. При меньшем числе разбиений ситуация существенно меняется в зависимости от способа выполнения разбиения. Появляются дополнительные фронтальные зоны, параллельные основной, и переламывающие своё направление. Возможно это объясняется тем, что с 22 сентября по 27 преобладал ветер восточного, юго-восточного направления, слабый 1-5 м/с. А в день проводимых работ, 28 сентября, ветер утром западный, северо-западный, днем, вечером – западный 3-5 м/с. То есть, гидрохимическая ситуация на западной стороне Самбийского полуострова скорее всего находилась в процессе перестройки.

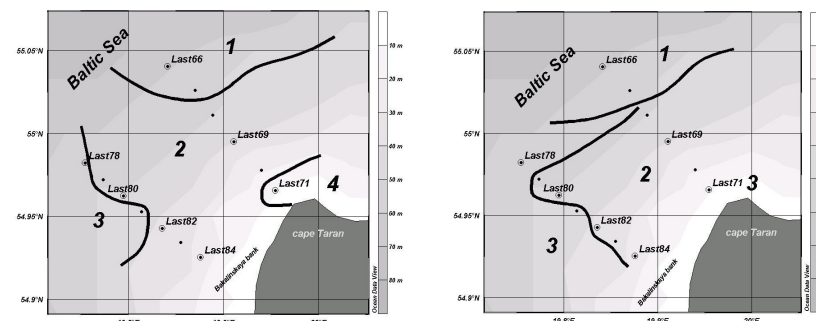


Рис.5а. Разбиение на 4 класса методом К-средних. «Ласточка-4»

Рис.5б. Разбиение на 3 класса методом объединения. «Ласточка-4»

Наложение результатов кластерного анализа на распределение поверхностных гидрологических характеристик не обнаруживает такого замечательного сходства как во втором рейсе «Аквариус». Более или менее похожую картину даёт сравнение с аномалией плотности и солёности, при этом имеется несовпадение контуров прибрежной ячейки.

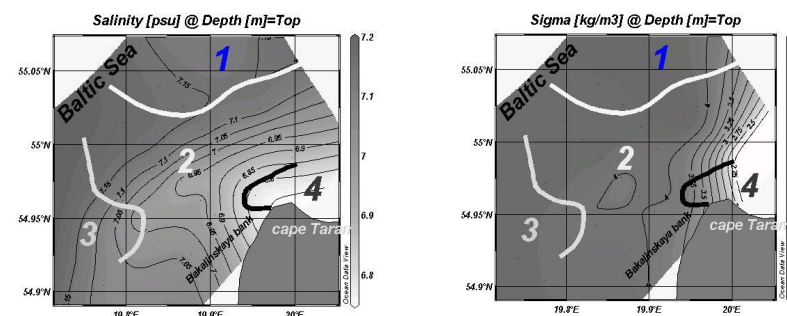


Рис.6а. Наложение гидрохимического районирования на поле солёности. «Ласточка-4»

Рис.6б. Наложение гидрохимического районирования на поле аномалии плотности. «Ласточка-4»

Таким образом, в том рейсе для полигона “Таран” основных зон можно выделить как минимум две. Граница открытого моря и граница сбегаящего с мыса Таран потока. Совпадение результатов для разбиения на четыре кластера разными способами указывает на наиболее вероятное число зон – четыре.

Результаты анализа только по ТМ.

Во время второго рейса “Аквариуса” при разбиении на две группы результат полностью совпал с предшествующими двухкластерными разбиениями. При увеличении числа группировок разбиения начал меняться характер границы открытого моря. В её южной части начинает появляться новый фронт, который вклинивается с юго-западного направления на северо-восток. В зависимости от метода разбиения и числа кластеров он меняет свою конфигурацию. При наложении на распределения гидрографических параметров степень совмещения контуров невелика. Практически везде, в отличие от предыдущих построений, контуры кластеров ложатся на распределения солёности, плотности со значительным смещением. Расположение контуров не удалось совместить с полем температур.

В четвёртом рейсе “Ласточки” распределение по двум и по трём кластерам полностью совпало с предыдущими разбиениями. Различие с предыдущим анализом вышло при разбиении на четыре кластера, прибрежная ячейка оторвалась от мыса Таран и образовала замкнутый контур северо-западнее его. Совпадение при наложении схемы четырехкластерного районирования на распределения температуры солёности и плотности отсутствуют.

Обсуждение полученных результатов.

Для того чтобы прояснить причины полученных расхождений воспользуемся так называемой двухходовой кластеризацией. Суть её заключается в том, что в отличие от других видов анализа где вопрос обычно выражается в терминах наблюдений или переменных, мы будем группировать данные как по наблюдениям, так и по переменным.

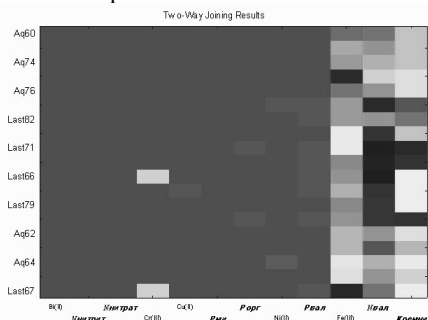


Рис. 7. Двухходовая диаграмма по всем станциям. Вторым параметром являются концентрации ТМ и гидрохимических показателей.

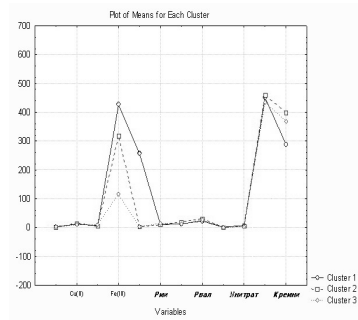


Рис. 8. Диаграмма распределений средних значений по кластерам. Метод К-средних, 3 кластера, «Ласточка-4». Отчётливо видны параметры с наибольшей изменчивостью.

При рассмотрении двухходовой диаграммы, когда анализ ведётся как по станциям, так и по переменным, прекрасно видно, что все станции для всех рейсов, выполненных на полигоне “Таран” подчиняются общей закономерности. Для большинства тяжёлых металлов, всех форм фосфора и растворённого азота, станции лежат в многомерном пространстве измерений очень плотно. Серьёзная изменчивость наблюдается лишь по двухвалентному железу, кремнию и валовой форме фосфора. Исключением из этого правила являются только две самые мористые станции: L-66 и L-67. Объяснением такому распределению служит разное время проведения работ. Необычная для полигона по своим масштабам ионльская эвтрофикация привела к увеличению осенью поступления органического азота, который является продуктом распада растворённой в воде органики. Изменения по кремнию могут быть объяснены поступлением терригенной взвеси, чей поток неравномерен по побережью, и в значительной степени зависит от интенсивности атмосферных осадков.

Если отделить от указанной диаграммы правую часть с кремнием, органическим азотом и железом, оставшаяся левая часть будет представлять фактически однородный массив, неустойчивый к разбиению на кластеры. Эта неустойчивость проявляется в том, что достаточно малом смещении от точки расположения в многомерном пространстве измерений, мы получаем достаточно большое изменение числа кластеров, что особенно хорошо заметно на иерархической диаграмме при кластеризации только по тяжёлым металлам. Выход из зоны неустойчивости в данном случае возможен при уменьшении числа кластеров до минимально возможного, тогда резко (в 5 раз и более) возрастает евклидово расстояние между кластерами.

Более точное приближение районов, выделенных с помощью кластерного анализа, к распределению гидрологических показателей осуществимо тогда, когда имеется набор не связанных между собой показателей, таких как ТМ, терригенный кремний и органический азот. Районирование по признакам одной группы (например по ТМ) ведёт к несовпадению с гидрологией.

Вторым следствием из двухходовой диаграммы являются разные временные масштабы гидрохимических процессов на полигоне. Практически не изменившийся состав групп и плотное их расположение при классификации по тяжёлым металлам (на это указывает однородная заливка на двухходовой диаграмме и чрезвычайно малое многомерное расстояние между кластерами на соответствующей иерархической диаграмме) показывает, что районы группировки по ТМ, неорганическому азоту и фосфору изменяли свою либо медленно, либо практически синхронно, в то время как процессы изменчивости, связанные с кремнием, органическим азотом и двухвалентным железом имели другой, более быстрый темп. Качественно, глядя на двухходовую диаграмму, можно расположить эти процессы в порядке возрастания характерных скоростей изменчивости так: ТМ + весь фосфор + неорганический азот, далее двухвалентное железо, затем кремний и, наконец, органический азот.

Из синхронности изменений по большинству тяжёлых металлов, может предположить, что они могут иметь один источник неясного генезиса.

Причина высокой пространственной изменчивости по двухвалентному железу неясна.

При устойчивой спокойной гидрометеорологической ситуации возможно выделение и классификация фронтов по степени их резкости методами кластерного анализа. Достаточно резкие фронты, с большим градиентом по обе стороны будут устойчиво проявляться и оставаться при последовательном наращивании числа кластеров. Их стабильность и устойчивость обеспечивается большим межкластерным расстоянием по сравнению с другими кластерами. Более близко расположенные (в статистическом смысле) кластеры не будут существовать отдельно при малом числе разбиений, и должны появляться, и оставаться независимыми как отдельная группа, при увеличении числа районов, вне зависимости от времени наблюдения.

По рассмотрении отдельных распределений видно, что гидрохимическая ситуация на полигоне "Таран" имеет выраженную сезонную изменчивость. Фронт, расположенный к северо-западу от мыса Таран, и отделяющий открытое море от прибрежной части может менять своё положение и резкость в зависимости от гидрометеорологических условий. При этом прибрежные фронты сильно меняют свою интенсивность, местоположение и количество.

Соотнесение положения и поведения определенных выше границ невозможно соотнести с каким-либо определенным типом барьерных зон. Действительно, ограниченность объема наблюдений поверхностными характеристиками заставляет исключить из рассмотрения вертикальные границы, а район измерений, находящийся во внутреннем море, подразумевает отсутствие зон большого горизонтального градиента характеристик, как в океане. Тем не менее, изменение положения границы при разной синоптической ситуации позволяет отнести наблюдаемую границу к т.н. механическим (гидродинамическим) барьерным зонам типа «река-море».

Наблюденная сезонная изменчивость по кремнию, если предположить его терригенный характер, позволяет предположить, что выделенная граница есть проекция границы верхней и нижней динамической части шельфа (II и III зоны в терминологии Е.М. Емельянова). Это предположение нуждается в дополнительной геоморфологической и геологической проверке.

Благодарности.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 06-05-64138, 06-05-10047.

Литература.

1. Емельянов Е.М.. Барьерные зоны в океане: осадко- и рудообразование, геоэкология. Калининград: Янтарный сказ, 1998г.-416с.
2. Кравцов В.А., Чибисова Н.В., Чугаевич В.Я., Кудрявцев Н.Г. Гидрохимическая ситуация вдоль побережья Самбийского полуострова (Балтийское море) летом-осенью 2006г. // Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. – М.:2007. – с.243-244

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОРСКИХ ВЕТРОВЫХ ВОЛН

Шелковников Н.К.

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова

На основании проведенного анализа многочисленных экспериментов в кольцевом аэрогидроканале, направленных на исследование генерации солитонов, делается вывод о том, что наряду с другими причинами, *волны-убийцы*, в шельфовой зоне моря, могут являться ветровыми солитонами, обладающими большим размером и укрученным передним фронтом, а в открытом океане это могут быть солитоны огибающей цуга волн, создаваемых ветром.

Исследование ветрового волнения имеет большое значение для понимания гидрофизических процессов в деятельном слое моря, а также для решения ряда экологических проблем в том числе в шельфовой зоне.

Несмотря на длительную историю исследования волн, когда казалось бы, что основные задачи в этой области в большей или меньшей степени осознаны и решены, появились новые проблемы, связанные с выявлением необычных волн в морях и океанах (и даже в крупных озерах)[1,2,3,4]. Названий этим волнам дано много, но наиболее интригующим является «Волны-убийцы»(ВУ), которым мы будем в дальнейшем пользоваться. В мировой практике накоплено большое количество свидетельств о встрече судов с необычными волнами, обладающими большой высотой, неожиданностью их появления и исчезновения. Такие волны наблюдались в различных частях мирового океана. Необычным оказалось то, что ВУ существенно выше окружающих волн. Это привело к введению количественного критерия существования ВУ: $H_{(wk)} / H_{(1/3)} \geq 2$ где H_{wk} -высота ВУ, $H_{(1/3)}$ -средняя высота 1/3 самых высоких волн, окружающих ВУ, зарегистрированных в определенный промежуток времени. В реальных условиях применение этого критерия может привести к тому, что волны высотой ~2м могут считаться ВУ, что не совпадает с представлениями о ВУ.

По данным опубликованных работ ВУ наиболее часто возникают при штормовых условиях. Они могут быть как в открытом океане, так и в шельфовой зоне. Особенно опасным местом является район у восточного побережья Южной Африки, где аварии происходят под действием одиночных очень высоких волн. Считается, что причиной возникновения ВУ в этом районе является течение Агилгас, которое под действием северо-восточного ветра достигает пяти узлов. Изменении ветра силой 6-7 баллов с северо-восточного на юго-западный приводит к тому, что через 1 час после этого волны достигают высоты 3м, а через 2 часа волны достигают уже 6-8м. Наложение 2-3 волн создает гигантскую волну высотой 18-25м, которая идет со скоростью 30 узлов навстречу течению. Такие волны имеют место в районах, где глубина не менее 183м.

В районе Японских островов и вблизи Филиппин поражающими факторами ВУ является мощный селинг (удар корпуса судна о воду) и воздействие на продольную прочность судна, когда оно оказывается на очень высоком гребне короткой волны, так что корма и нос судна как бы повисают в воздухе. Установлено, что чем короче гигантская волна, тем сильнее ее селинг. Такие волны образуются во время тайфунов за фронтом низкого давления, а в зимнее время при сильных западных ветрах и образования северной зоны низкого давления, а также в начале

резкого понижения температуры и падения давления. Было показано, что при указанных выше гидрометеорологических условиях и при ветре 8-10 баллов возникают две системы волн, одна из которых носит характер регулярной ряби с высотой волны 8-9м, другая имеет нерегулярный характер с высотой волны 6-8м, ВУ образуется при наложении волн этих двух систем. Такая волна, помимо ударного действия, создает изгибающие моменты в оконечностях судна, что может привести к его перелому. Примером тому является т/х «Тэйдзи Мару», который после встречи с такой ВУ разломился пополам.

Не смотря на то, что за последние 20 лет затонуло 200 супертанкеров и контейнеровозов длиной более 200м специалисты продолжали считать, что при строительстве судов и платформ надо рассчитывать на удары максимально возможных 15 метровых волн. В этом и кроется причина гибели судов, а не в мистических ВУ.

Перелом в судостроении произошел после того, как 1 января 1995 Норвежская нефтяная платформа «Дропнер» оказалась под ударом 26 метровой волны. При этом прочие волны не превышали 12м. Платформа была существенно повреждена, но устояла. Еще один пример, т/х «Королева Елизавета» в 1995 получил повреждения при встрече с 30метровой волной, но остался в рабочем состоянии. Видимо заложенный при строительстве запас прочности в обоих случаях был достаточен для ударов таких волн. Из этих примеров видно, что кораблекрушения происходят при заниженном запасе прочности, рассчитанном на 15метровые волны. Все это свидетельствует о том, что необходимо разделять понятия гигантских волн, приводящих к авариям, с названием «убийцы».

В настоящее время нет полной ясности в механизме формирования ВУ и их исчезновения. Делаются попытки теоретического и экспериментального объяснения этого феномена. Наиболее вероятными гипотезами образования ВУ является пространственно-временная фокусировка поверхностных волн, дисперсионное сжатие волновых пакетов и наличие горизонтально неоднородных течений в океане, которые могут приводить к увеличению поверхностных гравитационных волн.

Согласно[4] фокусировка волн может быть обусловлена трансформацией волн при распространении в поле горизонтально-неоднородных течений. Примером тому является Агульсово течение у побережья Африки. Другим подтверждением этого являются результаты экспериментов[5]. Механизм формирования ВУ при дисперсионном сжатии, то есть когда волны с большими амплитудами и длинами догоняют более короткие волны с малыми амплитудами может привести к существенному увеличению поверхностных волн. В некоторых работах отмечено, что ВУ могут быть в виде солитона или солитоноподобных волн. Но суть этого явления не объясняется.

С целью выяснения возможности существования ВУ в виде солитонов нами были проанализированы результаты лабораторных измерений в кольцевом аэрогидроканале.[7]

Известно, что длинные волны ($\lambda \gg H$) любого происхождения, в том числе и ветровые, при выходе на континентальный шельф начинают трансформироваться; их длина λ уменьшается, а высота h увеличивается с уменьшением глубины H . В итоге происходит их обрушение и заплеск на берег. При этом процесс

трансформации зависит от нескольких параметров, в том числе от величины угла берегового откоса α . Высота волн на пологих откосах растет быстрее, чем на крутых. При увеличении угла α до 90° происходит их отражение от вертикальной стенки и формирование стоячих волн.

В принципе возможен и другой вариант формирования мелкого моря т.е. $\lambda \gg H$, не за счет уменьшения глубины, а за счет увеличения со временем длины волны при постоянной глубине. Такой процесс имеет место при развитии ветровых волн в кольцевом аэрогидроканале. При этом под действием ветра и при постоянной глубине жидкости последовательно проходили все стадии волн от капиллярных до уединенных.[7]

Формирование уединенных волн на начальной стадии сопровождалось увеличением их длины и фазовой скорости. Особенно важным является, увеличение их высоты, которая в предельной стадии может достигать значения 1,7 по сравнению с обычными ветровыми волнами при тех же условиях. При выходе волны на береговой откос ее высота может значительно вырасти. В морских условиях при $H \ll \lambda$ (мелкое море) в подобном случае может сформироваться огромный ветровой солитон с укрупненным передним фронтом. В зависимости от метеоусловий солитонов может быть несколько, которые по мере распространения могут взаимодействовать друг с другом. Следуя друг за другом они представляют особую опасность для судов.

Другой возможной причиной возникновения волн-убийц могут быть ветровые солитоны огибающей на глубокой воде. Теоретические аспекты этого явления были заложены Лайтхиллом[8], Захаровым и Шабатом[10], Захаровым[11], Г. Юэном и Б. Лэйком[9]. Так, Лайтхилл в 1965г. показал, что цуг нелинейных гравитационных волн на глубокой воде неустойчив по отношению к длинноволновым модуляциям.

Затем была установлена применимость к теории волн на поверхности жидкости нелинейного уравнения Шредингера(НУШ) в виде одного комплексного уравнения для A :

$$i \left[A_t + \frac{\omega_0}{2k_0} A_x \right] - \frac{\omega_0}{8k_0^2} A_{xx} - \frac{1}{2} \omega_0 k_0^2 |A|^2 A = 0$$

где ω_0 и k_0 - постоянные начальные значения несущей частоты и несущего волнового числа, $A = \alpha \exp(i\theta)$ - комплексная огибающая волны, α - амплитуда

волны, $\tilde{\theta}$ - отклонение фазы волны от ее начального значения θ_0 .

Из этого уравнения следует, что с точностью до главного порядка, огибающая волны распространяется с групповой скоростью несущей волны. Эволюция определяется балансом дисперсии и нелинейности. Для волн на глубокой воде оно впервые было получено Захаровым [11], а затем рядом других авторов.

Решение НУШ для слабонелинейного цуга волн, описывающее установившееся распространение огибающей имеет вид:

$$A = a_0 \text{Sch} \left[\sqrt{2} a_0 k_0^2 \left(x - \frac{\omega_0}{2k_0} t \right) \right] \exp \left(-\frac{1}{2} i \omega_0 k_0^2 a_0^2 t \right)$$

Где Sch секанс гиперболический.

Это решение описывает уединенную волну, в виде локализованного пакета волн, распространяющегося с постоянной скоростью.

Захаров и Шабат [10] показали, что любой начальный волновой пакет со временем распадается на ряд "солитонов огибающей" и дисперсионный осциллирующий "хвост". Основная энергия содержится в солитонах, форма которых не меняется при распространении, они взаимодействуют между собой и с другими волновыми пакетами.

В случае, когда амплитуду волны уже нельзя считать бесконечно малой, то дисперсионное соотношение

$$\omega = (gk) \frac{1}{2}$$

следует изменить. Стокс внес поправку на нелинейность к профилю и частоте установившейся периодической волны. Возвышение поверхности жидкости описываемое решением Стокса для волны, распространяющейся в одном направлении, дается выражением

$$\eta(x, t) = a \cos(kx - \omega t) + \frac{1}{2} k a^2 \cos 2(kx - \omega t)$$

а соответствующий потенциал скорости равен

$$\varphi(x, z, c) = \left(\frac{\omega a}{k} \right) \exp(kz) \sin(kx - \omega t)$$

В этом случае частота волны зависит как от волнового вектора k , так и от ее амплитуды a :

$$\omega = (gk) \frac{1}{2} \left(1 + \frac{1}{2} k^2 a^2 \right)$$

Поправка к частоте волны, обусловленная нелинейностью, несмотря на свою малость, оказывает существенное влияние на динамику волны.

По мнению Захарова после установления применимости к теории волн на поверхности жидкости НУШ теория поверхностных волн стала утрачивать свой существенно гидродинамический характер. Началось интенсивное развитие теории нелинейных волн всех типов — плазменных, спиновых, акустических и т.д., и при сравнении полученных результатов часто обнаруживался почти буквальный параллелизм. Таким образом теория волн на поверхности жидкости стала превращаться в главу общей теории нелинейных волн.

Справедливости ради, отметим, что еще раньше В. В. Шулейкин наблюдал наличие огибающих волн в штормовом бассейне в диапазоне частот от гравитационно-капиллярных до установившихся гравитационных волн с конечной амплитудой [12].

Фрагменты этих записей приведены на рис.1. Шулейкин объясняет наличие огибающей интерференцией волн близких между собой, что и приводит к феномену «девятого вала», когда через несколько волн в группе следует особо высокая волна и не обязательно девятая по счету. Такая волна быстро возникает и быстро исчезает, так как волны с разными фазовыми скоростями удаляются друг от друга.

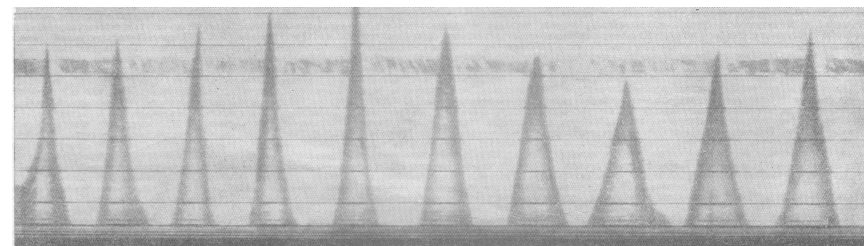


Рис.1 Фрагмент регистрации временного изменения амплитуды волн в «штормовом бассейне» (внешний диаметр-40м, внутренний-38м, высота от дна до крыши-5,6м).

Анализ волнограмм, полученных в кольцевом аэрогидроканале (внешний диаметр-2м, внутренний-1,6м, высота-24см) показал, что цуги волн имеют место как для длинных (рис.2) так и для коротких волн (рис.3). В случае коротких волн (глубокая вода) для их описания может быть использовано НУШ.

Представляется интересным наличие периодического изменения высоты солитона, сформировавшегося под действием ветра и в течении длительного времени перемещающегося по кольцевому каналу. (рис.4) Аналогичная ситуация наблюдается и в случае, когда в канале перемещаются два взаимодействующих солитона. Из рис.5 видно, что в этом случае имеет место биение более сложной формы, чем в случае одного солитона. Это свидетельствует о том, что на мелкой воде при наличии одного или двух солитонов также может иметь место солитон огибающей солитонов.

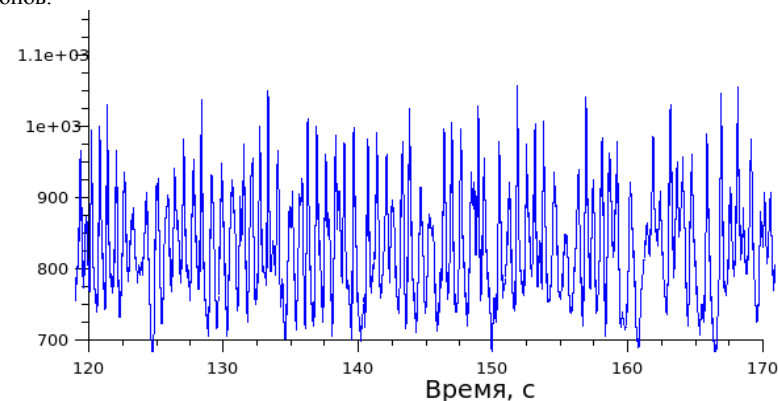


Рис.2 Образец регистрации изменений высоты длинных волн в кольцевом канале.

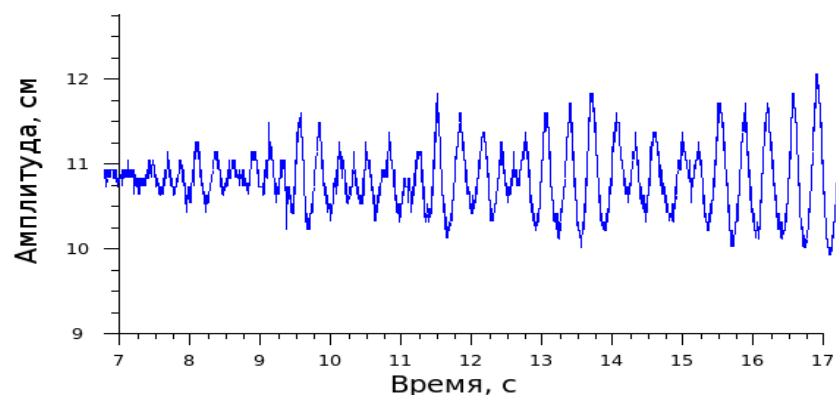


Рис.3 Запись цугов коротких волн в кольцевом канале.

Таким образом, исходя из выше изложенного, можно полагать, что ВУ над континентальным шельфом ($\lambda \gg H$) есть ни что иное как ветровые солитоны, которые имеют большие размеры, быстро появляются, а при уменьшении ветра быстро исчезают и имеют укрученный передний фронт. Причем их может быть два, три и более, следующих либо друг за другом, либо под небольшим углом между ними, что зависит от изменчивости амплитуды и направления скорости ветра. На глубокой воде может иметь место классический солитон огибающей цуга волн, который может достигать больших размеров.

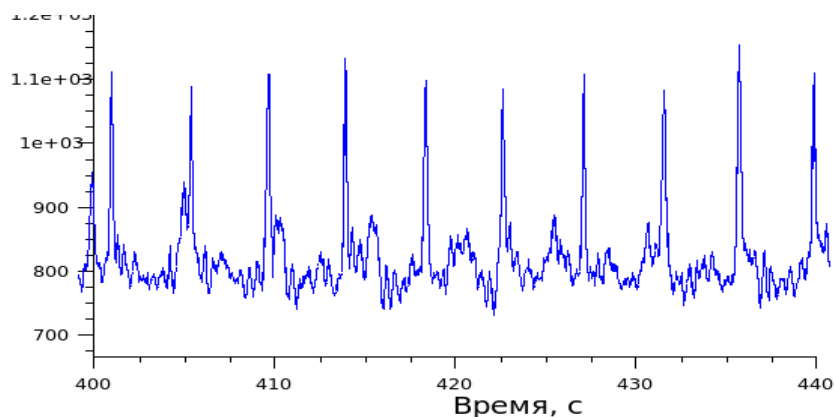


Рис.4 Фрагмент регистрации изменения высоты одного солитона после совершения им каждого оборота в канале.

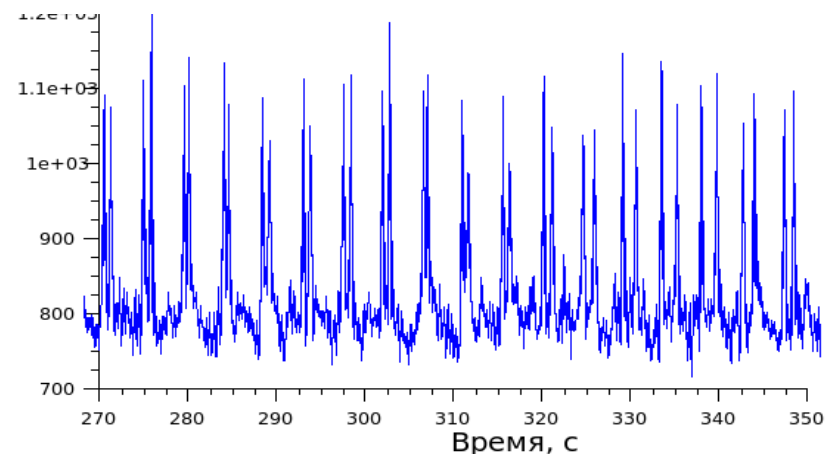


Рис.5 Фрагмент регистрации изменения высоты двух солитонов после совершения ими каждого оборота в канале.

Литература

1. Куркин А.А., Пелиновский Е.Н. «Волны-убийцы: факты, теория и моделирование». - Н. Новгород: Изд-во Нижегород. гос. техн. Ун-т 2004.-158с.
2. Дивинский С.Ф., Левин Б. В., Лопатухин Л. И., Пелиновский Е.Н., Слюняев А. В. Аномально высокая волна в Черном море: наблюдения и моделирование// Доклад РАН.-2004.-395,№5.-с.948-950.
3. Бабулин С.И., Иванов А. Ю., Островский А. Г. Волны-убийцы и их дистанционное зондирование//Исследование Земли из космоса-2006.-№1.-с.77-92.
4. Доценко С. Ф., Иванов В. А. Волны-убийцы, МГИ, НАН Украины, Серия: Современные проблемы океанологии. Выпуск1.2006г.с.1-42.
5. Кононкова Г. Е., Показеев К. В. Динамика морских волн.-М.: Изд-во Московского университета, 1985. С.-298.
6. Сидорченко В.Ф. Кораблекрушения на море.-Л.: Изд-во ЛГУ,1980.-296с.
7. Шелковников Н. К. //Письма в ЖЭТФ том 82 вып. 10, 2005г.
8. Lighthill M. J. Contributions to the theory of waves in non-linear dispersive system.-J. Inst. Math. Appl., 1965, v. 1, p. 269-306/
9. Г. Юэн, Б. Лэйк, Нелинейная динамика гравитационных волн на глубокой воде. Москва, «Мир» 1987г.с.-179.
10. Захаров В. Е., Шаббат А. Б. Точная теория двумерной самофокусировки и одномерной автомодуляции волн в нелинейных средах.-ЖЭТФ, 1971, т. 61, с. 118-134.
11. Захаров В. Е. Устойчивость периодических волн конечной амплитуды на поверхности глубокой жидкости.-ПМТФ, 1968 №2, с. 86-94.
12. Шулейкин В. В. Физика моря. М, 1968г.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ В ОБЛАСТЯХ СВАЛОК БОЕПРИПАСОВ ВТОРОЙ МИРОВОЙ ВОЙНЫ В БАЛТИЙСКОМ И СЕВЕРНОМ МОРЯХ

Шрейдер А. А.

*Московский Государственный Университет им. М. В. Ломоносова,
Геологический факультет*

В Северном и Балтийском морях было захоронено значительное количество боеприпасов, оставшихся после Второй Мировой войны, но никакой специальной документации по районам захоронений не велось и их контуры остались точно не определенными. В настоящее время существуют реальные экологические риски для окружающей среды, возникающие при работах гражданских судов в районах таких захоронений, а также риски, обусловленные продолжающейся коррозией и разгерметизацией оболочек патронов, гранат, снарядов и бомб. Модельные расчеты показывают, что время разгерметизации охватывает период от 8 до 390 лет, поэтому уже сейчас существует реальная опасность поступления токсичных материалов в море. Взрывчатые и токсичные вещества, попадая в осадки и придонные воды, негативно влияют на донную фауну и дальнейшую цепь питания моллюсков и рыб. Наиболее серьезная опасность для экологии возникает, если боеприпасы случайно поднимаются с морского дна тралами судов в процессе добычи рыб и моллюсков.

После капитуляции фашистской Германии на Потсдамской конференции 1945 г. странами Тройственного союза (СССР, США, Великобритания) было принято решение об уничтожении всех запасов трофейного немецкого оружия. В Северном и Балтийском морях было захоронено значительное количество боеприпасов, оставшихся после ведения военных действий, но никакой специальной документации по районам захоронений в то время не велось и контуры районов остались точно не определенными. Поэтому в настоящее время существуют реальные экологические риски для окружающей среды, возникающие при работах гражданских судов в районах таких захоронений, а также обусловленные продолжающейся коррозией оболочек патронов, гранат, снарядов и бомб.

В результате поисковых работ последних лет в Северном море [6, 7, 8, 9] было обнаружено восемь захоронений в Нижнесаксонских прибрежных водах (рис. 1) и по четыре захоронения около островов Зильт и Гельголанд. Общее количество боеприпасов составляет от 750 000 до 1.5 миллионов тонн. В Балтийском море [1, 2, 3, 4, 5] часть боеприпасов была захоронена в проливе Скагеррак, на внешнем рейде порта Киля, юго-западнее порта Лиепая и северо-восточнее острова Бронхольм.

Значительное количество затопленных боеприпасов относится к химическому оружию. Структуру трофейного немецкого химического оружия, затопленного в Балтийском море, составляли артиллерийские снаряды, мины, фугасы, дымовые шашки, дымовые гранаты, авиационные бомбы и емкости (бочки, барабаны, контейнеры и банки), снаряженные отравляющими веществами (ОВ) кожно-нарывного действия (иприт), мышьяк-содержащими веществами (адамсит, «арсениновое масло»), ОВ раздражающего действия (хлорацетофенон) и др.

Для оценки состояния корпусов затопленных боеприпасов были проведены лабораторные испытания металлических материалов (сталей), близких по характеристикам к маркам металлов, из которых были изготовлены корпуса немецких трофейных химических боеприпасов и емкостей [2].

Лабораторные испытания показали, что процесс разрушения корпусов боеприпасов и емкостей в морской воде протекает в основном по электрохимическому механизму и на глубине ниже 2 м скорость коррозии составляет порядка 0,05—1,1 мм/год. С увеличением времени пребывания испытуемых материалов в морской воде скорость коррозии уменьшается. При этом быстрое снижение скорости коррозии наблюдается в начальный период времени, затем изменение скорости становится не столь значительным [3].

Наряду с общей коррозией материалов в морской воде протекает местная коррозия (щелевая, контактная). Причинами возможного возникновения местной коррозии боеприпасов в морской воде могут быть наличие пустот, трещин, примесей, неметаллических включений в кристаллической структуре металла, а также механических напряжений при воздействии внешнего (глубинного) давления уплотняющих элементов конструкции боеприпасов, отслаивание защитных покрытий, обрастание поверхностей микроорганизмами, осаждение на поверхности частиц песка, грязи и т. д.

Полученные результаты исследований коррозии сталей в морской воде были положены в основу прогноза состояния корпусов химических боеприпасов и емкостей, затопленных в Балтийском и Северном морях в послевоенный период.

Во времени для всех типов боеприпасов можно выделить [2] три периода разгерметизации: начальный, стационарный и конечный. Для начального и конечного периодов скорости разгерметизации не одинаковы. Скорость разгерметизации в начальный период возрастает, а в конечный период уменьшается. Это, по видимому, обусловлено тем, что в начальный период корпуса затопленных химических боеприпасов еще не покрыты продуктами коррозии, что обеспечивает максимальный подвод кислорода к корродирующей поверхности, а следовательно, и максимальную скорость коррозии. Следует ожидать, что в реальных условиях нахождения боеприпасов, например, в Балтийском море скорость коррозии уменьшается, так как с течением времени корпуса химических боеприпасов покрываются продуктами коррозии, донными отложениями, илом, слоями биоорганизмов, что значительно уменьшит диффузию кислорода к корродирующей поверхности и приведет в конечном итоге к уменьшению скорости коррозии.

Результаты лабораторных исследований позволяют полагать, что к настоящему времени толщина стенок корпусов боеприпасов и емкостей в среднем примерно на 2—3 мм меньше их первоначальной толщины. В наиболее критическом состоянии могут оказаться тонкостенные емкости с ОВ и авиабомбы. Многие затопленные емкости и боеприпасы могут быть разгерметизированы и работы по подъему нельзя проводить из-за их аварийного состояния.

При контакте корпусов боеприпасов и емкостей с морской водой они будут подвергаться коррозии, постепенно разрушаясь. Поверхность корпусов с течением времени покрывается продуктами коррозии, донными отложениями, илом, что приводит к установлению стационарной скорости общей коррозии, не исключая возможности проявления местной коррозии. Поскольку скорости местной коррозии примерно в 3—5 раз превышают [2] скорость общей коррозии, можно пред-

положить, что первопричиной разгерметизации корпусов химических боеприпасов и емкостей является образование на их поверхности точечных отверстий [2, 3] .

Скорость поступления ОВ в морскую воду определяется площадью образующихся отверстий и толщиной диффузионного слоя, складывающейся из толщины стенки емкости (корпуса боеприпаса), толщины слоя продуктов коррозии и слоя донных отложений. Процесс поступления ОВ в морскую воду продолжается до тех пор, пока не наступит разрушение корпусов химических боеприпасов и емкостей, и основная масса ОВ, оставшаяся в них, целиком окажется на морском дне.

В момент разгерметизации морская вода поступает внутрь корпусов химических боеприпасов и емкостей через образовавшиеся в результате коррозии: отверстия за счет разности давлений. После выравнивания давлений внутри и снаружи корпусов химических боеприпасов и емкостей начнется процесс поступления ОВ в морскую воду через эти отверстия по механизму молекулярной диффузии. По мере высвобождения ОВ из прокорродировавших боеприпасов и емкостей они частично растворяются в морской воде. Растворенная часть ОВ подвергается гидролизу, нерастворившаяся часть ЭВ поглощается (впитывается) в донный грунт, придонные слои и распределяется по поверхности морского дна. С течением времени на поверхности высвободившихся из прокорродировавших корпусов боеприпасов и емкостей как жидких, так и твердых ОВ, образуется донный осадок, который замедляет процессы физико-химического взаимодействия ОВ с морской водой. В создавшихся условиях поступление ОВ в морскую воду происходит путем их диффузии через слой донного осадка.

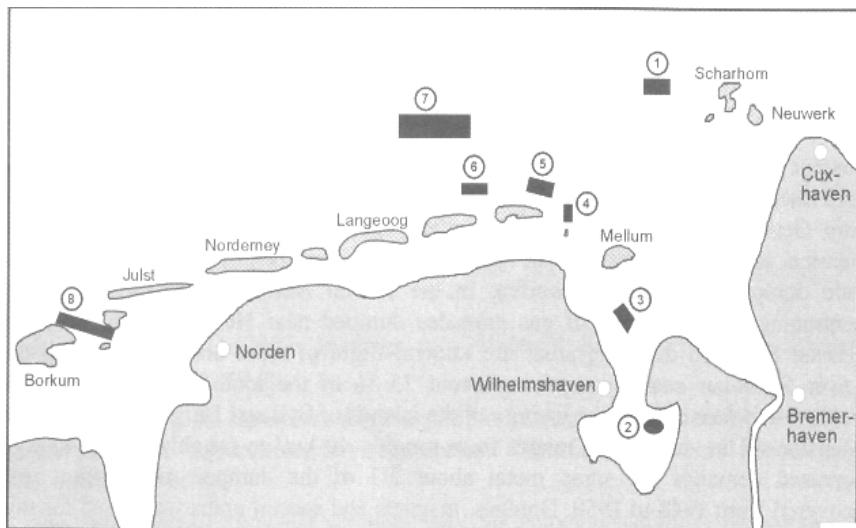


Рис. 1. Районы сброса отходов боеприпасов на Нижнем Саксонском побережье по [8].

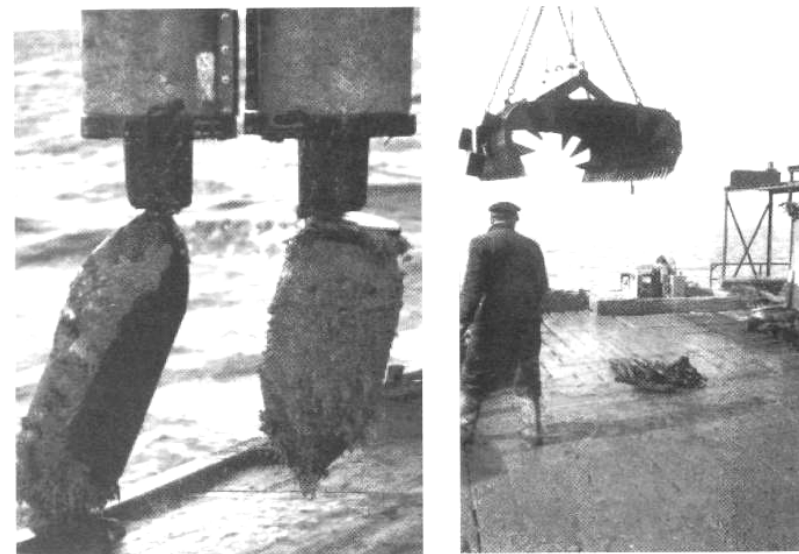


Рис. 2. Устройства для подъема боеприпасов: слева электромагнит, справа захват по [9].



Рис. 3. Поднятые боеприпасы на берегу по [9].

Важно отметить, что в Северном море сбрасываемый материал в большей мере чем в Балтийском море являлся обычными боеприпасами всех калибров (от винтовочных обойм до гранат и бомб).

Обычные боеприпасы состоят, помимо взрывчатого материала, почти полностью из металла, ценного для послевоенного индустриального производства. Та-

ким образом, индустриальное использование различных металлов стало коммерческой альтернативой захоронению. Это преимущество впервые было осознано американцами, которые остановили сброс боеприпасов в море осенью 1946 г. и в дальнейшем начали участвовать в переработке корпусов и оболочек боеприпасов.



Рис. 4. Коррозия корпусов артиллерийских снарядов, извлеченных с морского дна по [9].



Рис. 5. Коррозия корпусов гранат по [9].

Для подъема уже сброшенных на дно боеприпасов использовались противоторпедные сети, драги, электромагниты и специальные захваты (рис. 2). Магниты позволяли доставать боеприпасы, которые уже были покрыты песком толщиной до 1.5 м. Поднятые боеприпасы хранились на берегу до апреля 1958 г. (рис. 3).

За указанное выше время было подготовлено для переработки приблизительно 50 000 тонн боеприпасов, что обеспечило в целом получение около 2500 тонн соединений, не содержащих железа (вольфрам, медь, латунь, олово, свинец, алюминий, цинк), 38 000 тонн металлолома и более чем 900 тонн тротила для промышленности. [9].

При поисках боеприпасов на дне моря в последние годы используются сонары бокового обзора. Наряду с ними используются и магнитометры, измеряющие вертикальный градиент аномального магнитного поля и позволяющие обнаруживать металлические корпуса боеприпасов, захороненных в осадках (рис.7). Результаты исследований указывают, на то, что во многих районах боеприпасы теперь покрыты осадками мощностью 0.5 - 2 м. Что было подтверждено исследованием донных отложений грунтовыми трубками.

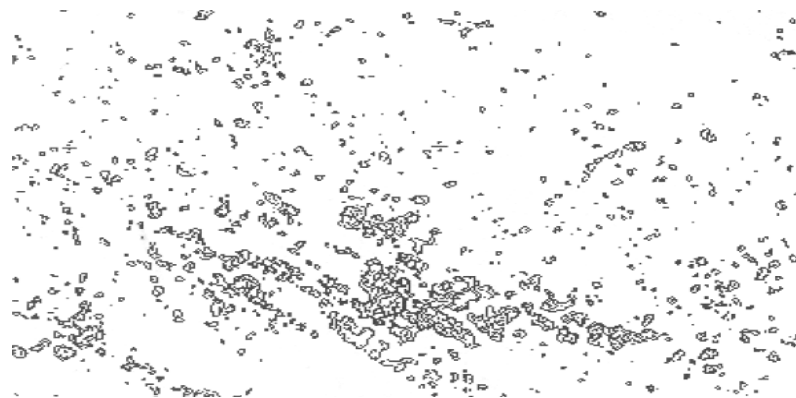


Рис. 6. Мозаика аномалий вертикального градиента магнитного поля в районе сброса боеприпасов № 7 (см. рис. 1) по [9].

В Балтийском море существенная часть захоронений представлена боеприпасами, содержащими отравляющие вещества (ОВ). При попадании в придонные слои микроорганизмов и бентоса эти ОВ подвергаются метаболическим превращениям, в ходе которых образуются органические и неорганические соединения трех- и пятивалентного мышьяка в виде комплексов с белками и другими биологически активными соединениями [2]. В результате придонные слои микроорганизмов и бентоса, которые покрывают стенки боеприпасов, представляют собой опасную пищу для других звеньев экологической цепочки Балтийского и Северного морей.

Согласно лабораторным испытаниям и прогнозам [2], время разгерметизации оболочек боеприпасов охватывает период продолжительностью от 8 до 390 лет, поэтому существует реальная опасность поступления токсичных материалов в море наряду с поступлением загрязняющих веществ антропогенного происхождения и промышленно-бытовых стоков. Нельзя исключать, что в процессе коррозии снарядов или контейнеров, взрывчатые и токсичные вещества могут попасть в осадки и придонные воды. Это может негативно сказаться на донной фауне и дальнейшей цепи питания моллюсков и рыб. Наиболее серьезная опасность для экологии в настоящее время может возникнуть, если боеприпасы (и в первую очередь, снаряды, содержащие химические отравляющие вещества) будут подниматься тралами судов в процессе добычи рыб и моллюсков.

Литература

1. Балтийское море. В кн.: «Обзор экологического состояния морей Российской Федерации и отдельных районов Мирового океана за 1991 г.». Под ред. Ю. А. Израэля и А. В. Цыбань. М.: изд. РАН, 1992.
2. Васильев И.А., Горлов В.Г., Евстафьев И.Б. и др. Оценка потенциальной опасности затопленного трофейного немецкого химического оружия в Балтийском море // Российский химический журнал. 1994. Т. 38. №2. С.112-116.
3. Герлах С. А. Загрязнение морей. Диагноз и терапия. Пер. с англ. Под ред. В. В. Голосова. Л.: Наука, 1985.
4. Groehler O. Der lautlose tod, Verlag der Nation, Berlin MV, 1984. Haas R., Kopez P. Bestandsaufnahme von Rustungsalblastverdrachts-standorten in der Bundesrepublik Deutschland, Band 1 // Bericht. Umweltbundes-amt, 1996. V. 25, 292 p.
5. Gorlov V., Evstafyev I., Kholstov V., Lazarev S. Complex Analysis of the Hazard Related to the Captured German Chemical Weapon Dumped in Baltic Sea. national report of the Russian Federation, Helcom chemu 2/2/1 1993.
6. Hollmann B., Schuller D. Okotoxikologische Bewertung Rustungsalblasten .Munitions-versenkungsgebiete in der Nordsee // Rep. ARSU. 1993. P. 1-129.
7. Kulturtechnik. Bericht zur Erfassung und Erkundung der Rustungsalblasten in der Nordsee. 1990. P. 1-118.
8. Liebezeit G. Dumping and re-occurrence of ammunition on the German North Sea coast // Chemical munition dump sites in coastal environments. Brussels. 2002. P. 13-26.
9. Rapsch H., Fischer U. Munition im Fischernetz. Altlasten in der Deutschen Bucht. // Isensee Verlag, Oldenburg 2000, 80 p.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЛАЗЕРНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ЧЕРЕЗ ТУРБУЛЕНТНУЮ АТМОСФЕРУ

Шугаев Ф.В., Терентьев Е.Н., Штеменко Л.С.

Московский Государственный Университет им. М. В. Ломоносова,

Физический факультет

Полная система уравнений Навье-Стокса и метод параболического уравнения использованы для моделирования турбулентности среды и распространения лазерного излучения в ней. Разработан метод компенсации искажений лазерного пятна, вызванных турбулентностью. Метод найдет применение для компенсации атмосферных искажений в современных телескопах по сигналам с оптимизированных сенсоров волнового фронта.

Введение

Турбулентные течения широко распространены в природе и технике и играют определяющую роль во многих процессах, начиная от образования галактик и кончая циркуляцией крови в организме человека.

Начало исследованиям турбулентности положила работа Рейнольдса. Термин «турбулентность» был введен Кельвином. Турбулентностью занимались многие выдающиеся ученые. Тем не менее, до сих пор отсутствует адекватное описание турбулентности.

Каковы характерные черты турбулентности? Это, во-первых, невоспроизводимость, иными словами, сильная зависимость параметров течения от начальных и граничных условий (отмечено Бэтчелором [1]); во-вторых, наличие многочисленных вихрей и их взаимодействие, порождающее интенсивное акустическое поле. Благодаря этому параметры среды испытывают нерегулярные пульсации.

Современные представления о возникновении турбулентности таковы. При некоторых условиях происходит потеря устойчивости течения и спонтанно (без внешнего воздействия) возникают вихревые структуры (вихревые трубки и вихревые кольца). При этом происходит переход энергии от крупных вихрей к мелким. В полностью развитой турбулентности в ряде случаев наблюдаются также крупномасштабные структуры на фоне мелкомасштабной турбулентности. В сильно анизотропном течении в ряде случаев может происходить передача энергии от мелких масштабов к более крупным.

Отметим два приближенных подхода к описанию турбулентности, популярных в настоящее время. Это теория подобия Колмогорова [2], позволившая получить вид структурной функции турбулентных пульсаций, а также закон распределения энергии пульсаций по волновым числам. Второй подход – метод крупных вихрей (Large Eddy Simulation [3]).

В настоящее время большинство исследователей считает, что все свойства турбулентного течения могут быть получены из уравнений Навье-Стокса без при-

влечения каких-либо гипотез. При этом стохастизация реализуется за счет граничных условий либо начальных данных, а затем производится усреднение по полуженным решениям.

Для решения используются конечно-разностные схемы. Эти методы объединены под названием прямого численного моделирования (Direct Numerical Simulation [4]). Таким путем впервые теоретически была обнаружена неустойчивость течения в круглой трубе [5], экспериментально исследованная Рейнольдсом. Предыдущие попытки обнаружить неустойчивость этого течения с помощью линейного анализа не привели к успеху.

Однако разностные методы позволяют решать на современных компьютерах задачи, в которых число Re не превосходит по порядку 10^4 . Между тем развивающаяся турбулентность возникает при $Re = 10^5 - 10^6$. В природных явлениях в атмосфере Земли число Re достигает 10^9 , а в процессах на Солнце 10^{13} . Таким образом, возникает потребность построения решения уравнений Навье-Стокса методом, альтернативным конечно-разностным схемам.

Ниже рассматривается газ, коэффициенты вязкости и теплопроводности которого зависят от температуры по степенному закону ($\mu = \mu_0 (T/T_0)^{0.75}$, $\lambda = \lambda_0 (T/T_0)^{0.75}$). Строится решение уравнений Навье-Стокса, приводятся статистические характеристики однородной изотропной турбулентности и дается сравнение с экспериментом.

О решении полной системы уравнений Навье-Стокса

Уравнения Навье-Стокса представляют собой параболическую систему, коэффициенты при старших производных зависят от неизвестных функций:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Omega_i}{\partial t} &= \frac{T^{0.75}}{\rho} \Delta \Omega_i - s \Omega_i + g^{mk} \frac{\partial v_i}{\partial u^m} \Omega_k + \psi_{1i}, \\ \frac{\partial s}{\partial t} &= \frac{4 T^{0.75}}{3 \rho} \Delta s + \psi_2, \\ \frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{\gamma T^{0.75}}{Pr \rho} \Delta T - (\gamma - 1) s T + \psi_3, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\vec{\Omega} = rot \vec{v}, \quad s = div \vec{v}, \quad \Delta = \frac{1}{\sqrt{g}} \frac{\partial (\sqrt{g} g^{ik} \partial / \partial u^k)}{\partial u^i}, \quad g = \det g_{ik},$$

$$\rho(\vec{u}, t) = \exp \left(- \int_0^t s(\vec{u}, \tau) d\tau \right), \quad x^m(\vec{u}, t) = u^m + \int_0^t v^m(\vec{u}, \tau) d\tau.$$

Величины $\psi_{1i}, \psi_2, \psi_3$ даны ранее [6].

Здесь ρ - плотность, \vec{v} - скорость, T - температура, u^i - лагранжевы переменные, t - время, $Pr = \mu_0 C_p / \lambda_0$ - число Прандтля, C_p - теплоемкость при постоянном давлении, γ - показатель адиабаты, g_{ik} - ковариантные компоненты метрического тензора, все величины даны в безразмерном виде. Характерная длина равна $l_0 = v_0 / c_0$, характерное время - $t_0 = v_0 / c_0^2$. Величина V есть кинематическая вязкость, c - скорость звука. Индекс «0» относится к исходному состоянию. Скорость \vec{v} определяется по значениям величин $\vec{\Omega}, s$:

$$\tilde{v}_j = \frac{i}{k^2} \left(\varepsilon_{jkm} k_s \tilde{\Omega}_m - k_j \tilde{s} \right)$$

Здесь \vec{k} - волновой вектор, ε_{jkm} - перестановочный тензор, тильда относится к Фурье-образу соответствующей величины. Для учета конвекции в поле силы тяжести к вертикальной компоненте скорости необходимо добавить член $\vec{g}t$, где \vec{g} - ускорение свободного падения.

Задача Коши для линейной параболической системы (коэффициенты при производных зависят от координат и времени) рассмотрена в монографиях [7,8]. При этом использовано фундаментальное решение системы. В нашем случае для решения нелинейной параболической системы применен метод итераций. При создании итерационной схемы мы использовали два момента: процедуру построения фундаментального решения [7] и квазилинейность рассматриваемых уравнений относительно старших производных. Если n -ая итерация известна, тогда нахождение $(n+1)$ -ой итерации сводится к решению системы, в которой коэффициенты при старших производных зависят от функций, соответствующих n -ой итерации. В качестве первой итерации берется решение линейной системы, представимое в аналитическом виде.

Решения линеаризованной системы уравнений Навье-Стокса

Остановимся на некоторых особенностях решения линейной системы:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \rho}{\partial t} &= -s, \\ \frac{\partial \tilde{\Omega}}{\partial t} &= \Delta \tilde{\Omega}, \\ \frac{\partial s}{\partial t} &= -\frac{1}{\gamma} \Delta \rho - \frac{1}{\gamma} \Delta T + \frac{4}{3} \Delta s, \\ \frac{\partial T}{\partial t} &= -(\gamma - 1)s + \frac{\gamma}{Pr} \Delta T.\end{aligned}$$

Начальные значения функций \tilde{s} , $\tilde{\Omega}_i$ задаются степенными функциями:

$$\tilde{s}(\vec{k}, 0) = a_{jlm} k_1^{\alpha_j} k_2^{\alpha_l} k_3^{\alpha_m}, \quad \alpha_j + \alpha_l + \alpha_m = n, \quad n = 0, 1, 2, \dots, N,$$

$$\tilde{\Omega}_i(\vec{k}, 0) = b_{jlm}^{(i)} k_1^{\beta_j} k_2^{\beta_l} k_3^{\beta_m}, \quad \beta_j + \beta_l + \beta_m = n, \quad n = 0, 1, 2, \dots, N_1.$$

Здесь a_{jlm} , $b_{jlm}^{(i)}$ - случайные величины с гауссовым законом распределения. Температура и плотность в начальный момент постоянны.

Решение имеет вид

$$\begin{aligned}\tilde{s}(\vec{k}, t) &= C_1 e^{\sigma_1 t} + C_2 e^{\sigma_2 t} \cos \omega t + C_3 e^{\sigma_2 t} \sin \omega t, \\ \tilde{T}(\vec{k}, t) &= C_1 \left(\gamma \left(\frac{\sigma_1}{k^2} + \frac{4}{3} \right) + \frac{1}{\sigma_1} \right) e^{\sigma_1 t} \\ &\quad + \left(\gamma \frac{\sigma_2 C_2 + \omega C_3}{k^2} + \frac{\sigma_2 C_2 - \omega C_3}{\omega^2 + \sigma_2^2} + \frac{4}{3} \gamma C_2 \right) e^{\sigma_2 t} \cos \omega t\end{aligned}$$

$$+ \left(\gamma \frac{\sigma_2 C_3 - \omega C_2}{k^2} + \frac{\omega C_2 + \sigma_2 C_3}{\omega^2 + \sigma_2^2} + \frac{4}{3} \gamma C_3 \right) e^{\sigma_2 t} \sin \omega t,$$

$$C_1 = -\frac{2\sigma_1 \left(\sigma_2 + \frac{2}{3} k^2 \right)}{z} \tilde{s}(\vec{k}, 0),$$

$$C_2 = \frac{\omega^2 + \sigma_2^2 + \sigma_1 \left(\sigma_1 + \frac{4}{3} k^2 \right)}{z} \tilde{s}(\vec{k}, 0),$$

$$C_3 = \frac{\sigma_1 \sigma_2 \left(\sigma_1 + \frac{4}{3} k^2 \right) - (\omega^2 + \sigma_2^2) \left(\sigma_2 + \frac{4}{3} k^2 \right)}{\omega z} \tilde{s}(\vec{k}, 0),$$

$$z = \omega^2 + (\sigma_1 - \sigma_2)^2, \quad \omega = \omega(k), \quad \sigma_1 = \sigma_1(k), \quad \sigma_2 = \sigma_2(k),$$

$$\tilde{\Omega}_i(\vec{k}, t) = \tilde{\Omega}_i(\vec{k}, 0) \exp(-k^2 t).$$

Для нахождения решения в физическом пространстве необходимо выполнить обратное преобразование Фурье.

Осциллирующее решение, представляющее интерес для моделирования турбулентных пульсаций, существует лишь в определенном интервале волновых чисел $0 \leq k \leq k_*$, $k_* \approx 1$ для воздуха. Дисперсионная кривая имеет две ветви (рис. 1). Мы используем в своих расчетах только ту ветвь, которая соответствует меньшим значениям коэффициента затухания.

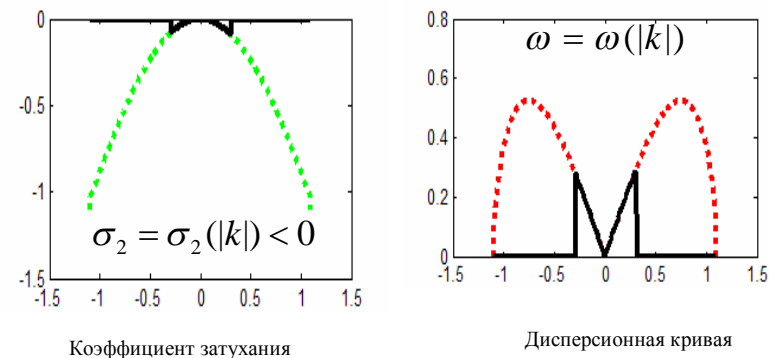


Рис.1. Осциллирующее решение линейной системы

Итерационная процедура для полной системы уравнений Навье-Стокса

Для примера рассмотрим третье уравнение системы (1). Считаем, что n – а итерация $T^{(n)}$ известна. Тогда для нахождения $(n + 1)$ – ой итерации имеем

$$\frac{\partial T^{(n+1)}}{\partial t} = \frac{\gamma}{Pr} \frac{(T^{(n)})^{0.75}}{\rho^{(n)}} \Delta T^{(n+1)} - (\gamma - 1) s^{(n)} T^{(n+1)} + \psi_3(s^{(n)}, \Omega_i^{(n)}, T^{(n)}).$$

Фундаментальное решение этого уравнения таково

$$E^{(n)}(\bar{u}, t; \bar{\xi}, \tau) = Y^{(n)}(\bar{u}, t; \bar{\xi}, \tau) + \int_{\tau}^t d\sigma \iiint Y^{(n)}(\bar{u}, t; \bar{\eta}, \sigma) \Phi^{(n)}(\bar{\eta}, \sigma; \bar{\xi}, \tau) d\bar{\eta},$$

$$\Phi^{(n)}(\bar{u}, t; \bar{\xi}, \tau) = \sum_{m=1}^{\infty} L_m \{ Y^{(n)}(\bar{u}, t; \bar{\xi}, \tau) \},$$

$$L_1 \{ Y^{(n)}(\bar{u}, t; \bar{y}, \sigma) \} = \frac{\gamma}{Pr} \left\{ \frac{\lambda^{(n)}(\bar{u}, t)}{\rho^{(n)}(\bar{u}, t)} g^{ij(n)}(\bar{u}, t) - \frac{\lambda^{(n)}(\bar{y}, \sigma)}{\rho^{(n)}(\bar{y}, \sigma)} g^{ij(n)}(\bar{y}, \sigma) \right\} \frac{\partial^2 Y^{(n)}(\bar{u}, t; \bar{y}, \sigma)}{\partial u^i \partial u^j} - g^{ij(n)}(\bar{u}, t) \Gamma_{ij}^{k(n)}(\bar{u}, t) \frac{\partial}{\partial u^k} Y^{(n)}(\bar{u}, t; \bar{y}, \sigma) - (\gamma - 1) s^{(n)}(\bar{u}, t) Y^{(n)}(\bar{u}, t; \bar{y}, \sigma),$$

$$L_{m+1} \{ Y^{(n)}(\bar{u}, t; \bar{\xi}, \tau) \} = \int_{\tau}^t d\sigma \iiint L_1 \{ Y^{(n)}(\bar{u}, t; \bar{y}, \sigma) \} L_m \{ Y^{(n)}(\bar{y}, \sigma; \bar{\xi}, \tau) \} d\bar{y},$$

$$Y^{(n)}(\bar{u}, t; \bar{\xi}, \tau) = \frac{1}{8} \left(\frac{Pr}{\pi\gamma} \right)^{3/2} \frac{\{ \rho^{(n)}(\bar{\xi}, \tau) \}^{3/2}}{\{ \mu^{(n)}(\bar{\xi}, \tau) \}^{3/2} (t - \tau)^{3/2}} \exp \left\{ - \frac{Pr \rho^{(n)}(\bar{\xi}, \tau)}{4\gamma(t - \tau) \mu^{(n)}(\bar{\xi}, \tau)} g_{ij}^{(n)}(\bar{\xi}, \tau) (u^i - \xi^i) (u^j - \xi^j) \right\}.$$

Распределение температуры, соответствующее $(n + 1)$ – ой итерации, представимо в виде

$$T^{(n+1)}(\bar{u}, t) = \iiint Y^{(n)}(\bar{u}, t; \bar{\xi}, 0) T(\bar{\xi}, 0) d\bar{\xi} + \int_0^t d\tau \iiint Y^{(n)}(\bar{u}, t; \bar{\xi}, \tau) \psi_3^{(n)}(\bar{\xi}, \tau) d\bar{\xi}.$$

Аналогичные формулы можно написать для функций Ω_i, s .

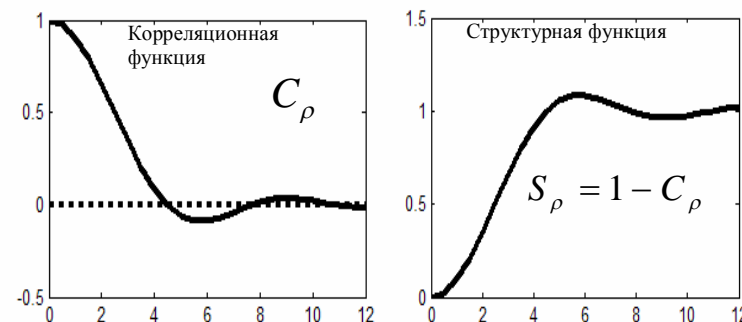


Рис. 2. Характеристики однородной изотропной турбулентности

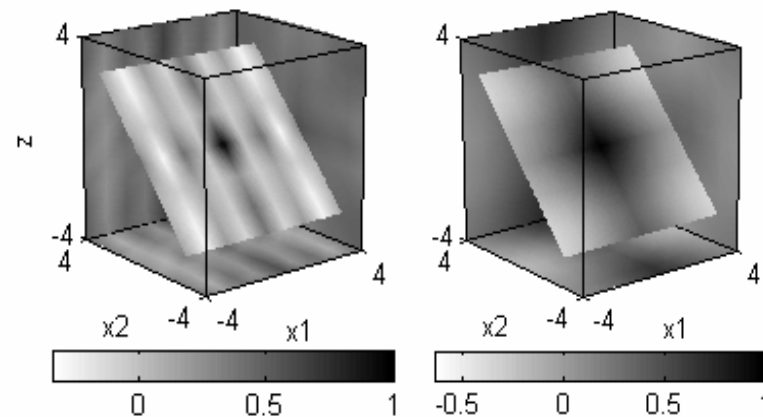


Рис. 3. Неизотропная турбулентность. Эволюция корреляционных функций.

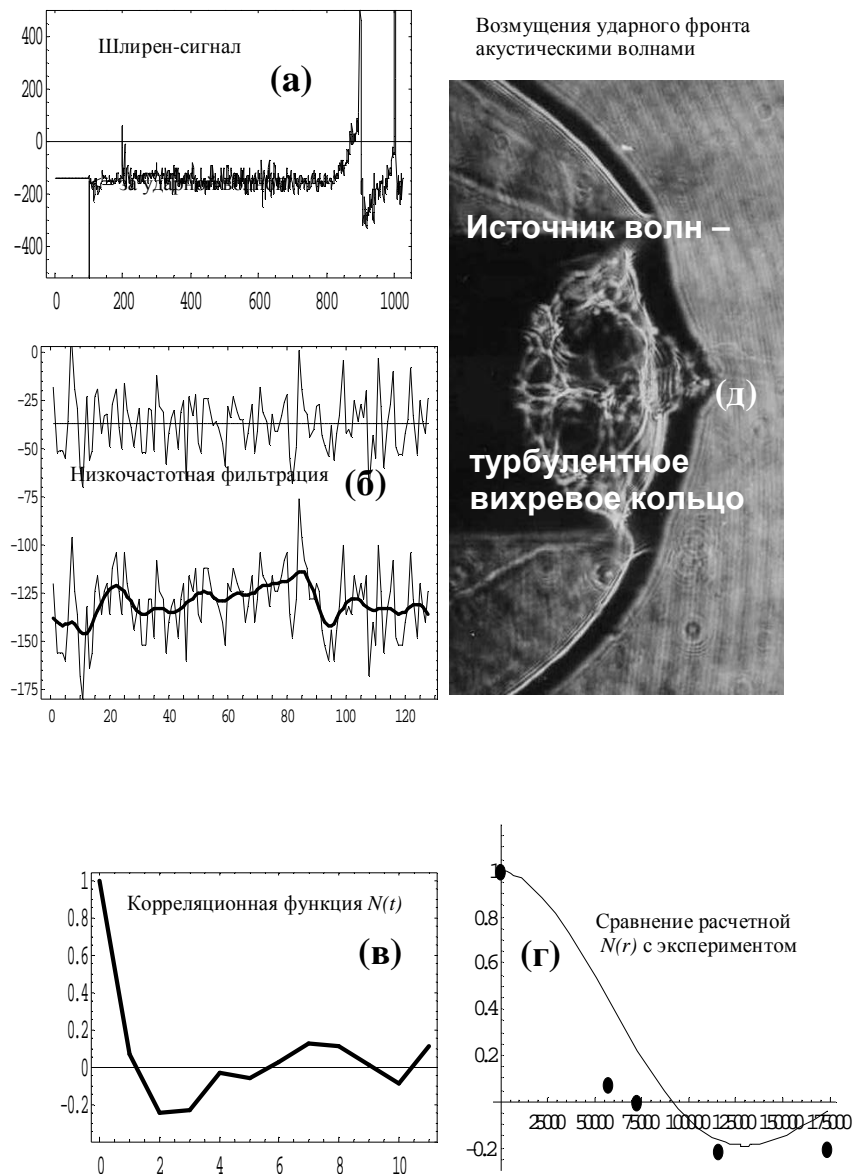


Рис. 4. Турбулентное сверхзвуковое течение в ударной трубе

Статистические характеристики турбулентности

На рис. 2 представлены расчетные значения корреляционной и структурной функций для однородной изотропной турбулентности. По оси абсцисс отложено расстояние. Расчет проводился для первой и второй итерации. Результаты качественно совпадают друг с другом.

На рис. 3 изображены значения *ЗМерных* корреляционных функций для не-изотропной турбулентности для двух моментов времени.

Рис. 4 содержит экспериментальные данные, относящиеся к турбулентному течению в ударной трубе за ударной волной. В качестве турбулизатора использовалась сетка.

Следует отметить, что турбулентность, созданная сеткой, в максимальной степени близка к однородной изотропной. Пульсации плотности регистрировались с помощью лазерной шлирен-методики. На рис 4. показан шлирен-сигнал (а), сигнал, в котором отфильтрованы низкие частоты (б), корреляционная функция, определенная из экспериментов (в), сравнение экспериментальных и расчетных значений для корреляционной функции (г). Как видно, масштаб турбулентности, рассчитанный по уравнениям Навье-Стокса, хорошо согласуется с измеренным значением.

Теневой снимок (д) показывает взаимодействие с ударной волной акустического излучения, порожденного вихревой крупномасштабной структурой.

Распространение лазерного излучения в турбулентной среде

Волновое уравнение в скалярном случае имеет вид $\Delta E - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} = 0$,

где C - скорость света, а $E(x_1, x_2, z, t, \tau) = u(x_1, x_2, z, \tau) \exp(i\omega t)$ или

$$\Delta u + k^2 n^2 u = 0, \text{ где } k - \text{ волновое число, } n - \text{ показатель преломления.}$$

Ось Z совпадает с направлением лазерного излучения. Сделаем замену

$$u(x_1, x_2, z, \tau) = w(x_1, x_2, z, \tau) \exp(ikz), \quad n(x_1, x_2, z, \tau) = 1 + \delta n(x_1, x_2, z, \tau),$$

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \ll k \frac{\partial w}{\partial z}, \quad \delta n(x_1, x_2, z, \tau) \ll 1. \quad (2)$$

Его решение представимо в виде

$$w(x_1, x_2, z, \tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} d\xi_1 \int_{-\infty}^{+\infty} \Gamma(x_1, x_2, z; \xi_1, \xi_2; \tau) \varphi(\xi_1, \xi_2, z_0) d\xi_2, \text{ где}$$

$$\Gamma(x_1, x_2, z; \xi_1, \xi_2; \tau) = Y(x_1, x_2, z; \xi_1, \xi_2, 0) +$$

$$+ \int_0^z d\sigma \int_{-\infty}^{+\infty} d\eta_1 \int_{-\infty}^{+\infty} Y(x_1, x_2, z; \eta_1, \eta_2, \sigma) \Phi(\eta_1, \eta_2, \sigma; \xi_1, \xi_2; \tau) d\eta_2.$$

Функция Φ есть решение интегрального уравнения типа Вольтерра:

$$\Phi(\eta_1, \eta_2, \sigma; \xi_1, \xi_2; \tau) = LY(\eta_1, \eta_2, \sigma; \xi_1, \xi_2, 0; \tau) + \int_0^\sigma d\zeta \int_{-\infty}^{+\infty} dy_1 \int_{-\infty}^{+\infty} LY(\eta_1, \eta_2, \sigma; y_1, y_2, \zeta; \tau) \Phi(y_1, y_2, \zeta; \xi_1, \xi_2; \tau) dy_2,$$

$$Y(x_1, x_2, z; \xi_1, \xi_2, \sigma) = -\frac{ik}{2\pi(z-\sigma)} \exp\left\{\frac{ik\{(x_1-\xi_1)^2 + (x_2-\xi_2)^2\}}{2(z-\sigma)}\right\}$$

$$LY(x_1, x_2, z; y_1, y_2, \sigma; \tau) = ik \delta n(x_1, x_2, z, \tau) Y(x_1, x_2, z; y_1, y_2, \sigma).$$

Функция $\Phi(x_1, x_2, z; \xi_1, \xi_2; \tau) = \sum L_m Y(x_1, x_2, z; \xi_1, \xi_2, 0; \tau)$,

$$L_1 Y = LY, \quad L_{m+1} Y(x_1, x_2, z; \xi_1, \xi_2, 0; \tau) = \int_0^z d\sigma \int_{-\infty}^{+\infty} dy_1 \int_{-\infty}^{+\infty} LY(x_1, x_2, z; y_1, y_2, \sigma; \tau) L_m Y(y_1, y_2, \sigma; \xi_1, \xi_2, 0; \tau) dy_2.$$

Для гауссова пучка:

$$\varphi(x_1, x_2, z_0) = \frac{1}{1+i\alpha z_0} \exp\left\{-0.5 \frac{\alpha k}{1+i\alpha z_0} (x_1^2 + x_2^2)\right\}, \quad \alpha = \frac{2}{k r_0^2}.$$

Разрешающие функции для ФРТ и изображений объекта, фактор шума и точность разрешения.

Разрешающая функция R для Функции Рассеяния Точки (ФРТ) O определяется из вариационной задачи [9]:

$$\inf_R \left\{ \|R*O - \delta\|_{\square}^2 + \|R*v\|_{\square}^2 \leq \varepsilon \right\},$$

решение которой есть

$$R = R(O) = (O*O + w\delta)^{-1} * O.$$

Аналогично получается разрешающая функция для изображения

$$R = R(T) = (T*T + w\delta)^{-1} * T.$$

Для изображения объекта T индикаторная функция IF есть:

$$IF(T) = R(T) * T,$$

В идеальном случае мы имеем равенство $IF() = \delta(r - r_0)$ где индикаторной функцией является символ Кронекера, равный единице в точке r_0 .

Введем два понятия: фактор шума: $NF = \|R()\|$ и точность разрешения: $AI = \max IF()$.

Множество пар $Y = NF$ и $X = AI$ определяют характеристику разрешения объекта T .

Характеристики нужны для выделения тех областей, где практически реализуется данный метод (рис. 7).

В силу того, что $R*T = T*R = IF$, объект T является разрешающей функцией для R с той же самой точностью, но с другим фактором шума, равным $NF = \|T()\|$.

По сути, такая перестановка символов R и T является математической основой решения задачи фокусировки через среду, если известно ее искажающее влияние (рис. 7). С помощью деформируемых зеркал в излучение лазера вносятся искажения, которые устраняются при прохождении излучения через турбулентную среду.

Обсуждение методов и результатов моделирования

В основе математического моделирования лежит новый математический результат, который позволил реализовать операции теории поля в дискретном случае. На рис. 6 демонстрируются использованные в моделировании операции *rot*, *div*, *grad* в дискретной теории поля вместе со сверткой *.

Линеаризованные уравнения Навье-Стокса просты и просчитываются полностью. Итерационные схемы в нелинейном случае рассмотрены выше.

Для моделирования искажения луча лазера в среде использовался метод параболического уравнения. В параболическом уравнении влияние турбулентной среды учитывается изменяющимся коэффициентом преломления $\delta n(x_1, x_2, z, \tau)$ (2).

Представление функциональным рядом Фурье (естественно, нормировки остаются от дискретного случая) привело к тому, что параболический подход оказался эффективным.

Все это означает, что (при заданной плотности отсчетов или полосы частот) был сохранен физический смысл дифференциальных уравнений. Если требуется учесть более тонкие эффекты, то задачу моделирования следует рассматривать на более плотном множестве точек. На более плотном множестве точек будут заметны фазовые искажения, вносимые турбулентной средой, которые неустранимы идеально деформируемым зеркалом (Рис. 5). Это значит, что в характеристике размываний пятна лазера появятся ограничения на точность фокусировки из-за фазовых искажений в зависимости от состояний турбулентной среды и/или нестабильной работы лазера.

Пример искажений, которые невозможно компенсировать идеально деформируемым зеркалом.

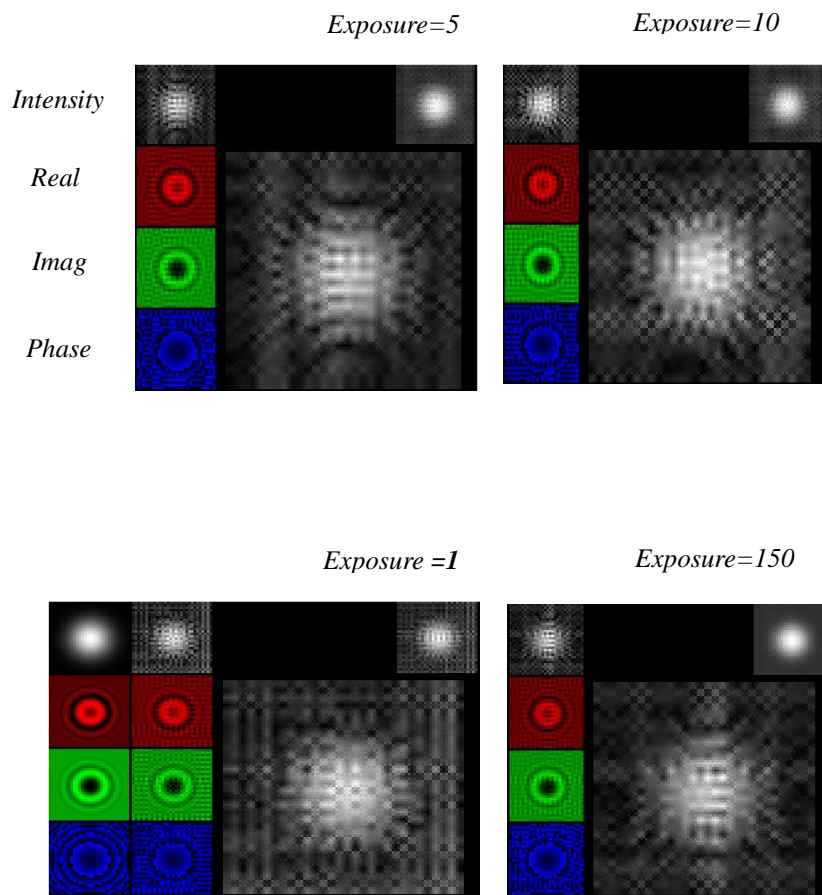
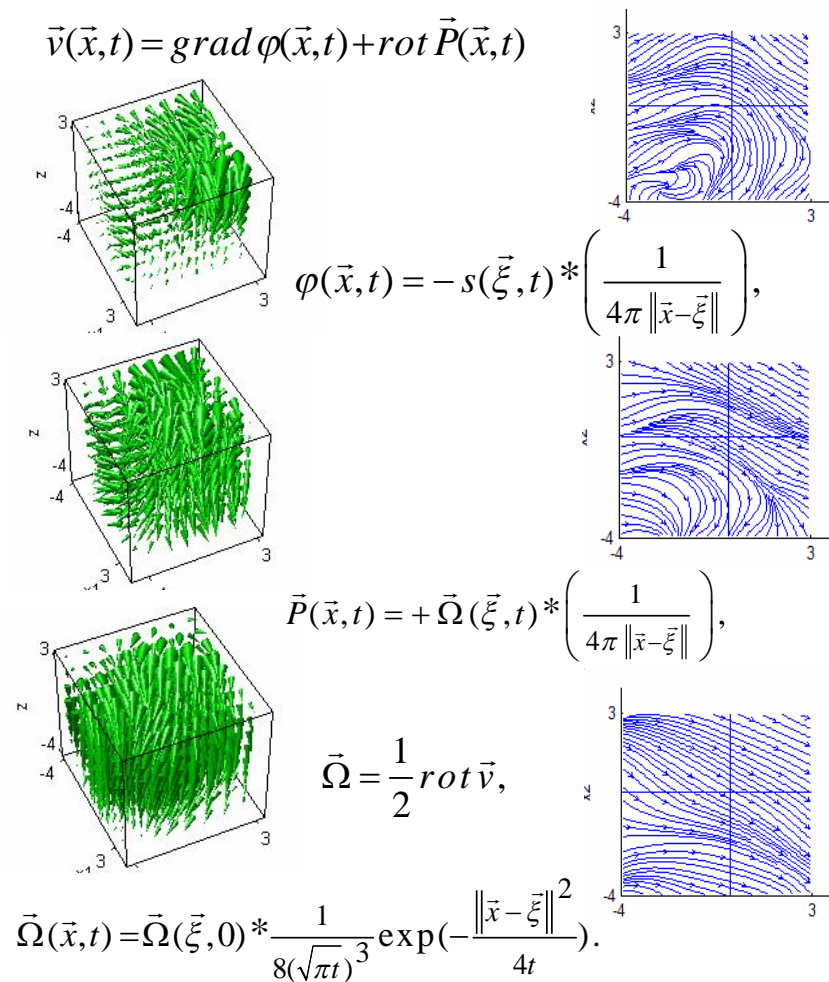


Рис. 5. Нестабильность работы лазера или фазовые искажения, вносимые средой

Применения преобразований 3М Фурье коэффициентов в операциях, связанных дифференцированием и сверткой, в дискретной теории поля.



$\vec{v}(\vec{x}, t)$

Рис. 6. Эволюция ветрового поля и линий тока в плоскости z=0 при t=1, 15, 20.

Характеристика размывания пятна лазера (деформируемыми зеркалами) для фокусировки средой в пятно с заданной точностью.

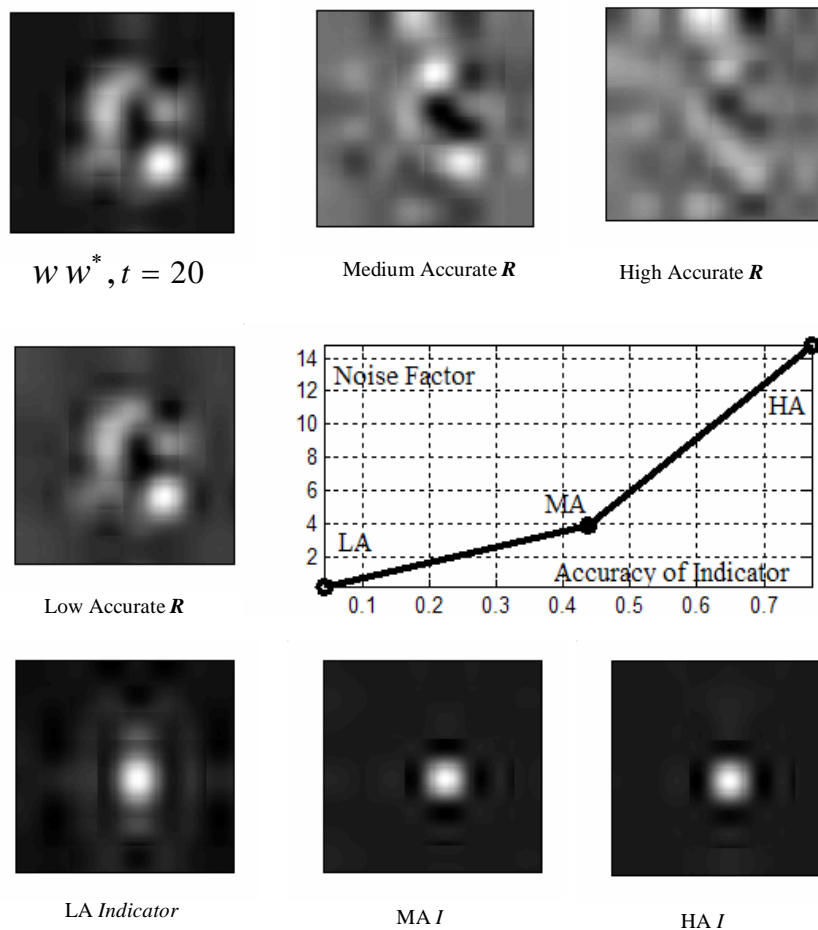


Рис. 7. Характеристика идеальных размываний луча лазера R для фокусировки средой $W W^*$ в пятно – *Indicator* с заданной точностью

Заключение

1. Разработан метод решения полной системы уравнений Навье-Стокса, не использующий конечно-разностных схем. С помощью этого метода рассчитаны характеристики однородной изотропной турбулентности.

2. Предложен новый метод точного моделирования (при заданной плотности отсчетов или полосы пространственных частот) турбулентности среды и распространения лазерного излучения в ней.

3. Решена задача компенсации искажений лазерного пятна, вызванных турбулентностью. Планируется исследование эффективности фокусировки лазерного излучения в зависимости от состояний турбулентной среды и/или реализуемых деформаций зеркал.

4. Методы могут быть применены для компенсации атмосферных искажений в современных телескопах по сигналам с оптимизированных сенсоров волнового фронта и по изображениям искусственных точечных объектов.

5. Актуальная задача фокусировки мощного лазерного излучения через турбулентную среду с учетом нелинейных эффектов (взаимодействия мощного излучения со средой) остается пока нерешенной.

Планируется моделирование с учетом нелинейных эффектов, по аналогичной схеме, в рамках метода параболического уравнения без использования конечно-разностных схем.

Литература

1. Дж. Бэтчелор. Теория однородной турбулентности. М., ИЛ, 1955..
2. А. Н. Колмогоров. Собр. Соч. ,т.2, с. 311-480,
3. M. Lesieur, O. Métais, P. Comte. Large-Eddy Simulations of Turbulence. Cambridge University Press, 2005.
4. S. Jamme, J.-B. Cazalbou, F. Torres, P. Chassaing. Direct numerical simulation of the interaction between a shock wave and various types of isotropic turbulence. Flow, Turbulence and Combustion, v. 68, pp. 227-268, 2002.
5. Н. В. Никитин. Статистические характеристики пристенной турбулентности. Мех. Жидкости и газа, №3, с. 32-43, 1996.
6. F.V. Shugaev, E. Terentiev, L. Shtemenko, O. Ignateva, "Characterization of compensation for non-uniform image distortions due to atmospheric turbulence", in *Optics in Atmospheric Propagation and Adaptive System VII*, ed. By Karin Stein, Anton Kohnle, Proc. SPIE Vol. 5981, 59810F-59810F-12 (2005).
7. А. Фридман. Уравнения с частными производными параболического типа. М., «Мир», 1968.

8. С. Д. Эйдельман. Параболические системы. М., «Наука», 1964.
9. Е.Н. Терентьев, Н.Е. Терентьев, “ФРТ, разрешающая функция, шум и величины разрешения”, Известия Академии Наук, Сер. физическая, N12, с. 1772-1775, 2001 г.
10. E.N. Terentiev, F.V. Shugaev, L. Shtemenko, O. Dokukina, O. Ignateva, “Modeling of laser beam propagation through turbulent medium”, Proc. SPIE Vol. 5793,56-67(2005).
11. Е.Н. Терентьев, Ф.В. Шугаев, Л.С. Штеменко, О.И. Докукина, О.А. Игнатьева, “Моделирование прохождения лазерного излучения через турбулентную среду”, Известия Академии Наук, Серия физическая, том 69, N12, с. 1721-1723, 2005 г.
12. F.V. Shugaev, E.N. Terentiev, L. Shtemenko, O. Dokukina, O. Ignateva, “Characterization of laser beam in turbulent atmosphere”, Proc. SPIE Vol. 5981, 127-138 (2005).
13. E.N. Terentiev, N.E. Terentiev, “Ultra-resolution and indication of objects”, Proc. SPIE Vol. 6211, 135-144 (2006).
14. E.N. Terentiev, N.E. Terentiev, “Characterization of ultra-resolution method”, Proc. SPIE Vol. 6246, 263-269 (2006).
15. E.N. Terentiev, F.V. Shugaev, L. Shtemenko, O. Dokukina, O. Ignateva, “Modeling of laser beam propagation through the whirlwind”, Proc. SPIE Vol. 6215, 86-97 (2006).
16. F.V. Shugaev, E.N. Terentiev, L. Shtemenko, O. Nikolaeva, T. Pavlova, O. Dokukina, “On the problem of beam focusing in the turbulent atmosphere”, in *Optics in Atmospheric Propagation and Adaptive System X*, ed. By Karin Stein, Anton Kohnle, Proc. SPIE Vol. 6747 (2007).

СОДЕРЖАНИЕ

стр.

Березкин М.Ю. ИССЛЕДОВАНИЯ КОНДЕНСАЦИИ ВОДЫ В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ	4
Блохина Н.С., Орданович А.Е. ОСОБЕННОСТИ ЭНЕРГООБМЕНА МЕЖДУ АТМОСФЕРОЙ И ВОДОЕМОМ В ПЕРИОД РАЗВИТИЯ ВЕСЕННЕГО ТЕРМОБАРА	9
Борисов Ю.А., Гальченко А.А., Перов С.П. СВЯЗЬ КОЛЕБАНИЙ ОЗОнового СЛОЯ ЗЕМЛИ С ПАРАМЕТРАМИ МИРОВОГО ОКЕАНА	19
Булатова Н.П. ПОИСК ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ В МИГРАЦИИ ЗОН ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ	33
Волков П.А., Гречищева Н.Ю., Кравцов В.А., Перминова И.В., Фадеев В.В. ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ НЕФТЯНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ И ГУМИНОВЫХ ВЕЩЕСТВ В ВОДЕ МЕТОДАМИ КЛАССИЧЕСКОЙ И ЛАЗЕРНОЙ ФЛУОРИМЕТРИИ ...	43
Гончаренко Б.И. О СНИЖЕНИИ УРОВНЕЙ ШУМА В ПОМЕЩЕНИЯХ ЖИЛЫХ, ОБЩЕСТВЕННЫХ ЗДАНИЙ И НА ТЕРРИТОРИИ ЖИЛОЙ ЗАСТРОЙКЕ В ДИАПАЗОНЕ НИЗКИХ И ИНФРАЗВУКОВЫХ ЧАСТОТ	60
Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Марापалец Ю.В., Щербина А.О. ВЫСОКОЧАСТОТНЫЕ ОПЕРАТИВНЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	70
Гордиенко В.А., Старкова М.В. ЭКОЛОГИЯ - SYNOPSIS* XXI ВЕКА	81
Гостев Т.С., Кузьминов Ф.И., Максимов Е.Г., Пашенко В.З., Фадеев В.В. ФИТОПЛАНКТОН КАК ФЛУОРЕСЦЕНТНЫЙ БИОИНДИКАТОР КАЧЕСТВА ПРИРОДНЫХ ВОД	102
Долгонос Б.М. ИНФОРМАЦИОННАЯ ДИНАМИКА ЦИВИЛИЗАЦИИ ПРИ ГЛОБАЛЬНЫХ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ОГРАНИЧЕНИЯХ	114
Долгонос Б.М., Корчагин К.А. СПЕКТРЫ МОЩНОСТИ РЕЧНОГО СТОКА В АНАЛИЗЕ ЭКОЛОГО-ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ	127
Жуков А.Н., Лебедев Н.Е., Пустовойтенко В.В., Сизов А.А. ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ФИЛЬТРАЦИЯ ТЕРМИЧЕСКИХ ВОЛН ПОВЕРХНОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ (ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ)	139
Запечалов А.С., Показеев К.В. ХАРАКТЕРИСТИКИ ТОНКОЙ ТОПОГРАФИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ	147

Киселева С.В., Терехова Е.Н., Попель О.С., Фрид С.Е., Коломиец Ю.Г. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДИСТАНЦИОННЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ РАСЧЕТОВ ГЕЛИОЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ	154
Кожевников В.Н., Моисеенко К.Б., Волков Б.И., Мемариан М.Х. ОРОГРАФИЧЕСКИЕ ВОЗМУЩЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ	165
Козодеров В.В., Кузьмин Р.Н. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ МНОГОСПЕКТРАЛЬНЫХ И ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНЫХ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ ДЛЯ ДИСТАНЦИОННОЙ НАНОДИАГНОСТИКИ ПРИРОДНО- ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ	175
Крамарова Н.А., Кузнецов Г.И. ОЦЕНКА РАДИАЦИОННОГО НАГРЕВА ВЕРХНЕЙ СТРАТОСФЕРЫ ЗА СЧЕТ ПОГЛОЩЕНИЯ ОЗОНОМ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ	185
Кудин В.Н. О НАРУШЕНИИ УСТОЙЧИВОСТИ РЕШЕНИЙ ЧИСЛЕННОГО ЛОГИСТИЧЕСКОГО УРАВНЕНИЯ	198
Максимочкин В.И., Трухин В.И., Гофман А.В., Шебунин Е.И. ИЗМЕНЕНИЕ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ПОДВОДНЫХ БАЗАЛЬТОВ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ	205
Мочулин П.В., Шелковников Н.К. ПРОЦЕСС ГЕНЕРАЦИИ ВЕТРОВЫХ СОЛИТОНОВ	214
Назарова Л.Е. КЛИМАТ КАРЕЛЬСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БЕЛОГО МОРЯ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ XX - НАЧАЛЕ XXI вв.	223
Нивина Т.А. УСИЛЕНИЕ НЕЛИНЕЙНЫХ ВОЛН ВЕТРОМ	229
Носов М.А., Колесов С.В., Денисова А.В. О ЗАХВАТЕ НИЗКОЧАСТОТНЫХ СЕЙСМОГЕННЫХ УПРУГИХ КОЛЕБАНИЙ ВОДНОГО СЛОЯ ФОРМАМИ РЕЛЬЕФА ДНА	233
Петрунин Г.И., Лупачик В.В., Шульгин А.А. О ГЛУБИНЕ ЗАЛЕГАНИЯ ПЕРВИЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ, ПИТАЮЩИХ ВУЛКАНЫ	240
Петрунин Г.И., Попов В.Г. ВЛИЯНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ЭФФУЗИВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ И ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ	252

Петрусевич Ю.М., Берловская Е.Е. КУРЕНИЕ И РАК	272
Пирогов Ю.А., Тищенко А.П., Тищенко Д.А. УЧЕБНО-НАУЧНЫЙ ПОЛИГОН "ВОЛГОВЕРХОВЬЕ"	276
Показеев К.В., Степанова Е.В., Чаплина Т.О., Чашечкин Ю.Д. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВИХРЕВЫХ ТЕЧЕНИЙ, ИНДУЦИРОВАННЫХ ВРАЩАЮЩИМСЯ ДИСКОМ В ЦИЛИНДРИЧЕСКОМ КОНТЕЙНЕРЕ	284
Розанов С.Б., Собельман И.И., Божков В.Г., Есепкина Н.А., Игнатъев А.Н., Кропоткина Е.П., Круглов С.К., Никифоров П.Л., Перфильев В.И., Пирогов Ю.А., Саенко И.И., Соломонов С.В., Турыгин С.Ю., Штанюк А.М. РАДИОСПЕКТРОМЕТРЫ ДИАПАЗОНОВ ВОЛН 2 ММ И 1,5 ММ ДЛЯ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ АТМОСФЕРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ	296
Савенко А.В., Дубинина Е.О., Бреховских В.Ф. ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ СМЕШЕНИЯ ВОДНЫХ МАСС В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОЙ ИЗОТОПНО-ХИМИЧЕСКОЙ МЕТОДИКИ	304
Савенко В.С. УСТОЙЧИВОЕ РАЗВИТИЕ КАК ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ ПРОБЛЕМА СОВРЕМЕННОГО ЕСТЕСТВОЗНАНИЯ	312
Самолобов Б.И., Долгополов Ю.М. ВЕТРОВАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА МАССОПЕРЕНОС В ПЕТРОЗАВОДСКОЙ ГУБЕ	327
Самолобов Б.И., Иванова И.Н., Будников А.А. ВОЗДЕЙСТВИЕ СГОННО-НАГОННОГО ТЕЧЕНИЯ И ПЛОТНОСТНОГО ПОТОКА НА ТРАНСПОРТ ВЗВЕСИ	335
Самолобов Б.И., Литвинов Е.А. МАССООБМЕН В ОЗЁРНОМ ЗАЛИВЕ ПРИ НАЛИЧИИ ПРИДОННОГО ТЕЧЕНИЯ И ВНУТРЕННИХ СЕЙШ	344
Соловьев А.А. О КАЛИБРОВОЧНОЙ ИНВАРИАНТНОСТИ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕНОСА ТЕПЛА И ИМПУЛЬСА	352
Соловьев А.А., Зайцев С.И., Павловский К.П. ПРОБЛЕМА ПОТРЕБЛЕНИЯ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ И КОНДЕНСАТОРЫ АТМОСФЕРНОЙ РОСЫ	357
Твердислов В.А., Яковенко Л.В., Твердислова И.Л. БИОГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ИОНОВ И ХИРАЛЬНЫХ СОЕДИНЕНИЙ В МОДЕЛЬНЫХ И БИОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ	364
Чубаренко Б.В., Есюкова Е.Е. ВЕРОЯТНЫЕ СЦЕНАРИИ ОТКЛИКА НА ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ	382

Чубаренко И.П.

ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫЙ ПРИБРЕЖНЫЙ ПРОГРЕВ И ВОДООБМЕН
В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ПРИРОДНЫХ ВОДОЁМОВ: МЕХАНИЗМ
ФОРМИРОВАНИЯ И АНАЛИЗ РАЗВИТИЯ 392

Чугаевич В.Я., Кречик В.А., Сапожникова Е.В., Гриценко В.А.

О НАБЛЮДЕНИИ ПРИБРЕЖНЫХ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ФРОНТОВ В
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ ЛЕТОМ-ОСЕНЬЮ 2006 г. 402

Шелковников Н.К.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОРСКИХ ВЕТРОВЫХ ВОЛН 411

Шрейдер Ал.А.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ В ОБЛАСТЯХ СВАЛОК
БОЕПРИПАСОВ ВТОРОЙ МИРОВОЙ ВОЙНЫ В БАЛТИЙСКОМ И
СЕВЕРНОМ МОРЯХ 418

Шугаев Ф.В., Терентьев Е.Н., Штеменко Л.С.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЛАЗЕРНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ЧЕРЕЗ
ТУРБУЛЕНТНУЮ АТМОСФЕРУ 425**Авторский указатель**

Березкин	М.Ю.	4	Гальченко	А.А.	19
Берловская	Е.Е.	272	Гончаренко	Б.И.	60

Блохина	Н.С.	9	Гордиенко	В.А.	70,	81
Божков	В.Г.	296	Гордиенко	Т.В.	70	
Борисов	Ю.А.	19	Гостев	Т.С.	102	
Бреховских	В.Ф.	304	Гофман	А.В.	205	
Будников	А.А.	335	Гречищева	Н.Ю.	43	
Булатова	Н.П.	33	Гриценко	В.А.	402	
Волков	Б.И.	165	Денисова	А.В.	233	
Волков	П.А.	43	Долгоносос	Б.М.	114,	127
Долгополов	Ю.М.	327	Петрунин	Г.И.	240,	252
Дубинина	Е.О.	304	Попов	В.Г.	252	
Есепкина	Н.А.	296	Петрусевич	Ю.М.	272	
Есюкова	Е.Е.	382	Пирогов	Ю.А.	276,	296
Жуков	А.Н.	139	Показеев	К.В.	147,	284
Зайцев	С.И.	357	Попель	О.С.	154	
Запелалов	А.С.	147	Пустовойтенко	В.В.	139	
Иванова	И.Н.	335	Розанов	С.Б.	296	
Игнатъев	А.Н.	296	Савенко	А.В.	304	
Киселева	С.В.	154	Савенко	В.С.	312	
Кожевников	В.Н.	165	Саенко	И.И.	296	
Козодеров	В.В.	175	Самолубов	Б.И.	327,	335, 344
Колесов	С.В.	233	Сапожникова	Е.В.	402	
Коломиец	Ю.Г.	154	Сизов	А.А.	139	
Корчагин	К.А.	127	Собельман	И.И.	296	
Кравцов	В.А.	43	Соловьев	А.А.	352,	357
Крамарова	Н.А.	185	Соломонов	С.В.	296	
Кречик	В.А.	402	Старкова	М.В.	81	
Кропоткина	Е.П.	296	Степанова	Е.В.	284	
Круглов	С.К.	296	Твердислов	В.А.	364	
Кудин	В.Н.	198	Твердислова	И.Л.	364	
Кузнецов	Г.И.	185	Терентьев	Е.Н.	425	
Кузьмин	Р.Н.	175	Терехова	Е.Н.	154	
Кузьминов	Ф.И.	102	Тищенко	А.П.	276	
Лебедев	Н.Е.	139	Тищенко	Д.А.	276	
Литвинов	Е.А.	344	Трухин	В.И.	205	
Лупачик	В.В.	240	Турыгин	С.Ю.	296	
Максимов	Е.Г.	102	Фадеев	В.В.	43,	102
Максимочкин	В.И.	205	Фрид	С.Е.	154	
Марапулец	Ю.В.	70	Чаплина	Т.О.	284	
Мемариан	М.Х.	165	Чашечкин	Ю.Д.	284	
Моисеенко	К.Б.	165	Чубаренко	Б.В.	382	
Мочулин	П.В.	214	Чубаренко	И.П.	392	
Назарова	Л.Е.	223	Чугаевич	В.Я.	402	
Нивина	Т.А.	229	Шебунин	Е.И.	205	
Никифоров	П.Л.	296	Шелковников	Н.К.	214,	411

Носов	М.А.	233	Шрейдер	Ал.А.	418
Орданович	А.Е.	9	Штанюк	А.М.	296
Павловский	К.П.	357	Штеменко	Л.С.	425
Пащенко	В.З.	102	Шугаев	Ф.В.	425
Перминова	И.В.	43	Шульгин	А.А.	240
Перов	С.П.	19	Щербина	А.О.	70
Перфильев	В.И.	296	Яковенко	Л.В.	364