

## ТРАНСФОРМАЦИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ТРОПИЧЕСКОМ ЦИКЛОНЕ НАД ОСТРОВАМИ

Похил А.Э., Глебова Е.С.

### 1. Введение

Данная работа посвящена исследованию влияния небольших участков суши на конфигурацию и структуру тропического циклона (ТЦ), а также на изменение различных характеристик вихря (поля ветра, кинетической энергии, завихренности на различных высотах) при прохождении ураганов и тайфунов над островами.

При выходе тропического циклона на сушу происходит резкое усиление приземного трения, приводящее к нарушению установившегося баланса между генерацией и диссипацией кинетической энергии. Смещение равновесия способствует быстрому уменьшению кинетической энергии до тех пор, пока диссипация не замедлится в результате уменьшения скорости ветра. Непосредственным следствием возрастания приземного трения над сушей является интенсификация втока [2]. Изучая влияние усиления втока, вызванного увеличением шероховатости подстилающей поверхности, Хуберт [5] пришел к выводу, что для наблюдаемого быстрого заполнения требуется также убывание притока энергии. Это согласуется с предположением, что заполнение начинается в результате уменьшения до предельно малой величины потока скрытого тепла от подстилающей поверхности при выходе возмущения на сушу. Следствием снижения притока скрытого тепла является уменьшение положительной аномалии температуры воздуха в центральном ядре. Генерация кинетической энергии в области ядра должна резко снижаться в результате уменьшения горизонтального барического градиента в ТЦ над сушей, обусловленного удалением возмущения от океанического источника тепла. Если ураган снова выходит на теплые воды океана, то должно начинаться новое его углубление.

Результаты расчетов авторов на численной модели атмосферы ETA показали, что при пересечении даже небольших по сравнению с размерами тайфуна участков суши (например, архипелагов или отдельных островов), происходит нарушение симметричной циркуляции в вихре, сопровождающееся значительными потерями кинетической энергии. Наиболее отчетливо нарушение симметричности замкнутой структуры тропических циклонов видно на картах завихренности на высоте 1000 гПа (где нередко наблюдается кольцо штормовых ветров) и кинетической энергии на изобарической поверхности 850 гПа.

### 2. Методика исследования

В настоящей работе представлены исследования эволюции тропических циклонов в Тихом и Атлантическом океанах. В Тихом океане были рассчитаны тайфуны Кецана и Джангми, прошедшие над Филиппинами; в Атлантическом - ураганы Густав и Ханна, которые пересекли Большие Антильские острова.

Расчеты эволюции полей метеорологических величин в тропических циклонах производились с помощью мезомасштабной численной модели атмосферы ETA [6], адаптированной к северо-западной части Тихого океана и к Карибскому бассейну. Размер расчетных областей по широте и долготе достигал  $40^\circ \times 40^\circ$ . Модель интегрировалась с пространственным шагом 22 км и шагом по времени 90 се-

кунд. В качестве начальных данных и граничных условий использовались поля анализа NCEP с разрешением  $1^\circ$ . Для задания температуры поверхности океана (ТПО) были выбраны поля фактической температуры поверхности воды с осреднением за 5 дней, что позволило повысить качество расчетов, по сравнению с использованием климатической ТПО для данного месяца и региона.

Поскольку в данном исследовании затрагиваются вопросы влияния небольших участков суши со сложной орографией на структуру тропических циклонов, важно понимать, как в используемой модели задается рельеф. В модели ETA рельеф представлен в виде сеточных параллелепипедов.

Для визуализации рассчитанных полей метеорологических величин и анализа их изменения при пересечении циклонами участков суши использовался графический пакет GrADS.

Для расчета кинетической энергии на изобарической поверхности 850 гПа и завихренности на 1000 гПа применялись следующие формулы:

$$E = \frac{1}{2} (u^2 + v^2)$$

$$\Omega = \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x}$$

Здесь  $\Omega$  – завихренность (с-1);  $E$  – кинетическая энергия ( $\text{м}^2/\text{с}^2$ );  $u$  и  $v$  – зональная и меридиональная составляющие скорости ветра соответственно ( $\text{м}/\text{с}$ ).

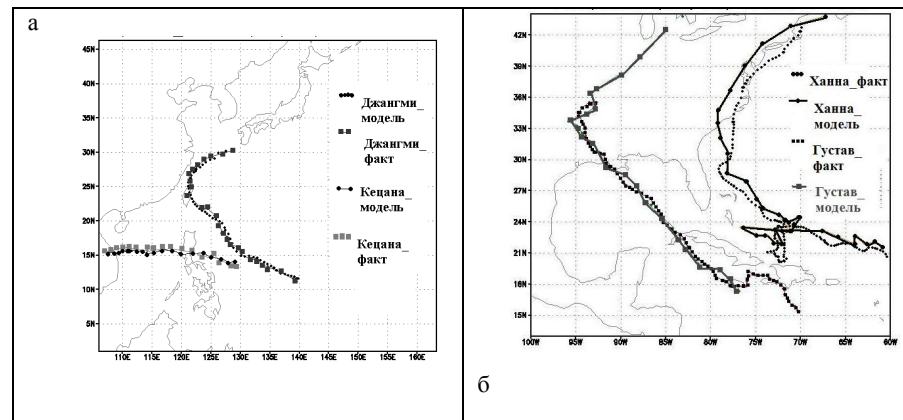


Рис.1. Фактические и прогностические траектории тропических циклонов а) Кецана и Джангми, б) Густав и Ханна.

### 3. Эволюция полей в тропическом циклоне Кецана

Тайфун Кецана сформировался 25 сентября почти в центре Тихого океана и просуществовал до 29 сентября. 28 сентября в 12 часов по Гринвичу циклон максимально усилился, в результате чего ему был присвоен статус урагана 2 категории со скоростью ветра более  $45 \text{ м}/\text{с}$ . Траектория вихря была квазиширотной. Сна-

чала ТЦ перемещался по открытому океану, затем тайфун пересек Филиппины и вышел в Южно-Китайское море. На рис. 1а представлены фактическая и расчетная траектории ТЦ. Эволюция полей ветра и кинетической энергии на 850 гПа (фактические за 25/00 и 26/00 сентября) и расчеты на модели (на 25/12, 26/12) представлены на рис.2.

На рисунках 2а,б,в видно, как продвигается зона штормового ветра к Филиппинам, и каким образом трансформируется поле кинетической энергии на изобарической поверхности 850 гПа (рис. 2г,д) при подходе к архипелагу и при прохождении над ним. В «хвосте» тайфуна наблюдается область затишья (практически нулевые ветры) (рис. 2 а,б,в). На том же рисунке видно, что вдоль траектории, вслед движущемуся вихрю, образуются малые вихри. Этот эффект достаточно подробно исследован на численной модели в работах [7], однако, при расчетах на модели эволюции реального тайфуна, такие вихревые образования в следе тайфуна наблюдаются впервые.

При приближении тайфуна к Филиппинам и при прохождении его центра над сушей (рис.2 е-и) область максимальной завихренности на уровне 1000 гПа теряет свою симметричную форму, перестает быть замкнутой. Это закономерность хорошо прослеживается на последовательных картах завихренности с интервалом 6 часов. Над открытым океаном кольцо штормовых ветров имеет правильную концентрическую форму, при приближении к архипелагу отмечается размыкание кольца, затем его деформация и последующее расширение.

На рисунках 2а,б,в видно, как продвигается зона штормового ветра к Филиппинам, и каким образом трансформируется поле кинетической энергии на изобарической поверхности 850 гПа (рис. 2г,д) при подходе к архипелагу и при прохождении над ним. В «хвосте» тайфуна наблюдается область затишья (практически нулевые ветры) (рис. 2 а,б,в). На том же рисунке видно, что вдоль траектории, вслед движущемуся вихрю, образуются малые вихри. Этот эффект достаточно подробно исследован на численной модели в работах [7], однако, при расчетах на модели эволюции реального тайфуна, такие вихревые образования в следе тайфуна наблюдаются впервые.

При приближении тайфуна к Филиппинам и при прохождении его центра над сушей (рис.2 е-и) область максимальной завихренности на уровне 1000 гПа теряет свою симметричную форму, перестает быть замкнутой. Это закономерность хорошо прослеживается на последовательных картах завихренности с интервалом 6 часов. Над открытым океаном кольцо штормовых ветров имеет правильную концентрическую форму, при приближении к архипелагу отмечается размыкание кольца, затем его деформация и последующее расширение.

Над сушей область завихренности существенно ослабевает. В момент, когда область максимального ветра уже «перевалила» через Филиппины и часть вихря, соответствующая передней по движению области ТЦ, находится вблизи западного побережья островов, эта зона Кецаны практически сразу интенсифицируется на теплой воде шельфа (рис. 2ж). Далее (26/06) на карте завихренности на изобарической поверхности 1000 гПа видно, что часть острова оказывается внутри расширившейся зоны максимальной завихренности. При этом над островом завихренность слабая (рис. 2з) и энергия в этой зоне существенно меньше, чем над морской поверхностью.

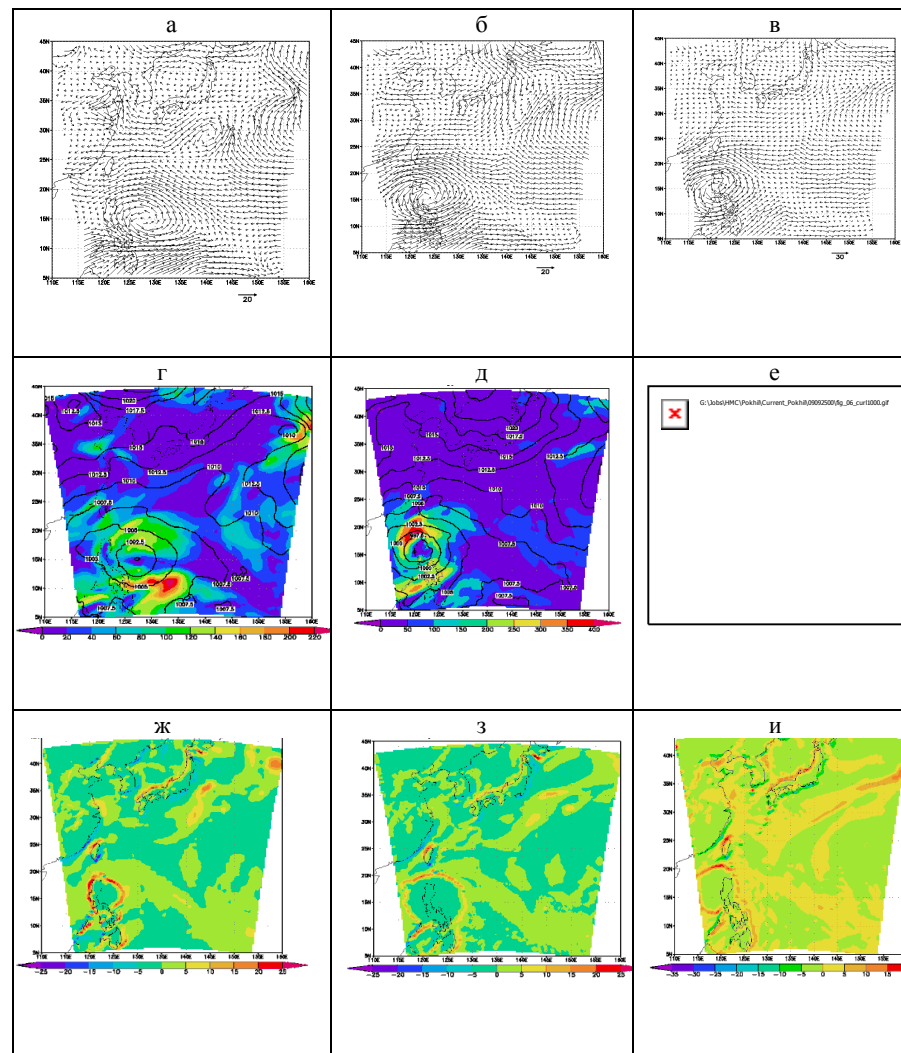


Рис.2. Поля метеорологических величин тайфуна Кецана. Фактические поля ветра и кинетической энергии на изобарической поверхности 850 гПа за 0 часов по Гринвичу 25 и 26 сентября 2009 года (а,б) и расчетные на 12 часов по Гринвичу 25 и 26 сентября 2009 года (в,г,д). Поле завихренности на изобарической поверхности 1000 гПа е) расчетное на 6 часов по Гринвичу 25.09.2009; ж) фактическое за 0 часов по Гринвичу 26.09.2009; з) расчетное на 6 часов по Гринвичу 26.09.2009; и) расчетное на 0 часов по Гринвичу 27.09.2009.

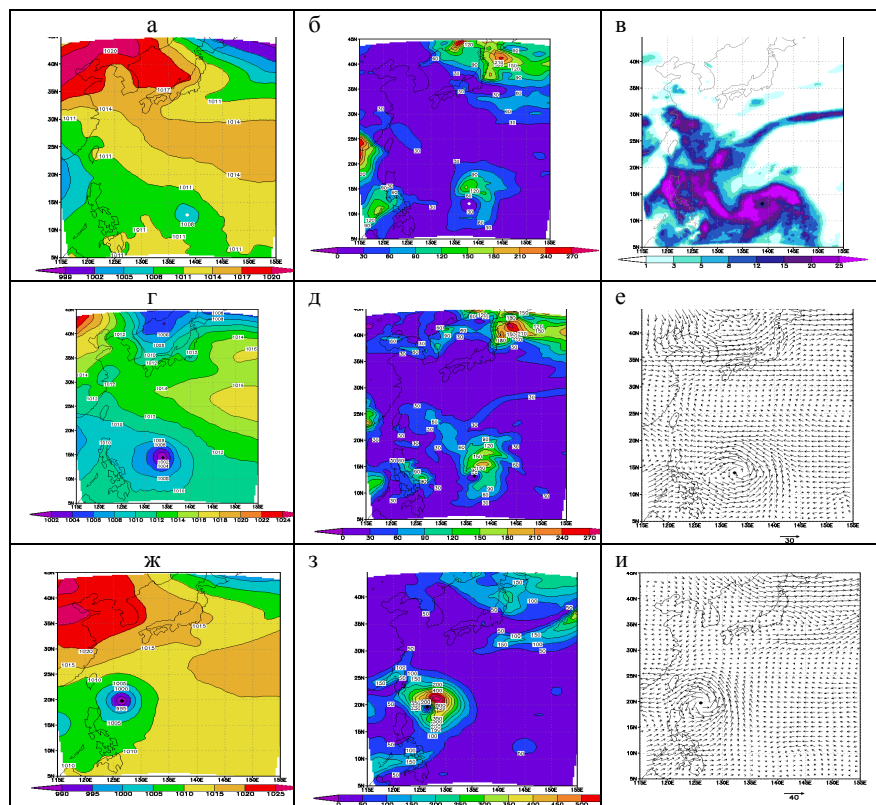


Рис.3. Поля метеорологических величин тайфуна Джангми. Фактическое поле давления на уровне моря за 0 часов по Гринвичу а) 24.09.2008, г) 25.09.2008, ж) 27.09.2008; фактическое поле кинетической энергии на изобарической поверхности 850 гПа за 0 часов по Гринвичу б) 24.09.2008, з) 27.09.2008 и д) расчетное на 12 СГВ 24.09.2008; в) расчетное поле осадков за 6 часов по Гринвичу 24.09.2008; фактическое поле ветра за 0 часов по Гринвичу е) 25.09.2008, и) 27.09.2008.

Восточнее архипелага остается полоса с высокими значениями завихренности, что может быть связано с проявлением барьерного эффекта гор. Далее 26/18 западная часть вихря усиливается, т.к. эта область циклона перемещается над теплой поверхностью океана. Одновременно с этим восточная тыловая часть вихря ослабевает, замкнутая структура тайфуна разрушается вследствие уменьшения площади теплого океана под зоной вихря (рис. 2и). Интересно отметить, что в определенный момент восточная часть вихря несколько вытягивается к востоку – это начало образования хвоста тропического циклона в сторону приближившейся фронтальной области на расстояние, при котором возможно взаимодействие [7]. Тыловая часть поля относительного вихря в тайфуне искажается, что свидетельст-

вует о начале вовлечении вихря в циркуляцию, связанную с полярным фронтом. В подобных ситуациях часто наблюдается взаимодействие вихря с фронтом, которое может привести к внезапному изменению траектории, а также резко усилению или ослаблению циклона, о чем свидетельствуют многочисленные данные наблюдений за тайфунами. В данном случае расстояние между атмосферными структурами было довольно велико, поэтому обмена энергией не произошло.

#### 4. Эволюция урагана Джангми

По информации Joint Typhoon Warning Center (JTWC), 23 сентября 2008 года в западной части Тихого океана сформировалось тропическое возмущение, которое менее чем за сутки превратилось в тропический циклон, получивший имя Джангми. Утром 24 сентября вихрь достиг стадии тропического шторма, а к вечеру усилился до урагана 2 категории по шкале Саффира-Симпсона. При этом скорость ветра в нем превышала 45 м/с. В последующие дни интенсивность тайфуна быстро возрастала, а 27 сентября Джангми превратился в супертайфун со скоростью ветра более 60 м/с и давлением в центре около 910 гПа. На пике своего развития тайфун вышел на остров Тайвань, принес туда сильные осадки и порывистый ветер. Затем вихрь начал медленно ослабевать. Фактическая и расчетная траектории вихря представлены на рис. 1а.

На модели ETA авторами была рассчитана траектория и эволюция тайфуна. Расчеты дали удовлетворительный количественный и хороший качественный результат по перемещению и развитию циклона.

Результаты расчетов модели показывают, что в период развития Джангми в нижней тропосфере прослеживалась четкая циклоническая циркуляция, значения кинетической энергии на верхней границе планетарного пограничного слоя достигали примерно 150-180 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>. В верхней тропосфере тайфун не прослеживался в течение всего своего развития. В тропический циклон вовлекался влажный и теплый воздух из приэкваториальных районов, что привело к формированию крупных систем глубокой конвекции и интенсивным осадкам (до более 20 мм за 6 часов) по всей площади вихря. На рис.3 представлены эволюция полей давления на уровне моря, кинетической энергии и ветра, а также поле осадков, рассчитанные моделью.

24 сентября наблюдалось постепенное углубление циклона (рис.3 а,г,ж) и стягивание полос кучево-дождевых облаков к центру шторма (рис. 3в).

Отмечалось возрастание кинетической энергии на изобарической поверхности 850 гПа (до 210 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>) (рис.3б), а также усиление завихренности и осадков (рис.3в). По данным расчетов модели, максимальные значения кинетической энергии и скорости ветра достигались в северо-восточной части вихря, где собственная скорость циклона складывается со скоростью ведущего потока (рис.3д).

25 сентября произошло существенное углубление циклона и расширение области высоких значений скорости ветра (рис. 3г,е), и формирование воздушного потока, направленного с запада и опоясывающего циклон. Скорость ветра в самом вихре достигала уже 18-20 м/с. Завихренность в приземном слое и на высоте 850 гПа возросла до 25 \*10<sup>-5</sup> с<sup>-1</sup>, причем область максимальных значений ее имела вид компактного круга и располагалась к востоку от Филиппин (рис.4а). За сутки скорость ветра на высоте 850 гПа увеличилась до 30-35 м/с, кинетическая энергия увеличилась до 330-360 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, давление упало до 999 гПа. Наиболее интенсивные осадки отмечались на западе и юго-западе тропического шторма. На изобариче-

ской поверхности 1000 гПа отмечалось формирование правильного кольца штормовых ветров, максимальные значения завихренности достигали  $30-40 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$  (рис.4в).

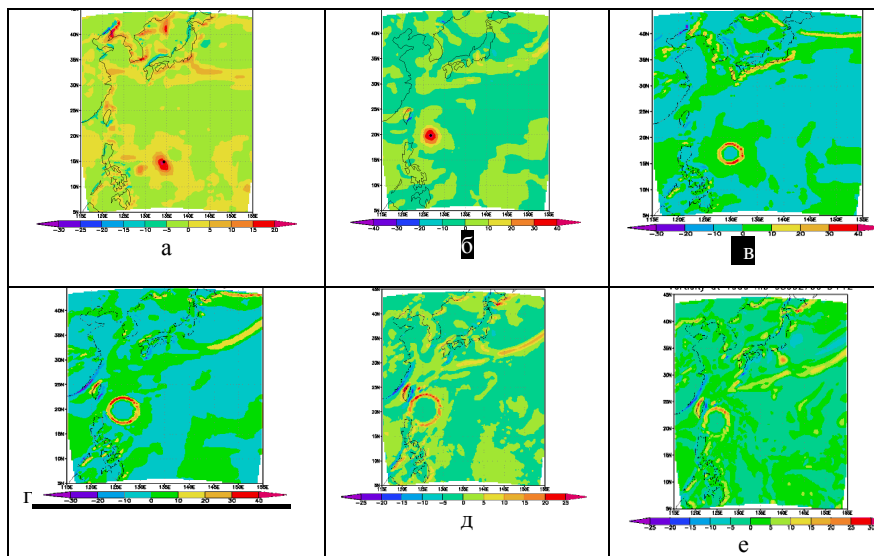


Рис.4. Поля метеорологических величин тайфуна Джангми. Фактическое поле завихренности на высоте 1000 гПа за 0 СГВ а) 25.09.2008; в) 26.09.2008; г) 27.09.2008; прогностические поля завихренности д) на 6 СГВ, е) на 12 СГВ; б) фактическое поле завихренности на высоте 850 гПа за 0 СГВ 27.09.2008.

Резкая интенсификация циклона произошла 27 сентября, когда вихрь достиг стадии тайфуна (рис.3 ж,з,и). Скорость ветра на высоте 10 метров увеличилась до 27 м/с (по данным расчетов модели), а на изобарической поверхности 850 гПа – до 40–45 м/с. Завихренность на высоте 850 гПа превышала  $40 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$  (рис.4б), а кинетическая энергия – 700–800  $\text{м}^2/\text{с}^2$ . Тайфуну соответствовала область повышенных значений влажности воздуха. Давление в центре вихря упало до 990 гПа. В течение дня завихренность продолжала расти, кольцо штормовых ветров расширилось (рис.4г). Уже в 0 часов 27 сентября за островом Тайвань образовался локальный максимум завихренности на высоте 1000 гПа, имевший вид полосы, параллельной побережью (рис.4г). Вероятно, основной причиной этого являлось приближение тайфуна, которое почувствовалось атмосферой уже на расстоянии около 400 км.

В 6 часов по Гринвичу на изобарической поверхности 1000 гПа наблюдалось уменьшение завихренности до  $20-25 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ , в то время как за островом Тайвань завихренность немного возросла (рис.4д). Под влиянием Филиппинского архипелага в юго-западной части тайфуна произошло размыкание кольца штормовых ветров. В 12 часов завихренность уменьшилась до  $15-20 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ , на юге и юго-западе вихря кольцо штормовых ветров практически полностью разрушилось

(рис.4е). В северо-восточном квадранте ТЦ образовалась небольшая полоса максимальной завихренности, вытянутая в сторону полярного фронта.

В 18 часов по Гринвичу 27 сентября тайфун приблизился к острову Тайвань. При этом отмечалось ослабление скорости ветра до 16 м/с, уменьшение завихренности на изобарической поверхности 1000 гПа до  $10-15 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$  и разрушение сплошного кольца штормовых ветров, окружающих глаз бури. Влияние на уменьшение интенсивности вихря оказало не только трение о подстилающую поверхность, но и холодная зона на поверхности океана, в которую попал циклон. При этом скорость ветра на изобарической поверхности 850 гПа и кинетическая энергия оставались высокими, что свидетельствует об ослаблении тайфуна преимущественно у поверхности.

Расчеты модели на 0–12 часов 28 сентября показывают, что циклон начал взаимодействовать с полярным фронтом, располагавшимся на северо-востоке. Взаимодействие выражалось в объединении полос завихренности и осадков, а также в формировании юго-западного потока воздуха на высотах. В этот момент (центр циклона располагался на  $123^\circ \text{ в.д.}, 25^\circ \text{ с.ш.}$ ) начался круговой поворот траектории тропического циклона параллельно линии полярного фронта, простиравшегося с юго-запада на северо-восток вдоль Японских островов.

30 сентября отмечалось общее ослабление циклона. После прохождения над островом Тайвань кольцо штормовых ветров полностью разрушилось, причем максимум завихренности на высоте 850 гПа занимал область неправильной формы, в которой выделялись два локальных экстремума со значениями  $25-30 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ .

##### 5. Эволюция атлантических ураганов Густава и Ханны.

Ураганы Густав и Ханна развивались в Карибском бассейне в августе 2008 года (рис.16). В начале развития каждого из этих тропических циклонов максимум завихренности располагался в центральной части вихря, затем начинали появляться отдельные полосы максимальной завихренности и, наконец, формировалось кольцо, соответствующее зоне наибольших значений ветра. Как и в случае рассмотренных выше тайфунов Тихого океана, поля завихренности, скорости ветра и кинетической энергии в тропических циклонах Ханна и Густав претерпели определенные изменения в результате приближения и прохождения вихрей над островами.

Тропический циклон Густав зародился из тропической волны, начавшей свое развитие у западных берегов Африки 14 августа 2008 года. Впервые волна сделала попытку организовать в замкнутую область пониженного давления 18 августа, однако усиление и формирование вихря началось лишь 24 августа, когда он приблизился к юго-восточной части Карибского моря. Тропическая депрессия сформировалась 25 августа 2008 года примерно в 250 милях от города Порт-о-Пренс (Гаити). Депрессия быстро усиливалась, продвигаясь на северо-запад, и к вечеру достигла интенсивности тропического шторма. В ураган 1 категории Густав превратился 26 августа, а 30 августа достиг своей максимальной интенсивности, став ураганом 4 категории по шкале Саффира-Симпсона. Войдя в Мексиканский залив, ураган начал заполняться и ко 2 сентября ослабел до тропической депрессии. 4 сентября произошла регенерация циклона на полярном фронте, а 5 сентября ос-

тавшаяся от бывшего тропического циклона области пониженного давления наблюдалась над Великими Озерами.

Расчет на ETA-модели показал, что область максимальных значений завихренности в приземном слое на изобарической поверхности 1000 гПа на 12 СГВ 29.08.2008 имела вид компактного круга (рис. 5а), превратившегося далее в кольцо. При пересечении Больших Антильских островов в урагане Густав, как и ожидалось, произошел разрыв кольца штормовых ветров (рис. 5б,в), связанный с резким уменьшением скорости ветра из-за возросшего коэффициента трения и значительного уменьшения вертикального градиента температуры воздуха над сушей. После переваливания циклона через островные хребты потребовалось около 12 часов на восстановление первоначальной структуры поля завихренности на изобарической поверхности 1000 гПа (рис. 5г). Выход на теплые воды Мексиканского залива способствовал интенсификации вихря.

К побережью Северной Америки Густав подошел с увеличенным диаметром и заново сформированным кольцом штормовых ветров (рис. 5е,ж). Примерно через двое суток после выхода на сушу кольцо максимальной завихренности разомкнулось, и полоса с наибольшими значениями протянулась с юго-запада на северо-восток, приобретая структуру, напоминающую атмосферный фронт (рис. 5з). Не исключено, что это связано с вовлечением тропического циклона во внетропическую циркуляцию и его взаимодействием с полярным фронтом.

Ураган Ханна также зародился из восточной волны (рис. 5д). Во второй половине дня 1 сентября Ханна превратилась в ураган первой категории. Сильный сдвиг ветра вскоре способствовал ослаблению урагана до тропического шторма (рис. 5е). Траектория вихря сделала петлю, и циклон начал двигаться на северо-запад и прошел в 150 километрах от полуострова Флорида. 6 сентября, достигнув Южной Каролины, Ханна ослабла, хотя не утратила статуса тропического шторма. После пересечения Северной Каролины и Восточной Виргинии Ханна смещалась параллельно побережью. Выйдя на холодные воды Атлантики около 39° с.ш., вихрь быстро потерял свои тропические характеристики. Остатки вихря прошли 10 октября над Западной Ирландией, а затем произошла окончательная диссипация циклона над Исландией 12 сентября.

Развитие урагана Ханна в Тихом океане протекало по аналогичному ТЦ Густаву сценарию, однако циклон не пересек, а лишь задел архипелаг. Таким образом, значительной деформации полей ветра и завихренности не отмечалось. При выходе на материк ураган Ханна попал в западный перенос и был вовлечен во внетропическую циркуляцию, и вихрь не сохранил свою симметричную структуру (рис. 5и).

Следует заметить, что Густав и Ханна с определенного момента (30-31 августа) приблизились друг к другу на расстояние (около 800 км), при котором началось их сильное взаимодействие. Влияние Густава проявилось в том, что траектория Ханны описала петлю (рис. 1б).

Подробнее взаимодействие вихрей друг с другом и с полярным фронтом, и перекачка энергии между атмосферными структурами будут рассмотрены в следующей статье. Такие ситуации описаны в работах одного из авторов этой статьи [3,4], представляющих эксперименты на простой численной модели [1].

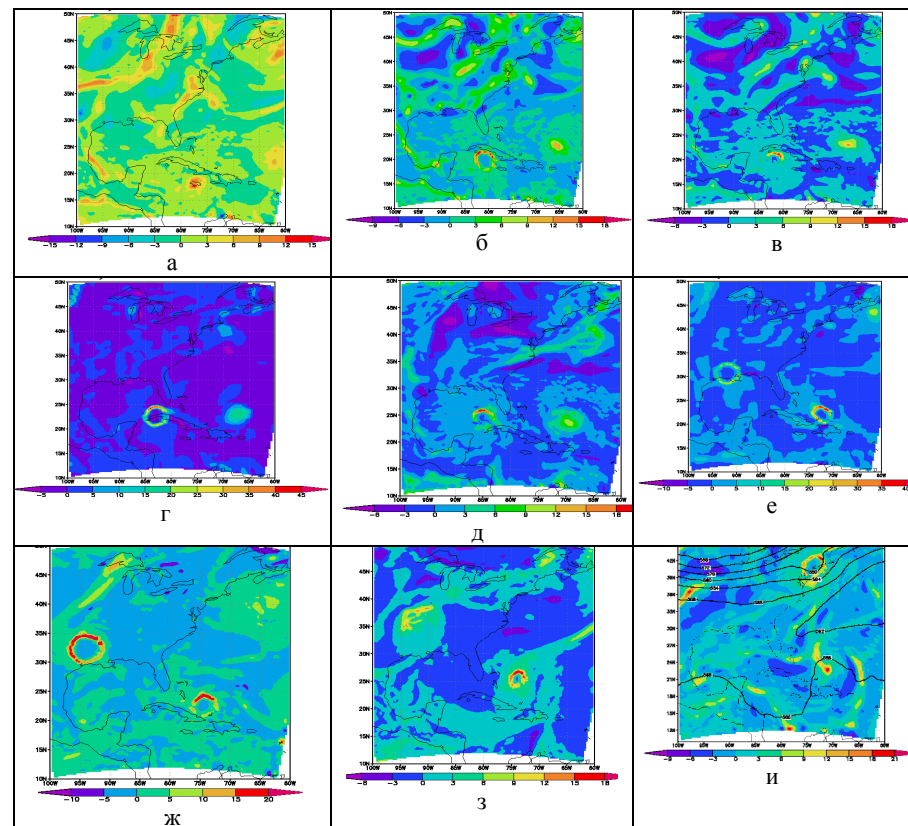


Рис.5. Поля метеорологических величин ураганов Ханна и Густав. Прогностическое поле завихренности на изобарической поверхности 1000 гПа а) на 12 СГВ 29.08.2008; б) на 6 СГВ 30.08.2008; в) на 12 СГВ 30.08.2008; д) на 12 СГВ 31.08.2008; ж) на 0 СГВ 2.09.2008; з) на 18 СГВ 4.09.2008; и) на 6 СГВ 7.09.2008. Фактическое поле завихренности на изобарической поверхности 1000 гПа за 0 СГВ г) 31.08.2008; е) 2.09.2008

## 6. Заключение

Расчеты показали, что даже такие небольшие (по сравнению с размером самого тропического циклона) участки суши как острова способны существенно изменить конфигурацию и структуру ТЦ, поскольку интенсивность вихря зависит не только от потери энергии вихря за счет шероховатости подстилающей поверхности, но и от потока тепла от подстилающей поверхности. Генерация кинетической энергии в области теплого ядра урагана резко снижается главным образом в результате уменьшения барического градиента над сушей, что в свою очередь вызвано удалением тропического циклона от океанического источника тепла. При повторном выходе урагана на теплые воды океана снова начинается его углубле-

ние и интенсификация, что хорошо подтверждено и проиллюстрировано представленными в данной статье расчетами.

### Литература

1. Зленко В.А., Ситников И.Г. Опыт численного прогноза траекторий тропических циклонов. МИГ, 1987, N 8, с.40-47.
2. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Гидрометеоздат. Л., 1973.
3. Похил А.Э. О некоторых условиях возникновения большого вихря и особенностях взаимодействия вихрей. МИГ, 1996, N2, стр. 24-31.
4. Похил А.Э. О необычном сезоне тайфунов в Тихом океане. МИГ, 1996, N3, стр. 32-39.
5. Hubert L.F. Frictional filling of hurricanes. Bull. Am. Meteorol. Soc. 36, p. 440-445.
6. Mesinger, F. Eta Model at NCEP: Challenges overcome and lessons learned. – Lecture notes, Workshop on "Design and Use of Regional Weather Prediction Models", The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Miramare, Trieste, Italy, 11-19 April 2005.
7. Pokhil A., Margolin A. About possible variants of the development of the atmosphere unstable states. WMO Working Group on numerical experimentation. Research activities in atmospheric and oceanic modeling. Report N 39. 2009. WMO/TD, pp.23-24.

### ОТЕЧЕСТВЕННЫЕ КОСМИЧЕСКИЕ РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА МОРСКИХ АКВАТОРИЙ. РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ СТАНЦИИ БОКОВОГО ОБЗОРА

Пустовойтенко В.В.,<sup>1,3</sup> Показеев К.В.,<sup>2</sup> Запечалов А.С.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Морской гидрофизический институт НАН Украины

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

<sup>3</sup>Черноморский филиал МГУ им. М.В. Ломоносова

Рассматриваются отечественные радиолокационные (РЛ-) системы дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) космического базирования в приложении к задачам мониторинга морских акваторий. Приводятся основные технические и информационные характеристики спутниковых радиолокационных станций бокового обзора (РЛС БО). Анализируются тенденции развития спутниковых РЛ-систем мониторинга морских акваторий.

**Введение.** В XXI столетии жизнь человечества немислима без широкого использования спутниковых методов, средств и технологий как в сфере науки и техники, так и в повседневной жизни. В области наук о Земле их использование позволило перейти от эпизодического наблюдения фрагментов процессов, протекающих в земной атмосфере, на земной поверхности и на поверхности (и в глубине) морей и океанов, к их наблюдению и изучению как единого целого в глобаль-

ных масштабах практически в реальном времени. Спутниковые технологии плотно окружают нас и в повседневной жизни – это спутниковое телевидение и связь, спутниковая навигация (использование GPS-навигаторов, например, позволяет ориентироваться в незнакомой местности с точностью до нескольких метров) и т.д. И этот список можно было бы продолжать и продолжать.

В последнее десятилетие в области морских наук и технологий возникло и продолжает развиваться новое направление – оперативная океанография [1], опирающееся на широкое использование информации, получаемой с помощью спутниковых наблюдательных систем: оптических – работающих в видимом и инфракрасном (ИК-) диапазонах, радиофизических – активных (радиолокационных) и пассивных (радиометрических) и др.

В качестве радиофизических средств наблюдения и измерения в оперативной океанографии используется широкий парк систем и комплексов:

– трассовые и сканирующие радиометрические комплексы, с помощью которых определяются характеристики морской поверхности, ледового покрова и толщи атмосферы;

– скаттерометры, с помощью которых определяются характеристики поля ветра в приземном слое атмосферы;

– альтиметры (высотометры), с помощью которых определяются параметры реальной топографии морской поверхности, а так же характеристики полей волнения (значимые высоты волн) и ветра в приземном слое атмосферы;

– радиолокационные станции бокового обзора с реальной (РЛС БО, в зарубежной литературе – *SLAR*: в отношении авиационных РЛС БО – *Side-Looking Airborne Radar*, в отношении РЛС БО космического базирования – *Side-Looking Aperture Radar*) и с синтезируемой (РСА, в зарубежной литературе – *SAR*, *Synthetic Aperture Radar*) апертурами приемной антенны, предназначенные для всепогодного получения РЛ-изображений подстилающей поверхности с разной степенью детализации, зависящей от их пространственной разрешающей способности.

В предлагаемой читателю статье мы остановимся только на отечественных (разработки СССР и стран СНГ) видовых, ориентированных на получение изображений подстилающей поверхности, РЛ-системах космического базирования.

**Бортовые РЛС дистанционного зондирования морских акваторий. Предыстория.** Первые попытки использования панорамных РЛС авиационного базирования (самолетные РЛС) для наблюдения земной поверхности и обнаружения на ней различных объектов предпринимались еще в годы Второй мировой войны. Однако, вследствие малой угловой разрешающей способности РЛС, получаемые с их помощью РЛ-изображения существенно уступали по информативности и детализации оптическим (фотографическим). Проблема повышения разрешающей способности бортовых РЛС в азимутальной плоскости решалась в двух направлениях:

– первое заключалось в физическом увеличении линейных размеров (апертуры) антенных систем и стало основой для создания некогерентных РЛС БО (РЛС БО, *SLAR*) с длинными (вдольфюзеляжными) антеннами;

– второе заключалось в использовании когерентных сигналов с их последующей специальной обработкой и стало основой для создания РЛС, получивших название РЛС БО с синтезируемой апертурой приемной антенны (РСА, *SAR*).

Оба направления развивались параллельно и оба типа РЛС БО с высокой разрешающей способностью появились в 60-х – 70-х годах практически одновременно. Сре-

ди созданных систем назовем отечественные РЛС БО «Игла» (1968), «Торос» (1968), «Нить» (1978), «Нить-К» (1980) и созданную в последние годы РЛС БО «Айсберг-Разрез», устанавливавшиеся на борту самолетов Ил-20, Ил-24Н, Ан-24, Ту-134 [2 – 6].

Рабочая длина волны РЛС БО «Нить», широко применявшейся при мониторинге морских акваторий, ледовых полей и поверхности суши, составляла 2,25 см (частота излучения 13,3 ГГц), длительность зондирующего импульса 110 нс, пиковая мощность передатчика 60 кВт. Станция имела две антенны размерами 6 000 × 440 мм каждая, установленные с двух сторон фюзеляжа самолета и используемые для попеременного излучения и приема сигналов с вертикальной (ВВ) и горизонтальной (ГГ) поляризациями. При полете на высоте 2 км ширина каждой из двух полос обзора составляла 12,5 км, расстояние между ними также равно 12,5 км. Пространственное разрешение РЛС БО составляло (25 × 25) м [6].

Принципы построения бортовых РЛС БО с вдольфюзеляжными антеннами и с синтезированной апертурой приемных антенн в настоящее время широко известны (см., например, [7 – 10]) и мы на их изложении останавливаться не будем.

Характеризуя степень развития представлений о формировании морской поверхностью РЛ-сигнала, так же отметим, что к концу 50-х – середине 60-х гг. в основном была разработана физическая теория рассеяния радиоволн взволнованной морской поверхностью (см., например [11 – 15]) и, что особенно для нас важно, была разработана двухмасштабная электродинамическая модель [11], позволяющая рассматривать формирование взволнованной морской поверхностью РЛ-сигнала с единых позиций в широком частотном диапазоне и в разнообразных условиях наблюдения.

**Спутниковые РЛ-системы детального наблюдения.** Параллельно с развитием авиационных РЛС БО шло развитие и спутниковых РЛ-систем, причем ведущая роль принадлежала СССР. Кратко остановимся на некоторых из таких систем.

*Космический аппарат (КА) РЛ-мониторинга морских акваторий УС-А.* КА УС-А (управляемый спутник, активный) не был специализированным, океанографическим, но, тем не менее, мы посчитали необходимым в нескольких словах остановиться на нем, поскольку это был, по сути, первым из отечественных КА радиолокационного наблюдения. Его разработка была начата в СССР в начале 60-х годов. КА входил в состав системы глобальной морской космической разведки и целеуказания (МКРЦ) «Легенда» (см., например, [16, 17]).

Учитывая целевое назначение КА, подробных данных о технических характеристиках установленной на его борту РЛС БО нам найти не удалось, хотя сам КА описан во множестве источников достаточно подробно. Общее представление о нем дает рис. 1, на котором показан внешний вид выставочного макета КА.

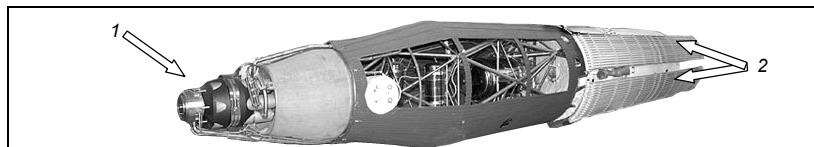


Рис. 1. Космический аппарат РЛ-мониторинга морских акваторий «УС-А» [16]:  
1 – отсек ядерной энергетической установки (ЯЭУ); 2 – антенны РСА

Согласно данным, приведенным в [17], рабочая длина волны РЛС БО составляла 8,2 ГГц (длина волны ~ 3,6 см). Антенная система имела длину около 10 м и состояла из двух разворачиваемых в космосе секций, длина каждой из которых составляла около 5 м. Для обеспечения наиболее оптимальных условий наблюдения морской поверхности, КА запускались на орбиты высотой (265 – 280) км, на которых эффективность солнечных батарей того времени была недостаточна для обеспечения электропитания РЛС БО. Поэтому была создана бортовая ядерная энергетическая установка, отделявшаяся от КА при окончании программы работ и уходившаяся на орбиту захоронения (высвечивания) с высотой около 1 000 км. КА эксплуатировался в период с 1975 по 1988 гг.

*КА «Космос-1870» и «Алмаз-1»* [18 – 20]. Дальнейшим развитием космических РЛС стала разработка РЛС БО с синтезированием апертуры приемной антенны (РСА) «Меч» и «Меч-КУ», запускавшихся на борту КА «Космос-1870» (КА «Меч-К», вывод на орбиту – 25.07.1987 г., прекращение работы – 30.07.1989 г.) и «Алмаз-1» (КА «Меч-КУ», вывод на орбиту – 31.03.1991 г., прекращение работы – 17.10.1992 г.). Оба КА представляли собой долговременные орбитальные станции (ДОС), имевшие достаточно мощную, для энергообеспечения работы РСА, солнечную энергетическую установку.

*КА «Ресурс-01».* КА «Ресурс-01» №1 [21 – 24] стал первым и единственным на сегодняшний день из КА серии «Ресурс», оснащенных бортовой РСА. На орбиту он был запущен 03.10.1985 г. и после запуска получил наименование «Космос-1869». В последующем РСА, получившая название «Траверс», на борту КА этого типа не устанавливалась и работала в космосе в составе модуля «Природа» ДОС «Мир». Она имела рабочие длины волн 9 (С – диапазон) и 23 см (D – диапазон), обеспечивала обзор подстилающей поверхности с пространственным разрешением около 100 м. Антенная система РСА имела размеры 2,8 × 6,0 м.

**Спутниковые обзорные РЛ-системы среднего разрешения. Космическая океанографическая система «Океан».** Разработка океанографической космической системы (КС) «Океан» начата в СССР в 1976 г. усилиями специалистов Академии наук Украины, Академии наук СССР, КБ «Южное» и других проектно-конструкторских и производственных предприятий и организаций различных ведомств страны. На первом этапе ее создания были запущены два экспериментальных КА «Океан-Э», получивших после выхода на орбиту наименования «Космос-1076» (1979 г.) и «Космос-1151» (1980 г.) соответственно. Они оснащались трассовой радиометрической аппаратурой ДЗЗ, работающей в инфракрасном (ИК-), видимом и СВЧ-диапазонах и не предназначались для оперативного использования [25 – 27].

*Космические аппараты РЛ-мониторинга серии «Космос-1500».* [28 – 30] Океанографический КА РЛ-наблюдения морских акваторий «Космос-1500» («Океан-ОЭ», № 1, 1983 г.) стал головным в серии отечественных оперативных океанографических КА. Всего в период с 1983 по 2004 г. было запущено 11 (учитывая запуски КА «Січ-1» (1995 г.), «Океан-О» (1999 г.) и «Січ-1М» (2004 г.) океанографических КА. Внешний вид КА «Космос-1500» показан на рис. 2.

Состав бортового информационно-измерительного комплекса КА от запуска к запуску претерпевал незначительные изменения, но всегда его основным элементом являлась обзорная РЛС БО с физической апертурой антенны. РЛС БО работала в 3-х сантиметровом диапазоне, имела вертикальную поляризацию излучаемого и принимаемого сигналов (ВВ) и, в зависимости от интенсивности волнения, обеспечивала обзор морской поверхности в полосе, имеющей ширину около (350 – 400) км (на КА «Січ-1М» – около 700 км). Полоса обзора располагалась слева от трассы КА, что позволяло наблюдать в арктическом бассейне участки поверхности, находящиеся севернее трассы КА.

По своим информационным характеристикам – пространственное разрешение (0,8 × 1,5) км, темп выдачи информации 4 строки/с и т.д., РЛС БО была сопряжена с установленной на борту КА оптической аппаратурой ДЗЗ (сканер МСУ-М), что позволяло:

– во-первых, увеличить число дешифровочных признаков за счет совмещения на одном фотоблашке РЛ-снимков и снимков, получаемых в оптическом диапазоне;

– во-вторых, использовать для передачи РЛ-информации стандартный радиоканал передачи спутниковой метеорологической информации и таким образом, что особенно важно, повысить оперативность получения РЛ-информации ее конечными потребителями.

Эффективность использования РЛС БО КА «Космос-1500» была настолько высока, что в кратчайшее время было организовано ее производство на одном из предприятий и, начиная с КА «Космос-1766», на борту отечественных океанографических КА устанавливалась РЛС БО промышленного изготовления.

В 2004 г. на борту КА «Січ-1М» в космос была запущена последняя РЛС БО этой серии.

**Космическая система «Метеор-3М» с КА «Метеор-М»** [31 – 33]. 17 сентября 2009 г. на орбиту ИСЗ был запущен КА «Метеор-М», оснащенный бортовым радиолокационным комплексом бокового обзора (БРЛК) «Северянин».

КА «Метеор-М» создан специалистами ВНИИЭМ им. А.Г. Ио-

сифьяна (г. Москва) на конструктивной основе метеорологических КА «Метеор-3», и по внешнему виду отличается от своих предшественников наличием длинной антенны РЛС БО, расположенной в верхней части корпуса (см. рис. 3). БРЛК «Северянин-М» создан специалистами НИИ ТП (г. Москва). В настоящее время КА находится на орбите и выдает снимки земной поверхности на наземные центры приема и обработки спутниковой информации.

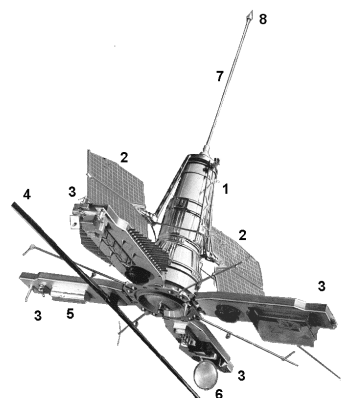


Рис. 2. Космический аппарат «Космос-1500»:

1 – корпус КА; 2 – солнечные батареи; 3 – поворотные панели; 4 – антенна РЛС БО; 5, 6 – блоки аппаратуры комплекса ДЗЗ; 7 – выдвижная штанга; 8 – груз гравитационного стабилизатора.

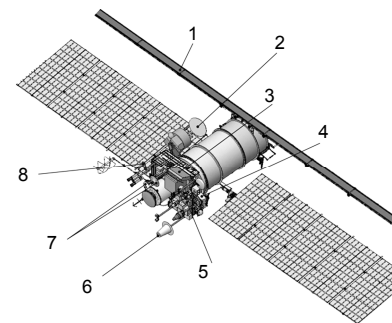


Рис. 3. Метеорологический КА «Метеор-М»: 1 – антенна БРЛК «Северянин-М»; 2 – модуль МТВЗА; 3, 5 – аппаратура КМСС, МСУ-МР; 4 – ГГAK-M; 6 – антенна ССПД; 7 – радиолития сантиметрового диапазона; 8 – радиолития дециметрового диапазона

Рабочая длина волны БРЛК «Северянин-М» – 3,1 см, поляризация излучения, как и на серии «Космос-1500 – Океан» – вертикальная на передачу и прием (ВВ). БРЛК обеспечивает выполнение съемки в нескольких режимах:

– в режиме номинальной полосы обзора (ширина ~ 600 км) с пространственным разрешением около 1 × 1 км в режиме низкого разрешения (НР) и около 0,4 × 0,5 км в режиме среднего разрешения (СР);

– в режиме расширенной полосы обзора (ширина ~ 750 км) примерно с тем же пространственным разрешением.

В отличие от РЛС БО КА серии «Космос-1500 – Океан» в БРЛК исполь-

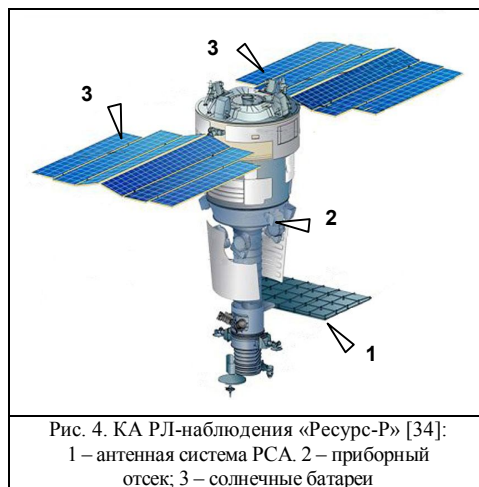
зуется зондирующий импульс с кодо-импульсной модуляцией, что позволяет применить при обработке сигнала методы синтеза диаграммы направленности антенны, и таким путем улучшить азимутальное разрешение системы, сохраняя при этом широкую полосу обзора.

**Перспективные проекты спутниковых РЛ-систем ДЗЗ.** КА «Ресурс-ДК-Р (Ресурс-П)» [34]. ГНЦПРКЦ «ЦСКБ-Прогресс» (г. Самара) совместно с НИИ ТП (г. Москва) разрабатывают для Роскосмоса КА «Ресурс-ДК-Р (Ресурс-П)», оснащаемый РЛ-системой (РСА) трехсантиметрового диапазона. Его внешний вид приведен на рис. 4.

**Проект «Аркон-2».** В настоящее время КА известны два проекта КА РЛ-наблюдения «Аркон-2».

Первый – создание многофункционального КА РЛ-наблюдения, оснащенного многочастотной РСА, разрабатывается специалистами НПО им. С.А. Лавочкина [35], а РСА для него – НПО «Вега» [36]. Целевое назначение КА: обеспечение возможности получения информации о наземных и морских объектах, о состоянии земных покровов и поверхности Мирового океана и т.д.





Согласно [36], РСА должна обеспечивать одновременный обзор поверхности в полнополяризационном режиме (включая круговую поляризацию) на двух длинах радиоволн: 23 см и 70 см. При этом, на радиоволне 23 см съемка должна вестись с пространственным разрешением от 3 до 30 м в полосе захвата от 15 до 400 км при ширине полосы обзора 450 км, а на радиоволне 70 см – с пространственным разрешением 30 м в полосе захвата от 60 до 120 км при ширине полосы обзора 250 км. В качестве антенны предполагается использование активной фазированной решетки размером  $12 \times 3,3$  м, состоящей из 256 элементов на волне 23 см ( $L$  – диапазон) и 84 элементов на волне 70 см ( $P$  – диапазон). Выполнение синхронной полнополяризационной РЛ-съемки на двух длинах радиоволн обеспечивает возможность:

- получения данных об объектах, не обнаруживаемых визуально (скрытых снегом, листвою деревьев, тем или иным способом замаскированных, заглубленных и т.д.);
- определения скорости движущихся объектов;
- использования интерферометрических технологий<sup>1</sup> для получения данных о рельефе местности;
- использования поляриметрические характеристик объектов для дешифрирования РЛ-снимков и др.

Другими словами: КС «Аркон-2» ориентирована более на получение изображений поверхности суши, чем на получение изображений морских акваторий, тем не менее, получаемая с ее помощью РЛ-информация, безусловно, найдет применение и при информационном обеспечении фундаментальных и прикладных задач в области морских наук и технологий, экологии морских систем и т.д.

<sup>1</sup> Заметим, что в настоящее время интерферометрическая съемка поверхности выполняется, например, с помощью зарубежных КС «TerraSAR-X – TanDEM-X» и «CryoSat», рассмотрение которых выходит за рамки настоящей статьи.

Разработка второго проекта КА, также носящего имя «Аркон-2», поручена ВНИИЭМ, который выиграл конкурс на выполнение ОКР «Эскизное проектирование космической системы радиолокационного наблюдения в составе двух космических аппаратов «Аркон-2М» с радиолокатором X-диапазона» [37]. Создаваемый КА должен обеспечивать возможность выполнения РЛ-съемки подстилающей поверхности в режимах, перечисленных в табл. 1., заимствованной из документа «Требования к выполнению ОКР», размещенного на упомянутом сайте (см. [37]). Отметим, что в цитируемом нами документе оговаривается возможность создания КА с РСА, работающих в других частотных диапазонах (в рамках других контрактов, заключаемых по результатам открытого конкурса).

Таблица 1

КА «Аркон-2». Режимы РЛ-съемки и их основные характеристики [37]

Наименование режимов съемки	Размеры кадра на местности, не менее, км	Ширина полосы обзора на местности, не менее, км	Пространственное разрешение на местности, не хуже, м
1. Высокоточный объектовый	10 × 10	450	1
2. Детальный объектовый	50 × 50	450	5 – 6
3. Узкополосный маршрутный	30 × 4 000	450	3 – 6
4. Маршрутный	130 × 4 000	450	50
5. Широкополосный маршрутный	450 × 4 000	450	200

Интересной особенностью проекта является возможность работы КС «Аркон-2» в двухпозиционном варианте, при котором бортовая РЛС одного КА излучает зондирующий сигнал, а прием и обработка отраженного сигнала осуществляется другим КА или иным летательным аппаратом.

*Другие проекты КС детального РЛ-обзора.* Космическая отрасль как Российской Федерации, так и Украины в настоящее время располагают высококвалифицированным научно-техническим потенциалом и развитыми производствами. Это создает предпосылки, необходимые для дальнейшего развития и совершенствования КС РЛ-мониторинга земной (в том числе – морской) поверхности и, соответственно, для разработки проектов и вариантов их технической реализации.

Среди таких проектов назовем:

1) систему малых КА «Кондор-Э» (НПО «Машиностроения»), оснащаемых многорежимной РСА, работающей в  $S$ -диапазоне (длина волны – 9,5 см) и обеспечивающей съемку местности в детальном режиме с пространственным разрешением около (1 – 2) м в полосе шириной от 10 до 20 км и в панорамном режиме с пространственным разрешением около (5 – 20) м в полосе съемки от 20 до 160 км. РСА имеет параболическую антенну диаметром 6 м, которая может быть перенацелена для проведения съемки районов справа или слева от трассы полета. Таким образом, формируются две полосы обзора шириной по 500 км каждая [38, 39].

2) КА РЛ-наблюдения «Монитор-Р» [40 – 42] (ГКНЦП им. М.В. Хруничева), разработка которого ведется на базе унифицированной космической платформы «Яхта». Предполагается создание двух вариантов КА: «Монитор-Р3» и «Монитор-Р23», оснащенных РСА, работающими в сантиметровом и дециметровом диапазонах радиоволн. Основные характеристики РСА (см., например, [42]) приведены в табл. 2.

Таблица 2

Параметры	Космический аппарат					
	Монитор-Р3			Монитор-Р23		
1. Диапазон (длина волны, см)	Х (3,1)			L (23)		
2. Поляризация	ВВ, ГГ			ВВ, ВГ, ГГ, ГВ		
3. Пространственное разрешение, м	3 – 5	20 40	100	5	20 40	100
4. Ширина полосы захвата, км	10 – 20	60 – 80 120 – 160	450	30 – 40	60 – 80 120 – 160	450
5. Ширина полосы обзора, км	450			300		

3) проект КС РЛ-мониторинга ледовой обстановки «Север» (ФГУП «Конструкторское бюро "Арсенал" им. М.В. Фрунзе», Санкт-Петербург) [43, 44]. Создаваемая РСА будет иметь рабочую длину волны 23 см и обеспечит возможность съемки поверхности с пространственным разрешением 200 м при ширине полосы обзора около 630 км (обзорный режим) и 30 м при ширине полосы захвата 100 км (режим детальной съемки).

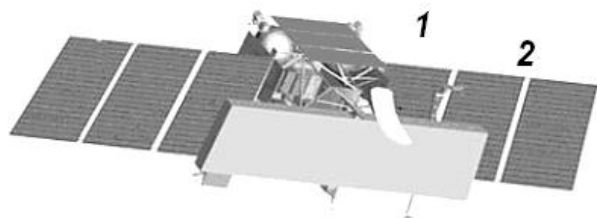


Рис. 5. КА «Арктика-Р»:

1 – базовый блок, 2 – солнечные батареи, 3 – антенна РСА

4) проект КС «Арктика» [45, 46] (НПО им. С.А. Лавочкина совместно с Росгидрометом). Научно-методическую основу проекта составляют современные представления и достижения в области спутниковой метеорологии, ДЗЗ и спутниковой связи. КА, входящие в состав КС, создаются на основе космических платформ «Навигатор» (НПО им. С.А. Лавочкина) и «Экспресс» (НПО прикладной механики им. А.Ф. Решетнева). В состав КС будут входить КА оптико-электронного мониторинга «Арктика-М», КА РЛ-мониторинга «Арктика-Р» и КА спутниковой связи «Арктика-МС». Многорежимная РСА будет работать в диапазоне (9,5 – 9,8) ГГц,

обеспечивая выполнение съемки в детальном, обзорном, маршрутном и интерферометрическом режимах. Ширина полосы обзора составит не менее 450 км в режимах детальной съемки и не менее 600 км в режимах обзорной съемки. При этом пространственное разрешение будет составлять: не хуже 1 м (детальная съемка), не хуже 10 м (маршрутная съемка) и 100 м (обзорная съемка). Рабочая компоновка КА представлена на рис. 5 [46].

5) проект КС «Смотр» (ОАО «Газпром космические системы») [47]. В состав КС входят два КА РЛ-мониторинга, оснащенных РСА, имеющими характеристики, близкие к характеристикам РСА КС «Арктика».

6) проекты КА РЛ-мониторинга «Січ-2Р (Січ-2МР)» и «Січ-3Р» (НКАУ, Украина) [48, 49]. РЛС КА «Січ-2Р (Січ-2МР)» будет иметь пространственное разрешение

1 300 м в обзорном режиме и 200 м в режиме детального просмотра. РЛС КА «Січ-3Р» будет иметь пространственное разрешение около 20 м в режиме детальной съемки и около 2 м в режиме покадровой съемки.

**Тенденции развития систем РЛ-мониторинга морских акваторий космического базирования.** Рассматривая современное состояние и направления в развитии спутниковых систем РЛ-мониторинга морских акваторий, отметим следующие основные факторы:

1. За годы, прошедшие с момента запуска в космос первых РЛС БО, существенно расширился круг стран, заинтересованных в осуществлении РЛ-мониторинга.

2. За тридцать с небольшим лет, прошедших после проведения космических экспериментов на борту ДОС «Skylab» (1973 г.) и принятия в эксплуатацию МКРЦ «Легенда» (1975 г.), значительно расширились информационные возможности космических РЛС БО: появились многорежимные полнополяризационные РСА.

3. Космические РСА по своей потенциальной разрешающей способности в настоящее время вплотную приблизились к оптическим средствам наблюдения, выгодно отличаясь от них всепогодностью.

4. В последние годы появились интерферометрические РСА, сочетающие в себе возможности как «классических» РСА, так и высокоточных альтиметров. Это создает принципиальную возможность построения в обозримом будущем цифровых моделей рельефа (ЦМР) как в глобальных, так и в региональных масштабах.

5. В ближайшей перспективе ожидается расширения круга стран, использующих для решения разнообразных научных и прикладных задач информацию, получаемую с помощью РЛС БО с синтезируемой и реальной апертурами приемной антенны космического базирования.

## Литература

1. Коротаев Г.К., Еремеев В.Н. Введение в оперативную океанографию Черного моря. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. – 382 с.
2. Ил-20. Сайт «Большая авиационная энциклопедия "Уголок неба"». [Электронный ресурс]. <http://www.airwar.ru/enc/spy/il20.html> (Проверено 01.10.2010).
3. Ан-24. Сайт ИКАМ (Иллюстрированный каталог авиации мира) [Электронный ресурс] <http://www.brazd.ru/av/an-24.html> (Проверено 01.10.2010).

4. *Ил-24Н*. Сайт «Большая авиационная энциклопедия "Уголок неба"». [Электронный ресурс]. <http://www.airwar.ru/enc/other/il24n.html> (Проверено 15.08.2010).
5. *Анцев Г.В., Сарычев В.А., Следников К.Н. и др.* Авиационный комплекс территориального информационного мониторинга // Качество и ИПИ (CALS) технологии. – 2005, № 3 (7). – С. 7 - 9.
6. *Булатов М.Г., Кравцов Ю.А., Лаврова О.Ю. и др.* Физические механизмы формирования аэрокосмических радиолокационных изображений океана // Успехи физических наук. – 2003. – т. 173, № 1. – С. 69 - 87.
7. *Реутов А.П., Михайлов Б.А., Кондратенков Г.С., Бойко Б.В.* Радиолокационные станции бокового обзора / Под ред. А.П. Реутова. – М.: Сов. Радио, 1970. – 360 с.
8. *Кондратенков Г.С., Потехин В.А., Реутов А.П., Феоктистов Ю.А.* Радиолокационные станции обзора Земли / Под ред. Г.С. Кондратенкова. – М.: Радио и связь, 1983. – 284 с.
9. *Комаров А.А., Кондратенков Г.С., Курилов Н.Н., Лавров А.А., Саблин В.Н., Толстов Е.Ф., Федосеев В.С.* Радиолокационные станции воздушной разведки / под ред. Г.С. Кондратенкова. – М.: Воениздат., 1983. – 152 с.
10. *Балтер Б.М., Ведешин Л.А., Егоров В.В. и др.* Аэрокосмический радиолокационный мониторинг Земли / под ред. А.И. Канащенкова. – М.: Радиотехника. 2006. – 240 с.
11. *Bass, F. G., Fuks I.M., Kalmykov A.I., Ostrovsky I.E. and Rosenberg A.D.* Very High Frequency Radiowave Scattering by a Disturbed Sea Surface, Parts I and II // IEEE Trans. Antennas Propagat. – 1968. – vol. AP-16. – P. 554 - 559 and 560 - 568.
12. *Басс Ф.Г., Фукс И.М.* Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. – М.: Наука, 1972. – 424 с.
13. *Wright J.W.* A New Model for Sea Clutter // IEEE Trans. Antennas Propagat. – 1968. – vol. AP-16. – P. 217 - 223.
14. *Barrick D.E.* Theory of HF/VHF propagation across the rough sea. Part I: The effective surface impedance for a slightly rough highly conducting medium at grazing incidence / Radio Sci. – 1971. – Vol. 6, № 5. – P. 517 - 526.
15. *Barrick D.E.* Theory of HF/VHF propagation across the rough sea. Part II: Application to HF/VHF propagation above the sea / Radio Sci. – 1971. – Vol. 6, № 5. – P. 527 - 533.
16. *Афанасьев И.* К истории разработки спутников морской радиоразведки. Сайт «Новости космонавтики». [Электронный ресурс]. <http://www.novosti-kosmonavtiki.ru/content/numbers/288/36.html> (Проверено 25.11.2009).
17. *Sven Grahn.* The US-A program (Radar Ocean Reconnaissance Satellites – RORSAT) and radio observations thereof. [Электронный ресурс]. <http://www.sven-grahn.pp.se/trackind/RORSAT/RORSAT.html> (Проверено 01.09.2010).

18. *1960-1993 гг.* Развитие космических аппаратов и орбитальных станций. Сайт Государственного космического научно-производственного центра (ГКНЦП) им. М.В. Хруничева. [Электронный ресурс]. <http://www.khrunichev.ru/main.php?id=38> (Проверено 08.08.2010).
19. Сайт «Космический мир». Энциклопедия космонавтики. Хроника освоения космоса. [Электронный ресурс]. <http://www.cosmoworld.ru/spaceencyclopedia/chrono/index.shtml?1987.html> (Проверено 25.09.2010).
20. Сайт «Космический мир». Энциклопедия космонавтики. Хроника освоения космоса. [Электронный ресурс]. <http://www.cosmoworld.ru/spaceencyclopedia/chrono/index.shtml?1991.html> (Проверено 25.09.2010).
21. *Тарасенко М.* Отечественная система оперативного дистанционного зондирования Земли. // Новости космонавтики. – 1998, № 17-18 (01 – 21 августа 1998). [Электронный ресурс]. <http://www.novosti-kosmonavtiki.ru/content/numbers/184-185/22.shtml> (Проверено 15.09.2010).
22. *Неронский Л.Б., Михайлов В.Ф., Брагин И.В.* Микроволновая аппаратура дистанционного зондирования поверхности Земли и атмосферы. Радиолокаторы с синтезированной апертурой антенны / Учеб. пособие. – СПб.: СПбГУАП, часть 2, 1999. – 220 с.
23. *Научная аппаратура модуля 77КСИ «Природа».* [Электронный ресурс]. [http://www.cosmoworld.ru/mirstation/mir/77KSE\\_devices.shtml](http://www.cosmoworld.ru/mirstation/mir/77KSE_devices.shtml) (Проверено 25.09.2010).
24. *Лантратов К.* Россия. Модуль «Природа». (По материалам ГКНЦП имени М.В.Хруничева, РКК «Энергия» им. С.П.Королева, ЦУП, Института радиоэлектроники РАН) // Новости космонавтики. – 1996, № 9 (22 апреля – 5 мая 1996 г.). [Электронный ресурс]. <http://www.novosti-kosmonavtiki.ru/content/numbers/124/10.shtml> (Проверено 15.09.2010).
25. *Нелено Б.А., Арманд Н.А., Хмыров Б.Е. и др.* Эксперимент «Океан» на искусственных спутниках Земли «Космос-1076» и «Космос-1151» // Исследование Земли из космоса. – 1985. – № 3. – С. 5 - 12.
26. *Нелено Б.А., Терехин Ю.В., Коснырев В.К. и др.* Спутниковая гидрофизика. – М.: Наука, 1983. – 253 с.
27. *Нелено Б.А., Коротаев Г.К., Суетин В.С. и др.* Исследование океана из космоса. – Киев: Наукова думка, 1985. – 168 с.
28. *Исследование Земли из космоса.* – 1985. – № 3. – 128 с.
29. *Радиолокация поверхности Земли из космоса (Исследование морской поверхности, ледяного и ледового покровов с помощью спутниковой радиолокационной станции бокового обзора) / под ред. Л.М. Митника, С.В. Викторова.* – Л.: Гидрометеоздат., 1990. – 200 с.
30. *Радиолокационные методы и средства оперативного дистанционного зондирования Земли с аэрокосмических носителей / под ред. С. Н. Конюхова, В. И. Драновского и В. Н. Цымбала.* Киев: ООО НТЦ «Авиадиагностика», «Джулия принт», 2007. – 440 с.

31. *Космический* аппарат «Метеор-М» № 1. Сайт ГУ «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии "Планета"» [Электронный ресурс]. [http://planet.iitp.ru/spacecraft/meteor\\_m\\_n1.htm](http://planet.iitp.ru/spacecraft/meteor_m_n1.htm) (Проверено 08.10.2010).
32. *Малогабаритный* бортовой радиолокационный комплекс космического базирования «Северянин-М» для дистанционного зондирования Земли. Сайт «ОАО НИИ точных приборов». [Электронный ресурс]. [http://www.niitp.ru/directions/05/development/development\\_6.html](http://www.niitp.ru/directions/05/development/development_6.html) (Проверено 04.09.2010).
33. *Внотченко С.Л., Достовалов М.Ю., Дудукин В.С., Коваленко А.И., Мусияниц Т.Г., Риман В.В., Селянин А.И., Смирнов С.Н., Шишианов А.В.* Космический радиолокатор «Северянин-М» с широкой полосой съемки. Сайт «Электронный "Журнал радиоэлектроники"» [Электронный ресурс]. [http://jre.cplire.ru/jre/dsk/pdf/files/c1\\_8.pdf](http://jre.cplire.ru/jre/dsk/pdf/files/c1_8.pdf) (Проверено 04.09.2010).
34. *Кирилин А.Н., Ахметов Р.Н., Анишаков Г.П.* Основные результаты и планы ГНПРЦ «ЦСКБ-Прогресс» по созданию космических средств ДЗЗ социально-экономического назначения // Вопросы электромеханики. Труды НПП ВНИИЭМ. – 2008. – т. 105. – С. 40 - 48. Электронный ресурс: <http://jurnal.vniiem.ru/text/105/5.pdf> (Проверено 15.09.2010).
35. *Аркон-2.* Космический комплекс радиолокационного наблюдения. Сайт ФГУП «НПО им. С.А. Лавочкина». [Электронный ресурс]. <http://www.laspace.ru/gus/arcon.php> (Проверено 15.09.2010).
36. *Двухчастотный* космический радиолокатор с синтезированной апертурой «СПИНАР-1ДМ» для КА «АРКОН-2» разработки ФГУП «НПО им. С. А. Лавочкина». Сайт Открытого акционерного общества «Концерн радиостроения "Вега"». [Электронный ресурс]. <http://vega.su/catalog/prd12.php> (Проверено 09.07.2008).
37. *Официальный сайт* Российской Федерации для размещения информации о размещении заказов. [Электронный ресурс]. <http://zakupki.gov.ru/Tender/ViewPurchase.aspx?PurchaseId=492412> (Проверено 15.10.2010).
38. *Малый* космический аппарат «Кондор-Э» с радиолокатором синтезированной апертуры. Сайт Открытого Акционерного Общества «Военно-промышленная корпорация "НПО Машиностроения"». [Электронный ресурс]. <http://www.npo.mash.ru/activities/images/radio.pdf> (Проверено 15.10.2010).
39. *М. Фрадков* планирует обсудить поставки странам Латинской Америки малых космических аппаратов ДЗЗ «Кондор-Э». Сайт ГИС-ассоциации. [Электронный ресурс]. <http://www.gisa.ru/28194.html> (Проверено 15.10.2010).
40. *Журавин Ю.* «Яхта» будет бороздить космос // Новости космонавтики. – 1999. – т. 9, № 8 (199). [Электронный ресурс]. <http://epizodsspace.airbase.ru/bibl/nk/1999/8/1999-8b.html> (Проверено 15.10.2010).

41. *Лантратов К.* Центр Хруничева создает «Монитор» // Новости космонавтики. – 2002, № 1. [Электронный ресурс]. <http://www.novosti-kosmonavтики.ru/content/numbers/228/25.shtml> (Проверено 15.10.2010).
42. *Глазкова И.А.* Космическая система дистанционного зондирования земли (ДЗЗ) Государственного космического научно-производственного центра (ГКНЦП) им. М.В. Хруничева // 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.) Сборник научных статей. – М.: Полиграф сервис, 2004, выпуск 1. – С. 126 – 133. [Электронный ресурс]. [www.iki.rssi.ru/earth/trudi/1-05.pdf](http://www.iki.rssi.ru/earth/trudi/1-05.pdf) (Проверено 15.10.2010).
43. *Космическая* система радиолокационного наблюдения «Север». Сайт ФГУП «Конструкторское бюро "Арсенал" им. М.В. Фрунзе». [Электронный ресурс]. <http://www.kbarsenal.ru/sever.php> (Проверено 15.10.2010).
44. *Кислицкий М.И.* Космическая система радиолокационного мониторинга «Север». [Электронный ресурс]. [http://d33.infospace.ru/d33\\_conf/2008\\_pdf/1/37.pdf](http://d33.infospace.ru/d33_conf/2008_pdf/1/37.pdf) (Проверено 15.10.2010).
45. *Космическая* система (КС) «Арктика». Цели создания и задачи КС «Арктика». Сайт Федерального космического агентства РФ «Роскосмос». [Электронный ресурс]. <http://www.roscosmos.ru/main.php?id=2&nid=12070> (Проверено 15.10.2010).
46. *Носенко Ю.И., Севастьянов Н.Н., Дядюченко В.Н. и др.* Многоцелевая космическая система «Арктика», перспективы ее создания. [Электронный ресурс]. [http://d33.infospace.ru/d33\\_conf/2009\\_conf\\_pdf/plenar/Nosenko.pdf](http://d33.infospace.ru/d33_conf/2009_conf_pdf/plenar/Nosenko.pdf) (Проверено 12.10.2010).
47. *Севастьянов Н.Н.* Развитие аэрокосмических средств для мониторинга инфраструктуры нефтегазовой отрасли (ОАО «Газпром космические системы») / Конференция «Космические системы мониторинга и технологии применения результатов космической деятельности» в рамках VII международного промышленного форума GEOFORM+2010. ВНИИЭМ, 1 апреля 2010. [Электронный ресурс]. [www.vniiem.ru/ru/uploads/files/conferences/100401/1050.pdf](http://www.vniiem.ru/ru/uploads/files/conferences/100401/1050.pdf) (Проверено 12.10.2010).
48. *Аерокосмічні* спостереження в інтересах сталого розвитку и безпеки (GEO-UA). – Київ: ТОВ «СЕЕМ», 2008. – 117 арк.
49. *Деятельность* Украины по созданию спутников дистанционного зондирования Земли. Информационный альбом. Сайт «UNOOSA. United Nations Office for Outer Space Affairs». [Электронный ресурс]. [www.unoosa.org/pdf/pres/stsc2008/tech-23.pdf](http://www.unoosa.org/pdf/pres/stsc2008/tech-23.pdf) (Проверено 08.07.2008).

КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ЗОНЫ «ПРОВЕТРИВАНИЯ» И ГЛОБАЛЬНАЯ  
ЭКОЛОГИЯ АТМОСФЕРЫ

А. Е.Рождественский

*О проблеме и задаче*

Некоторые выделенные крупномасштабные атмосферные области можно рассматривать как источники сравнительно интенсивных климатических потоков тепла и влаги в соседние зоны атмосферы, т.е. как нагреватели для остальной атмосферы. При этом иные крупномасштабные районы атмосферы оказываются поглотителями тепла и примесей, т.е. холодильниками. Подобная точка зрения позволяет рассматривать части атмосферы как элементы тех или иных природных тепловых машин в соответствии с концепцией акад. В.В. Шулейкина [1], что углубляет понимание крупномасштабных и среднемасштабных процессов и прогнозирование состояния атмосферы. Настоящая работа отвечает на вопросы - какие крупномасштабные районы атмосферы в среднеширотных районах Земли можно считать климатическими нагревателями, как они связаны с потоками энергии, поступающей в атмосферу с поверхности континентов и океанов, и как они соотносятся с процессами масштабного загрязнения среды.

В классической климатологии нагревателями атмосферы умеренных широт считаются континенты за счет сильного прогрева в летнее время [2]. Подтверждением этой концепции является факт более высоких температур атмосферы в северном полушарии по сравнению с южным. Другая концепция как основа национальной океанографической программы в 1981-88 гг. (рук. Акад Г. И. Марчук), напротив рассматривает океан как нагреватель и основной источник тепла в атмосфере [3]. Какие же элементы земной поверхности на самом деле являются своеобразными климатическими (в среднем за год) нагревателями атмосферы – океаны или континенты и в какой пропорции? Ответ не очевиден.

Для ответа воспользуемся прямым методом - вычислим поток тепла, осуществляемый переносными движениями через боковые границы в каждом выделенном элементарном блоке атмосферы. Подобные расчеты ранее проводились как для отдельных компонент переноса - меридиональный теплоперенос [4,5], перенос в среднем по широтным зонам [6] и для крупномасштабных блоков с горизонтальными размерами 5х10град. меркаторской сетки Земли. [7]. При изучении крупномасштабного меридионального теплопереноса в атмосфере было обнаружено, что не менее 90 % всего меридионального теплопереноса обеспечивается переносными геострофическими движениями атмосферы [6,7].

Работы по изучению структур крупномасштабного теплопереноса в атмосфере весьма обширны - мы упомянули только первых «пионерских» работах. Настоящая работа отличается тем, что она проведена более масштабно и подробно в целом по северному полушарию с использованием нового метода, который автор условно назвал методом интегральной фазы (сдвиговой фазы) [8], и который ранее был опробован для изучения потоков тепла в атмосфере [7] и потоков тепла между океаном и атмосферой [9].

В настоящей работе метод сдвиговой фазы приспособлен для изучения структуры крупномасштабного теплопереноса в атмосфере и кратко описывается ниже.

*Метод интегральной (сдвиговой) фазы*

Физической (сдвиговой) фазой  $\varphi$  между двумя функциями (Т) и (Р) будем называть интеграл вида -

$$\varphi = C \int_{\Omega} T(dP) \quad (1)$$

где  $C = \text{Const}$ - размерная и нормирующая константа,  $\Omega$  - область определения фазы. Исходя из (1) пространственный фазовый сдвиг между Т и Р равен :

$$\varphi = C \int_{\Omega} T \nabla P d\sigma \quad (2)$$

где  $d\sigma$  - векторный элемент площади на поверхности,  $\Omega = \Omega(x)$ , а знак фазы соответствует знаку скалярного произведения. По аналогии с (2) из (1) можно дать определение временной сдвиговой фазы.

Если величины (Т) и (Р) являются одноименными гармониками, то при малых амплитудах данное определение совпадает с математическим определением фазы. Смысл и существо использования понятия сдвиговой фазы вида (1.2) для расчета крупномасштабного теплопереноса в атмосфере состоит в том, что если (Р) в (1) является полем атмосферного давления а (Т)- полем температур атмосферы, то сдвиговая фаза вида (1) между этими полями на контуре (L) численно равна теплопереносу через этот контур в геострофическом приближении. Таким образом, теплоперенос через некоторый замкнутый контур в атмосфере можно представить как сдвиг фаз между давлением на этом контуре в смысле определения (1). Именно эта физическая интерпретация обуславливает выбор метода расчета теплопереноса в атмосфере с помощью метода сдвиговой фазы и его удобство в интерпретации и модельных исследованиях. Убедимся в справедливости сделанного утверждения.

Горизонтальный теплоперенос (Q) через боковую поверхность контура (L) на изопотенциальной поверхности равен :

$$Q = C \oint_L \rho(x,t) * T(x,t) * \vec{v}(x,t) d\vec{L} \quad (3)$$

где  $C$  –теплоемкость,  $\rho$  -плотность воздуха,  $T$  –температура,  $\vec{v}$  -скорость,  $d\vec{L}$  -элемент контура. Нормальная к контуру геострофическая скорость равна:

$$(V_g)_n = \left( \frac{1}{\rho f} \right) \left( \frac{\partial P}{\partial L} \right), \quad \text{где } P \text{ – атмосферное давление.}$$

Следовательно, теплоперенос через контур (L), учитывая (1,3), имеет вид –

$$Q = c \oint_L \rho T V_n dL = \left( \frac{c}{f} \right) \oint_L T \frac{\partial P}{\partial L} dL = \text{Const} * \Delta \varphi \quad (4)$$

Если теплоперенос Q в (4) представить в координатах температур и геопотенциала (Z) на изобарической поверхности через контур (L), то по аналогии с выводом выражения (4) можно получить выражение для теплопереноса через контур (L) в виде сдвиговой фазы (на контуре) между полем температуры и геопотенциала:

$$Q = \text{Const} \oint_L T \left( \frac{\partial Z}{\partial L} \right) dL = (\text{Const}) * \Delta \varphi_z \quad (5)$$

Метод интегральной (сдвиговой) фазы в настоящем изложении наиболее эффективен для изучения крупномасштабного теплопереноса в среднеширотных и высокоширотных областях, где переносные крупномасштабные движения на плоскости, касательной поверхности земли, являются геострофическими. Метод легко обобщается на вертикальные движения воздуха в экваториальных районах, но в данной статье эти результаты не изложены.

#### Используемые данные и проведенные расчеты

Использовались климатические ежемесячные данные температур и геопотенциала в узлах 5-градусной сетки северного полушария в приземном слое и на 8-миизобарических поверхностях 850 -30 мб. Для каждого элементарного контура (четырёхугольник 5x5% на изобарической поверхности) рассчитывалась интегральная фаза и значение теплопотока через его границы согласно (5).

Основной массив данных на изобарических поверхностях имел осреднение за период 1969-1991 гг. приземные данные за период 1881-1991 гг.

На каждой изобарической поверхности расчетные значения создавалась карта изолиний равной дивергентности теплопотока (соединение одинаковых значений). Положительные значения Q соответствуют выносу тепла из контура (источник тепла) отрицательные значения – вынос тепла или зона его поглощения. В итоге были получены карты северного полушария на 9 изобарических поверхностях за каждый из 12 климатических месяцев, а также в среднем по сезонам и в целом за год, включая интегральные по атмосфере данные в приземном слое (всего 170 карт).

Подобный расчет был проведен также на более крупномасштабной сетке 5x10 град. и для двух среднемасштабных зон по более подробной сетке 2x2 град. в приземном слое. Результаты расчетов сравнивались с базовыми расчетами по основной сетке 5x5 град.

#### Результаты

Результаты расчетов, отображенные на карте северного полушария обнаружили достаточно неожиданную, но вполне понимаемую картину.

Обнаружено, что зоны дивергенции крупномасштабного теплопотока не образуют на карте мелкой мозаичной картины с разными знаками, а объединятся однородные по знак [11,12]. Контурные этих областей практически сохраняют все качественные и структурные особенности при изменении масштабов расчетной сетки. Также было обнаружено, что структура теплопереноса в приземном слое на поверхности 850 мб хорошо согласуется со структурой интегрального по высоте теплопереноса в атмосфере. Карты крупномасштабных зон вноса и выноса тепла в атмосфере принципиально не повторили контуры океанов и континентов.

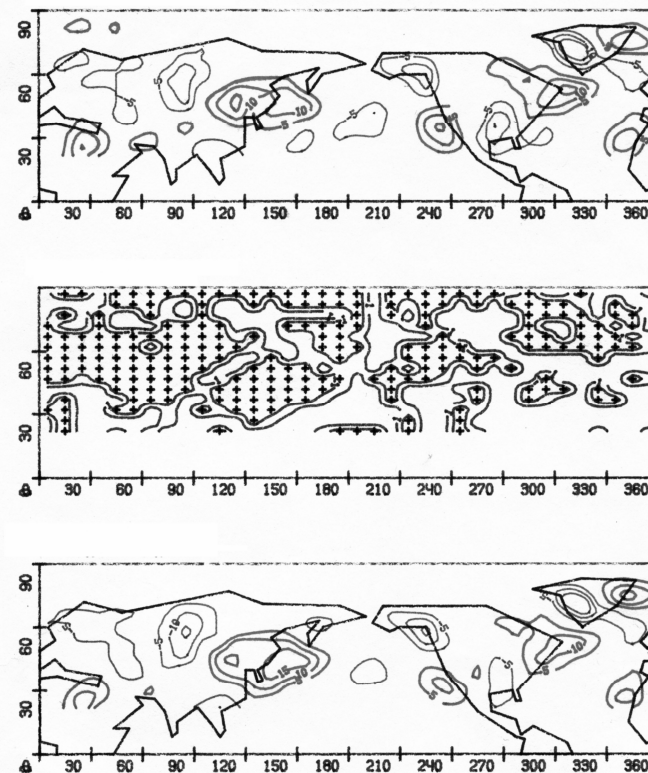


Рис. 1.

На рис. 1 представлена структура дивергенции крупномасштабного теплопереноса в северном полушарии севернее 20 градусов широты для изобарической поверхности 850мб.

Наиболее интенсивные зоны выноса тепла расположены в атмосфере над пограничными зонами океан-континент на восточных границах материков. При этом обнаруживается тенденция их «двуядерности» - одно интенсивное ядро выноса тепла лежит в океане, другое на континенте, и они как бы притягиваются к береговой черте, образуя единую зону выноса тепла в атмосфере как источник тепла по отношению к остальной атмосфере.

Подобное расположение этих наиболее интенсивных зон выноса тепла в атмосфере находит достаточно ясное объяснение. Интенсивное ядро выноса тепла в атмосфере над океанами совпадает с энергоактивными зонами океана (Гольфстрим, Куроиси), где наблюдаются интенсивные потоки тепла из океана в атмосферу. В свою очередь зимний муссон на восточных побережьях материков в среднеширотных районах северного полушария интенсивнее летнего (расположенного на западных побережьях материков). Эти факторы приводят к образованию наиболее интенсивных среднеширотных климатических зон выноса тепла в атмосфере в крупномасштабных пограничных областях океан-материк. Таким образом, климатическими нагревателями атмосферы являются в основном не материки или океаны, а их части как крупномасштабные границы океан-континент. Центральные части материков и океанов являются «холодильниками» для атмосферы – особенно ярко выражено это а рис.1 в центральной части Тихого океана и в центре Евразии.

#### *Интерпретация результатов*

Идентичность расположения зон выноса и выноса тепла на разных геопотенциальных поверхностях атмосферы, их связность и преимущественное расположение на границах океан-континент говорит о том, что эти новые карты, не похожие на контуры океанов и материков, качественно и по-видимому количественно достоверны. Это позволяет интерпретировать более подробные элементы карт как интересные геофизические и географические особенности. Объем данной статьи не позволяет привести весь объем карт, которые составляют отдельный атлас.

На рис.1 видно, что Гренландия, с точки зрения формирования крупномасштабного теплопереноса в атмосфере, ведет себя не просто как большой остров, а как полноценный материк. Подобно Евразии и Северной Америке Гренландия имеет на своих западных и восточных границах области выноса тепла. Априорно этот факт не очевиден и ранее не обсуждался.

Интенсивная область стока тепла видна в центре и восточной части Евразии. На первый взгляд является неожиданностью расположение такой зоны стока в центре северной части Тихого океана. Однако этот акт не случаен. Находясь в центре самого обширного океана, эта область не испытывает муссонного влияния, также, как и внутриконтинентальная часть самого крупного материка на Земле. Эта область была ранее выделена как область «чисто океанического климата», причем с иной аргументацией, чем в настоящей работе.

Интегральная структура областей выноса тепла, полученная на основе структур на изобарических поверхностях 30,50, 100,200,300,500, 700, 850 и по приземным данным 1013 мб, в климате почти не отличается от структуры для поверхности 850 мб. на рис. 1. Данная структура источников и стоков тепла в главных чертах идентичная структуре на поверхности 850мб., и в то же время имеет особенно-

сти, которые связаны с уменьшением пространственных градиентов (температур, геопотенциала, теплопотока) при операции суммирования. Общими элементами являются зоны выноса тепла в пограничной зоне Азия-Тихий океан и на границе американского континента и атлантического океана.

К общим свойствам интегральной карты и карты на поверхности 850 мб также относится двухполюсная структуры выноса тепла на границах Гренландии и менее интенсивные зоны выноса тепла на западных границах континентов и прилегающих акваториях на широтах 30-40% ( на западе Сев. Африки и западном побережье Мексики и США.

Анализ структур дивергенции теплопереноса на всех геопотенциальных уровнях показывает, что эти структуры можно разделить на две группы. К одной относятся структуры на поверхностях 850, 700, 500мб и приземном слое 1013 мб. Эти структуры походи в крупных особенностях и в мелких деталях. К другой группе можно отнести структуры теплопереноса на поверхностях 200, 100, 50, 30 мб. Здесь также проявляется мощная зона выноса тепла ев границе Азия -Тихий океан. С высотой эта зона расширяется в границах и на высотах 50-30 мб проецируется не только на пограничную область океан-континент, но и распространяется на всю среднеширотную часть евразийского материка. Области выноса тепла на границах американского континента с высотой имеют тенденцию слияния над континентом выше 100мб интенсивность и размеры этой зоны резко падают.

При этом с высотой эта зона деформируется и смещается к юго-востоку в сторону Мексиканского залива. Эти особенности отражают в интегральной картине слияние с повышением высоты атмосферы нескольких зон выноса тепла над американским континентом в единую область.

#### *Обсуждение результатов.*

Обнаружено, что основными климатическими нагревателями атмосферы

являются не собственно канны или континенты, а крупномасштабные пограничные области между ними. Можно с долей условного упрощения утверждать, что атмосфера северного полушария теплее южного за счет наличия крупномасштабных пограничных зон океан-континент. Атмосферу греют не континенты как таковые, а структуры поверхности Земли за счет факта «нахождения континентов» в северном полушарии. Это достаточно парадоксально если учесть, что доля поглощаемого солнечного тепла поверхностью земли в южном полушарии выше, чем в северном.

Рис.1 демонстрирует связь источников тепла в атмосфере со среднеширотными «энергоактивными» зонами атмосферы. Водяной пар, поступающий в атмосферу над пограничными энергоактивными зонами океана, частично «срабатывает» над континентами с выделением тепла при конденсации в процессе сезонной муссонной деятельности, образуя ядро источника тепла в пограничной зоне континента.

Основные выводы имеют простую интерпретацию с помощью понятия сдвиговой (интегральной) фазы. Интенсивность источников тепла в атмосфере зависит от пространственного рассогласования крупномасштабных полей давления и температур (4) и от их интегральной фазы (5). Градиент приземного давления воздуха представим в виде суммы градиентов температуры и влажности в виде:

$$\nabla P = (Const)_1(\nabla T) + (Const)_2(\nabla E) \quad (6)$$

Подставляя (6) в (4) имеем (7)-

$$Q(t) = \text{Const} \oint_L T \left( \frac{\partial E}{\partial L} \right) dL \quad (7)$$

При выводе (7) учтено тождество  $\oint_L T \frac{\partial T}{\partial L} dL \equiv 0$

Согласно (7) основной вклад в возникновение «источников» тепла в атмосфере, как областей крупномасштабной дивергенции потоков тепла носит влажность. Структура полей влажности в атмосфере совершенно не похожа на структуру полей температуры, и «формально» кинематические последствия этого факта приводят к возникновению областей со значительными сдвиговыми фазами в полях давления и температур, откуда следуют динамические последствия в виде появления в атмосфере крупномасштабных источников и стоков тепла. Наибольшее фазовое рассогласование полей влажности и температур атмосферы в климатической системе наблюдается в пограничных (переходных) зонах океан-континент, именно здесь фактически располагаются источники интенсивного выноса тепла в атмосферу.

#### Практические приложения

Представим, что в атмосфере по некоторым причинам сформирован среднemasштабный источник «загрязнения» (характерные начальные линейные размеры 10-100 км.) в виде радиоактивного облака водяного пара (например после взрыва ядерного заряда), или же облака вредных и ядовитых примесей (химического или бактериологического характера), иных экологически опасных примесей аэрозольного типа. Наложим контуры этого «источника» на карту крупномасштабного теплопереноса в атмосфере, построенную для конкретной даты по выражениям 4.5. Мы получим карту типа рис. 1. Если тепловыделение источника загрязнения на два порядка величин ниже энергии характерных величин теплопереноса в окружающей области (а это справедливо даже для атмосферных испытаний самой мощной бомбы на Новой Земле с эквивалентной энергией свыше 60 Мегатонн тротила), то последующее распространение загрязнения в основном будет происходить по схеме выноса загрязнений из зон дивергенции (источников) потоков крупномасштабного теплопереноса и накоплению загрязнений в зонах аккумуляции «холода». Таким образом природная тепловая машина, организующая переносные движения атмосферы за счет крупномасштабных градиентов температур и водяного пара (давлений), в них случаях будет работать как источник и «зона крупномасштабного проветривания», в других случаях как зона крупномасштабного сбора и аккумуляции как тепла так и примесей.

Эта простая схема справедлива в случае, когда энергии и мощности возмущений (в первую очередь тепловых) существенно ниже тепловой энергии и мощности потоков тепла в крупномасштабной области, охватывающей источник возмущений. Если неравенство характерных энергий возмущений и крупномасштабного теплопотока становится не строгим, в структуре крупномасштабного теплопереноса атмосфере возможно наступление иного режима, который был изучен группой сотрудников под руководством акад. Н.Н. Моисеева и назван «ядерной зимой». В дополнение к этой работе здесь в общих чертах показаны возможные последствия масштабных загрязнений, которые наступают при сравнительно не-

больших мощностях и энергиях (например при загрязнении атмосферы в атомных взрывах с эквивалентной мощностью 1-10 Мегатонн тротила). При этом структура крупномасштабно циркуляции и крупномасштабного теплопереноса в атмосфере сохраняются.

Карта на рис.1 позволяет изучить практически любое последствие масштабного возмущения в атмосфере (технология «сдвиговой фазы» и выражения 4.5 позволяют также работать и с синоптическими процессами и их масштабами). Приведем примеры.

Ядерные испытания в атмосфере в Китае проводились на границе с Маньчжурией, на юго-западной оконечности самой мощной зоны «проветривания» атмосферы северного полушария. Если синоптические процессы в день испытания не внесли радиоактивные продукты в середину этой зоны, то далее эти продукты в основном будут вынесены назад в Китай или Тибет.

Ядерный удар по стационарным позициям американских межконтинентальных ракет в центре североамериканского континента надолго станет «территорией - хранилищем» радиоактивных загрязнений. То же самое с меньшей степенью можно сказать о европейской территории России.

Мощная зона теплового «проветривания» находится над Красным морем, на рис.1 она изображена схематично ввиду грубого масштабного осреднения. Ядерный конфликт на Ближнем Востоке на границах этой области может привести к распространению радиоактивного загрязнения на территории к востоку и северо-востоку. Не исключено также северное и северо-западное направление.

С помощью карт типа рис.1 принципиально прогнозируется эволюция распыления веществ в атмосфере на треках континентальных и морских авиационных трасс.

#### Итоги

Структура крупномасштабного теплопереноса в атмосфере не совпадает со структурой границ океанов и континентов.

Крупномасштабные зоны выноса тепла в атмосфере можно назвать «источниками тепла» или зонами «проветривания», а зоны аккумуляции тепла являются зонами «всасывания». Крупномасштабные атмосферные зоны «проветривания и всасывания» создают режим и карту глобальной «экологии атмосферы» и являются крупномасштабными зонами выноса или аккумуляции экологически вредных, или напротив полезных, веществ.

#### Литература

1. Шулейкин В.В. Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы. Избранные труды. М.Наука. 1986 с.76,160.
2. Лойко А.И. Климаты земного шара, в особенности России. Спб, 1884, с.13.
3. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Саркисян А.С. и др. Энергоактивные зоны: концептуальные вопросы. Итоги науки и техники. Сер. Атмосфера, Океан. Космос, программа Разрезы. Т.10, М. 1989, с.240.
4. Lau N., Wallace J. On the distribution of horizontal transport by transient eddies in the northern hemisphere wintime circulation. J.Atm.Sci. 1979, v. 36, p 1844-1861.
5. Oort A. The observed annual cycle in the meridional transport of atmospheric energy. J.Atm.Sci. 1971, v.28, p 325-339.



6. Рождественский А.Е., Лаппо С.С. Крупномасштабный теплоперенос между океаном и атмосферой в годовом цикле. ДАН СССР, сер. мат. физика. т.301, №1, 1989.
7. Малышев Г.А., Рождественский А.Е. Сезонные температурные колебания и глобальный теплоперенос в атмосфере Земли. Сб. Методы измерения и анализа гидрофизических характеристик. М. Гидрометеоиздат. 1991. с. 45-65.
8. Рождественский А.Е. Информация как результат «формального взаимодействия» М». Тезисы доклада конф. «Физика фундаментальных взаимодействий ОФН РАН, ИТЭФ.М. 2007.
9. Гулев С.К., Лаппо С.С., Рождественский А.Е. Крупномасштабное взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные зоны мирового океана. Л. Гидрометеоиздат. 1990. 336 с.

### ФИЗИКА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ: СОДЕРЖАНИЕ, ФОРМЫ

Рыженков А. П.

*Московский Государственный Областной Социально – Гуманитарный Институт  
Факультет естествознания и информатики, Колонна*

**Проблемы организации и развития.** Физика – изначально, наука о физических явлениях природы. Позже, с середины XX века, когда человеческая деятельность стала влиять на глобальные природные явления, возникло новое направление научной и учебной физики, «Физика окружающей среды». В этих условиях изменилась задача преподавателя, не только дать глубокие знания о физических явлениях природы и техносферы, но и показать физику влияния человеческой деятельности на явления окружающей среды.

Плутон предложил разделить мир на две части: абстрактный мир идей и представлений и конкретный мир физических реальностей. Однако, в этой, на первый взгляд правильной схеме, отсутствует важная часть – **связи** между этими частями.



В современной научной и образовательной физике такие связи образует физический эксперимент, в ВУЗе – физический экспериментальный практикум. Эту схему нужно дополнить еще одной важной составляющей – «**Прикладная физика**». Важность ее определяется тем, что она отвечает на вопрос «**Зачем изучать?**». В технических ВУЗах эта часть существует в форме отдельных курсов в зависимости от специализации. В педагогических институтах прикладные вопросы (политехническая составляющая) интегрированы во все разделы курса «Общая физика» или изучаются в форме факультативов и специальных курсов в зависимости от научных интересов преподавателей. Прикладной аспект в значительной

степени определяет на «**что**» ориентировано изучение и «**что**» является объектом изучения.

Требования НТР XX века сместили внимание научной и учебной физики от первоначального объекта изучения – **явлений природы** в сторону явлений в искусственной среде.

Основное внимание в программах и учебниках уделяется объектам искусственного происхождения. Например, движение элементов машин и механизмов, теплопередача и поведение газов в тепловых системах и машинах, электрические токи и электромагнитные поля в системах электротехники и электроники, световые явления в оптических приборах, процессы в ядерных реакторах, движение элементарных частиц в ускорителях и т.п. Современная физика, таким образом, из области естествознания сдвигается в сторону искусствоведения, науки о явлениях в искусственной среде.

На этом этапе удаления физики от явлений природы, в середине 70-х годов XX века, возникла глобальная проблема – **экологическая** или, как стали называть ее позже, проблема **устойчивой окружающей среды**. Возникла она в связи с угрозой потери динамической устойчивости многих природных явлений в результате человеческой деятельности (антропогенного фактора). В связи с этим возникает вопрос: «Отвечает ли современная физика школы и ВУЗа вызовом этой проблемы?» - НЕТ. Согласно вниманию, уделяемому этой проблеме мировым сообществом, она должна рассматриваться как приоритетная прикладная составляющая при изучении физики на любом уровне и при любой профессиональной направленности. Проблема трудная и сложная: 1. преподаватели школы и ВУЗа не имеют специальной экологической подготовки, 2. в содержании программ и учебников физики для школы и ВУЗа отсутствует экологическая составляющая, 3. сложность в том, что ее решение связано с проблемой кадров, учебного плана, содержания учебного предмета, формами и методами преподавания и неизбежными материальными затратами.

На школьном уровне начался сдвиг в этом направлении. Разработаны проекты программ по физике, содержащие экологическую компоненту, издано на местном уровне несколько пособий. Издательство «Просвещение» с 1996 г. по 2004 г. издавало приложения к учебникам физики 7, 8, 9 классов «**Физика. Человек. Окружающая среда...**», написанных автором этой статьи, рекомендованных Министерством образования.

Решение этой сложной проблемы, нужно начинать с подготовки школьных учителей и преподавателей физики ВУЗов. Для этого нужны новые учебные программы и учебники физики или пособия, содержащие экологическую компоненту. Но их нет, а создать их могут преподаватели физики, имеющие экологическую подготовку и опыт работы в этом направлении. Таких единицы и неизвестно готовы ли они к разработке программ и учебников. Ситуация оказывается в тисках замкнутого круга. Разорвать этот круг можно при спокойном и медленном (быстро, хорошо не получится) решении этой задачи, действуя шаг за шагом. Начать нужно в двух направлениях: 1. Ввести в программы по физике для ВУЗов темы, связанные с явлениями в окружающей среде; 2. Ввести в ВУЗах, где есть преподаватель-физик с экологической подготовкой, факультативный или специальный курс «Физика окружающей среды». В качестве учебного пособия может быть ис-

пользова-на книга автора [1] или книга группы преподавателей Физического факультета МГУ [2].

**Проблемы содержания.** В рамках короткой статьи невозможно проанализировать программу по курсам общей физики (Механика, Молекулярная физика и термодинамика, Электричество и магнетизм, Оптика, Атомная и ядерная физика) с рекомендациями о введении экологической тематики в тот или иной раздел. К тому же такие рекомендации могут быть восприняты как навязывание и даже вызвать раздражение у некоторых коллег.

Имеет смысл предложить сравнительно небольшое число тем – проблем, затрагивающих общие интересы и близкие к предмету изучения физики. Такой выбор, отбор целесообразно сделать из анализа **Глобальной экологической ситуации (ГЭС)**. Анализ ГЭС полезно или даже необходимо включить в содержание вводного занятия по курсу физики для студентов 1 курса. Наиболее удобно ГЭС представить в виде пяти блоков – составляющих, а не списком проблем и происшествий, как это наиболее принято.

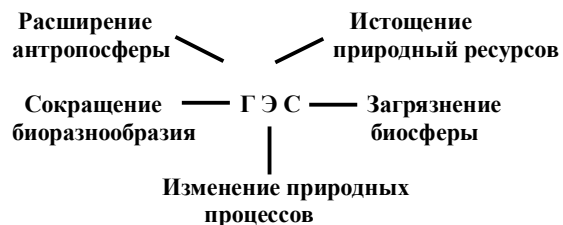


Схема Глобальной экологической ситуации

Достоинство такой схемы в том, что выделены главные составляющие в огромном списке фактов и явлений. И в том, что четко просматриваются причинно-следственные связи между ними, если двигаться по часовой стрелке от Расширения антропосферы.

Логика в последовательности положения блоков вполне очевидна. Быстрый рост численности населения Земли ведет к нарастающему потреблению природных ресурсов, низкая эффективность их использования ведет к гигантскому потоку выбросов, загрязнение всех составляющих биосферы сопровождается изменением многих природных явлений и среды обитания животных и растений и, как следствие, к исчезновению видов.

Представляя эту схему необходимо привести основные факты-характеристики каждой составляющей.

**Расширение антропосферы.** Численность населения Земли увеличилась практически в 7 раз от 1 миллиарда в 1830 г. до почти 7 млрд. в 2010 г. Прирост от 1 до 2 млрд. произошёл за 100 лет, 1830 – 1930 гг. На границе XX – XXI века время такого прироста 11 – 13 лет, уменьшилось почти в 10 раз!

**Истощение природных ресурсов.** Основная причина ресурсной проблемы – быстро растущая численность населения и низкая эффективность использования

ресурсов – 2-3%. В связи с этим специалисты предсказывают резкое обострение ресурсной проблемы на 40 -50 годы этого столетия.

**Загрязнение биосферы.** При эффективности всех технологий на уровне 2-3% выбросы загрязняющего вещества в газообразной, жидкой и твердой форме составляют около 97% от всех использованных ресурсов. Плюс разнообразные тепловые и электромагнитные поля искусственного происхождения. В комментариях нет необходимости.

**Изменение природных процессов.** Гигантский уровень изъятия ресурсов и гигантский поток выбросов во все составляющие биосферы, плюс широкомасштабное изменение земной поверхности (распашка земель, горные работы открытого и шахтного типа, строительство поселений, дорог, плотин и т.п.) не могли не привести к изменению многих природных явлений биосферы и нарушению их устойчивости.

**Сокращение биоразнообразия.** Изменение среды обитания настолько радикально повлияло на некоторые виды животных и растений, что привело к их исчезновению. С середины XX века биологи отмечают быстрое сокращение числа видов за год. Исчезновение видов, также ведет к разрушению трофических связей и систем.

Наибольший интерес для физики представляют **три** компоненты ГЭС: Изменение природных явлений и процессов; Истощение природных ресурсов; Загрязнение биосферы. При изучении физики из всего множества явлений и фактов, характеризующих эти составляющие, целесообразно выделить в прикладной и иллюстративной части **три** направления: природные явления с учетом антропогенного фактора, физические основы альтернативных технологий, физические основы инструментального мониторинга.

Конкретными примерами новых проблем в содержании физики могут быть: Радиационный баланс Земли (в Оптике и Термодинамике); Динамика атмосферы (в Механике и Термодинамике); Оптические явления в природной среде (Оптика) и т.п.

Одно из важнейших явлений природы, Радиационный баланс Земли пока не вошло в содержание Программ по физике и учебники. Роль потока световой энергии Солнца в земных процессах огромна: 1. свет – источник энергии для жизни, 2. свет – главный фактор в формировании состава, структуры и динамики атмосферы, 3. свет – важный фактор в формировании Мирового океана, 4. радиационный баланс Земли – главный фактор устойчивости биосферы и существования жизни.

Радиационный баланс, по закону сохранения энергии, хорошо определяется распределением энергии (в %), полученной Землей от Солнца и отданной обратно в Космос.

$$W_{\text{свет (+)}} = W_{\text{свет (-)}} + W_{\text{ИК}}$$

$W_{\text{свет (+)}}$  - энергия светового потока Солнца на границе Космос – атмосфера – 100%

**Распределение потока солнечной энергии в системе атмосфера - поверхность**

«Отражается» от границы атмосферы в Космос 27%

«Отражается» поверхностью Земли 3%

**W свет (-)** – суммарный поток **световой** энергии, отданной в Космос 27% + 3% = 30%.

**Потоки световой энергии, преобразованные в тепловую энергию.**

Энергия, **поглощенная** атмосферой, преобразуется в **тепловую** энергию газов – 26%.

Энергия **света**, поглощенная поверхностью, преобразованная в **тепловую** – 44%.

Поток тепловой энергии в форме **инфракрасного излучения Земли** 26% + 44% = 70%.

Итак, эти данные, усредненные по пространству и времени, дают хорошее представление о балансе в обмене энергией в системе Солнце – Земля- Космос. Однако, по этой схеме с атмосферой, прозрачной для ИК излучения, средняя температура климата оказывается отрицательной, не обеспечивающей благоприятных условий для высокоразвитых форм жизни. Следовательно, в этой схеме не учтен какой-то важный фактор. Этим фактором оказалось присутствие в атмосфере CO<sub>2</sub> в ничтожном, по сравнению с азотом и кислородом, количестве, 0,04%. Углекислый газ поглощает часть ИК излучения и, следовательно, переизлучает часть его к поверхности. Этот, временно возвращенный поток тепла и обеспечивает среднюю глобальную температуру климата, + 14°C. Механизм действия CO<sub>2</sub> близок к тепловым процессам в парнике, поэтому нагрев атмосферы за счет CO<sub>2</sub> и назвали **«Парниковый эффект»**. Даже незначительные изменения концентрации CO<sub>2</sub>, но длительные по времени, радикально влияют на среднюю температуру. Сейчас она + 15°C. Большая часть климатологов связывает это повышение с колоссальным выбросом в атмосферу «парниковых» газов, в основном CO<sub>2</sub>. Геофизики утверждают, что ее повышение еще на 1°C приведет к таянию полярных шапок и потере устойчивости ряда биосферных явлений.

Возможно, этот краткий анализ усилит понимание необходимости введения Радиационного баланса Земли в программу курсов общей физики и учебники физики. В варианте для высшей школы такой феноменологический анализ полезно дополнить обзором теоретических моделей для определения глобальной температуры Земли с учетом разных факторов. Например, расчет глобальной температуры только по энергии потока из земного ядра при отсутствии атмосферы и с атмосферой. Такой же расчет от потока тепла в литосфере. Далее за основу берет-ся поток солнечной энергии для таких вычислений. Расчеты не очень сложны, базируются на законах сохранения энергии, теплопередачи, Кирхгофа и Стефана-Больцмана для теплового излучения. Опыт работы показал, что такие вычисления вызывают большой интерес у студентов.

Наверняка, многие, из прочитавших эту статью или уже знакомых с описанным явлениям, согласятся с тем, что это физическое явление не менее важно для изучения, чем, например, газовые законы или закон Ома.

Из анализа составляющих Глобальной экологической ситуации по ресурсам и загрязнению неизбежно следует необходимость введения тем «Физика альтернативной энергетики», «Физические основы мониторинга», «Физические основы альтернативных технологий» и т.л. Однако, в рамках временного ресурса Программы общей физики нет возможности для глубокого и полного обсуждения таких важных и интересных явлений.

Введение экологических тем в стандартный курс физики обогатит его, делает более актуальным и интересным. Однако, такая интеграция неизбежно фрагментарна и, несмотря на все достоинства, неизбежно сохранит недостатки фрагментарности.

Другим направлением в модернизации курса физики является введение факультативного или специального курса «Физика окружающей среды» с ресурсом не менее 36 часов. Курс также должен содержать семинарский практикум (доклады, решение задач) и небольшой экспериментальный практикум (техника измерений параметров окружающей среды, мониторинг, проекты и т.п.).

**Примерное содержание курса:** Введение с обсуждением роли физики в НТП; Глобальная экологическая ситуация, Физические процессы природы и действие антропогенного фактора, Физические основы мониторинга, Физика альтернативных технологий, Влияние антропогенного фактора на процессы в живом организме.

Необходимым условием для успешной интеграции физики и экологии является заинтересованность и подготовленность преподавателей к такой работе. Это большая и серьезная задача для органов управления на федеральном уровне и учебных и научных отделов ВУЗов. В среде преподавателей физики высшей школы большого энтузиазма к введению и развитию этого направления большого энтузиазма не замечено, пока этим занимаются единицы. Исключением являются отделения геофизики, где экологическая составляющая входит в профессиональную подготовку, например отделение геофизики Физического факультета МГУ.

Опыт работы автора в России и за рубежом показывает активный интерес студентов к возможностям физики по решению экологических проблем и возрастание интереса к изучению самой физики при такой интеграции.

Особо можно выделить такие направления, как физические основы альтернативной энергетики и транспорта, физике энергосбережения осветительных приборах нового поколения, физическим основам ресурсосберегающих производств.

Некоторые итоги в заключение.

- Многие преподаватели ВУЗов и учителей школ понимают, если не необходимость, то возможность введения экологической тематики в свой предмет.

- Введение экологической тематики в физику и технические дисциплины может дать реальный эффект по развитию альтернативных технологий, эффективному использованию природных ресурсов, сокращению давления на окружающую среду.

- Результативная интеграция физики и экологии требует, кроме индивидуального энтузиазма, принятия организационных мер по всей вертикали управления образованием для решения ряда проблем: кадровой, содержания программ и учебных пособий, учебного плана, материального обеспечения учебного процесса.

#### Литература

1. А.П.Рыженков. Физика и экология. М., Прометей, МГПИ, 1989
2. В.И.Трухин, К.В.Показеев, В.Е.Куницын, А.А.Шрейдер. Основы экологической геофизики. М., МГУ. 2000

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПОТОКА ИМПУЛЬСА ОТ ВЕТРА

## К ВОЛНАМ ПРИ СИЛЬНЫХ ВЕТРАХ

Иван Б. Савельев, Браен К. Хаус и Марк А. Донелан

Количественное описание потока импульса от ветра к волнам в условиях сильных ветров необходимо для численного моделирования морских волн, предсказания штормов и ураганов, а так же для объединения глобальных моделей циркуляции атмосферы и океана. В данной работе штормовые условия были воссозданы в лабораторном бассейне. Статическое давление воздуха было измерено вдоль поверхности волн с помощью датчика давления, непрерывно движущегося в вертикальном направлении. Таким образом датчик оставался на зафиксированном расстоянии (до 1-3 см) от поверхности воды. Измеренные колебания давления, вызванные волновым движением, представлены как функция высоты над волной и фазы волны. Полученные данные позволили рассчитать поток импульса от ветра к волнам, а так же получить функцию роста волн. Далее, была исследована зависимость этой функции от различных ветровых и волновых параметров. Измерения были проведены при скорости ветра до  $U_{10} = 26,9 \text{ мс}^{-1}$ , отношении скорости ветра к фазовой скорости волн до  $U_{10}/C_p = 16,6$  и крутизне волн до  $ak = 0,19$ .

## 1. Введение

Поток импульса через волнообразную границу раздела двух сред является одной из классических проблем механики жидкостей. Решение этой проблемы ведет к лучшему пониманию взаимодействия атмосферы и океана, а так же их динамики в целом. Общий поток импульса от атмосферы к океану зависит не только от профиля скорости ветра и течения, но и от формы локального волнового спектра. По этой причине важно описать потоки импульса как от ветра к течениям, так и от ветра к волнам.

При повышенной скорости ветра, процессы, происходящие на границе раздела атмосферы и океана, изменяются качественно, переходя от гладких, линейных условий к грубой, шероховатой поверхности и неровному ветру. Цель данной работы заключается в измерении и изучении потока импульса от ветра к волнам в таких условиях с повышенной ветровой нагрузкой.

В настоящее время существует теоретическое решение задачи с легкими ветрами вдоль синусоидальных волн малых амплитуд. При обтекании поверхности волн, линии тока ветра сжимаются и расширяются, вызывая перепад статического давления между передней и подветренной сторонами волн. Воздушное давление производит работу над волнами, в результате чего импульс передается от ветра к волнам. Линеаризованное решение этой задачи описано в Miles (1957). Он предположил существование безразмерной функции роста волн, зависящей от ветровой нагрузки. Более того, в линейном приближении волновая картина может быть представлена как суперпозиция монохроматических волн, таким образом возможно определить безразмерную спектральную функцию роста волн

$$\gamma(\omega) = \frac{\rho_w}{\rho_a} \frac{1}{\omega E(\omega)} \frac{\partial E(\omega)}{\partial t}, \quad [1]$$

где  $\rho_a, \rho_w$  – плотности воздуха и воды,  $E(\omega)$  – волновой спектр,  $\omega$  – радиальная частота волн.

Параметризация роста волн посредством функции [1], зависящей от ветровой нагрузки, удобна и широко распространена в приложении к численному моделированию морских волн. Однако, теоретическое решение дано только для линейных волн. Более того, «ветровая нагрузка» изначально определялась как крутизна вертикального профиля скорости ветра на высоте «совмещенного пограничного слоя», где скорость ветра равна или меньше фазовой скорости волн. Но даже при умеренных ветрах такой параметр теряет практическую значимость, так как размер совмещенного слоя становится меньше вязкого пограничного слоя, в котором профиль скорости линеен. Кроме того, совмещенный слой не существует в случаях когда ветер и волны распространяются в противоположенных направлениях. По этим причинам, в прикладных целях ветровая нагрузка часто определяется как отношение скорости ветра на высоте 10 метров к фазовой скорости волны:  $U_{10}/C_p$ . Предположение о логарифмическом профиле скорости ветра используется для преобразования измеренной скорости ветра на желаемую высоту (Smith et al. 1992).

Для прямого экспериментального измерения величины  $\gamma$  используются датчики статического давления воздушного потока (Elliott 1972, Nishiyama & Bedard 1991), одновременно с измерением наклона волновой поверхности. Поток импульса от ветра к волне определяется корреляцией между давлением и наклоном поверхности

$$\tau_w = \langle p_o \frac{\partial \eta}{\partial x} \rangle, \quad [2]$$

где  $\partial \eta / \partial x$  – угол наклона,  $p_o$  – давление воздуха вдоль поверхности, усреднение производится вдоль полной длины волны. Основная трудность таких экспериментов заключается в получении давления вдоль подошв волн, так как датчик давления не может быть установлен ниже уровня максимальной высоты гребней. Для решения этой проблемы, несколько экспериментальных работ (Snyder et al. 1981, Hristov et al. 2003, Donelan et al. 2005) использовали вертикальную последовательность датчиков давления. Таким образом возможно получить вертикальный профиль затухания флуктуаций давления, который в свою очередь используется для экстраполяции от нижнего датчика до поверхности волны. Было установлено, что колебания давления, вызванные поверхностными волнами, затухают экспоненциально как  $e^{-\alpha kz}$ , где  $k$  – волновой номер,  $z$  – высота,  $\alpha \approx 1$ . Однако, точная форма профиля, особенно вблизи поверхности и при сильных ветрах, по-прежнему неизвестна. Поэтому более детальное изучение флуктуаций давления, в частности при повышенных ветрах, является одной из задач данной работы.

Другой способ измерить давление воздуха вдоль поверхности волны, это разместить датчик давления на вертикально движущейся платформе. Если движения платформы синхронизированы с возмущениями уровня поверхности, датчик остается на постоянном, произвольно малом расстоянии от поверхности волны. Потенциально, такой метод может обеспечить наиболее точные измерения потока импульса от ветра к волнам, однако построение такой установки технически сложно. Среди немногих удачных экспериментов можно назвать Snyder et al. (1981),

Donelan (1999) и Donelan et al. (2006). Аналогичная установка была сконструирована для данного эксперимента в лабораторных условиях.

Очевидно, что при сильных ветрах поток импульса от ветра к волнам возрастает. Однако, как изменяется функция роста волн [1] при сильных ветрах и нелинейных волнах неизвестно даже качественно. В результате ряда работ, перечисленных выше, стало ясно что ветровая нагрузка и форма волны (в виде крутизны волны, остроты гребня, или вероятности обрушения) являются нелинейными параметрами, определяющими функцию роста волн при сильных ветрах. Однако, до сих пор не ясно, стоит ли ожидать повышения или понижения значения  $\gamma$ . Например, нелинейные теоретические решения Van Duin (1996) и Belcher (1999) предсказывают понижение  $\gamma$  с ростом крутизны волны и/или ветровой нагрузки. В их решениях волны обладают конечной крутизной  $ak$  (где  $a$  – амплитуда волны), но при этом крутизна не достаточно велика чтобы вызвать разделение потока с подветренной стороны волны ( $ak < 0.2$ ). С другой стороны, Kudryavtsev & Makin (2001) предложили теорию, согласно которой при повышенной крутизне волны происходит разделение воздушного потока, что в свою очередь вызывает дополнительный поток импульса и увеличивает функцию роста волн. Линейная же теория (Miles 1957) предлагает постоянное значение  $\gamma$  вне зависимости от амплитуды волны.

Аналогичное разногласие наблюдается среди экспериментальных результатов. С одной стороны, Banner (1990), Donelan et al. (2006) и Touboul et al. (2009) наблюдали дополнительный рост потока импульса при повышенной крутизне волн. С другой стороны, Pierson & Garcia (2008) провели подробный обзор всех поставленных ранее экспериментов и заключили что  $\gamma$  снижается при повышении  $ak$ . По этим причинам, основной целью данной работы является исследование зависимости функции  $\gamma$  как от ветровой нагрузки, так и от крутизны волн.

## 2. Экспериментальная установка.

Эксперименты, описанные в данной работе проводились в лабораторном бассейне ASIST в Университете Майами, Флорида. Длина рабочей части бассейна - 15м, высота и ширина 1м, бассейн заполнялся пресной водой до глубины 0,42м (рис.1). Бассейн оборудован механическим генератором волн, генераторами течений (до  $0,5 \text{ мс}^{-1}$ ) и ветра (до  $30 \text{ мс}^{-1}$ ). При достижении конца бассейна, энергия волн поглощалась в результате обрушения на пляже с уклоном 1/7. Дно, потолок и боковые стены бассейна сделаны из акрилового стекла, обеспечивая полную прозрачность для оптических измерений.

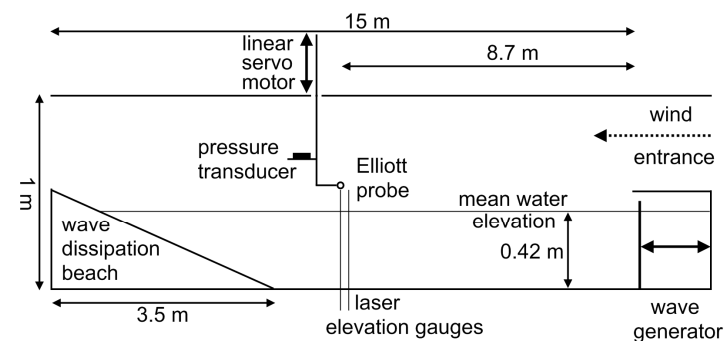


Рисунок 1. Схема экспериментального бассейна.

Измерения флуктуаций давления производились с помощью датчика «Эллиотта» (Elliott 1972). Датчик представляет из себя металлический диск с отверстиями для воздуха в центре с обеих сторон (рис.2). Форма диска сконструирована таким образом, что воздушный поток, нарушенный диском, восстанавливается, достигнув центра диска. Таким образом, если направление ветра находится в пределах 12 градусов к плоскости диска, на выходе датчика образуется статическое давление воздушного потока. В данной работе диск был расположен вертикально и подсоединен к высокочувствительному барометру (ошибка измерения менее 1Pa, запаздывание 5 миллисекунд). Для минимизации запаздывания измерений и дополнительных флуктуаций давления в результате ускорения воздуха в трубках, барометр был установлен на движущейся платформе, на высоте 8см над датчиком давления.

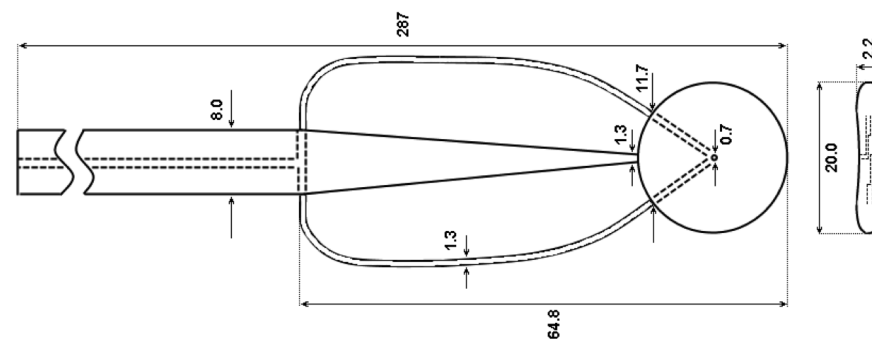


Рисунок 2. Датчик «Эллиотта» для измерения статического давления воздушного потока. Размеры указаны в миллиметрах.

Таблица 1. Список всех проведенных экспериментов и сопутствующих параметров.  $U_{10}$  – эквивалент скорости ветра на высоте 10 метров,  $U_{1/2}$  – эквивалент скорости ветра на

высоте, равной половине длины волны  $\lambda/2$ ,  $C_p$  – фазовая скорость волны,  $ak$  – крутизна волны,  $k$  – волновой номер,  $\tau_w$  – поток импульса от ветра к волне,  $\gamma$  – функция роста волны.

№	$U_{10}$ мс <sup>-1</sup>	$U_{\lambda/2}$ мс <sup>-1</sup>	$C_p$ мс <sup>-1</sup>	$ak$	$k$ м <sup>-1</sup>	$\tau_w$ Па	$\gamma$
1	11,0	8,6	1,48	0,097	4,26	0,261	14,5
2	15,0	11,4	1,48	0,116	4,26	0,564	26,2
3	19,1	14,0	1,48	0,147	4,26	1,307	45,4
4	23,1	16,5	1,48	0,152	4,26	2,314	61,9
6	23,1	16,5	1,48	0,120	4,26	1,098	46,7
7	19,1	14,0	1,48	0,108	4,26	0,816	52,1
8	15,0	11,4	1,48	0,094	4,26	0,338	26,4
9	11,0	8,6	1,48	0,079	4,26	0,137	13,5
11	11,0	8,6	1,48	0,052	4,26	0,062	14,5
12	15,0	11,4	1,48	0,052	4,26	0,104	22,2
13	19,1	14,0	1,48	0,066	4,26	0,396	64,0
14	23,1	16,6	1,48	0,095	4,26	1,067	82,0
16	8,2	6,8	1,71	0,032	2,76	0,018	8,6
17	12,9	10,4	1,71	0,033	2,76	0,046	22,1
18	17,6	13,8	1,71	0,032	2,76	0,070	34,8
19	22,2	17,0	1,71	0,037	2,76	0,131	62,6
20	26,9	20,1	1,71	0,038	2,76	0,113	41,1
22	8,2	6,8	1,71	0,061	2,76	0,059	7,7
23	12,9	10,4	1,71	0,060	2,76	0,159	20,1
24	17,6	13,8	1,71	0,065	2,76	0,218	27,5
25	22,2	17,0	1,71	0,074	2,76	0,432	50,4
26	26,9	20,1	1,71	0,072	2,76	0,454	41,3
29	12,9	10,4	1,71	0,094	2,76	0,259	15,6
30	17,6	13,8	1,71	0,097	2,76	0,498	27,7
31	22,2	17,0	1,71	0,091	2,76	0,803	47,3
35	12,4	9,2	1,24	0,084	6,35	0,259	24,2
36	9,7	7,3	1,24	0,072	6,35	0,112	14,0
39	12,4	9,2	1,24	0,040	6,35	0,058	24,8
42	20,5	14,1	1,24	0,066	6,35	0,295	43,1
43	20,5	14,1	1,24	0,141	6,35	0,949	32,5
44	17,8	12,5	1,24	0,103	6,35	0,317	19,9
45	7,0	5,4	1,24	0,058	6,35	0,034	6,7
46	20,5	14,1	1,24	0,115	6,35	0,825	42,1
47	17,8	12,5	1,24	0,083	6,35	0,317	29,4
48	15,1	10,9	1,24	0,093	6,35	0,285	24,0
49	9,7	7,3	1,24	0,061	6,35	0,069	12,4
50	12,4	9,2	1,24	0,071	6,35	0,142	18,8
51	19,1	14,0	1,48	0,162	4,26	2,178	52,0
52	19,1	14,0	1,48	0,190	4,26	2,345	36,1
53	19,1	14,0	1,48	0,028	4,26	0,079	56,1

Наиболее трудной технической задачей данного эксперимента являлась синхронизация вертикального движения платформы с движением поверхности волн.

При повышении скорости ветра, основным ограничением является возможность обеспечить чистый сигнал в реальном времени, используемый мотором для вертикального движения платформы. По этой причине, специально для данного эксперимента был разработан цифровой лазерный измеритель возвышения поверхности воды, названный DLEG. В основе DLEG находится вертикальный лазерный луч, проходящий через границу раздела воздуха и воды в точке измерения возвышения поверхности. Добавленная в воду флуоресцентная краска подсвечивает луч в воде, таким образом после выхода из воды видимая яркость луча резко падает. Вертикальная линейная цифровая камера нацелена на луч через боковую стенку бассейна. Резкое падение яркости луча на границе раздела воды и воздуха регистрируется на цифровых фотографиях с частотой 250Гц. Полученное изображение обрабатывается в среде Labview, где происходит поиск границы раздела и отфильтровываются ложные точки, вызванные обрушением волн или брызгами, попавшими в линию луча. Далее, сигнал калибруется и подается на мотор, который движет платформу с датчиком давления. Вся описанная процедура происходит в реальном времени, полная задержка системы составляет 20 миллисекунд. Для компенсации этой задержки, возвышение поверхности измерялось 4см до расположения датчика давления. В результате, датчик «Эллиотта» удерживался на расстоянии до 1-3 см от поверхности волн. Более подробное описание системы дано в Saveliev (2009).

Ряд экспериментов был проведен при различных скоростях ветра, а так же частотах и амплитудах механически генерируемой волны (таблица 1). Для каждого набора параметров измерения проводились в течении 30 минут. Столь длинные измерения были необходимы для выявления флуктуаций давления, находящихся в фазе с генерируемой волной, с высокой статистической точностью.

### 3. Результаты.

По результатам измерений, для каждого эксперимента в таблице 1 были получены временные ряды возвышения поверхности, статического давления воздушного потока и расстояния между поверхностью воды и датчиком давления. Для детального исследования картины давления над волной на протяжении каждого эксперимента высота датчика варьировалась от 1-3см до  $\approx 1/10$  от длины волны. Все измеренные точки давления были разбиты по квадратам в соответствии с их высотой и с соответствующей фазой волны. После чего давление было усреднено в каждом квадрате. Таким образом, были отсеяны турбулентные колебания давления, а так же колебания связанные с короткими ветровыми волнами. В результате усреднения, все оставшиеся колебания имеют фазовую зависимость и регулярно совершают работу над волной. Пример усредненной зависимости флуктуаций давления от вертикальной и горизонтальной координат показан на рис. 3.

Имея данные, показанные в рис.3, и предположив экспоненциальное затухание колебаний с высотой  $p = p_0 e^{-\alpha z}$ , возможно рассчитать параметр  $\alpha$  как

$$\alpha \approx -\frac{\partial p / \partial z}{kp_0} \quad [3]$$

где  $\partial p / \partial z$  - производная профиля давления вблизи поверхности.

Результаты вычислений, усредненные по всем проведенным экспериментам, показаны на рисунке 4. Как и предполагалось, значение параметра  $\alpha$  близко к единице, но так же была обнаружена ранее неизвестная зависимость от фазы волны

$$\alpha = 1 - \frac{5}{8} \cos(2\Theta + \frac{5\pi}{8}), \quad [4]$$

где  $\Theta$  - фаза волны, в то время как форма волны  $\eta = -\cos(\Theta)$ . Стоит заметить, что широкие пределы погрешности (рис.4) сигнализируют о том что функция [4] является лишь упрощенным описанием более сложного процесса.

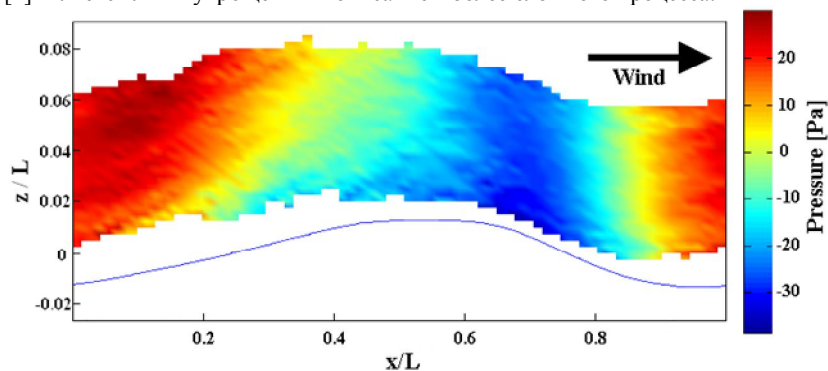


Рисунок 3. Усредненные флуктуации давления вдоль поверхности волны (экс. №26). Вертикальная и горизонтальная координаты нормализованы на длину волны L.

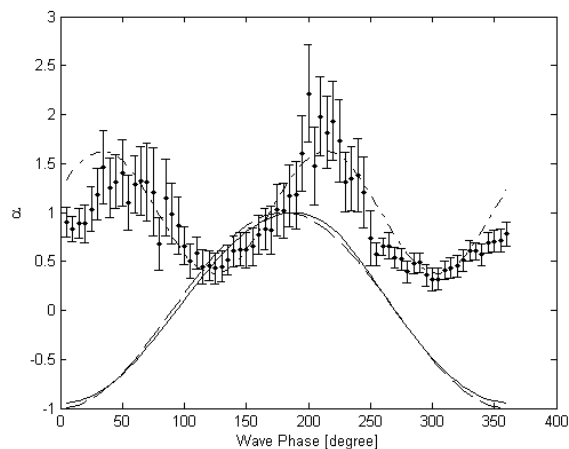


Рисунок 4. Зависимость экспоненциального затухания колебаний давления от фазы волны. Штрих-пунктирная линия – аналитическая функция, данная в [4], приблизительно описывающая экспериментальные данные. Сплошная линия – усредненная и нормализованная форма волны, пунктирная линия  $\eta = -\cos(\Theta)$ .

Получив значение статистического давления на поверхности волны  $p_0$ , возможно рассчитать поток импульса от ветра к волне [2]. Было найдено, что значение потока импульса  $\tau_w$  напрямую зависит от всех трех параметров эксперимента – скорости ветра, длины волны и амплитуды волны. Из соображений размерности, поток импульса можно параметризовать как

$$\tau_w = \rho_a C_{dw} U_{10}^2, \quad [5]$$

где  $C_{dw}$  – некий безразмерный волновой параметр сопротивления. И если определить  $C_{dw}$  как функцию квадрата крутизны волны

$$C_{dw} = 0,146(ak)^2, \quad [6]$$

то все измеренные точки описываются одной сравнительно простой кривой (рис. 5) с корреляцией 0.97. Параметризация [5,6] является наиболее существенным результатом данной работы.

Далее, предположим что соотношение [5,6] верно не только для молодых, но и для старых волн. Тогда используя Тоба (1972), и предположив насыщенный волновой спектр ( $C_p/U_{10} = 1.37$ ), получим  $C_{dw} = 0.001$ , что дает возможность вычислить поток импульса от ветра к волнам в реалистичных условиях, зная только скорость ветра.

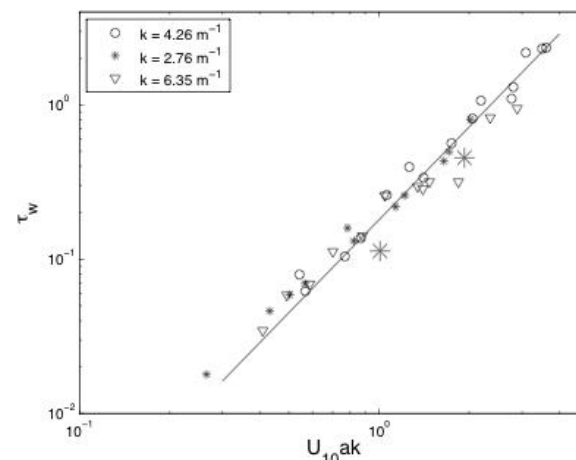


Рисунок 5. Потока импульса от ветра к волне в зависимости от скорости ветра, амплитуды и волнового номера. Сплошная линия дана уравнениями [5] и [6]. Крупные звездочки обозначают два случая с максимальной скоростью ветра.

Имея значение потока импульса, безразмерная функция роста волн [1] вычисляется для пиковой частоты как

$$\gamma|_{\omega=\omega_p} = \frac{C_p \tau_w}{\rho_a g \omega \sigma^2}, \quad [7]$$

где  $\sigma^2$  – дисперсия уровня поверхности волны.

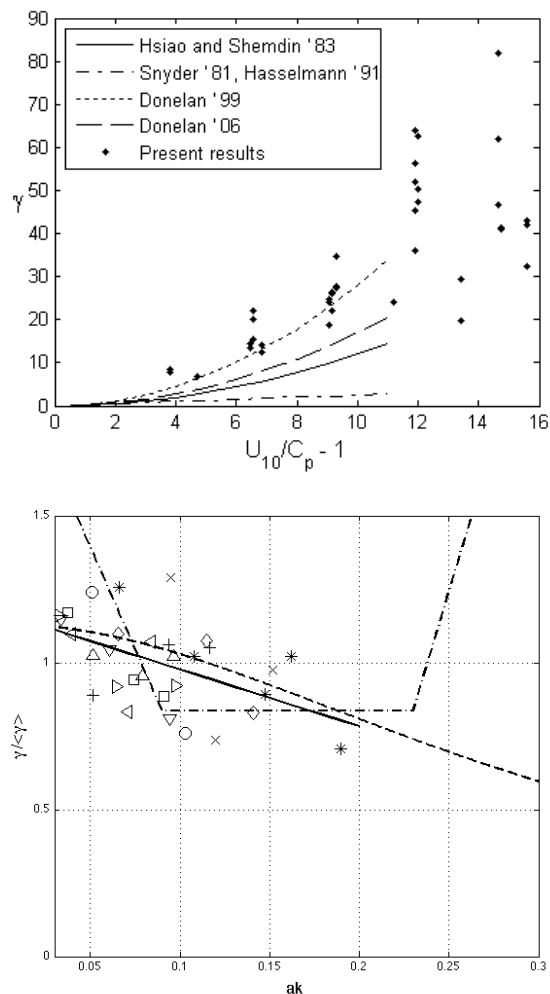


Рисунок 6. Вверху: результаты измерений функции роста волн (точки) сравнены с ранее полученными параметризациями. Внизу: нормализованная зависимость  $\gamma(ak)$ . Символы разделяют группы с различными  $U_{10}/C_p$ . Сплошная линия -  $G(ak)$  из уравнения [8], штрихпунктир - Peirson & Garcia (2008), штрих - Belcher (1999).

Результаты вычислений сравнены с ранее полученными параметризациями на рис.6, верх. Вертикальный разброс точек при постоянных значениях  $U_{10}/C_p$  свидетельствуют о существовании дополнительного контролирующего параметра. Среди ряда возможных параметров, крутизна волны  $ak$  была найдена наиболее существенным. Используя упрощенную нормализованную линейную зависимость

$\gamma(ak)$ , усредненную по всем  $U_{10}/C_p$  (рис.6, низ), окончательная параметризация принимает вид

$$\gamma(U_{\lambda/2}/C_p, \zeta) = 0,52 \cdot G \cdot (U_{\lambda/2}/C_p - 1)^2 \quad [8]$$

$$G = ak(-1,9 \pm 0,58) + 1,2,$$

где  $U_{\lambda/2}$  – скорость ветра на высоте равной половине длины волны. Близкое сходство с Belcher (1999) (рис.6, низ) подтверждает теорию безразрывного обтекания. Однако, большая погрешность наклона линейной регрессии  $G(ak)$  говорит о недостаточности линейного описания и о необходимости дополнительных экспериментов.

### Литература

1. Banner, M.L., 1990: The influence of wave breaking on the surface pressure distribution in wind-wave interactions, *J. Fluid Mech.*, 221, 463-495.
2. Donelan, M.A., 1999: Wind-induced growth and attenuation of laboratory waves. *Wind-over-Wave Couplings. Perspective and Prospects*, S. G. Sajadi, N.H. Thomas, and J.C.R. Hunt, Eds., Clarendon Press, 183-194.
3. Donelan, M.A., F. Dobson, H. Graber, N. Madsen, and C. McCormick, 2005: Measurements of Wind Waves and Wave-Coherent Air Pressures on the Open Sea from a Moving SWATH Vessel, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 22, 896-908.
4. Donelan, M.A., A.V. Babanin, I.R. Young, M.L. Banner, 2006: Wave-follower field measurements of the wind-input spectral function. Part II: Parameterization of the wind input, *J. Phys. Oceanogr.*, 36, 1672-1689.
5. Duin, C.A., van, 1996: An asymptotic theory for the generation of nonlinear surface gravity waves by turbulent air flow, *J. Fluid Mech.*, 320, 287-304.
6. Elliott, J.A., 1972: Instrumentation for Measuring Static Pressure Fluctuations within the Atmospheric Boundary Layer, *Boundary-Layer Meteorol*, 2, 476-495.
7. Hasselmann, D., and J. Bösenberg, 1991: Field measurements of wave-induced pressure over wind-sea and swell, *J. Fluid Mech.*, 230, 391-428.
8. Hristov, T.S., S.D. Miller, and C.A. Friehe, 2003: Dynamical coupling of wind and ocean waves through wave-induced air-flow, *Nature*, 422, 55-58.
9. Hsiao, S.V. and O.H. Shemdin, 1983: Measurements of wind velocity and pressure with a wave follower during MARSEN, *J. Geophys. Res.*, 88, 9841-9849.
10. Miles, J.W., 1957: On the generation of surface waves by shear flows, *J. Fluid Mech.*, 3, 185-204.
11. Peirson, W.L., and A.W. Garcia, 2008: On the wind-induced growth of slow water waves of finite steepness, *J. Fluid Mech.*, 608, 243-274.
12. Savelyev, I.B., 2009: A laboratory study of the transfer of momentum across the air-sea interface in strong winds, PhD thesis. Coral Gables, Fla.: University of Miami, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, pp. 101.
13. Smith, S.D., Anderson, R.J., Oost, W.A., Kraan, C., Maat, N., DeCosmo, J., Katsaros, K.B., Davidson, K.L., Bumke, K., Hasse, L., Chadwick, H.M., 1992: Sea surface wind stress and drag coefficients: the HEXOS results, *Boundary-Layer Meteorol*, 60, 109 – 142.



14. Snyder, R.L., F.W. Dobson, J. A. Elliott, and R.B. Long, 1981: Array measurements of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves, *J. Fluid Mech.*, 102, 1-59.
15. Toba, Y., 1972: Local balance in the air-sea boundary processes I. On the growth process of wind waves, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 28, 109-121.
16. Touboul, J., C. Kharif, E. Pelinovsky, and J.-P. Giovanangeli, 2009: On the interaction of wind and steep gravity wave groups using Miles' and Jeffreys' mechanisms, *Nonlin. Processes Geophys.*, 15, 1023-1031.

### ГИДРОЛОГО-ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЭСТУАРИЯ РЕКИ БОЛЬШОЙ ВИЛЮЙ НА ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ КАМЧАТКИ

Савенко А.В.<sup>1</sup>, Горин С.Л.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, <sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии

Изучено распределение ионов основного солевого состава, растворенного кремния и кислорода в эстуарии р. Большой Виллой побережья Авачинского залива Тихого океана в разные фазы гидрологического режима. Установлено консервативное поведение натрия, калия, магния и сульфатов и неконсервативное – кальция, щелочности (гидрокарбонатов) и кремния. Показано, что в относительно глубоководной части эстуария вследствие смешения и внутримассовой трансформации речной и морской водных масс, а также возможной разгрузки термальных источников формируется многослойная гидролого-гидрохимическая структура.

#### Введение

Большинство рек Камчатки имеют устьевые области эстуарного типа, которые играют важную роль в экономике данного региона. Гидрологические условия в эстуариях лимитируют численность проходных лососеобразных рыб, составляющих основу речных экосистем полуострова и являющихся важнейшим объектом рыбного промысла. Поэтому эффективное освоение и использование природных ресурсов Камчатки невозможно без знания главных закономерностей эстуарных гидрологических процессов и, прежде всего, смешения речной и морской водных масс.

В настоящей работе представлены результаты гидрохимических исследований эстуария р. Большой Виллой, находящегося на гористом побережье Восточной Камчатки, на берегу Авачинского залива. Эстуарий является частью общей устьевой области рек Большой и Малый Виллой и включает в себя одноименные водоемы (озера), которые сообщаются с Тихим океаном через небольшой водоток (рис. 1). Площадь оз. Большой Виллой составляет 8,1 км<sup>2</sup>, средняя глубина – 3,0 м, максимальная глубина (в северо-западной части озера) – 6,5 м. Площадь оз. Малый Виллой равна 2,3 км<sup>2</sup>, максимальная глубина – 1,5 м. Эстуарный водоток имеет длину ~2,7 км и ширину от 250 м в верхней части до 80 м в нижней; глубина в нем в отлив не превышает 1,0 м. От Авачинского залива эстуарий отделен песчано-галечной пересыпью.

Суммарный расход рек, впадающих в эстуарий, на спаде половодья (в июле) составляет ~4 м<sup>3</sup>/с. Приливы в Авачинском заливе смешанные: в сизигию – неправильные суточные с продолжительным стоянием высоких уровней величиной до 2 м, в квадратуру – неправильные полусуточные величиной ~1 м.

#### Постановка задачи

В результате исследований эстуария р. Большой Виллой, выполненных в 2002–2007 гг. /1, 2/, были выявлены основные черты гидрологического режима этого объекта. Установлено, что благодаря воздействию речного стока и морских приливов, а также слабой проточности эстуария (в котловине оз. Большой Виллой вода обновляется примерно за 3 месяца) внутри него сформировались и устойчиво существуют две водные массы – поверхностная и придонная, вторичные по отношению к речной и морской воде. Поскольку доля морской воды во внешнем водообмене эстуария в несколько раз превышает долю речной воды, вторичные водные массы осолонены.

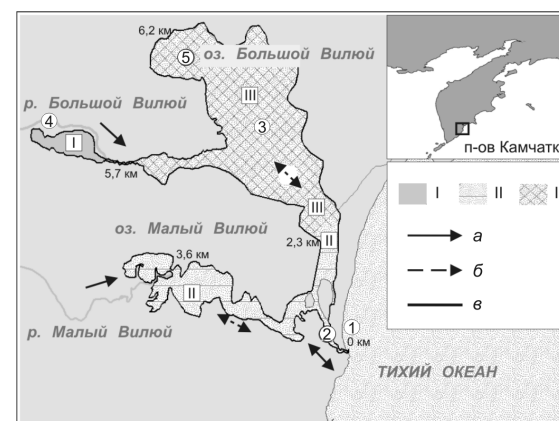


Рис. 1. Эстуарий р. Большой Виллой и его районирование по гидрологическим условиям: I – зона распространения речной водной массы; II – зона смешения водных масс; III – зона распространения вторичных водных масс; 1, 2... – номера станций отбора проб; а – стоковые и стоково-приливные течения в руслах водотоков; б – стоковые и стоково-приливные течения в водоёмах; в – граница эстуария; 6,2 км... – расстояния от устья эстуария (0 км).

Вторичные водные массы занимают котловину оз. Большой Виллой, а мелководное и небольшое по объему оз. Малый Виллой заполнено смесью речной и морской воды, лишь частично трансформированной под действием внутренних и внешних процессов. Из-за продолжительного периода водообновления свойства вторичных водных масс почти не зависят от фазы прилива и кратковременных колебаний водного стока рек. Их изменчивость носит сезонный характер и определяется внутригодовой неравномерностью речного стока и сменой климатических сезонов. Поверхностная водная масса распространяется до глубины 1,5–2 м, имеет солёность от 1–2‰ весной до 8–10‰ осенью и температуру от 0°С в период ледо-

става до 15–18°C в середине лета. Придонная водная масса находится на глубинах ниже 4–5 м, имеет соленость от 28–30 до 30–32‰ и температуру от 5–9 до 2°C в летний и зимний периоды соответственно. Для нее характерны дефицит кислорода и наличие сероводорода.

Годовой гидрологический цикл в эстуарии начинается во второй половине ноября, перед появлением ледяной покрова. В этот период поверхностная и придонная водные массы частично перемешаны между собой, поэтому слой скачка выражен слабо. Зимой опресненная вода из верхнего слоя озера вымораживается, и поверхностная водная масса в жидком виде перестает существовать. Придонная водная масса, наоборот, активно формируется, пополняясь свежей морской водой. В начале гидрологической весны (в середине мая) на реках поднимается волна половодья, а полугораметровый снежно-ледяной покров на поверхности эстуария начинает таять. В верхнем слое эстуария появляется опресненная вода, и начинается формирование поверхностной водной массы. В водоеме устанавливается устойчивая плотностная стратификация, сохраняемая благодаря высоким градиентам солености воды. Во второй половине июня (в конце гидрологической весны) поверхностная и придонная водные массы представляют собой однородные объемы хорошо перемешанных вод, с выраженным слоем скачка между ними. В летне-осенний период вторичные водные массы постепенно перемешиваются друг с другом под действием ветра, вследствие чего слой скачка размывается.

Сложность гидрологической структуры эстуария р. Большой Виллой предопределяет существование специфических особенностей миграции растворенных компонентов при смешении речных вод с морскими и их последующей трансформации в эстуарии. Распределение гидрохимических показателей в свою очередь может служить индикатором присутствия водных масс различного генезиса, что позволит более детально охарактеризовать гидрологическую структуру данного эстуария.

#### Материал и методика исследований

Гидролого-гидрохимические съемки эстуария р. Большой Виллой проводились от замыкающего створа эстуария до наиболее глубоководной части оз. Большой Виллой (рис. 1) в две характерные фазы гидрологического режима – в фазу зимней межени (25 марта 2007 г.) и на пике половодья (29 июня 2007 г.).

Работы включали в себя измерение температуры и содержания растворенного кислорода *in situ* с помощью гидрологического зонда «YSI», а также отбор проб воды, которые фильтровались через плотный бумажный фильтр и консервировались добавлением небольшого количества хлороформа (1 мл на 100 мл пробы). В лабораторных условиях в пробах воды определялись концентрации ионов основного солевого состава (натрия, калия, магния, кальция и сульфатов – методом капиллярного электрофореза /4/, хлоридов и щелочности – объемными меркуриметрическим и ацидиметрическим методами /5/), а также содержание растворенного кремния колориметрическим методом с молибдатом аммония /5/. Относительная погрешность измерений не превышала ±3%. Соленость рассчитывалась по сумме концентраций основных ионов.

#### Результаты и обсуждение

Результаты проведенных исследований представлены в табл. 1.

В конце марта 2007 г. поверхность эстуария была покрыта слоем непрозрачного льда толщиной 1,5 м. Водообмен с океаном, прерванный на несколько недель из-за штормового блокирования эстуарного устья морскими наносами, недавно восстановился. В глубоководной части эстуария – в оз. Большой Виллой – тонкий подледный слой воды толщиной <10 см имел отрицательную температуру (–0,1°C), был распреснен (5,8‰) и содержал значительное количество кислорода (17,6 мг/л). На глубинах >1 м температура и соленость воды увеличивались сверху вниз соответственно от 0 до 2,3°C и от 20 до 31‰, а содержание растворенного кислорода уменьшалось в том же направлении от 7,0 до 0,3 мг/л.

Т а б л и ц а 1

Температура, соленость и содержание растворенных компонентов  
в водах эстуария р. Большой Виллой

Стан-ция	Гори-зонт, м	T, °C	S, ‰	Концентрации в растворе, мг/л								
				Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Na	K	Mg	Ca	Si	O <sub>2</sub>
Март 2007 г.												
1	0,1	0,3	31,1	17500	2619	137	9870	367	1197	381	1,43	14,4
5	0,1	–0,1	5,81	3188	419	49,4	1835	66,6	209	80,8	7,69	17,6
«	3,0	1,8	26,1	14510	2044	120	8467	306	994	312	2,82	1,19
«	5,0	2,2	30,5	17210	2467	133	9772	363	1180	374	2,64	0,33
Июнь 2007 г.												
1	0,1	8,6	29,2	16430	2352	124	9346	347	1126	357	0,58	16,1
2	0,1	10,6	1,66	884	124	31,7	498	20,0	62,0	39,2	4,00	21,7
3	0,1	9,9	0,93	498	77,8	26,8	259	11,6	33,5	29,2	5,68	21,5
«	1,7	10,7	5,89	3299	477	45,1	1687	64,7	217	133	2,70	16,2
4	0,1	5,1	0,07	17,0	9,16	26,8	10,9	0,61	2,10	7,40	5,20	19,2
5	0,1	11,3	1,29	710	101	26,8	361	15,7	44,5	31,9	4,71	21,8
«	1,0	11,3	1,34	742	104	26,8	373	16,3	45,9	32,0	4,81	21,8
«	2,0	10,2	6,47	3645	477	47,0	1892	74,5	236	142	3,50	22,5
«	3,0	8,0	15,5	8640	1288	85,4	4771	185	593	217	3,75	22,5
«	4,0	5,0	26,9	15110	2064	131	8637	313	1046	340	3,24	6,11
«	5,0	3,7	30,2	16980	2439	129	9631	365	1184	361	0,15	0,57
«	6,0	3,5	29,4	16560	2398	86,0	9341	355	1140	355	8,57	–

К последним числам июня 2007 г. лед с поверхности эстуария полностью сошел. Приток речной воды увеличился до максимума, поэтому верхняя часть водной толщи в эстуарии заметно опреснилась, а водообмен с океаном стал односторонним – вытекавшая из переполненного эстуария вода препятствовала приливному вторжению морской воды. В оз. Большой Виллой хорошо выделялись две водные массы со слоем скачка между ними. Поверхностная водная масса мощностью ~1,5 м была хорошо перемешана ветром, имела температуру 11,3°C, соленость 1,0–1,5‰ и содержала >20 мг/л растворенного кислорода. Придонная водная масса, расположенная на глубинах >3,5 м, имела температуру 3,5–5,0°C, соленость 27–30‰ и низкое содержание кислорода (~6 мг/л на верхней границе и <1 мг/л у дна).

Поведение большинства ионов основного солевого состава (Na, K, Mg, SO<sub>4</sub>) относится к консервативному типу (рис. 2) и описывается линейными зависимостями их концентраций от содержания хлоридов

$$[i, \text{мг/л}] = a + b[\text{Cl}, \text{мг/л}] \quad (1)$$

с общими параметрами для обеих съемок (табл. 2), что указывает на единство процессов взаимодействия речных и морских вод в эстуарии р. Большой Виллой в разные фазы гидрологического режима. Вместе с тем наиболее подвижным компонентам – кальцию, щелочности (гидрокарбонатам) и кремнию – свойственно неконсервативное распределение, причем во время половодья неконсервативность была довольно значительной, тогда как в период зимней межени практически не проявлялась (рис. 3).

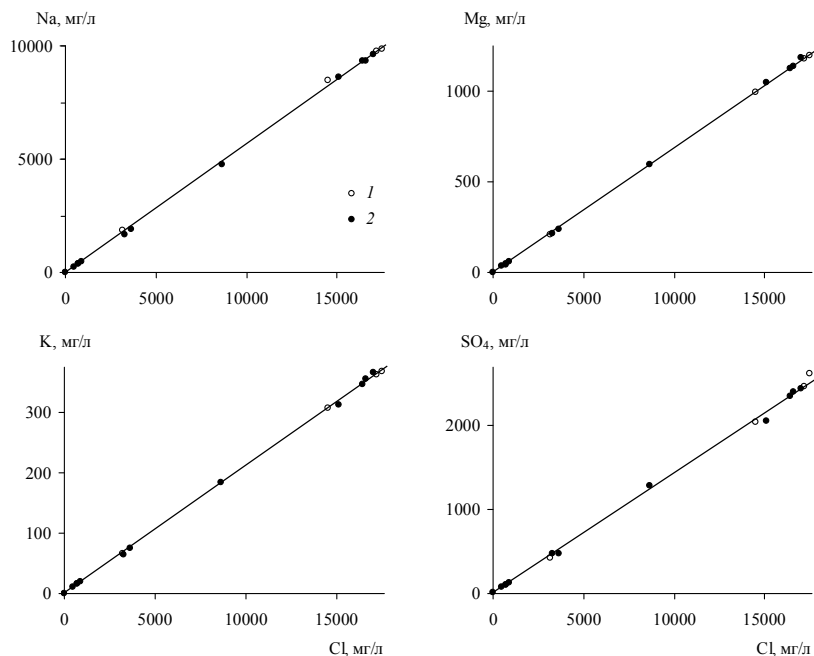


Рис. 2. Зависимости концентраций натрия, калия, магния и сульфатов от содержания хлоридов в водах эстуария р. Большой Виллой в марте (1) и июне (2) 2007 г.

Таблица 2

Параметры зависимостей (1) для компонентов с консервативным поведением

Компонент <i>i</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i> (коэф. корр.)
Na	10,9	0,567	0,999
K	0,61	0,021	«
Mg	2,10	0,069	«
SO <sub>4</sub>	9,16	0,143	«

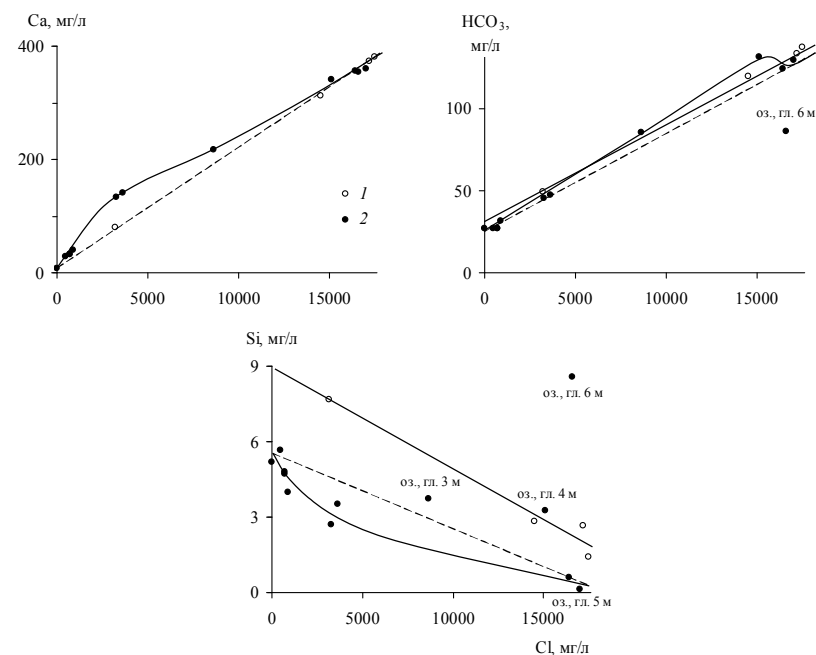


Рис. 3. Зависимости концентраций кальция, кремния и величины щелочности от содержания хлоридов в водах эстуария р. Большой Виллой в марте (1) и июне (2) 2007 г. Пунктиром обозначены расчетные линии консервативного смешения.

Распределение кальция между растворенной и взвешенной фазами в исследуемом эстуарии контролируется, по-видимому, сорбционно-десорбционными процессами. Об этом свидетельствует сезонная изменчивость его поведения и характерная форма зависимости от содержания хлоридов при хорошо выраженной неконсервативности. Так, в марте 2007 г., когда водная поверхность была покрыта сплошным слоем льда и сток взвешенных веществ был минимальным, концентрация растворенного кальция линейно возрастала с увеличением содержания хлоридов в соответствии с общим для обеих съемок уравнением консервативного сме-

шения. На пике половодья, при наибольшей интенсивности выноса твердых веществ, наблюдалось существенное превышение концентраций кальция относительно расчетных значений по уравнению консервативного смешения (рис. 3), достигавшее 60 мг/л (70%) при содержании хлоридов ~3,5 г/л. Вероятно, это обусловлено десорбцией кальция с речных взвесей, состав обменного комплекса которых подвергается трансформации при взаимодействии с осолоненными водами. Согласно расчетным оценкам, для устьевых областей рек мира десорбция кальция с терригенных взвесей также имеет важное значение и составляет 67 млн. т/год, или 13% поступления растворенного кальция с материковым стоком /6/.

Щелочность эстуарных вод в период зимней межени, подобно концентрации кальция, линейно увеличивалась с ростом содержания хлоридов, тогда как в половодье увеличение щелочности происходило с постепенным возрастанием превышения относительно расчетной линии консервативного смешения речных и океанских вод до 15 мг  $\text{HCO}_3/\text{л}$  (13%), сменяющимся возвратом к типичным для консервативного смешения значениям в первичных или слабо трансформированных океанских водах (рис. 3). Указанное небольшое повышение щелочности в ходе внутриводоемной трансформации эстуарных вод труднообъяснимо. Возможно, оно связано с растворением карбонатов, содержащихся во взвешенных наносах (отсутствие увеличения концентрации кальция в области высоких концентраций хлоридов обусловлено его значительным содержанием в морской воде), но для более определенных выводов необходимы специальные исследования. Интересно, что в придонном слое оз. Большой Виллой на глубине 6 м величина щелочности была сильно понижена, что может быть вызвано наличием дополнительного источника поступления вод из подземных водоносных горизонтов (это предположение согласуется с сообщением /3/, в котором отмечалась возможность разгрузки термальных источников на дне оз. Большой Виллой).

Поведение растворенного кремния в марте 2007 г. было близко к консервативному. Однако к июню 2007 г. наметилось четко выраженное снижение концентраций кремния как в речной части эстуария, так и в зоне непосредственного контакта речных и морских вод, обусловленное, по-видимому, биологической ассимиляцией зелеными водорослями, в значительном количестве обнаруженными в прогретом двухметровом поверхностном горизонте. В глубинных слоях озера распределение кремния было крайне неоднородным (рис. 3): на глубинах 3–4 м его содержание немного повышалось, составляя соответственно 3,8 и 3,2 мг/л, на глубине 5 м обнаруживалась прослойка обедненных кремнием вод, содержащих 0,15 мг Si/л, а в придонном слое на глубине 6 м концентрация кремния достигала максимального значения, равного 8,6 мг/л. Можно предположить, что обедненная кремнием водная прослойка представляет собой проникшие в осенне-зимний период океанские воды, для которых в течение всего года характерно низкое содержание кремния, тогда как воды с повышенными концентрациями последнего, вероятно, поступают в придонные слои из подземных водоносных горизонтов, что подтверждается также аномально низкой величиной щелочности в слое на глубине 6 м, не свойственной ни речной, ни морской водным массам.

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить основные процессы, ответственные за трансформацию стока ионов основного солевого состава и биогенных элементов в эстуарии р. Большой Виллой, а также установить присутствие дополнительного источника поступления вод в глубинные слои оз. Большой

Виллой (предположительно, разгрузка подземных вод), что, наряду с внутриводоемной трансформацией смешивающихся там речной и морской водных масс, приводит к формированию многослойной гидролого-гидрохимической структуры.

#### Литература

1. Горин С.Л. Гидролого-экологические условия эстуариев рек Камчатки в летний период // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2007. № 5. С. 38–44.
2. Горин С.Л. Гидролого-морфологические процессы в эстуариях Камчатки // Автореферат дисс. ... канд. геогр. наук. М.: Геогр. ф-т МГУ, 2009. 24 с.
3. Горшков А.П. Термопроявления на озере Большой Виллой // Вопросы географии Камчатки. Вып. 5. 1967. С. 140–143.
4. Комарова Н.В., Каменцев Я.С. Практическое руководство по использованию систем капиллярного электрофореза «КАПЕЛЬ». СПб.: Изд-во «Веда», 2006. 212 с.
5. Лурье Ю.Ю. Унифицированные методы анализа вод. М.: Химия, 1971. 375 с.
6. Савенко В.С. Геохимические проблемы глобального гидрологического цикла // Проблемы гидрологии и гидроэкологии. М.: МГУ, 1999. С. 48–72.

#### ИММОБИЛИЗАЦИЯ АТМОСФЕРНОГО $\text{CO}_2$ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОКЕАНА: ПРОБЛЕМА ДЕФИЦИТА РЕАКЦИОННОСПОСОБНОГО КАЛЬЦИЯ

Савенко В.С.

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

Проведена детализация генетической структуры углерода в составе растворенных и твердых веществ материкового стока. Определено количество атмосферного диоксида углерода, поступающего в океан с материковым стоком, равное 1190 млн. т С/год, что составляет около 72% общего поступления углерода в океан с суши. Показано, что поступление углерода атмосферного  $\text{CO}_2$  в океан через материковый сток в 2 раза превышает интегральный вынос углерода из океана через границу океан–атмосфера. Рассмотрен геохимический баланс углерода в океане и установлено, что в результате внутриводоемных процессов 487 млн. т органического углерода ежегодно переходит в карбонаты кальция–магния, что должно сопровождаться извлечением 1628 млн. т кальция из силикатов.

#### Введение

На протяжении нескольких последних десятилетий активно обсуждается проблема антропогенных изменений климата, связанных с поступлением в атмосферу  $\text{CO}_2$ , образующегося при сжигании ископаемого топлива. В конце XX – начале XXI вв. мощность антропогенного источника углекислого газа достигла 0,7–1,0% общего содержания  $\text{CO}_2$  в земной атмосфере. Вместе с тем наблюдения показывают меньшую скорость увеличения концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере, что рассматривается как свидетельство связывания океаном от 30 до 50% антропогенных выбросов углекислого газа. Наряду с этим приводились веские аргументы в пользу противоположной точки зрения, согласно которой потоки  $\text{CO}_2$  на границе раздела вода–воздух, наоборот, направлены из океана в атмосферу. Выяснение данного про-

тиворечия имеет существенное значение для корректного решения проблемы глобального изменения климата.

#### Постановка задачи

Об обмене  $\text{CO}_2$  между океаном и атмосферой судят, как правило, по результатам измерений и расчетов потоков на границе раздела вода–воздух, не учитывая при этом еще одну, одностороннюю связь, состоящую в переносе атмосферного  $\text{CO}_2$  в океан через цепочку процессов, протекающих на суше и называемых в совокупности материковым стоком в широком смысле этого термина. Одним из способов оценки такого опосредованного поступления атмосферного  $\text{CO}_2$  является анализ геохимического баланса углерода в океане.

#### Материал и методика исследований

Материалом для настоящей работы послужили данные о приходных и расходных статьях геохимического баланса углерода в океане /3/, дополненные сведениями о генетической структуре углерода материкового стока растворенных и твердых веществ /5/. Выяснение физико-химических механизмов процессов иммобилизации атмосферного  $\text{CO}_2$  в донных отложениях океана проводилось на основе анализа внутриводоемной трансформации органического и минерального углерода.

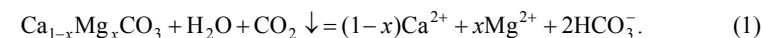
#### Результаты и обсуждение

Материковый сток растворенных и твердых веществ является одной из основных приходных статей геохимического баланса углерода в океане, причем разные формы углерода имеют различный генезис.

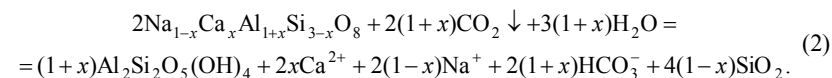
Растворенный органический углерод и большая часть взвешенного органического углерода представляют собой в той или иной степени трансформированные продукты фотосинтеза наземных растений, использующих атмосферный  $\text{CO}_2$ . Сток растворенного органического углерода, согласно /3/, составляет 225 млн. т/год. Долю атмосферного  $\text{CO}_2$  во взвешенном органическом углероде можно определить, зная содержание  $C_{\text{орг}}$  в речных взвесах и оценив содержание устойчивого  $C_{\text{орг}}$ , первоначально входившего в состав подвергшихся выветриванию горных пород. Будем считать, что твердые вещества в материковом стоке представлены на 80% продуктами выветривания осадочных пород и на 20% – кристаллических пород в соответствии с относительной площадью их выходов на поверхности суши /1/. При содержании  $C_{\text{орг}}$  в осадочных и кристаллических породах соответственно 0,48 и 0,05% /1/ вклад литогенного  $C_{\text{орг}}$  составляет ~0,39%. В речных взвесах содержится 2%  $C_{\text{орг}}$  /6/, откуда следует, что ~80% органического углерода в материковом стоке твердых веществ синтезировано за счет атмосферного  $\text{CO}_2$ . Следовательно, из общего стока взвешенного органического углерода, равного 645 млн. т/год /3/, примерно 516 млн. т/год заимствовано из атмосферы.

В материковом стоке значительная часть растворенного неорганического углерода, который практически полностью представлен гидрокарбонатами и растворенным диоксидом углерода, также имеет атмосферное происхождение.

Выветривание карбонатных пород сопровождается поглощением из атмосферы эквивалентных количеств  $\text{CO}_2$ , в результате чего образуются растворимые гидрокарбонаты, половина которых является продуктом растворения твердой фазы, а другая половина поглощается из атмосферы:



При выветривании силикатов также происходит образование гидрокарбонат-ионов, углерод которых полностью заимствован из атмосферы:



Исходя из расчетов выноса растворимых продуктов выветривания с разными генетическими составляющими материкового стока (табл. 1), из 507 млн. т/год всех гидрокарбонатов атмосферное происхождение имеют 145 и 218 млн. т/год, образующихся соответственно при выветривании карбонатных и силикатных пород, что в сумме дает 363 млн. т/год, или 71,6%. Кроме того, атмосферный генезис имеет растворенная углекислота, поступающая в океан с материковым стоком в количестве 86 млн. т/год /2/. Отсюда следует, что из  $507 + 86 = 593$  млн. т/год стока растворенного неорганического углерода  $363 + 86 = 449$  млн. т/год (75,7%) обеспечивается атмосферным  $\text{CO}_2$ .

Поступление карбонатного углерода в океан (142 млн. т/год /3/) осуществляется также в составе твердых веществ материкового стока, в которых, несомненно, присутствует некоторое количество автохтонного  $\text{CaCO}_3$  – производного атмосферного  $\text{CO}_2$ . Оценить это количество довольно сложно из-за недостатка информации, однако, по-видимому, оно незначительно, поскольку наиболее благоприятные условия для автохтонного карбоната накопления создаются в областях аридного и семиаридного климата, роль которых в формировании материкового стока невелика. Исходя из этого, карбонатный углерод в стоке твердых веществ не следует связывать с атмосферным  $\text{CO}_2$  и скорее можно рассматривать как остатки нерастворившихся карбонатных пород, подвергшихся выветриванию. Не связан с атмосферным источником и поток  $\text{CO}_2$ , обусловленный дегазацией базальтовых магм (54 млн. т/год /3/).

Результаты приведенного выше анализа генетической структуры материкового стока углерода интересно сопоставить с расчетами геохимического баланса углерода в океане (табл. 2). Оказывается, что опосредованное поступление в океан атмосферного  $\text{CO}_2$  в составе растворенных и твердых продуктов материкового стока (1190 млн. т/год) в 2 раза превышает суммарный вынос углерода через границу океан–атмосфера (610 млн. т/год) в форме  $\text{CO}_2$  (584 млн. т/год) и органических веществ (26 млн. т/год).

Таким образом, учет непрямого поглощения океаном атмосферного  $\text{CO}_2$  в процессе материкового стока снимает отмечавшееся в /2/ противоречие между данными натурных наблюдений о распределении антропогенных выбросов  $\text{CO}_2$  в системе океан–атмосфера и расчетами геохимического баланса углерода в океане.

Т а б л и ц а 1

Вынос растворимых продуктов выветривания с разными генетическими составляющими материкового стока\*, млн. т/год /5/

Компонент	Выветривание				Всего
	эвапоритов	сульфидов	карбонатов	силикатов	
Na <sup>+</sup>	80	–	–	101	181
K <sup>+</sup>	–	–	–	60	60
Mg <sup>2+</sup>	–	13	52	102	167
Ca <sup>2+</sup>	18	146	404	83	651
Cl <sup>-</sup>	117	–	–	–	117
S-SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	14	135	–	–	149
C-HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	–	–	289 (293)	218 (222)	507 (515)

\* Расчетные величины потоков неорганического углерода, полученные исходя из стехиометрии реакций растворения эвапоритов и карбонатных пород, а также окисления сульфидов и выветривания силикатов, приведены в скобках. При этом расхождение с фактической величиной суммарного потока неорганического углерода составляет 8 млн. т С/год, или 1,6%. Принятые значения (цифры без скобок) определены из фактической величины суммарного стока неорганического углерода (507 млн. т С/год) и расчетных долей потоков растворения карбонатов (57%) и силикатов (43%).

Т а б л и ц а 2

Баланс углерода в современном океане, млн. т С/год  
(в скобках даны оценки непрямого поступления атмосферного CO<sub>2</sub>)

Статья баланса	C <sub>неорг</sub>	C <sub>орг</sub>	ΣС
<i>Поступление</i>			
Материковый сток растворенных веществ	593 (449)	225 (225)	818 (674)
Материковый сток твердых веществ	142 (0)	645 (516)	787 (516)
Дегазация базальтовых магм	54 (0)	–	54 (0)
ИТОГО	789 (449)	870 (741)	1659 (1190)
<i>Выведение</i>			
Осадкообразование	883	166	1049
Вынос в атмосферу	584*	26	610
ИТОГО	1467	192	1659

- Оценено по разности приходных и расходных статей геохимического баланса углерода в современном океане /3/.

Величина рН морской воды в современном океане подвержена относительно небольшим вариациям вследствие буферного действия растворенных солей слабых кислот, среди которых преобладает угольная кислота (свыше 95% общей щелочности). При среднем значении карбонатной щелочности 2,30 мг-экв/кг щелочной резерв Мирового океана, обусловленный гидрокарбонат- и карбонат-ионами, составляет 3,15·10<sup>18</sup> г-экв, что всего лишь в 10<sup>4</sup>–10<sup>5</sup> раз превышает ежегодное поступление в океан HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> или удаление CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> в составе автохтонных карбонатных осадков /3/. Это означает, что радикальные изменения щелочного резерва океана

могут произойти за интервал времени порядка 10<sup>4</sup>–10<sup>5</sup> лет. Поскольку достоверные свидетельства подобных изменений в недавнем геологическом и историческом прошлом отсутствуют, необходимо признать факт высокой степени сбалансированности входящих и исходящих потоков общего углерода при сохранении постоянного соотношения между заряженными формами растворенного карбонатного углерода.

Рассмотрение геохимического баланса углерода в океане (табл. 2) приводит к заключению, что в результате внутриводоемных процессов химическая трансформация входящих потоков углерода сопровождается выделением значительных количеств некомпенсированных ионов H<sup>+</sup>, снижающих величину карбонатной щелочности при неизменной концентрации растворенного карбонатного углерода.

Во входящих потоках органический и карбонатный углерод присутствует примерно в одинаковых количествах. Из 870 млн. т/год органического углерода материкового стока на долю растворенного органического углерода и органического углерода взвешенных наносов приходится соответственно 225 и 645 млн. т С/год. Общее поступление карбонатного углерода (789 млн. т С/год) складывается из стока растворенного неорганического углерода (593 млн. т С/год, в том числе 507 млн. т С/год углерода гидрокарбонатов и 86 млн. т С/год растворенной углекислоты), карбонатов взвешенных наносов материкового стока (142 млн. т С/год) и CO<sub>2</sub>, выделяющегося в результате дегазации базальтовых магм на дне океана (54 млн. т С/год).

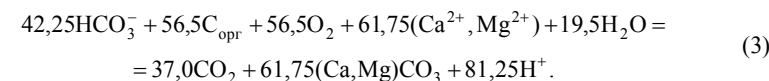
В исходящих потоках резко преобладает неорганический углерод: 883 млн. т С/год выводится в составе карбонатных осадков и 584 млн. т С/год выносится из океана в атмосферу, что в сумме составляет 1467 млн. т С/год. Исходящий поток органического углерода в 7,6 раза меньше и складывается из 166 млн. т С/год, захораниваемых в донных отложениях, и 26 млн. т С/год органических веществ, выносимых в атмосферу в составе океанских аэрозолей.

Т а б л и ц а 3

Баланс различных форм углерода в современном океане, млн. т С/год

Потоки	C <sub>неорг</sub>			C <sub>орг</sub>
	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	CaCO <sub>3</sub>	
Входящие	507	140	142	870
Исходящие	0	584	883	192
Разность	507	-444	-741	678

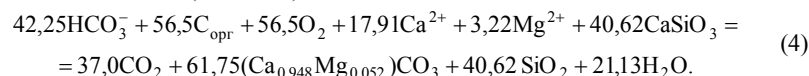
По разности потоков органического и неорганического углерода (табл. 3) можно составить уравнение внутриводоемной химической трансформации форм углерода в океане (10<sup>12</sup> моль):



При такой записи реакции внутриводоемной трансформации потоков углерода в океане, во-первых, выделяются ионы H<sup>+</sup>, количество которых достаточно для существенного изменения карбонатной щелочности морской воды за 10<sup>4</sup>–10<sup>5</sup> лет, и,

во-вторых, необходимо добавление  $61,75 \cdot 10^{12}$  молей  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ , что в несколько раз превышает количества  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  в материковом стоке, равные соответственно  $17,91 \cdot 10^{12}$  и  $8,11 \cdot 10^{12}$  молей /4/.

Недостаток кальция и магния для создания наблюдаемой скорости отложения карбонатных осадков не может быть обусловлен неточностью расчетов материкового стока, поэтому необходимо найти дополнительный источник, которым может являться только кальций и магний силикатов. Тогда, используя весь  $\text{Ca}^{2+}$  и часть  $\text{Mg}^{2+}$  материкового стока для связывания  $\text{HCO}_3^-$  в форме гидрокарбонатов, можно изменить уравнение (3) и записать реакцию внутриводоемной трансформации углерода в океане в виде ( $10^{12}$  моль)



Таким образом, в течение года 1628 млн. т кальция переходит из силикатов в карбонаты, что сопровождается связыванием 487 млн. т углерода  $\text{CO}_2$ , образующегося преимущественно в результате внутриводоемных процессов при окислении органического вещества. Необходимо подчеркнуть, что количество реагирующего силикатного кальция более чем в 2 раза превышает материковый сток  $\text{Ca}^{2+}$ , равный 718 млн. т/год /4/. Следовательно, в океане должен протекать интенсивный процесс мобилизации кальция, природа которого не вполне ясна. К переходу части силикатного кальция в растворенное состояние приводит подводный вулканизм и гальмиролиз базальтов, но даже по самым оптимистичным оценкам /7/ эти процессы могут обеспечить не более 10% необходимой величины. Один из возможных источников реакционноспособного кальция – тонкодисперсная терригенная пирокластика, влияние которой на геохимию океана часто недооценивается. Для более определенных выводов требуется проведение дополнительных исследований, однако, как нам представляется, объяснение феномена дефицита реакционного кальция в океане является ключом к выяснению механизма иммобилизации атмосферного  $\text{CO}_2$  в донных отложениях океана.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 09–05–13598) и Федерально-го агентства по науке и инновациям (госконтракт 02.740.11.0337).*

#### Литература

1. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 181 с.
2. Савенко В.С. Океан является источником углекислого газа атмосферы? // Геохимия. 1995. № 11. С. 1634–1642.
3. Савенко В.С. Обмен  $\text{CO}_2$  между океаном и атмосферой в настоящее время и в прошлом // Геохимия. 2000. № 3. С. 350–352.
4. Савенко В.С. Геохимия континентального звена глобального гидрологического цикла // Глобальные изменения природной среды–2001. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. С. 274–287.
5. Савенко В.С. Трансформация силикатов в процессе литогенеза как фактор, контролирующей содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2005. № 5. С. 5–11.
6. Савенко В.С. Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС, 2006. 175 с.

7. Alt J.C., Honnorez J., Laverne C., Emmersonn R. Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust. Deep Sea Drilling Project Hole 504B: Mineralogy, chemistry and evolution of seawater–basalt interactions // J. Geophys. Res. 1986. V. B91. № 10. P. 10309–10335.

#### МАГНИТНО-РЕЗОНАНСНАЯ ТОМОГРАФИЯ. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И СОЦИАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ

Р.З.Саргеев<sup>1</sup>, В.И.Кругских<sup>2</sup>, Ю.А.Пирогов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Международный томографический центр СО РАН, Новосибирск

<sup>2</sup>ЗАО «МТТ Контрол», Москва

<sup>3</sup>Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова

Центр магнитной томографии и спектроскопии

Обсуждаются экологические аспекты биомедицинской томографии. Магнитно-резонансная томография, которая относится к экологически наиболее чистым способам медицинской диагностики, также имеет свои экологические ограничения. Проводится сравнение МРТ изображений, полученных сканерами с сильными (3–11 Тл) и слабыми (0,1–0,5 Тл) магнитными полями. Рассматриваются достоинства и недостатки сканеров с различными значениями магнитных полей и анализируются основные тенденции современной магнитно-резонансной томографии. Показано, что далеко не всегда увеличение магнитного поля является положительным фактором для соблюдения экологических условий и повышения качества МРТ изображений.

В современной практике биомедицинских исследований и в медицинской диагностике стали неотъемлемыми томографические методики. К таковым относятся рентгеновская (так называемая «компьютерная») томография (КТ), магнитно-резонансная (МРТ), позитронно-эмиссионная (ПЭТ), лазерная, микроволновая, акустическая, основанная на пучках ускорителей заряженных частиц и др. [1–3]. Несмотря на многообразие томографических подходов практическое применение приобрели только первые три методики, из которых лишь МРТ является вполне экологически приемлемой. ПЭТ использует вводимые в организм  $\gamma$ -радионуклиды, а интенсивность рентгеновского излучения в КТ настолько велика, что получаемая за один сеанс доза радиации эквивалентна облучению человека, находившегося на расстоянии 2,5 км от эпицентра ядерного взрыва в Хиросиме [4]. Поэтому пользоваться ПЭТ и КТ следует с чрезвычайной осторожностью и только в случаях крайней необходимости при условии, что другие (экологически безопасные или менее опасные) способы томографии не обеспечивают диагностический результат.

МРТ считается в полной мере экологически чистой технологией. На самом деле, это не является абсолютно справедливым. При МРТ обследовании человек подвергается воздействию весьма высоких магнитных полей – от 0,5 до 3 Тл магнитной индукции, что эквивалентно 5–30 тыс. Эрстед по напряженности поля. В настоящее время существуют томографы и с более высокими магнитными полями

- от 4 до 17 Тл, но они применяются в научных исследованиях и не разрешены в регулярной медицинской практике. Физической причиной стремления увеличить магнитное поле в томографе является пропорциональное возрастание ширины энергетической щели между нормальным (нижним) и возбужденным (верхним) уровнями энергии ядерных спинов, формирующих сигнал о состоянии содержащих эти ядра молекул при переходе их из возбужденного на основной уровень [5]. С увеличением разности этих энергий вероятность заполнения верхнего уровня при спонтанном (тепловом) воздействии, создающим шумовую помеху, резко уменьшается. Это приводит к тому, что отношение сигнал/шум, определяющее чувствительность томографического процесса, возрастает в экспоненциальной степени. Сигнальное возбуждение спиновой системы осуществляется импульсным радиочастотным воздействием на частоте, равной частоте прецессии ядерных спинов в магнитном поле. Населенность верхнего уровня энергии спиновой системы зависит от интенсивности и длительности радиоимпульса, по выключении которого создается МРТ сигнал спада свободной индукции (ССИ). Его длительность определяется временем релаксации возбужденных ядер (обычно протонов), находящихся в молекулах исследуемой ткани. Величина сигнала ССИ, на основе которого и формируется МРТ изображение, определяется концентрацией протонов в ткани, а контраст изображения границащих тканей зависит также от разницы в них времен релаксации возбужденных протонов.

Так вот, погоня за увеличением отношения сигнал/шум за счет увеличения магнитного поля (шум, как отмечалось, при этом уменьшается) приводит к появлению в МРТ и нежелательных экологических факторов. Во-первых, до сих пор неизвестно не свойственное человеческому организму влияние интенсивных магнитных полей, больших 3 Тл. Во-вторых, с увеличением магнитного поля растет резонансная частота радио-ядерного взаимодействия  $\nu_{рч} = \nu_{прец} = \gamma B$ , где  $\nu_{рч}$  - несущая частота радиоимпульса, МГц;  $\nu_{прец}$  - частота прецессии ядерных спинов в магнитном поле, МГц;  $\gamma$  - гиромангнитная константа, для протонов равная 40 МГц/Тл;  $B$  - индукция магнитного поля, Тл. В магнитном поле 0.5 Тл эта частота составляет 20 МГц, а при 3 Тл - 120 МГц, что должно уже вызывать определенные опасения. Влияние электромагнитных излучений с более высокими частотами считается потенциально опасным, особенно при высокой мощности радиоимпульса. Длительность радиоимпульсов в МРТ очень короткая - микросекунды, поэтому средняя мощность, которая могла бы привести к разогреву тканей, невелика - не превышает нескольких десятков Вт. Это совершенно безвредно для организма при частотах меньше 100-150 МГц. Однако импульсная мощность радиоимпульса может составлять десятки кВт и при высоких частотах (особенно тех, что попадают на внутримолекулярные резонансы) может пагубно сказываться на состоянии организма - импульсные напряженности электрического поля могут приводить к разрушению связей атомов внутри молекул и деформации белковой структуры. Да и с позиций качества получаемых МРТ изображений высокие частоты могут служить источником целого ряда арте-фактов, искажающих картину реальной структуры тканей. На высоких частотах, например, появляется заметная неоднородность распределения радиочастотных полей вплоть до возникновения стоячей волны с близким к нулевому сигналом в минимумах. Все это требует, конечно, специальных исследований (таковые сейчас ведутся), однако при массовых и многократных МРТ обследованиях пациентов в эту область часто лучше пока не заходить.

Таким образом, с экологической точки зрения было бы разумным реализовать МРТ способ медицинской диагностики на возможно более низких частотах, т.е. при возможно более низких магнитных полях.

Вообще уже доказано, что МРТ можно реализовать даже на сверхнизких магнитных полях вплоть до магнитного поля Земли [6]. Для этого приходится применять высокочувствительные приемники электромагнитного поля на основе джозефсоновских сверхпроводниковых детекторов СКВИДов [7]. В случаях более регулярных, не столь малых полей порядка 0.1 Тл можно обойтись менее экзотическими, но также эффективными приемами повышения отношения сигнал/шум, т.е. достижения высокой чувствительности.

Прежде всего отметим, что МРТ на низких полях обладает рядом существенных преимуществ по сравнению с высокопольными сканерами [4]. На низких полях контраст изображения, определяемый разницей времен релаксации протонов в соседних тканях, бывает выше, что увеличивает четкость картины на экране монитора. Далее, низкие магнитные поля - низкие частоты: это исключает свойственные более высокочастотным МРТ откликам артефакты, поле равномерно проникает в ткани организма, имеет меньшее затухание и создает одинаковые условия формирования сигнала по всем тканям. Говоря о следующем преимуществе, укажем, что при низком основном магнитном поле МРТ не требует больших амплитуд сканирующих градиентных полей, необходимых для локализации объема (воксела) наблюдения внутри организма. В сверхпроводящих томографах на переключение этих полей расходуется основная энергия электропитания прибора - до 50 кВт по мощности. Малые же градиенты обеспечивают и больший комфорт при МРТ обследовании. В самом деле, переключение градиентов полей в сильноточных магнитах сопровождается мощными звуковыми сигналами (по восприятию подобными "пулеметной очереди"), которые возбуждаются значительными электромеханическими сдвигами витков градиентных катушек. Низкопольные градиенты, напротив, переключаются совершенно бесшумно, не беспокоя пациента при обследовании.

Экспериментально было показано, что при комнатных температурах магнитной системы оптимальными полями, обеспечивающими указанные достоинства низких магнитных полей, являются поля от 0.1 до 0.2 Тл. При меньших полях не удается получить необходимое отношение сигнал/шум и соответственно удовлетворительное качество МРТ картинки. Высокие магнитные поля требуют для своего возбуждения сверхпроводящие катушки, погруженные в жидкий гелий. Казалось бы, поля от 0.3 до 0.45 Тл могут быть получены в неохлаждаемых магнитах или в несверхпроводящих проволочных катушках. Однако несверхпроводящие катушки сильно греются и должны охлаждаться интенсивным водяным потоком с расходом электроэнергии до 100 кВт мощности. А неохлаждаемые магниты на 0.3-0.45 Тл должны строиться на основе лантаноидов типа SmCo, которые очень дороги, причем магниты из таких материалов имеют массу до 20 т и более. Кроме того, в обоих типах магнитов на 0.3-0.45 Тл благодаря проводящему состоянию их материалов при переключении градиентов возбуждаются интенсивные токи Фуко, на которые тратится большая дополнительная электроэнергия.

Итак, приходим к выводу, что исходя из сказанного оптимальной величиной магнитного поля для несверхпроводящих МРТ является 0.1-0.2 Тл. Такие поля создаются в магнитах, набранных из ферритовых блоков, недорогих, относительно



легких, низкой, почти диэлектрической проводимости (не возбуждают токи Фуко) и позволяющих формировать магнитные системы различной конфигурации - традиционно закрытых коаксиальных, в виде полуоткрытой подковы или даже полностью открытого в полупространство стола. Последняя структура не только освобождает пациентов от эффекта клаустрофобии (боязни замкнутого пространства), но и позволяет выполнять роль хирургического стола, на котором с помощью немагнитных инструментов можно проводить медицинские операции, одновременно наблюдая за морфологической картиной состояния оперируемых органов - метод так называемой "терагностики" (терапия+диагностика).

А как же справиться с увеличением шумов при низких магнитных полях, при которых щель между основным и возбужденным уровнями энергии ядер спиновой системы становится непозволительно узкой, из-за чего шумовая составляющая сигнала затушевывает МРТ образ. В этом случае следует воспользоваться цифровой фильтрацией сигнала, наиболее эффективной, когда все аналоговые функции и на входе приемников и на выходе оцифрованы и следование представляющих их импульсов Котельникова синхронизовано. Кстати, цифровое представление входных аналоговых сигналов при существующем уровне технологий доступно пока только на низких радиочастотах, что является еще одним преимуществом низкопольной МРТ. Именно этот принцип позволил получить на 0.15-Тл демонстрационном томографе "Юнитом" (рис. 1) МРТ изображения такого же качества, как на самых мощных томографах фирм Siemens, Philips, General Electric (рис. 2, 3).

Томографы типа "Юнитом", изготовленного по проекту и на средства частной российской компании "МТТ Контрол", имеют удивительные характеристики, их параметры в сравнении с данными криогенных томографов представлены Таблицей 1.

Особенно обращают на себя внимание в 200 раз меньшая у "Юнитом" мощность потребляемой энергии и на порядок меньшая стоимость прибора (5-6 млн.руб.), прогнозируемая для условий серийного производства. Отметим, что сейчас за 6 млн. руб. приобретается российскими клиниками обычный рентгеновский аппарат для медицинского скрининга. Имея в качестве основных компонентов ферритовый магнит и электронную стойку типа обычного РС, только во много раз быстроредействующую, МРТ сканер "Юнитом" не требует практически никакого технического ухода. Он исключительно надежен, может работать не менее 20 лет, устанавливаться на ограниченной 40-м<sup>2</sup> площади помещений, обслуживаться персоналом невысокой технической и медицинской квалификации.

## Низкопольный МР томограф «Юнитом» (0.15 Тл)



Рис. 1. Демонстрационный низкопольный томограф «Юнитом» (слева) и электронный блок управления (слева).

## Открытый проект «Народный томограф» Ортопедические снимки: 0.15 Тл (Юнитом - слева) и 3 Тл (Philips - справа) <http://www.unitom.ru>

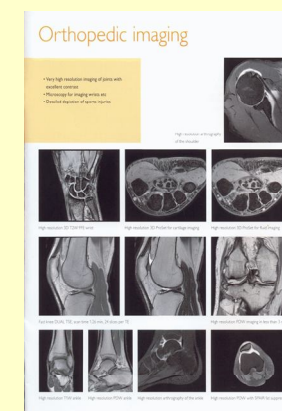
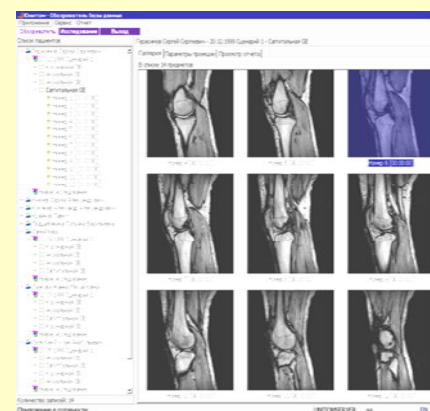


Рис. 2. Сравнение МРТ снимков коленного сустава на низкопольном (Юнитом) и высокопольном (Philips) томографах.

### Сравнение томограмм, полученных на МР-томографах "Юнитом", "Philips", "Siemens", "General Electric"



Рис. 3. Сравнение качества изображений и стоимости томографов различных фирм [4].

Таблица 1.

### Сравнительные параметры низко- и высокопольных томографов

Параметры	«Юнитом-0.15»	«Philips-3.0»
• Магнитное поле	0.15 Тл	3.0 Тл
• Масса магнита (ферриты)	10 т	6-8 т
• Конфигурация магнита	коаксиал, подкова, стол	коаксиал,
• Энергопотребление	500 Вт	30-50 кВт
• Стоимость	5-6 млн.руб.	5 млн. Евро
• Дистанционное управление	Internet	нет
• Электроника, софт	Россия	Philips
• Охлаждение	не требуется	LHe (1000 л)
• Долговечность	не менее 20 лет	5-7 лет
• Soft Upgrade	дистанционный	locked
• Функции	диагностика, терагностика	диагностика, fMRI

Если подсоединить этот прибор к сети Интернет (обычное теперь явление), то управлять им, осуществлять up-grade программного обеспечения и расшифровывать МРТ снимки можно дистанционно из любого интеллектуально продвинутого центра, регионального, столичного или зарубежного.

Отсутствие потребности в жидком гелии и специальной электропроводки (500 Вт - это мощность осветительных лампочек!) делает этот проект чрезвычайно востребованным во всех далеких уголках необъятной России, в тех местах, куда не то что завезти жидкий гелий, но откуда и не выбраться в областной центр или столицу практически невозможно. Какова же потребность в такого рода томографах в России? В самом деле, если считать необходимым каждому жителю России хотя бы 1 раз в 2 года проходить МРТ обследование, то надо иметь в нашей стране от 10 до 15 тысяч томографов. Сейчас по данным Минздрава России у нас имеется не более 400 томографов, которые размещены только в наиболее крупных городах - все жители более мелких населенных пунктов полностью лишены возможности проходить МРТ обследования. Для сравнения - в США насчитывается 15 тысяч МРТ сканеров ближайшей доступности. В России на приобретение томографов потрачены огромные средства - от 50 до 150 млн. руб. за один сканер, т.е. около 50 млрд. руб. За такую сумму можно было бы оснастить всю страну скрининговыми сканерами типа "Юнитом" в количестве не менее 10 тысяч штук. Надо иметь в виду, все действующие в России томографы иностранного производства, тогда как "Юнитом" полностью отечественный продукт, защищенный двумя десятками патентов на полезную модель и новые МРТ методики. Он прошел многократные испытания при обследовании нескольких тысяч пациентов, подтвердившие заявленные характеристики, прибор рекомендован Департаментом новой медицинской техники Минздрава России к серийному производству, но тот же Минздрав так и не дает "добро" на его промышленное изготовление: ориентировка нашего Правительства по-прежнему остается на дороге криогенные томографы, которые в принципе нельзя использовать в удаленных от крупных центров районных клиниках.

В этой связи интересно отметить появление в январе 2010 года в Интернете сообщения о выделении Институтом здоровья США государственных средств частной компании General Electric на разработку компактного недорогого магнита без охлаждения жидким гелием [4]. Магнит должен быть предназначен для создания аналогичного нашему прибору для развивающихся стран, у которых нет достаточных средств и квалифицированного персонала на обслуживание сложной криогенной техники.

В настоящее время проект создания высококачественных низкопольных томографов в России включен в перечень наиболее перспективных инновационных проектов РАН. Под названием "Народный томограф" проект представлен Международным томографическим центром СО РАН, Новосибирск, ЦМТС МГУ и ЗАО "МТТ Контроль", Москва в Комиссию по модернизации при Президенте РФ.

Появляется надежда на реализацию этого важнейшего социального и экологически значимого проекта с внедрением в повседневную жизнь широких слоев населения России.

## Литература

1. П.А. Ринк. Магнитный резонанс в медицине// Ред. В.Е.Синицын.- М.: ГЕОТАР-МЕД, 2003, 250 с.
2. Н.В. Анисимов, Ю.А. Пирогов, Л.В. Губский, В.В. Гладун. Управление контрастом и информационные технологии в магнитно-резонансной томографии.- М.: Изд-во МГУ, 2005, 143 с.
3. А.Ю. Юдина, А.А. Богданов (мл.), Ю.А. Пирогов. Магнитно-резонансная томография в изучении ангиогенеза и его молекулярных маркеров.- М.: Изд-во МГУ, 2008, 145 с.
4. Интернет-сайт: <http://www.unitom.ru>.
5. Б.Блюмих. Основы ЯМР.- М.: Техносфера, 2007, 160 с.
6. M. Espy, M. Flynn, J. Gomez, C. Hanson, R. Kraus, P.Magnelind, K. Maskaly, A. Matlashov, Sh. Newman, T. Owens, M. Peters, H. Sandin, I. Savukov, L.Schultz, A. Urbaitis, P. Volegov, V. Zotev. Ultra-low Field MRI for the Detection of Liquid Explosives Using SQUIDS// IEEE/CSC & ESAS EUROPEAN SUPERCONDUCTIVITY NEWS FORUM (ESNF), No. 8, April 2009, pp.1-11.
7. J. Clarke, M. Hatridge, and M. Moesle. SQUID-Detected Magnetic Resonance Imaging in Microtesla Fields // Annu. Rev. Biomed. Eng. 2007, No. 9, pp.389-413.

#### ВЛИЯНИЕ СИСТЕМ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ТЕЧЕНИЙ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КИСЛОРОДА И ФОСФОРА

Б.И. Самолюбов

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

Представлены разработанные методы теоретического описания переноса кислорода и фосфора в системах стратифицированных течений. Построенные математические модели проверены по данным натурных измерений. Установлено, что рост коэффициента обмена в струе и интегральной частоты плавучести приводит к увеличению градиента концентрации кислорода в оксиклине. Показано, что приповерхностная концентрация кислорода определяется концентрацией насыщения, скоростью течения и граничными условиями. В моделях переноса кислорода и фосфора учтено влияние турбулентного обмена, реэрации, активности примеси, влияния взвеси, соосаждения и диффузии из донных отложений.

#### ВВЕДЕНИЕ

Стратифицированные потоки играют значительную роль в формировании структур полей концентраций примесей в водохранилищах, озерах и морях. Поэтому процессы распространения таких течений особенно активно изучаются именно с точки зрения их воздействия на распределения параметров состава воды [7, 10, 11]. К важнейшим направлениям исследований по этой проблеме относится изучение процессов воздействия систем течений на распределения концентраций жизнеобеспечивающих химических элементов, входящих в состав воды, - кислорода и фосфора [2, 3, 4, 9]. Однако традиционные подходы не гарантируют получение достаточно полной информации о структуре полей концентраций примесей и об их преобразованиях под влиянием не только гидрохимических, но гидрофи-

зических факторов. Поэтому цели данной работы были сформулированы следующим образом: разработка и апробация математических моделей переноса кислорода и фосфора в системах стратифицированных течений.

#### Уравнение диффузии примесей и его решение

Для расчета продольных распределений концентрации растворенного кислорода и минерального фосфора по всей глубине водоема предлагается математическая модель в приближениях пограничного слоя (в рамках плоской задачи), система уравнений которой имеет вид, аналогичный системе из [7]. Некоторые отличия имеют место в уравнении диффузии, которое включает ряд специальных компонент скорости притока-стока и в граничных условиях для каждой из примесей. В общем виде это уравнение записывается в следующей форме

$$\partial_t \varphi + U \partial_x \varphi + (W - \omega_\varphi) \partial_z \varphi = -\partial_z \langle W' \varphi' \rangle, \quad (1)$$

где  $\varphi = C_{DO}$  и  $C_{mP}$  - концентрация растворенного кислорода или минерального фосфора,  $U$  и  $W$  - продольная и вертикальная компоненты средней скорости течения,  $\omega_\varphi = \omega_{DO}$ ,  $\omega_p$  - суммарные скорости изменения концентрации кислорода или концентрации фосфора,  $t$  - время,  $X$  - расстояние вдоль по потоку,  $Z$  - высота над уровнем дна,  $\langle W' \varphi' \rangle$  - вертикальный турбулентный поток примеси,  $W'$  и  $\varphi'$  - пульсации  $W$  и  $\varphi$ .

Величина  $\omega_{DO}$  в (1) характеризует суммарную скорость изменения концентрации растворенного кислорода, обусловленного различными процессами продуцирования и потерь кислорода. К числу этих процессов относятся а) притоки растворенного кислорода за счет реэрации, выпадения атмосферных осадков и продуцирования в процессе фотосинтеза, б) затраты на развитие флоры и фауны водоема, потребление донными отложениями и взвесями, на окисление и другие гидрохимические реакции. Величина  $\omega_p$  в (2) характеризует суммарную скорость изменения концентрации фосфора за счет соосаждения содержащих фосфор солей, сорбированных на частицах взвеси; с диффузией из донных отложений и в них и с локальными эффектами притока-стока за счет процессов преимущественно гидрохимического характера.

В (1) производится замена (по Буссинеску):  $\langle W' \varphi' \rangle = -K_\varphi \partial_z \varphi$ , где  $K_\varphi = K_u / S c_\varphi$  - коэффициент вертикального турбулентного обмена для кислорода (фосфора). Затем с учетом уравнения неразрывности из (1) в квазистационарном приближении получается уравнение вида

$$\partial_x (U \varphi) + \partial_z (W \varphi) = \partial_z K_\varphi \partial_z \varphi + \omega_\varphi \partial_z \varphi \quad (2)$$

Это уравнение интегрируется по  $z$  в пределах  $z_k \div H$ , где  $z_k \ll H$  - ближайший ко дну уровень регистрации концентрации  $C_{DO}$  и  $C_{mP}$ , с условиями у поверхности воды:  $\partial_x \varphi|_{z=H} = 0$ ,  $\varphi(H) = \varphi_H$ ,  $W(H) = W_H$ . В данной задаче, также как в [кн-07], задается постоянный на конкретном продольном разрезе ближайший ко дну уровень регистрации концентрации  $z_k$ . Соответствующее граничное условие

при  $z = z_k$  имеет вид  $\varphi(z_k) = \varphi_k$ . Значение  $W$  определяется по уравнению неразрывности с условием непроницаемости у дна.

Первое интегрирование (2) дает уравнение

$$-\partial_x \int_z^H U \varphi dz + (U_H \partial_x H - W_H + \omega_\varphi) \varphi_H + (W - \omega) \varphi = K_\varphi \partial_z \varphi. \quad (3)$$

Интеграл в первом слагаемом слева - функция, убывающая с высотой  $z$  до нуля при  $z = H$ . В первом приближении этот интеграл аппроксимируется линейной функцией вида (черта сверху - знак осреднения по глубине).

$$\int_z^H U \varphi dz \cong H \bar{U} \bar{\varphi} (1 - z/H). \quad (4)$$

Поскольку  $W_H = (U_H - \bar{U}_{FD}) \partial_x H - H \partial_x \bar{U}_{FD}$ , то  $U_H \partial_x H - W_H = \partial_x (\bar{U}_{FD} H) = \partial_x Q_{FD}$ , где  $Q_{FD}$  - расход воды на единицу ширины потока.

Уравнение (3) с учетом (4) и указанных выражений имеет решение в квадратурах. По этому решению численным интегрированием получается распределение  $\varphi(x, z)$  при заданных значениях  $U(x, z)$ ,  $\Delta \rho(x, z)$ ,  $H(x)$ ,  $\omega_\varphi(x, z)$ ,  $\varphi_H(x, z)$ ,  $\varphi_k(x, z)$ ,  $K_\varphi(x, z)$ .

### Распределение коэффициента турбулентного обмена

При выводе выражения коэффициента обмена полагалось, как и в [1, 8], что изменение кинетической энергии пульсаций скорости в турбулентном потоке пропорционально работе против сил тяжести и Архимеда при вертикальном массопереносе на высоту  $\ell$ , то есть  $\sigma_w^2 - \sigma_w^2 = N^2 \ell^2$ . Здесь  $\sigma_w = \langle W^2 \rangle^{1/2}$  - стандарт вертикальной компоненты пульсаций скорости течения,  $N$  - частота плавучести,  $\ell$  - путь смешения. Вне зоны максимума скорости с  $|\partial_z u| > 0$ , согласно [1, 8], вертикальная составляющая кинетической энергии пульсаций скорости определяется как  $\sigma_w^2 = \alpha_1^{-1} \cdot \ell^2 (\partial_z u)^2$ , где  $\alpha_1 = \text{const}$ . По результатам измерений в зоне максимума скорости значение  $\sigma_w$  отлично от нуля [1, 5, 12]. Поэтому для общего случая с  $|\partial_z u| \geq 0$  в данной работе предлагается выражение

$$\sigma_w^2 = \alpha_1^{-1} (\ell \partial_z u + e_{fc}^{1/2})^2 = \alpha_1^{-1} \ell^2 (\partial_z u + e_{fc}^{1/2}/\ell)^2 \quad (5)$$

где  $\ell \partial_z u + e_{fc}^{1/2}$  - масштаб скорости турбулентного переноса,  $|\partial_z u| = u_\tau / \ell$ ,  $u_\tau = (|\tau|/\rho)^{0.5}$  - сдвиговая скорость;  $e_{fc}$  - пропорциональное турбулентной энергии  $e$  значение  $\sigma_w^2$  в ядре течения, то есть в слое с градиентами скорости, близкими к нулевым). Отсюда следует выражение  $\ell^2$  вида

$$\ell^2 = \alpha_1 \sigma_w^2 / (\partial_z u + e_{fc}^{1/2}/\ell)^2. \quad (6)$$

Подставляя (6) в выражение  $\sigma_w^2 - \sigma_w^2$ , получаем

$$\sigma_w^2 = \sigma_w^2 / \left[ 1 + \left( \alpha_1 N^2 / (\partial_z u + e_{fc}^{1/2}/\ell)^2 \right) \right], \quad (7)$$

где  $\sigma_w$  - значение  $\sigma_w$  при  $N^2 = 0$ .

Вне ядра течения  $\sigma_w^2 = c_\sigma K_u |\partial_z u|$  и  $\sigma_w^2 = c_\sigma K_{u_0} |\partial_z u|$ , где  $c_\sigma$  - коэффициент, с точностью до которого выполняются приближения полуэмпирической теории турбулентности. Поэтому из (7) следует выражение  $K_u$  в виде

$$K_u = K_{u_0} / \left[ 1 + \left( \alpha_1 N^2 \ell^2 / (u_\tau + e_{fc}^{1/2})^2 \right) \right] \quad (8)$$

С другой стороны, в [15] применяется выражение  $K_u$  в приближениях локально-изотропной турбулентности, пригодное в ядре течения, но не содержащее градиент скорости, в виде  $K_u = 0.5 \cdot \ell \cdot q / (1 + \alpha_k Ri_\delta)$ . Здесь  $q$  - модуль пульсаций скорости,  $Ri_\delta = N^2 \ell^2 / q^2$  и аналог числа Ричардсона, базирующийся на масштабах турбулентности  $\ell$  и скорости турбулентного переноса  $q$ ;  $\alpha_k = \text{const}$ .

По выражению  $K_u$  из [15] и по (8), в общем случае (вне ядра и в нем)  $K_{u_0} \sim \ell \cdot q$ . С точностью до постоянного коэффициента, аналогами  $q$  в (8) являются  $u_\tau$  при  $|\partial_z u| = |\partial_z u|_{MAX}$ , когда  $e_{fc} = 0$ , и  $e_{fc}^{1/2}$  при  $\partial_z u = 0$ , когда  $u_\tau = 0$ . Эти условия выполняются в (8), если  $e_{fc} = e_{fc}(\partial_z U)$ . Тогда  $K_u$  можно определить как

$$K_u = (u_\tau + e_{fc}^{1/2}) \ell / \left[ 1 + \left( \alpha_1 N^2 \ell^2 / (u_\tau + e_{fc}^{1/2})^2 \right) \right], \quad (9)$$

Здесь  $e_{fc} = 4 \cdot 10^{-4} \cdot \bar{U}_{FD}^2 \cdot (1 - |\partial_z U / (\partial_z U)_{MAX}|)$ ,  $\bar{U}_{FD}$  - скорость течения, средняя по всей глубине. Коэффициент  $4 \cdot 10^{-4}$  выбран по минимальному соотношению  $\sigma_w / \bar{U}_{FD} = 0,02$ , известному по данным измерений в стратифицированных течениях в озерах и водохранилищах [1, 6, 12]. Функция  $e_{fc}$  максимальна в зонах с  $\partial_z U = 0$  и обращается в нуль в сдвиговых слоях с максимумами  $\partial_z U = (\partial_z U)_{MAX}$ . Таким образом, учитывается турбулентный перенос в ядрах течений. Генерация турбулентной энергии в ядрах равна нулю и обмен в них осуществляется за счет диффузии пульсационной энергии из зон ее генерации.

Путь смешения представляется для придонной ( $z < z_m$ ), центральной ( $z = z_m$  -  $z_{ju}$ ) и приповерхностной ( $z = z_{ju}$  -  $H$ ) областей следующим образом

$$\ell = \frac{\kappa z}{1 + \frac{\kappa z}{L_a}}, \quad z \leq z_m; \quad \ell_{mix}, \quad z_m \leq z \leq z_{ju}; \quad \ell_{ns} + \frac{\kappa(H-z)}{1 + \frac{\kappa(H-z)}{L_{as}}}, \quad z_{ju} \leq z \leq H, \quad (10)$$

Здесь  $z_m$  - уровень максимума скорости придонного потока,  $z_{ju}$  - уровень верхней границы промежуточной струи,  $L_a$ ,  $L_{as}$  - интегральные масштабы турбулентности для придонного и приповерхностного сдвиговых слоев. Масштаб турбулентности  $\ell$  в придонном слое определяется известным выражением, которое получается из

уравнения баланса пульсационной энергии [6]. В приповерхностном слое используется аналогичное выражение, согласно которому  $\ell$  растет с глубиной  $H$ - $z$ .

В центральной части ( $z_m - z_{uj}$ ) масштаб турбулентности определяется как среднее по значениям  $\ell$  в слоях смешения придонного и струйных течений в виде

$$\ell = \ell_{mix} = 0.06 \cdot n_{em}^{-1} \sum_{i=1}^{n_{im}} \Delta z_{mi}. \text{ В этом выражении учитывается пропорциональность}$$

масштаба  $\ell$  и толщины слоя смешения с точностью до коэффициента 0,06 по [6, 16]. Толщина слоя смешения равна разности ординат верхней границы и максимума скорости конкретного течения. Значения  $L_a$  и  $L_{as}$  находятся из условий сшивания распределений  $\ell$  на границах слоев по формулам  $L_a = \kappa z_m \ell_{mix} / (\kappa z_m - \ell_{mix})$ ,

$$L_{as} = \kappa (\ell_{mix} - \ell_{ns}) (H - z_{ju}) / (\ell_{ns} - \ell_{mix} + \kappa (H - z_{ju})).$$

Выражение (9) применяется в расчетах распределений минерального фосфора и растворенного кислорода. В (9) можно выделить в знаменателе выражение модифицированного числа Ричардсона

$$Ri_d = N^2 \ell^2 / (u_{\tau}^2 + e_{fc}), \quad (11)$$

которое, в отличие от обычного (градиентного), конечно в ядре потока с  $\partial_z U = 0$  аналогично  $Ri_s$  из [15].

#### Сопоставление теоретических и измеренных распределений $C_{DO}$ и $C_{mP}$

Верификация модели проводилась путем сравнения теоретических распределений концентраций кислорода  $C_{DO}$  и фосфора  $C_{mP}$  с измеренными на четырех разрезах на Вазузском водохранилище (30.07.2002); (б) – на Истринском (11.07.2001), (в) – Рузском (28.06.2000) водохранилищах (таблица 4.1). При этом был уточнен ряд полуэмпирических коэффициентов и получены выражения отдельных параметров, входящих в систему уравнений модели. В выражении числа Шмидта  $Sc = 1 + \alpha_{sc} Ri_d$  по [10] значения  $\alpha_{sc}$  составляли 0,1 для минерального фосфора и 0 для растворенного кислорода.

Скорость соосаждения минерального фосфора  $\omega_p$  определялась с применением полученного в данной работе выражения, позволяющего учесть эффект флокуляции (агрегации) частиц взвеси с сорбированными солями, содержащими фосфор. Этому эффекту посвящен ряд публикаций, в которых отмечается важная роль и широкая распространенность этого явления [13, 14]. В работе [14] отмечается увеличение размеров частиц взвеси в областях с повышенной гидродинамической устойчивостью стратифицированных течений. Подобное явление наблюдалось также в Нурекском водохранилище [5, 6]. На основании анализа этих данных и результатов измерений на указанных выше разрезах получено выражение

$$\omega_p = \omega_p(H) + 2 \cdot 10^{-4} \cdot Ri_d, \quad (12)$$

в котором  $Ri_d$  - модифицированное число Ричардсона из (11), значения  $\omega_p(H)$  оцениваются по формуле для скорости соосаждения для фосфора [5].

Профили скорости соосаждения приведены на рис. 1. совместно с распределениями числа Ричардсона, скорости течения, изменения плотности с глубиной,

концентрации минерального фосфора и коэффициента турбулентного обмена. Подробные профили концентрации фосфора, измеренные одновременно с распределениями скорости и других параметров течения и состава воды, встречаются в литературе крайне редко. Это обусловлено не только дефицитом данных комплексных исследований, но и сложностью массового химического анализа проб воды на содержание фосфора. По этой причине на каждой вертикали разреза отбиралось лишь 4 пробы: одна у поверхности, две в термоклине и одна в придонном слое. Для получения дополнительной информации об этих профилях было построено обобщенное по всему разрезу нормированное на максимум распределение  $C_{mP}$  (рис. 1).

Как следует из сопоставления теоретических и измеренных профилей концентрации минерального фосфора, полученные решения позволяют учесть основные особенности фактических распределений. Максимумам коэффициента обмена соответствуют квазиоднородные слои на профилях  $C_{mP}$ . Значение  $C_{mP}$  у дна (при  $z=0,5$  м) определялось по модели транспорта фосфора плотностным потоком [5]. Концентрация фосфора у поверхности воды  $C_{mP}(H)$ , как правило, не превышала 1% придонной. Приблизительно  $C_{mP}(H)$  может оцениваться по верхнему пределу, как  $C_{mP}(H) \leq C_{mP}|_{z=0,5\text{м}}$ . Для более точных расчетов профилей  $C_{mP}$  использовались значения  $C_{mP}(H)$ , найденные по данным измерений.

При моделировании вертикальных распределений растворенного кислорода ключевую роль играет определение скорости притока-стока этой субстанции  $w_{DO} = (w_{DO})_H, z = H - 0,5\text{м}; w_{ph}, z = z_{O2} \div H - 0,5\text{м}; (w_{DO})_d, z < z_{O2}$ . (13)

Эта скорость, в соответствии с выражением (13), различным образом определяется у поверхности, в фотическом слое над оксиклином и в металимнионе.

Приповерхностная скорость изменения концентрации кислорода  $(w_{DO})_H$ , связана с дрейфовым и стоковым течениями, которые влияют на эффекты роста и спада  $C_{DO}$  за счет реэрации и реакций окисления взвешенных веществ.

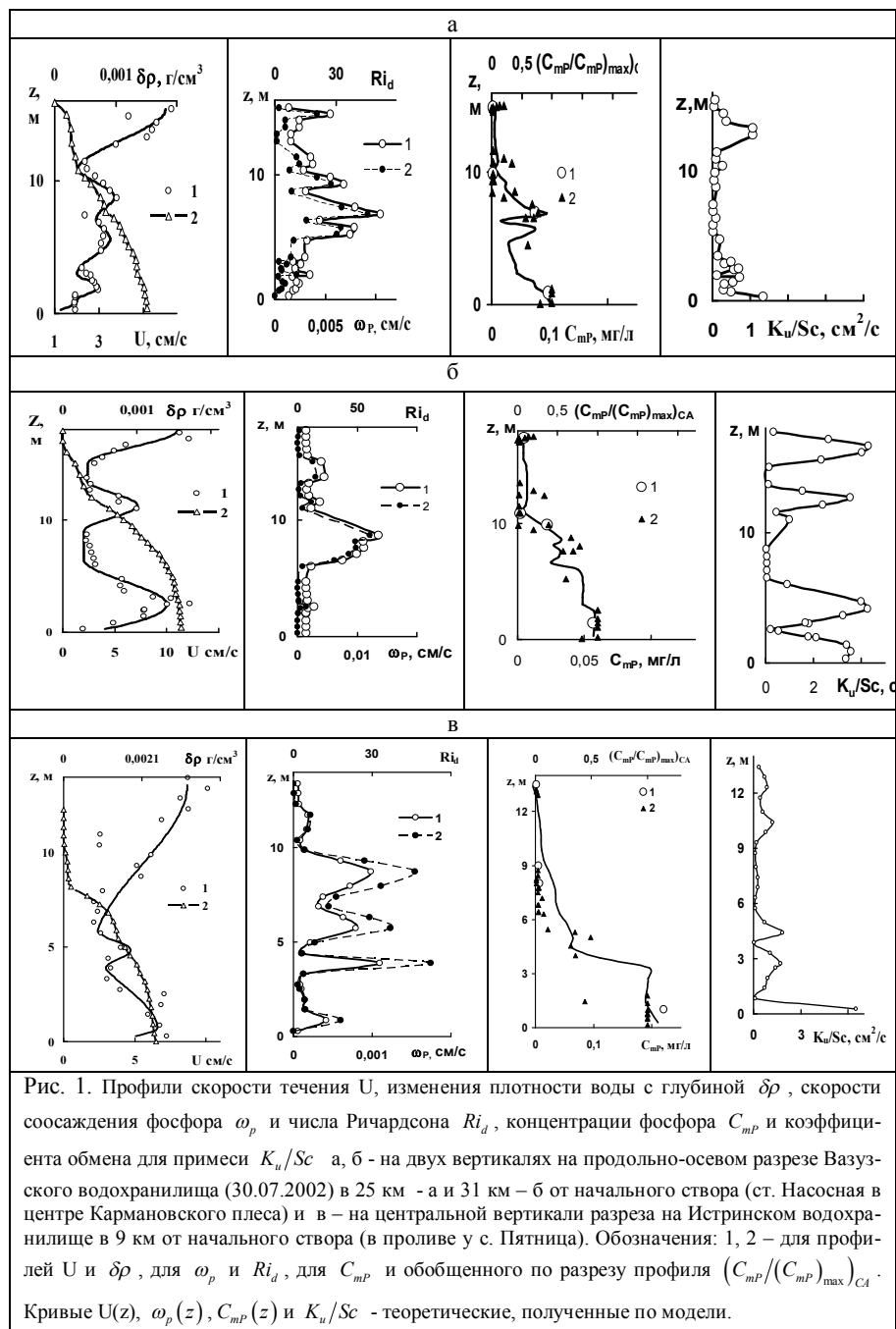


Рис. 1. Профили скорости течения  $U$ , изменения плотности воды с глубиной  $\delta\rho$ , скорости соосаждения фосфора  $\omega_p$  и числа Ричардсона  $Ri_d$ , концентрации фосфора  $C_{mp}$  и коэффициента обмена для примеси  $K_u/Sc$  а, б - на двух вертикалях на продольно-осевом разрезе Вазузского водохранилища (30.07.2002) в 25 км - а и 31 км - б от начального створа (ст. Насосная в центре Кармановского плеса) и в - на центральной вертикали разреза на Истринском водохранилище в 9 км от начального створа (в проливе у с. Пятница). Обозначения: 1, 2 - для профилей  $U$  и  $\delta\rho$ , для  $\omega_p$  и  $Ri_d$ , для  $C_{mp}$  и обобщенного по разрезу профиля  $(C_{mp}/(C_{mp})_{max})_{CA}$ . Кривые  $U(z)$ ,  $\omega_p(z)$ ,  $C_{mp}(z)$  и  $K_u/Sc$  - теоретические, полученные по модели.

Проведенные нами исследования, показали, что величина  $(w_{DO})_H$  пропорциональна скорости приповерхностного течения  $U_{ns}$  (при  $z=H-0,5$  м). Причем коэффициент пропорциональности меняет знак в зависимости от величины адвективного потока взвеси  $Q_{ns} = U_{ns} \cdot S_{ns}$ , где  $S_{ns}$  - концентрация взвеси при  $z=H-0,5$  м. При  $Q_{ns} < (Q_{ns})_{cr}$  имеет место рост  $(w_{DO})_H$  с увеличением  $U_{ns}$ , что соответствует притоку растворенного кислорода за счет реэрации. Если  $Q_{ns} > (Q_{ns})_{cr}$ , то наблюдается обратный процесс потребления  $O_2$  взвесью и, соответственно, перехода  $(w_{DO})_H$  в область отрицательных значений. Здесь  $(Q_{ns})_{cr} = 0,6 \text{ мг/с} \cdot \text{см}^2$  - критическое значение адвективного потока взвеси. Полученное выражение для оценки  $(w_{DO})_H$  имеет вид:

$$(w_{DO})_H = \begin{cases} 10^{-4} \cdot U_{ns} + (w_{DO})_{g1}, & \text{при } Q_{ns} < (Q_{ns})_{cr} \\ -10^{-4} \cdot U_{ns} + (w_{DO})_{g2}, & \text{при } Q_{ns} > (Q_{ns})_{cr} \end{cases} \quad (14)$$

где  $(w_{DO})_{g1} = 7 \cdot 10^{-5} \text{ см/с}$  и  $(w_{DO})_{g2} = 10^{-4} \text{ см/с}$  - значения  $(w_{DO})_H$  в гидростатической ситуации, то есть при  $U_{ns} = 0$ .

Важную роль в процессах поступления  $O_2$  в водоемах, наряду с реэрацией, играет выделение кислорода при фотосинтезе фитопланктона в фотическом слое, толщина которого близка к вертикальному размеру деятельного слоя, включающего верхний квазиоднородный слой и термоклин. Соответствующая скорость притока кислорода  $(w_{DO})_{ph}$ , относится к интервалу  $z = z_{O_2} - H$ .

Поток кислорода в ходе такого процесса определяется по данным из [2, 4] продукцией фитопланктона, которая, в свою очередь, зависит от температуры. Указанная зависимость характеризуется пиками продуктивности при  $T=14$  и  $22^\circ\text{C}$  и представляется аналитически полиномом шестого порядка.

Проверка возможности применения такой зависимости для определения скорости притока кислорода за счет фотосинтеза  $(w_{DO})_{ph}$  показала, что, помимо термического режима, необходим учет влияния турбулентного переноса и вертикального распределения концентрации фитопланктона на  $(w_{DO})_{ph}$ . Согласно результатам специальных исследований [11] удельное содержание фитопланктона квазиэкспоненциально убывает с высотой от уровня оксиклина  $z_{O_2}$  к поверхности.

Учет этих факторов позволил в ходе сопоставления результатов измерений и моделирования распределений  $C_{DO}(z)$  получить выражение  $(w_{DO})_{ph}$  вида

$$(w_{DO})_{ph} = 7 \cdot 10^5 \frac{P_{PA}}{(P_{PA})_{Th}} \sigma_w \exp\left\{-16,5 \frac{z}{H}\right\}, \quad (15)$$

где  $P_{PA} = P_{PA}(T)$  - продукция фитопланктона по [2, 4],  $(P_{PA})_{Th}$  - значение  $P_{PA}$  на уровне максимума градиента температуры (в термокLINE),  $\sigma_w = K_u/\ell$  - стандарт вертикальной компоненты пульсации скорости течения.

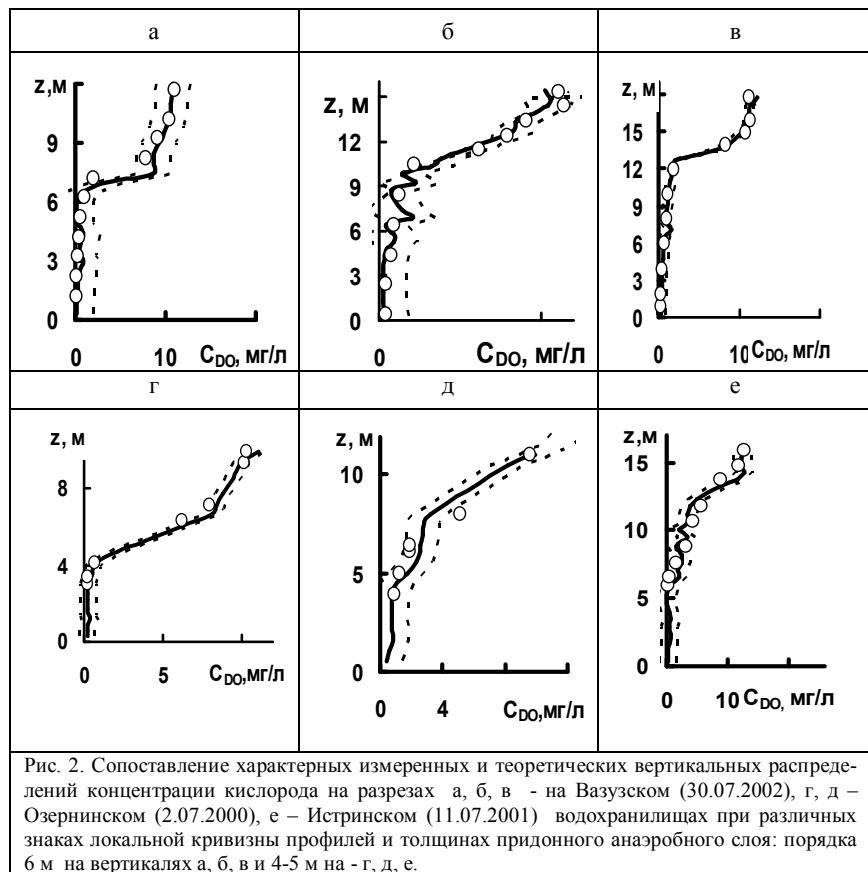


Рис. 2. Сопоставление характерных измеренных и теоретических вертикальных распределений концентрации кислорода на разрезах а, б, в - на Вазузском (30.07.2002), г, д - Озернинском (2.07.2000), е - Истринском (11.07.2001) водохранилищах при различных знаках локальной кривизны профилей и толщинах придонного анаэробного слоя: порядка 6 м на вертикалях а, б, в и 4-5 м на - г, д, е.

Сопоставление результатов измерений  $C_{DO}$  и математического моделирования показало, что скорость потерь кислорода под оксиклином (при  $z < z_{O_2}$ )  $(w_{DO})_d$  в процессах окисления и других реакциях, включая потребление  $O_2$  донными отложениями, увеличивается с ростом средней скорости плотностного потока  $\bar{U}$ . Соответствующее выражение, отражающее связь  $(w_{DO})_d$  и  $\bar{U}$ , имеет вид

$$(w_{DO})_d = (w_{DO})_{ds} + 0,014(\bar{U} - \bar{U}_{\min}), \quad (16)$$

где  $(w_{DO})_{ds}$  - скорость потребления  $O_2$  без плотностного потока, средняя для рассмотренных течений ( $(w_{DO})_{ds} = 2 \cdot 10^{-3} \text{ см/с}$ ),  $\bar{U}_{\min}$  - скорость потока при его затухании.

а

б

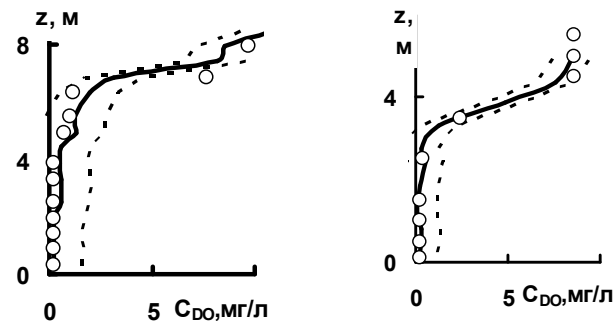


Рис. 3. Сопоставление типичных измеренных и теоретических вертикальных распределений концентрации кислорода на разрезах на Рузском водохранилище (28.06.2000) а - с квазиступенчатым профилем  $C_{DO}$  и без верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), б - с четко выраженным оксиклином под ВКС.

Применение выражений составляющих скорости притока-стока кислорода  $w_{DO}$ , приповерхностной  $C_{DO}|_{z=H}$  и придонной  $(C_{DO})_k$  концентраций, а также профиля коэффициента обмена  $K_u$  позволило получить из (3) вертикальные распределения удельного содержания растворенного кислорода удовлетворительно согласующиеся с измеренными (рис. 2, 3).

### Заключение

1. Разработана и проверена математическая модель для расчета вертикальных распределений минерального фосфора в стратифицированных водохранилищах, в которой учтены следующие эффекты:
  - а) влияние системы струйных, придонных и стоковых течений на диффузию примеси,
  - б) воздействие изменений активности примеси на ее перенос,
  - в) изменение скорости соосаждения содержащих фосфор солей, сорбированных на взвешенных частицах, под влиянием гидродинамической устойчивости течений.
2. Предложена и апробирована версия математической модели диффузии растворенного кислорода в системе течений с плотностными потоками, промежуточными струями, стоковыми и дрейфовыми течениями. Ключевую роль в модели играют выявленные зависимости основных компонент скорости притока - стока растворенного кислорода от параметров течений и состава воды.

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

### Литература

1. Анисимова Е.П., Петров В.В., Сперанская А.А., Шитов М.В. Исследование поля скорости в потоках сложной структуры // Вестн. МГУ. Сер. 3, Физика, астрономия. 1992. №5. С. 63 - 67.

2. Бреховских В.Ф., Кременецкая Е.Р. Гидрофизические факторы формирования кислородного режима водоемов // Водные ресурсы, 2000. Т. 27, № 4, С. 445-448.
3. Даценко Ю. С. Эвтрофирование водохранилищ. М.: ГЕОС, 2007, 252 с.
4. Перекальский В. М., Кременецкая Е. Р. Математическое моделирование термогидродинамического и кислородного режимов водоема // Метеорология и гидрология. 2007. №6. С. 60 – 72.
5. Самолюбов Б. И. Придонные стратифицированные течения. М.: Науч. мир, 1999. 464 с.
6. Самолюбов Б. И. Плотностные течения и диффузия примесей. М.: Изд. ЛКИ. URSS. 2007. 352 с.
7. Самолюбов Б.И., Тимошина А.Н. Транспорт минерального фосфора придонным плотностным течением. Физические проблемы экологии. М.: МАКС ПРЕСС. 2007. № 14. С. 281 – 293.
8. Шулейкин В.В. Физика моря. М.: Наука. 1968. гл.4. §10. с 460-462.
9. Эдельштейн К.К. Водные массы долинных водохранилищ. М.: Изд. МГУ. 1991. 176 с.
10. Bowden K.F. Turbulent mixing in Estuaries // Ocean Management. 1981. V.6. № 2/3. P. 117 – 135.
11. De Cesare G., Boillat J.L. Intrusive and bottom density currents and induced vertical exchanges in a stratified lake // XXX IAHR Congress, Thessaloniki: AUTh, 2003. V.1.Th. C. P. 381 – 388.
12. Kneller B. C., Bennett S. J., McCaffrey W. D. Velocity structure, turbulence and fluid stresses in experimental gravity currents // J. Geophys. Res., 1999. V. 104. NO. C3, P. 5381-5391.
13. Kranck K. Flocculation of suspended sediment in the sea. Nature. 1973. V. 246. P. 348-350.
14. MacIntyre S., Alldredge A. L. Accumulation of marine snow at density discontinuities in the water column // Limnol. Oceanogr., 34(4), 1995, V. 40(3). P. 449-468.
15. Mellor, G. L., T. Yamada, 1982. "Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems." Rev. Geophys. Space Phys., 20, 851-875.
16. 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.

## ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ МАГНИТНЫЙ СКРИНИНГ ПЛАНКТОНА ПРИРОДНЫХ ВОДОЕМОВ И НАСКАЛЬНЫХ ЛИШАЙНИКОВ

Самсонова В.В., Норина С.Б., Перов Н.С., Родионова В.В.

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

### Введение

С целью изучения гомеостаза металлов в живых системах окружающей среды и развития метода магнитного скрининга (мониторинга) в экологии представляют интерес исследования динамических изменений магнитных свойств и процессов намагничивания природных образцов.

Для процессов фотосинтетического переноса электронов металло-ионы железа, марганца, магния и меди являются существенными кофакторами, потребность в которых фотосинтетическими организмами намного выше потребностей нефотосинтетических организмов [1]. Природные водоемы значительно отличаются по химическим и физическим свойствам, а также по видам обитающих микроорганизмов. В окисигенированных пространствах водных сред преобладают цианобактерии и водоросли, в бескислородных областях – аноксигенные фототрофические бактерии, например пурпурные бактерии. Водоросли, плавающие свободно или суспендированные в воде, называются фитопланктоном, осадившиеся на дне или на берегу – бентосом (benthic algae).

Цианобактерии и хлоропласты водорослей обладают способностью хранить металлы, используют суперпарамагнитный белок, – бактериоферритин и ферритин, имеющие полость, в которой может разместиться около 1000 атомов железа в нерастворимой Fe(III) форме, в то время как транспорт железа через мембрану осуществляется в растворимой, но восстановленной форме Fe(II). Ферритины и бактериоферритины окисляют Fe (II) до нерастворимого Fe (III) до его осаждения в ядре комплекса белка [2]. В цианобактериях хранение Fe в бактериоферритинах может составлять до 50 % клеточного пула железа [3].

Клеточное железо может быть окислено при аноксигенных условиях определенными аноксигенными бактериями – пурпурными (purple sulfur bacterium Chromatium), в которых электроны от Fe(II) могут восстанавливать цитохром в цепи переноса электронов в фотосинтетическом аппарате бактерий [1]. В фотосинтетическом комплексе имеются Fe-S-содержащие белки-переносчики электронов, способные при деградации агрегировать с образованием суперпарамагнитных Fe-S кластеров.

Открытие Fe(II) окисляющих бактерий – фототрофов внесло важный вклад в понимание, как эволюция фотосинтеза, так и объяснение больших отложений оксидов железа, найденных в древних слоях под землей и в горных местностях, которое, как первоначально предполагали, образовалось в результате окисления Fe(II) кислородом, осуществляемое оксигенными фототрофами. Однако, из-за возраста этих отложений, возникших еще в бескислородную эпоху, многие исследователи придерживаются мнения, что более вероятным является образование оксидов железа в результате деятельности на Земле аноксигенных бактерий-фототрофов, окисляющих Fe(II) в бескислородных условиях при солнечном свете [1].



Возникает вопрос, какую роль в образовании отложений оксидов железа в составе бентоса или ила на дне водоемов и в виде магнетитовых слоистых горных пород в гористых местностях играют упомянутые механизмы бактериального превращения растворимого в воде железа Fe(II) в нерастворимые формы окисленного железа Fe(III).

В данной работе анализируются результаты измерения магнитных свойств фитопланктона и бентоса из речных заводей и прудов и наскальных лишайников. Магнитные измерения обнаружили наличие магнитного момента и поведение, соответствующее однодоменным частицам с увеличивающейся концентрацией и нарастающим магнитным моментом образцов фитопланктона и осадений по мере их образования.

#### Методика работы с образцами и методика измерений

В качестве объектов исследования были выбраны образцы 1) фитопланктона, состоящего из водорослей (*Blue Green Algae Nostocales*), 2) бентоса и 3) горного лишайника (*rock lichen*, представители рода *Verrucaria*).

Фитопланктон – часть планктона, которая может производить процесс фотосинтеза. Лишайники – это симбиотические организмы, тело которых (таллом), образованно соединением грибных (микобионт) и водорослевых и/или цианобактериальных (фотобионт) клеток во внешне кажущемся однородным организме. Лишайники проявляют повышенную чувствительность к химическому загрязнению и могут служить его индикаторами. Устойчивости к неблагоприятным условиям способствует невысокая скорость роста, наличие различных способов извлечения и накопления влаги, развитые механизмы защиты.

Цианобактерии – одноклеточные, нитчатые и колониальные микроорганизмы. Средний размер клеток 2 мкм. Отличаются выдающейся способностью адаптировать состав фотосинтетических пигментов к спектральному составу света, так что цвет варьирует от светло-зелёного до тёмно-синего. Цианобактерии – морские и пресноводные, почвенные виды, участники симбиозов (например, в лишайнике). Составляют значительную долю фитопланктона. Способны к формированию толстых бактериальных матов. Главные участники цветения воды, которое вызывает массовые заморы рыбы и отравления животных и людей. Уникальное экологическое положение обусловлено наличием двух трудносочетаемых способностей: к фотосинтетической продукции кислорода и фиксации атмосферного азота.

Образцы фитопланктона были взяты с различным временем прибывания в окружающих условиях (разного возраста): S1 (начальный период) – S4 (после деградации). Каждый из образцов бентоса и лишайника представлял собой смесь проб, взятых с различных участков исследуемой территории. Для каждого участка собиралось от пяти до десяти проб с площади 25\*25 см<sup>2</sup>.

Для измерений магнитных свойств с помощью вибрационного магнетометра образцы были соответствующим образом обработаны – спрессованы в виде таблеток. Для этого образцы предварительно высушивались, измельчались, помещались в полиэтиленовые пакетики размером 10\*10 мм и уплотнялись для минимизации перемещения частиц внутри пакетика. Масса образцов определялась с помощью аналитических весов и ее значение использовалось для оценки удельной намагниченности.

Исследование магнитных свойств перечисленных образцов производилось с помощью вибрационного магнетометра с чувствительностью по магнитному моменту до 10<sup>-6</sup> Гс·см<sup>3</sup> [4], который позволяет получать петли гистерезиса при комнатной температуре в диапазоне полей ±10 кЭ.

#### Результаты и обсуждение

##### Магнитные свойства фитопланктона

На рисунке 1 представлены полученные петли гистерезиса образцов S1-S4 и их аппроксимация функцией Ланжевена 
$$L(x) = P_1 \cdot \left( \text{cth}(P_2 \cdot (x - P_3)) - \frac{1}{P_2 \cdot (x - P_3)} \right),$$

где коэффициенты P1, P2 и P3 – коэффициенты, выражающие, соответственно, магнитный момент насыщения, наклон петли гистерезиса и коэрцитивную силу образцов.

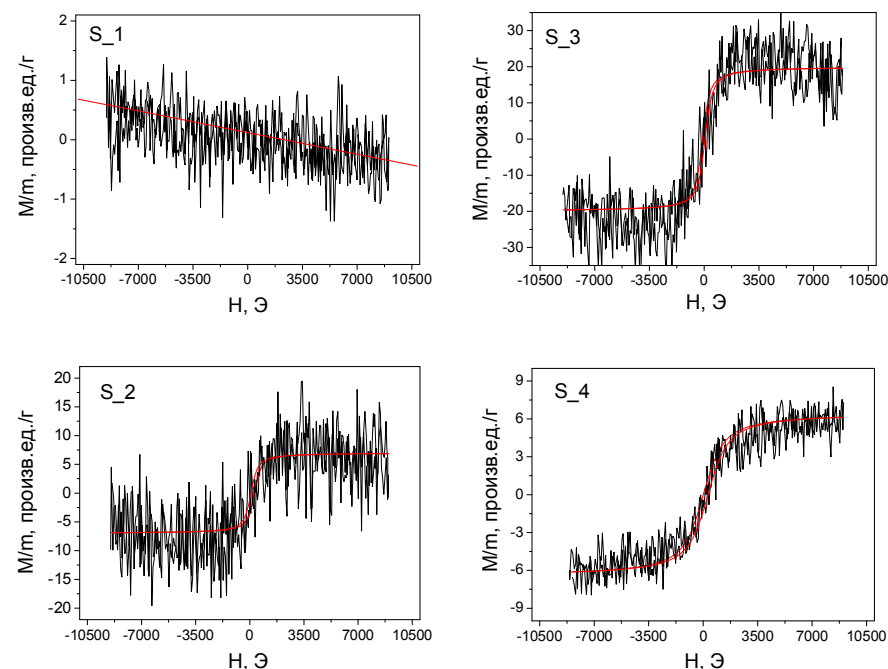


Рисунок 1. Петли гистерезиса фитопланктона разного возраста.

Обращает на себя внимание изменение магнитных свойств образцов с возрастом. Образец S1 проявляет диамагнитные свойства. Образцы S2, S3, S4 являются ферромагнитными, что подтверждается наличием петель гистерезиса. В Таблице 1 представлены магнитные характеристики полученных петель – магнитная восприимчивость, коэрцитивная сила и магнитный момент насыщения. Отметим, что с увеличением возраста фитопланктона, то есть с увеличением времени

его пребывания в среде, магнитная восприимчивость,  $\chi$ , и коэрцитивная сила,  $H_c$ , изменяются (см. Таблица 1). Магнитная восприимчивость в области технического насыщения – в пределах от  $-5,2 \cdot 10^{-5}$  до  $+2,3 \cdot 10^{-4}$  и коэрцитивная сила от 83 до 153 Э.

**Таблица 1.** Магнитная восприимчивость в области технического насыщения, коэрцитивная сила и магнитный момент образцов S1-S4.

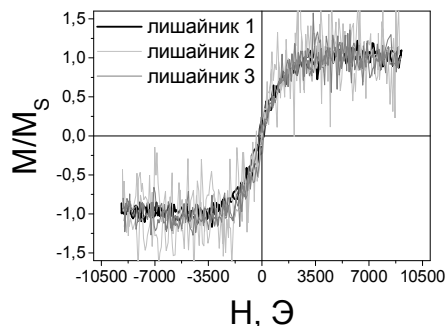
	S1	S2	S3	S4
$\chi$ , (произв.ед./г)/Э	$-5,2 \cdot 10^{-5}$	$-4,8 \cdot 10^{-4}$	$-9,8 \cdot 10^{-4}$	$+2,3 \cdot 10^{-4}$
$H_c$ , Э	-	111	83	153
$M_s/m$ , произв.ед./г	-	7	19,5	6,5

С увеличением возраста фитопланктона появляется магнитная фракция, доля которой изменяется с увеличением времени нахождения фитопланктона в среде. Так, магнитный момент насыщения увеличивается от 7 до 19,5 произв.ед./г. При дальнейшем старении и деградации фитопланктона, магнитный момент насыщения уменьшается, и большая часть образца имеет парамагнитные свойства, что отражается в появлении существенного парамагнитного наклона в области технического насыщения петли.

Также следует отметить, что в живых организмах наблюдается преобладание диамагнитного вклада в больших полях, в то время как у деградировавших образцах этот вклад – парамагнитный. Возможно, этот факт может быть использован для оценки состояния неизвестных образцов.

#### Магнитные свойства горного лишайника и бентоса

Поверхность лишайника представляет собой пористую структуру, легко поглощающую ионы железа. Поэтому, в независимости от времени их нахождения в окружающей среде и отдаленности от мест, загрязненных тяжелыми металлами, их относительные магнитные свойства должны быть идентичными. Для подтверждения этого предположения были измерены образцы горного лишайника (*rock lichen*, представители рода *Verrucaria*).



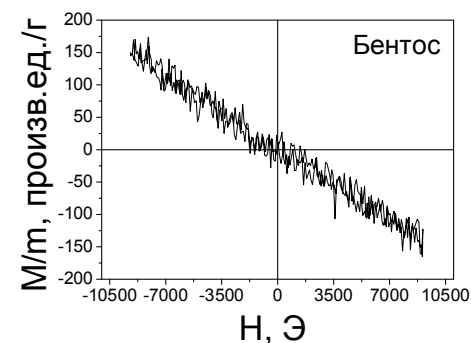
**Рисунок 2.** Петли гистерезиса образцов лишайников.

Петля гистерезиса каждого образца нормирована на соответствующий магнитный момент насыщения.

Образцы «лишайник1» – «лишайник3» собраны в естественных условиях в разных залах подземной пещеры. На рисунке 2 представлены петли гистерезиса этих образцов.

Как и ожидалось, образцы лишайников проявляют идентичные свойства: все образцы имеют практически одинаковый наклон петли гистерезиса и близкие коэрцитивные силы  $H_c=0,2; 0,2; 0,5$  для образцов 1-3, соответственно, то есть частицы, образовавшиеся в лишайнике в разных частях подземной пещеры – идентичны.

Магнитные исследования показали также, что собранный в тех же комнатах бентос, с меньшей способностью поглощать ионы железа, проявляет диамагнитные свойства. Зависимость магнитного момента одного из образцов (зависимости идентичны) представлена на рисунке 3.



**Рисунок 3.** Зависимость магнитного момента образца бентоса от внешнего магнитного поля.

Образец бентоса, петля гистерезиса которого представлена на рисунке 3, является диамагнетиком с восприимчивостью порядка  $\chi = -0,04$ , значение которой определено из наклона графика.

#### Заключение

Проведенный экологический мониторинг, основанный на магнитных измерениях, показал, что магнитные методы контроля могут быть успешно использованы для оценки экологического состояния среды. Обнаруженное различие магнитных свойств образцов фототрофов по мере их естественной деградации может иметь важный геофизический и эволюционный смысл, в частности, при осаждении и формировании магнетитовых пород.

Факт наличия корреляции магнитных свойств с типом образцов может быть использован для контроля/мониторинга окружающей среды.

Необходимы дальнейшие исследования для определения оптимальных корреляционных параметров образцов и биосостояния среды.

## Литература

- [1] M.T.Madigan, J.M.Martinko, J.Parker, Brock Biology of Microorganisms. (2002) 10-th ed., Pearson Education, Inc., NJ.
- [2] Curie C, Briat JF (2003) Iron transport and signaling in plants. *Annu Rev Plant Biol* 54: 183–206.
- [3] Keren N, Aurora R, Pakrasi HB (2004) Critical roles of bacterioferritins in iron storage and proliferation of cyanobacteria. *Plant Physiol* 135: 1666–1673.
- [4] Perov N., Radkovskaya A. A vibrating sample anisometer// *Proceeding of 1&2 dimensional magnetic measurements and testing.*—Vienna Magnetic Group report, 2001.—P.104-108.

АСТРОНОМИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ АНОМАЛЬНО ЖАРКИХ  
ЛЕТНИХ СЕЗОНОВ

Н.С. Сидоренков<sup>1</sup>, Т.С. Жигайло<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации*

<sup>2</sup>*Одесский государственный экологический университет*

В статье приведено обоснование эмпирически установленного факта синхронизации естественных синоптических периодов в Первом (Европейском) естественном синоптическом районе с колебаниями лунно-солнечных приливов. Синхронизирующие колебания лунно-солнечных приливов принудительно заставляют атмосферную циркуляцию подстраиваться под их частоту. Влияние лунно-солнечных приливов на облачность и радиационные условия в атмосфере и океане, по-видимому, является основным механизмом такой вынужденной синхронизации. Приведены свидетельства значительного вклада лунных приливов в генерирование изменчивости меридиональных ветров и аномалий температуры воздуха.

Изменчивость приливных сил имеет четко выраженный 18,6 летний период. Частота опасных гидрометеорологических явлений на имеющемся с 1993 г. ряде Росгидромета тоже проявляет изменение с этим периодом, что тоже свидетельствует о синхронизации погодных явлений с приливами.

В результате взаимодействия солнечно обусловленных годовых колебаний гидрометеорологических элементов с многочисленными лунными циклическими колебаниями возникают биения. Основной 35 летний период биений температуры воздуха возникает из-за сложения колебаний температуры с периодами солнечного (365 сут) и лунного (355 суток) года. Изменения амплитуды температуры составляют около 35%. Катастрофически жаркое лето и холодная зима 2010 в европейской части России является ярким примером биений гидрометеорологических элементов. Похожее аномально жаркие летние сезоны были в 1972, 1938/1936, и 1901 годах. Но такой устойчивой жары как 2010 г. никогда не наблюдалось.

## 1. Введение

Летом 2010 г. в европейской части России наблюдалась чрезвычайно жаркая погода. На территории столичного региона максимальная температура воздуха в отдельные дни достигала 38-39 градусов. Были превышены многие суточные и абсолютные максимумы температуры. Всего за три месяца в Москве было зафиксировано 22 случая с рекордно высокой температурой. Аномальная жара продолжалась в московском регионе более 50 дней. Еще более жаркая погода наблюдалась в Поволжье и Центрально черноземных областях. Жара способствовала возникновению лесных и болотных пожаров. Она нанесла существенный ущерб природе, животному миру, населению и хозяйству в европейской части России.

В настоящее время эту небывалую жару связывают с глобальным потеплением климата, придумываются всевозможные «страшилки», строятся устрашающие сценарии последствий глобального потепления. Однако, в действительности, как мы покажем ниже, аномальная жара в 2010 г. была вызвана явлением **биения** колебаний. Фазы солнечного годового колебания температуры совпали с фазами основных лунных циклических колебаний температуры, произошло сложение их амплитуд. В итоге результирующая амплитуда годовых колебаний температуры воздуха оказалась катастрофически большой.

Чтобы понять все это, необходимо познакомиться с лунно-солнечными приливами, с явлением синхронизации вариаций атмосферной циркуляции колебаниями лунно-солнечных приливов. Необходимо вспомнить основные лунные циклы и проанализировать спектральную структуру колебаний температуры.

## 2. Генерация приливов

Земля и Луна обращаются вокруг общего центра тяжести (барицентра) системы “Земля – Луна” с сидерическим (относительно звезд) периодом 27,3 сут. Земля описывает орбиту, которая является зеркальным отображением орбиты Луны, но размеры ее в 81 раз меньше лунной орбиты. Барицентр всегда располагается внутри Земли, на расстоянии примерно 4670 км от её центра (Сидоренков, 2002). Тело Земли обращается без вращения (поступательно) вокруг «неподвижного» (в системе Земля-Луна) барицентра. В результате такого движения Земли на все земные частицы действует точно такая центробежная сила, как в центре масс Земли. Сумма векторов центробежной силы и силы притяжения Луны называется **приливной силой Луны**. Аналогично определяется приливная сила Солнца.

Величина приливной силы есть функция склонения и геоцентрического расстояния Луны (или Солнца). Амплитуда месячных колебаний склонения Луны изменяется с периодом 18,61 г. от 29° до 18°, из-за прецессии оси (регрессии узлов) лунной орбиты. Перигей лунной орбиты движется с периодом 8,85 г. Склонение и геоцентрическое расстояние Солнца изменяются с периодом 1 год. Земля вращается вокруг собственной оси с суточным периодом. В итоге амплитуда колебаний лунно-солнечных приливных сил изменяется во времени с периодами: 18,61 г., 8,85 г., 6,0 г., 1 г., 0,5 г., месячным, полумесячным, недельным, суточным, полусуточным и многими другими менее значимыми периодами. Все эти периоды колебаний приливной силы действуют на вариации атмосферной циркуляции (Сидоренков, 2002; Сидоренков, Сумерова, 2010а; Sidorenkov, 2009). Механизм этого воздействия еще не выяснен. Прямое воздействие кажется маловероятным из-за малости лунно-солнечных приливных сил. Наиболее вероятен, по нашему мнению,

механизм вынужденной синхронизации вариаций атмосферной циркуляции колебаниями лунно-солнечных приливов.

### 3. Синхронизация колебаний

Напомним, что синхронизация колебаний – это согласование частот, фаз и других характеристик сигналов взаимодействующих колебательных систем (осцилляторов). В нашем случае речь пойдет о синхронизации частот вариаций атмосферной циркуляции (ВАЦ) и частот колебаний лунно-солнечных приливов (КЛСП). Существует два основных типа синхронизации колебаний: взаимный, при котором установившаяся в результате синхронизации частота колебаний близка к среднему значению парциальных частот, и принудительный (или захватывание частоты), при котором частота одного из осцилляторов (называемого синхронизирующим) остаётся неизменной, а частота других подстраивается под неё (Блехман, 1981). Для первого типа синхронизации характерно тесное взаимовлияние систем друг на друга, для второго же — одностороннее влияние синхронизирующего осциллятора на остальные осцилляторы и отсутствие обратной связи.

В нашем случае частоты ВАЦ подстраиваются под синхронизирующие частоты КЛСП. Синхронизация частот свойственна генераторам не только периодических, но и стохастических автоколебаний. Рассмотрим какую-либо бистабильную систему с двумя стабильными состояниями, обладающую к тому же диссипацией энергии. Под влиянием достаточного внешнего воздействия система сможет перейти в другое состояние. Если достаточное внешнее воздействие периодическое, то система также будет периодически переходить из одного состояния в другое. Но недостаточное (подпороговое) воздействие не вызовет отклика другой системы.

Если внешнее воздействие беспорядочно (шум), то система (например, ВАЦ) хаотически «блуждает» и спустя некоторое время, средняя величина которого зависит от мощности шума, сможет перескочить из одного состояния в другое. Динамика таких скачков будет беспорядочной.

Рассмотрим теперь суммарный эффект подпорогового периодического и хаотического воздействий. Само по себе подпороговое периодическое воздействие не сможет перебросить систему в другое состояние, однако шум помогает этому, подводя воздействие к «критическому» состоянию. В результате в отклике другой системы проявляется периодичность, как раз определяемая слабым периодическим воздействием. Эмпирически установлено, что оптимальной (приводящей к максимальному отношению сигнала к шуму) является такая мощность шума, при которой характерное время жизни системы в одном состоянии равно половине периода периодического возмущения. Слишком сильный или слишком слабый шум приводит к меньшей чувствительности другой системы к слабому периодическому воздействию (<http://ru.science.wikia.com/wiki>).

### 4. Скорость вращения Земли как индекс приливных колебаний

Приливные деформации Земли оказывают заметное влияние на скорость суточного вращения Земли. Напомним, что из-за суточного вращения Земля имеет форму эллипсоида вращения со сжатием  $1/298$ . Приливообразующая сила растягивает Землю вдоль прямой, соединяющей ее центр с центром возмущающего тела – Луны или Солнца. При этом величина сжатия Земли увеличивается, когда ось рас-

тяжения совпадает с плоскостью экватора, и уменьшается, когда ось растяжения отклоняется к тропикам. Момент инерции сжатой Земли больше, чем недеформированной шарообразной планеты. А поскольку момент импульса Земли должен оставаться постоянным, то скорость вращения сжатой Земли меньше, чем недеформированной. Ввиду того, что склонения Луны и Солнца, а также расстояния от Земли до Луны и Солнца постоянно меняются, лунно-солнечная приливообразующая сила колеблется во времени. Соответствующим образом меняется сжатие Земли, что в конечном итоге и вызывает приливные колебания скорости вращения Земли.

Теория приливных колебаний скорости вращения Земли основана на теории лунно-солнечного приливного потенциала. В настоящее время для вычисления приливных колебаний скорости вращения Земли в службах времени используются 62 гармоники зонального прилива с периодами от 5 суток до 18.6 года (Сидоренков, 2002). Наиболее значительными из них являются колебания с полумесячным, месячным и полугодовым периодами (рис. 1).

Скорость вращения Земли характеризуется относительной величиной:

$$v \equiv \frac{\delta\omega}{\Omega} = \frac{\omega - \Omega}{\Omega} \approx -\frac{\Pi_3 - T}{T} \equiv -\frac{\delta\Pi}{T}, \quad (1)$$

где  $\Pi_3$  - длительность земных суток;  $T$  - длительность стандартных (атомных

или эфемеридных) суток, которая равна 86400 с;  $\omega = \frac{2\pi}{\Pi_3}$  и  $\Omega = \frac{2\pi}{86400}$  рад/с - уг-

ловые скорости, соответствующие земным и стандартным суткам (Сидоренков, 2002). Поскольку величина  $\omega$  изменяется только в девятом-восьмом знаке, то значения  $v$  имеют порядок  $10^{-9} - 10^{-8}$ .

Как видно из рис. 1 на протяжении лунного месяца сменяют друг друга четыре режима вращения Земли неравной продолжительности – два периода ускорения длительностью  $m_1$  и  $m_3$  и два периода замедления длительностью  $m_2$  и  $m_4$ . Смена режимов происходит в среднем через  $m \approx 27,3/4 = 6,8$  сут. Однако из-за медленного движения перигея и узлов лунной орбиты этот период варьирует от 5 до 8 дней: Например, в 2010 г. с 4 по 12 апреля отмечалось замедление, с 12 по 18 апреля – ускорение, с 18 по 25 апреля – замедление и с 25 апреля по 1 мая – ускорение, то есть лунный месяц слагался из интервалов 8+6+7+6 сут (см. рис. 1). Внутри месяца возможны любые комбинации значений  $m_i$  в диапазоне от 5 до 8 сут. Неизменным здесь остается лишь месячный период 27,3 сут.

Скорость вращения Земли  $v$  варьирует преимущественно внутри сидерического месяца (27,3 дня). В течение этого периода времени Луна перемещается из своего крайнего положения в Северном полушарии, когда её положительное склонение максимально, к минимальному отрицательному склонению в Южном полушарии и затем снова возвращается в Северное полушарие к максимальному склонению. При этом скорость вращения Земли испытывает два полумесячных колебания с максимумами при максимальном удалении Луны от экватора Земли, как в Северное, так и в Южное полушарие, и минимумами при пересечении Луной экватора. На скорость вращения Земли оказывают влияние и Солнечные приливы, из-

меняющиеся из-за вариаций склонения и геоцентрического расстояния Солнца. Солнечные приливы порождают колебания с полугодовым (182,62 дня) и годовым (365,25 дней) периодами. Как видно по ходу огибающей полумесячных колебаний  $V$  на рис. 1 максимумы скорости вращения Земли наблюдаются в июне и в декабре, но из-за не кратности лунного месяца солнечному году от одного декабрьского максимума до другого проходит либо 13, либо 14 лунных сидерических месяцев, то есть лунно-солнечный приливный год имеет длительность либо 355, либо 382 дня. Под лунно-солнечным годом здесь понимается интервал времени, содержащий целое число лунных месяцев, и максимально близкий к солнечному году. Большая часть лунно-солнечных приливных лет имеет продолжительность 355 дней, а меньшая 382 дня. Средняя длительность лунно-солнечного приливного года близка к 368 дням. Помимо лунного года имеются еще более длительные циклы: октаетерис (99 синодических месяцев или 8 лет), сарос (223 месяца или 18,03 лет), Метонов цикл (235 месяцев или 19 лет), инекс (358 месяцев или 28,95 лет) и т.д.

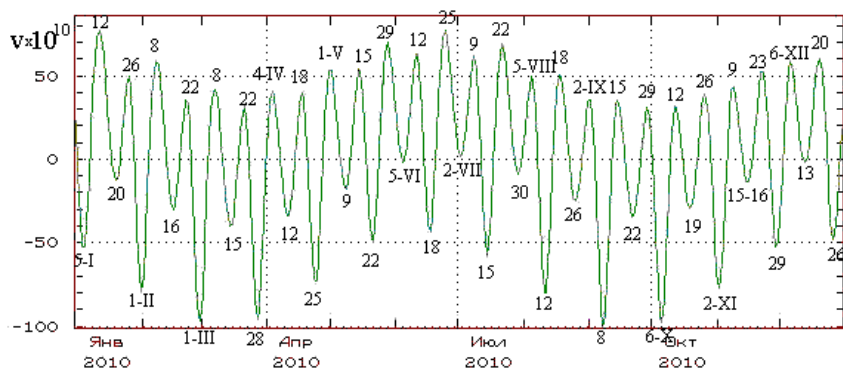


Рис. 1. Прогноз приливных колебаний скорости вращения Земли  $v$  на 2010 г. По оси ординат отложены относительные отклонения угловой скорости  $V$  в  $10^{-10}$ . Цифрами отмечены даты наступления максимумов и минимумов  $v$

Для сравнения были вычислены коэффициенты корреляции между приливными колебаниями скорости вращения Земли для 2010 года и периодами-аналогами (355, 368, 382 дней и 8, 19 и 29 лет). Они оказались равными соответственно: 0,95; 0,71; 0,91; 0,98; 0,93 и 0,85. То есть лучшими периодами-аналогами для приливных колебаний скорости вращения Земли 2010 г. являются 8 лет, 355 суток и 19 лет.

Заметим, что октаетерис дал высокую корреляцию лишь потому, что 2010 г. и 2002 г. оказались симметрично расположенными (соответственно на спаде и на подъеме) относительно 18,6 летнего максимума приливных сил, который наблюдался в начале 2007 г. Такие конфигурации бывают довольно редко.

### 5. Закономерности вариаций синоптических процессов в атмосфере

Мониторинг приливных колебаний скорости вращения Земли, эволюции синоптических процессов в атмосфере, режимов атмосферной циркуляции и вариаций

гидрометеорологических характеристик во времени показал, что большая часть типов синоптических процессов в атмосфере меняется синхронно с приливными изменениями угловой скорости вращения Земли. На ретроспективных данных, было проверено, как часто экстремумы угловой скорости  $\omega$  совпадают с моментами перестроек синоптических процессов (Сидоренков, 2000). В качестве характеристик типов синоптических процессов брались каталоги элементарных синоптических процессов (ЭСП) Г.Я. Вангенгейма (Каталог...1964). Были подготовлены и проанализированы календарные даты перестроек ЭСП и экстремумов (максимумов и минимумов) приливных колебаний угловой скорости  $\omega$  за 8 лет (с 1 октября 1987 г. по 30 сентября 1995 г. - 2922 дня). Статистический анализ показал, что в 76% случаев моменты экстремумов угловой скорости  $\omega$  совпадают в пределах  $\pm 1$  дня с датами перестроек ЭСП. В 34% случаев моменты экстремумов  $\omega$  отличались на два и более дня от ближайших дат перестроек ЭСП (Сидоренков, 2000).

Таким образом, между приливными колебаниями скорости вращения Земли  $\omega$  и изменениями синоптических процессов в атмосфере было установлено статистически значимое синхронное соответствие. Выяснилось, что длительности естественных синоптических периодов и режимов вращения Земли  $m_i$  совпадают. Приливные колебания скорости вращения Земли обусловлены лунно-солнечными зональными приливами, следовательно, и изменения ЭСП вызваны приливами.

Для проверки этого вывода были вычислены спектры экваториальных компонент момента импульса атмосферы, которые четко показали полное преобладание гармоник лунно-солнечных приливов (Сидоренков, 2008, 2010a, Sidorenkov, 2009). Более того, когда мы вычислили спектр среднесуточных значений экваториального компонента  $h_2$ , оказалось, что основной максимум спектральной плотности отмечается не на периоде  $T_1$  солнечного года 365 сут, а на периоде  $T_2 = 355$  сут.

Компонент  $h_2$  характеризует вращение атмосферы относительно оси  $Ox_2$ , лежащей в экваториальной плоскости и направленной из центра Земли на точку с координатами  $\varphi = 0^\circ$ ,  $\lambda = 90^\circ E$ . Т. е. угловая скорость вращения атмосферы относительно оси  $Ox_2$  изменяется с периодом  $T_2 = 355$  сут. В спектрах индекса квазидвухлетней цикличности ветра в экваториальной стратосфере (QBO), некоторых коэффициентов сферических гармоник глобального поля атмосферного давления, аномалий некоторых гидрометеорологических характеристик также был обнаружен период  $T_2$ , а не  $T_1$ . Что же это за период  $T_2$ ?

Астрономы и народы Востока знают, что это лунный год. В течение этого периода Луна 13 раз обращается вокруг барицентра системы Земля+Луна; фазы Луны при этом повторяются 12 раз. Пользуясь астрономическими терминами, можно сказать, что за 355 суток протекает ровно 13 сидерических (27,32 сут.) и 12 синодических (29,53 сут.) лунных месяцев. Лунный год является единицей меры времени лунных календарей, сохранившихся в некоторых странах Востока. Его длительность наиболее близка к продолжительности тропического года ( $T_1 = 365,2422$  сут), лежащего в основе солнечного календаря.

Период  $T_2$  - это период наибольшей автокорреляции временного ряда приливных колебаний скорости вращения Земли  $V$  (рис. 2). Сдвинем кривую  $V$  предыдущего года на 355 дней вперед, чтобы 11 января прошлого года стали 1 января нового года, и мы получим почти полное совпадение всех деталей с приливными колебаниями  $V$  нового года. Солнечные приливы дают максимальную корреляцию при сдвиге 365 суток, а лунные через каждый сидерический месяц. Поэтому максимум максимум автокорреляционной функции отмечается при сдвиге 355 суток (13 сидерических месяцев). Большой максимум автокорреляционной функции имеется также при сдвиге 382 суток (14 месяцев). В этом случае кривую  $V$  предыдущего года сдвигаем так, чтобы 15 декабря позапрошлого года стали 1 января нового года и тогда получаем снова высокую корреляцию с колебаниями  $V$  нового года.

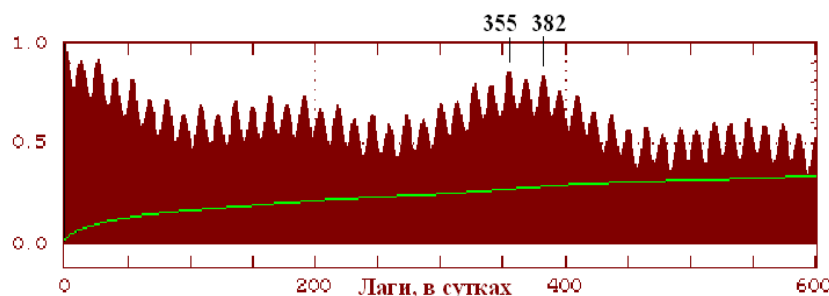


Рис. 2. Автокорреляционная функция временного ряда приливных колебаний скорости вращения Земли с 1962 по 2003 г. при сдвиге от 0 до 600 суток

Найдены тесные связи между лунно-солнечными приливами и вариациями метеорологических характеристик. Для иллюстрации приведем, например, график периодограммы суточных аномалий температуры воздуха в г. Москва по данным за 1960-2003 гг. (рис. 3). На нем видны пики вблизи периодов 27, 87, 205, 355 суток, соответствующих лунным сидерическим (27.3 суток) и синодическим (29.5 сут) периодам. Цикл 206 суток возникает из-за вращения большой оси лунной орбиты относительно большой оси земной орбиты. Перигей лунной орбиты совершает один оборот за 8.85 года, а перигелий земной орбиты за 1 год. Перигей встречается с перигелием через каждые 412 суток. Но оси лунной и земной орбит становятся коллинеарными через каждые 206 суток. Описанная цикличность взаимных конфигураций двух орбит (эвекция) и воздействует на лунные и земные процессы. Например, продолжительность лунного аномалистического месяца изменяется с этим периодом 206 сут. от 28,5 до 24,8 суток. (Авсюк, Суворова, 2008). Земля в своем движении вокруг барицентра зеркально отражает все движения Луны. Поэтому она имеет такие же вариации скорости обращения вокруг барицентра с периодом 206 суток.

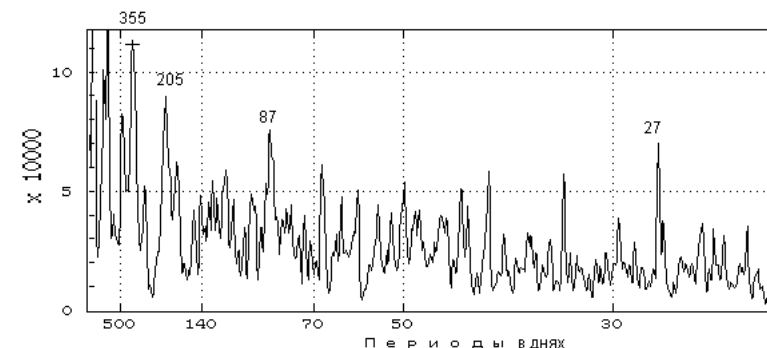


Рис. 3. Периодограмма аномалий температуры воздуха в г. Москве

Приливы влияют на вертикальные движения воздуха и вариации атмосферного давления. Повышенное давление, вызываемое лунным приливом, приводит из-за ясной погоды днем и летом к положительным аномалиям температуры воздуха, а ночью и зимой - к отрицательным. Весной и осенью среднесуточные аномалии температуры воздуха не зависят от давления потому, что день примерно равен ночи. Так сложение гравитационных эффектов Луны с радиационными условиями в атмосфере создают колебание аномалий температуры воздуха с периодом лунного года (355 сут) и амплитудой, зависящей от места расположения станции. В Московском регионе она равна примерно 35% амплитуды солнечных годовых норм. Именно поэтому в спектре аномалий температуры на рис. 3 имеется большой пик на периоде 355 суток.

Нам кажется, что влияние лунно-солнечных приливов на радиационные условия в атмосфере и океане является основным механизмом вынужденной синхронизации атмосферных процессов колебаниями лунно-солнечных приливных сил.

Таким образом, эволюция синоптических процессов в атмосфере происходит не только за счет внутренней динамики климатической системы, но и под синхронизирующим управлением лунно-солнечных приливов (из-за захвата их частоты). ЕСП синхронизованы колебаниями приливных сил, и их смена происходит в соответствии с изменениями знака приливных сил (Сидоренков, 2002; Сидоренков, Сумерова, 2010a; Sidorenkov, 2009).

#### 6. Способ долгосрочного прогноза гидрометеорологических характеристик

Возникает вопрос, можно ли учесть влияние Луны на аномалии температуры воздуха путем вычисления средних многолетних норм, аналогичных солнечным годовым нормам для температуры. К сожалению, сделать это практически невозможно. Дело в том, что геоцентрическое расстояние и склонение Луны изменяются не только с месячным, но и соответственно с периодами 8,847 и 18,613 лет. Кроме того, как отмечалось в п.5, аномалии температуры в месячном цикле зависят от сезона года. При анализе и прогнозе температуры необходимо учитывать эту зависимость. А это можно сделать, только выбирая для прогноза интервал времени, содержащий целое число солнечных лет (кратный солнечному году).

Поэтому нормы должны быть вычислены за период кратный трем периодам (в годах)  $[18.613, 8.847, 1] \approx [186/10, 186/21, 186/186]$ . То есть наименьший период

для лунных норм аномалий метеоэлементов должен быть не год, и даже не 19 лет, а хотя бы 186 лет. Кроме того желательна хотя бы десятикратное осреднение этих аномалий для статистической надежности лунных норм. Таким образом, надо иметь 1860 летние ряды наблюдений метеоэлементов с суточной дискретностью. Ясно, что таких рядов инструментальных наблюдений нет и вычислить лунные нормы метеоэлементов невозможно. Поэтому единственный путь учета приливных эффектов Луны в прогнозах аномалий температуры и других гидрометеорологических элементов есть путь подбора аналогов по колебаниям приливных сил или приливных колебаний угловой скорости  $V$ .

Был разработан следующий способ прогноза гидрометеорологических характеристик (Сидоренков, Сидоренков, 2002). Колебания скорости вращения Земли  $V$  уверенно вычисляются с любой дискретностью и заблаговременностью на основании теории (Сидоренков, 2002). По предвычисленным на прогностический период (ближайший год) значениям скорости вращения Земли  $V$  с помощью корреляционного анализа определяется аналогичный период в прошлом с таким же примерно режимом скорости вращения Земли. Предполагается, что расписание синоптических процессов и ход аномалий гидрометеорологических характеристик в прогностическом отрезке времени будет таким же как в периоде аналога. Аномалии гидрометеорологических характеристик, наблюдавшиеся в границах периода аналога, принимаются за ожидаемые. Затем к ним прибавляются соответствующие нормы и таким образом вычисляется прогноз гидрометеорологических характеристик. Один аналог не может отразить весь спектр изменчивости рассматриваемой характеристики. Много аналогов приведут к нулевым аномалиям. Поэтому необходимы исследования по оптимизации выбора аналогов, например, путем вычисления и анализа взаимных корреляционных функций.

В статье (Сидоренков, Сумерова, 2010б) проведены исследования успешности возможных аналогов для прогноза аномалий температуры на год и отдельно на каждый сезон (весна, лето, осень и зима) в 2000 г. и 2009 г. по пункту ВДНХ в г. Москва. По рядом фактических аномалий температуры за эти годы были найдены максимальные коэффициенты корреляции  $r$  между рядом аномалий температуры в периоде аналога и рядом фактических аномалий температуры в прогностическом отрезке времени. За периоды аналоги принимались обоснованные выше интервалы времени, удаленные от прогностических сроков в прошлое на 355–382 дня, либо 19 лет. Было показано, что в 2000 и 2009 году единый аналог для прогноза на год равен примерно 367 сут. Он дал максимальную корреляцию  $0,27 \pm 0,21$  в 2000 г. и  $0,21 \pm 0,20$  в 2009 г. Подбор аналогов для сезонов дает более высокие корреляции. Оказалось, что периоды–аналоги меняются от сезона к сезону. Так в 2000 г. лучшим аналогом для зимы был 356 сут., для весны и осени – около 367 сут., а летом – 382 сут. В 2009 г. аналогами были 350 сут. для зимы, 395 сут. для весны и 19 лет для лета. Для осени 2009 г. аналогов, дающих значимую корреляцию, найти не удалось.

Таким образом, синхронизация цикличности синоптических процессов и аномалий температуры происходит преимущественно на лунных циклах (355, 367, 382 сут), близких к солнечному году. Возможна также синхронизация вблизи цикла Метона – 19 лет.

В отклике системы ВАЦ (вариаций атмосферной циркуляции) проявляется периодичность, определяемая слабым периодическим воздействием КЛСП (колеба-

ний лунно-солнечных приливов). Наиболее вероятна схема суммарного эффекта подпорогового периодического воздействия КЛСП и хаотического воздействия климатической системы, описанная в п.3.

Проявление луно-солнечных приливов в атмосфере имеет локальный характер. Происходит это потому, что приливные волны, которых в современных разложениях приливного потенциала выделяют уже до 28000 составляющих, двигаясь в атмосфере, отражаются от орографических препятствий, барических и термических неоднородностей интерферируют между собой, создавая пеструю интерференционную картину. Работы по ее изучению не проводились. Судя по результатам изучения океанских приливов, в атмосфере могут существовать узловые амфидромические точки, где приливные колебания отсутствуют, и пучности, где приливы усиливаются в десятки раз.

### 7. Многолетняя изменчивость приливных колебаний и гидрометеорологических процессов

Лунная приливная сила колеблется во времени с периодом 13.65 суток. Амплитуда этих колебаний изменяется во времени с периодами: 18,61 г., 8,85 г., 6,0 г., 1 г., 0,5 г. Изменчивость приливных сил ярче всего заметна в колебаниях вращения Земли. На рис.4 приведен ход приливных колебаний скорости вращения Земли с 1901 г. до 2011 г. с суточным разрешением. Здесь заметно, что амплитуда полумесячных колебаний ведет себя сложным образом. Верхняя огибающая кривая выписывает волны с периодом 18,6 г., а нижняя огибающая колеблется с периодом 4,4 г. В работах (Сидоренков, 2008; Sidorenkov, 2009) показано, что амплитуда приливных колебаний угловой скорости в периоды минимальной изменчивости приливных сил почти в два раза меньше, чем в периоды их максимальной изменчивости.

Удобной характеристикой изменчивости той или иной геофизической величины во времени является ее дисперсия, вычисленная в скользящем временном интервале. В работах (Сидоренков, 2008; Sidorenkov, 2009) вычислена дисперсионная функция  $D(t)$  приливных колебаний скорости вращения Земли  $v(t)$  в скользящем годовом окне с 1900 г. по 2012 г. и показано, что дисперсия  $D$  изменяется в три раза: от минимальной в 1903, 1923, 1942, 1960, 1978, 1997 годах, до максимальной в 1914, 1932, 1950, 1969, 1988, 2007 годах. Минимальной дисперсия  $D$  бывает при совпадении нисходящего узла лунной орбиты с точкой весеннего равноденствия, а максимальной при совпадении восходящего узла лунной орбиты с точкой весеннего равноденствия.

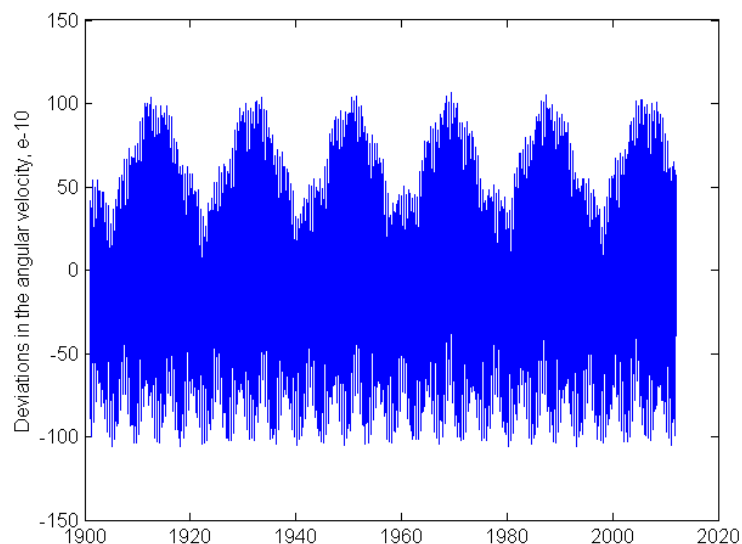


Рис. 4. Приливные колебания угловой скорости вращения Земли с 1901 г. по 2011 г. По оси ординат отложены относительные отклонения угловой скорости  $V$  в  $10^{-10}$

Из-за изменчивости приливных сил амплитуда колебаний элементов погоды, метеорологических и морских гидрологических характеристик то же изменяется во времени с теми же периодами. Но чем больше размах колебаний гидрометеорологических характеристик, тем чаще возникают экстремальные ситуации (аномальные жара или холода, засухи или наводнения, ураганные ветры, сильные грозы, град), тем больший ущерб хозяйству наносят опасные гидрометеорологические явления. Другими словами, частота появления экстремальных гидрометеорологических процессов изменяется в соответствии с разнообразными колебаниями приливных сил. Техногенные и социальные процессы тоже испытывают воздействие изменяющихся приливных сил.

Статистика опасных метеорологических явлений, проводимая в Гидрометцентре России (Доклад..., 2010), отчетливо отмечает повышение их с 1998 г. по 2007 г. В 1997 г. дисперсия приливных колебаний была минимальной. Тогда же было зарегистрировано минимальное число опасных метеорологических явлений (ОЯ). В 2007 г. наблюдался максимум 18,6-летнего цикла изменчивости приливных сил, поэтому в 2007 г. на территории России было зарегистрировано максимальное число 445 ОЯ. С 2008 по 2016 год изменчивость приливных сил уменьшается. В соответствии с этим число ОЯ должно было уменьшаться. Действительно, в 2008 г. число ОЯ уменьшилось до 404, а в 2009 – до 390.

В Росгидромете ведется статистика всех опасных гидрометеорологических явлений (включая гидрологические и агрометеорологические явления), которые являлись источником чрезвычайных ситуаций, угрожали жизнедеятельности населе-

ния или нанесли значительный экономический ущерб (Доклад..., 2010). Здесь тоже прослеживается 18,6 летний цикл изменений ОЯ. Так что в обоих случаях до 2016 г. можно ожидать тенденцию дальнейшего уменьшения числа ОЯ.

Таким образом, нарастающая с 1997 г. частота экстремальных гидрометеорологических процессов была обусловлена не только глобальным потеплением климата, но и наблюдавшимся в 2007 г. максимумом изменчивости приливных сил. В 2008-2016 гг. изменчивость приливных сил будет уменьшаться.

### 8. Многолетние циклы

Выше мы выявили, что Луна порождает циклы 355, 382, 367 суток. Среди многолетних лунных циклов выделяется Метонов цикл длительностью ровно 19 лет и его 8 летний субцикл – октаетерис, по истечении которых, взаимные положения Солнца, Земли и Луны примерно повторяются, фазы Луны и затмения приходятся на прежние календарные даты; Сарос (период повторяемости солнечных и лунных затмений, длительностью 6585,3 суток = 18 лет 11,3 сут.), инекс (358 синодических месяцев или 10571.95 сут. = 28,94 лет).

Солнце обеспечивает радиационный форсинг и порождает колебания всех земных характеристик с периодом 365,24 суток. Эти годовые и полугодовые колебания взаимодействуют с лунными циклами. В результате амплитуды годовых и полугодовых колебаний гидрометеорологических характеристик медленно изменяется со временем, возникают их амплитудно-модулированные колебания, либо **биения**.

Сложение двух колебаний одинаковой амплитуды, но с разными частотами  $f_1$  и  $f_2$  дает

$$\cos 2\pi f_1 t + \cos 2\pi f_2 t = 2 \cos \frac{2\pi(f_1 - f_2)t}{2} \cos \frac{2\pi(f_1 + f_2)t}{2} \quad (2)$$

Последний косинус в правой части (2) описывает колебание, частота которого равна средней частоте исходных колебаний. Первый косинус описывает изменение его амплитуды. Амплитуда нарастает и спадает с удвоенной частотой  $(f_1 - f_2)$ , а не с частотой  $(f_1 - f_2)/2$ , как можно было бы подумать на основании формулы (2). Происходит это потому, что амплитуда есть абсолютная величина отклонения от среднего значения рассматриваемой характеристики. Первый косинус описывает два цуга (пакета) колебаний с высокой частотой  $(f_1 + f_2)/2$ , а понятие цикл предполагает один цуг (пакет) высокочастотных колебаний. Поэтому частота биений равна  $(f_1 - f_2)$ , а не  $(f_1 - f_2)/2$ .

Рассмотрим, например, воздействие лунного годового цикла  $f_1 = 1/355,12$  сут. на годовые колебания температуры воздуха  $f_2 = 365,24$  сут. В этом случае  $(f_1 + f_2)/2 = 1/360$  сут., а  $(f_1 - f_2) = 1/12869$  сут. = 1/35,2 лет. То есть из-за воздействия лунного годового цикла на годовые колебания температуры или других гидрометеорологических характеристик возникают биения с периодом примерно 35 лет.



В Москве по климатическим данным среднесуточная температура достигает минимума  $-10^\circ$  в январе, а максимума  $+18^\circ$  в июле, то есть амплитуда её годового колебания равна примерно  $14^\circ$ . В 2010 г. среднемесячные аномалии температуры составили в январе  $-6^\circ$ , а в июле  $+8^\circ$ . Основной вклад в эти аномалии вносит 355 суточное колебание. Допустим, что его амплитуда равна  $6^\circ$ . Построим график суммы этих двух колебаний

$$T = 14 \cos 2\pi t / 365.24 + 6 \cos 2\pi t / 355,$$

где  $t$  время в сутках, отсчитываемое от 1 января 1972 года. Рис. 5 изображает результирующее колебание с 1954 по 2024 г. Видно, что при совпадении фаз в 1972 г. и 2007 г. амплитуда годового хода температуры увеличивается до  $20^\circ$ , а в 1954 г., 1990 г. и 2024 г., когда фазы расходятся на  $\pi$  ( $180^\circ$ ), амплитуда уменьшается до  $8^\circ$ . Поэтому в первом случае наблюдается жаркое лето и холодная зима, а во втором случае – прохладное лето, но теплая зима. Из-за такого хода температуры в тридцатые и семидесятые годы XX века и в настоящее время часто отмечались засушливые годы, а в пятидесятые и девяностые годы серьезных засух практически не было.

Этот 35 летний цикл в климатологии был замечен еще в конце 19 го столетия (Bruckner, 1890) и носит название Брикнеров цикл.

В спектре колебаний температуры имеется большой пик на половине периода эвекции в параллаксе Луны – 206 суток. Он взаимодействует с полугодовым солнечным периодом, в результате возникают биения с периодом 4,4 года ( $1/182,6 - 1/206 = 1/1614$  сут =  $1/4,4$  г.). Из-за таких биений 35 летний цикл изменения амплитуды годового колебания температуры настолько затухает, что создается впечатление, что экстремумы температуры меняются случайным образом (рис. 6).

Циклы интерферируют друг с другом. Жаркое лето 2010 года на европейской частью России, вероятно, связано со сложением эффектов удвоенного Метонова цикла 38 лет, немного сдвинутого по фазе Брикнерова цикла 35 лет, циклов октаетерис, инекс и многих других менее значимых циклов. Аналогом для 2010 г. может быть 1972 г., который памятен нынешнему поколению жителей европейской России по чрезвычайно жаркому лету и горящим болотам. Мы провели исследования и нашли, что лучшими аналогами для теплого сезона 1972 г. были 1938 и 1901 годы, которые тоже были чрезвычайно жаркими и по рассказам родителей сопровождалась массовыми болотными и лесными пожарами. 1938 год имел двойника – 1936 г., когда тоже было довольно жаркое лето и ход аномалий был похож на их ход в 1938 г. Поэтому последовательность лет 1901, 1938/1936, 1972 г. связана в первую очередь с биениями температуры из-за сложений солнечного годового 365,24 сут. и лунного годового (355 сут.) циклов. В 2010 г. к этому эффекту прибавился еще эффект удвоенного Метонова 19 летнего цикла, 8 летнего субцикла октаетерис (в августе и сентябре 2002 г. на европейской территории России тоже горели болота и леса), 29 летнего цикла инекс (лето 1981 г. было жарким и засушливым) и других менее значимых циклов.

Ясно, что жара 2010 г. в европейской части России это не только результат биения аномалий температуры воздуха, но и всех других гидрометеорологических характеристик – давления, ветра, влажности и т. д. На языке синоптической метеорологии – это малоподвижный блокирующий гребень высокого давления, который

регенерировал в каждый естественный синоптический период. Какие силы заставляют его регенерировать? Есть веские основания полагать, что это аномальные гравитационные силы, возникающие в процессе медленного изменения взаимного положения Луны, Земли, Солнца, вращения их больших осей (апсид), движения узлов их орбит, изменения их орбитальных параметров.

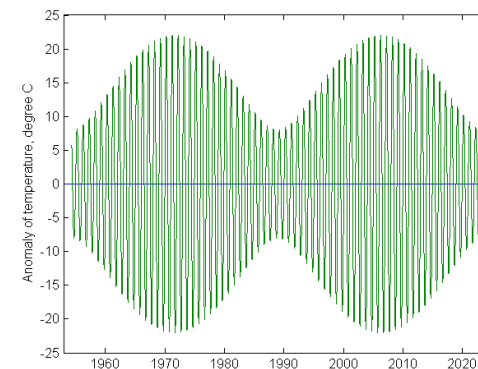


Рис 5. Модель биений температуры воздуха с двумя гармониками:

$$T = 14 \cos 2\pi t / 365.24 + 6 \cos 2\pi t / 355.$$

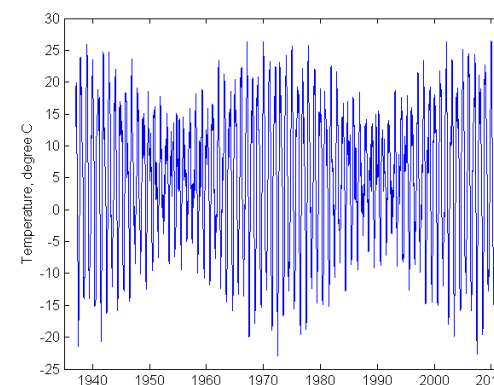


Рис 6. Модель биений температуры воздуха с пятью гармониками:

$$T = 5 + 12 \cos 2\pi t / 365 + 6 \cos 2\pi t / 355 - 4 \cos 2\pi t / 206 - 3 \cos 2\pi t / 182 - 3 \cos 2\pi t / 87$$

На многолетнее смещение летней локализации малоподвижных блокирующих гребней высокого давления с востока на запад указывает тот факт, что жара соответственно 1971 г., 2001 г. и 2009 г. в европейской части России предшествовала жара соответственно 1971 г., 2001 г. и 2009 г. в Западной Сибири, а летом 1973 г. и 2003 жара наблюдалась в Западной Европе. Если летом 2011 г. жара проявит себя в Западной

Европе, то это будет хорошим подтверждением существования многолетних гравитационных волн, вызываемых изменениями взаимных конфигураций в системе Земля–Луна–Солнце.

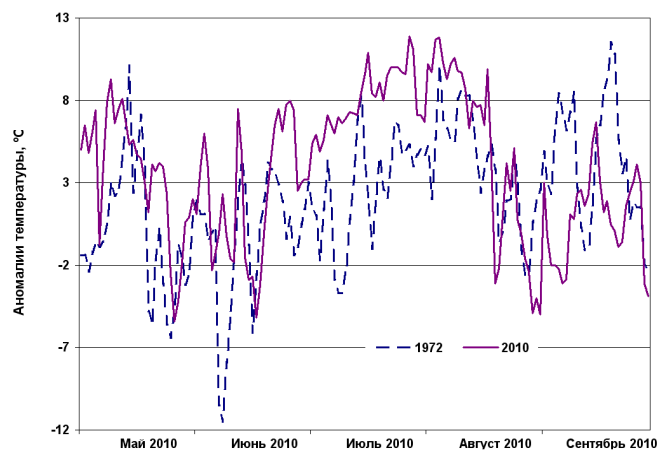


Рис.7. Ход аномалий температуры воздуха в Москве за теплый период в 2010 г. и 1972 г. Аномалии 1972 г. сдвинуты на 28 дней вправо, т.е. 1 мая 2010 г. соответствует 2 апреля 1972 г. Коэффициент корреляции равен  $0,48 \pm 0,41$

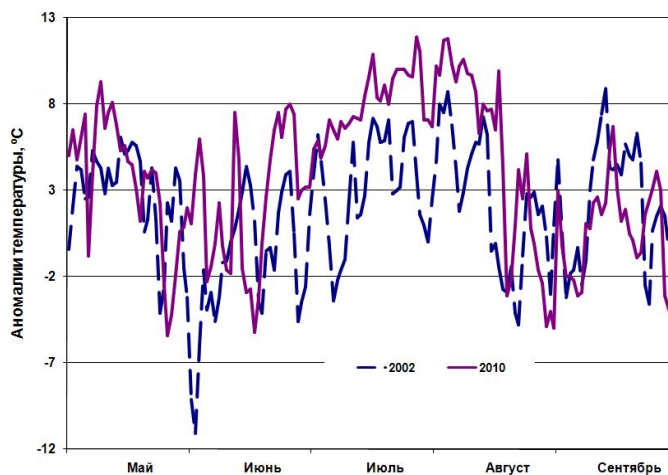


Рис.8. Ход аномалий температуры воздуха в Москве за теплый период в 2010 г. и 2002 г. Аномалии 2002 г. сдвинуты на 13 дней вправо, т.е. 1 мая 2010 г. соответствует 18 апреля 2002 г.

### Выводы

Синхронизация цикличности синоптических процессов и аномалий температуры зависит от сезона года. Она происходит преимущественно на лунных циклах (355, 367, 382 сут.), близких к солнечному году. Заметна также синхронизация вблизи цикла Метона – 19 лет, октаетерис – 8 лет, инекс – 29 лет и др.

В отклике вариаций атмосферной циркуляции проявляется периодичность, определяемая слабым периодическим воздействием колебаний лунно-солнечных приливов. Наиболее вероятна схема суммарного эффекта подпорогового периодического воздействия колебаний лунно-солнечных приливов и хаотического воздействия климатической системы, описанная в п.3.

Влияние лунно-солнечных приливов на радиационные условия в атмосфере и океане, по-видимому, является основным механизмом вынужденной синхронизации вариаций атмосферных процессов колебаниями лунно-солнечных приливных сил.

Изменчивость приливных сил имеет четко выраженный 18,6 летний период. Частота опасных гидрометеорологических явлений на имеющемся с 1993 г. ряде Росгидромета тоже проявляет изменение с этим периодом.

Из-за взаимодействия солнечно обусловленных годовых колебаний гидрометеорологических элементов с многочисленными лунными циклами возникают биения. Жара 2010 в европейской России явилась ярким примером таких биений гидрометеорологических элементов.

### Литература

1. Авсюк Ю.Н., Суворова И.И. 2008. Изменение широт и вынужденные перемещения твердого ядра Земли. Сборник научно-популярных статей – победителей конкурса РФФИ 2007 года. Выпуск 11. М.: Изд. «Октопус», 2008. С. 221-229.
2. Блехман И.И. 1981. Синхронизация в природе и технике. М.: Наука, Физмат лит. 1981.
3. Сидоренков Н. С. 2000. Приливные колебания атмосферной циркуляции. Труды Гидрометцентра России. - 2000. – Вып. 331. – С. 49-63.
4. Сидоренков Н.С. 2002. Атмосферные процессы и вращение Земли. Санкт Петербург. Гидрометеиздат. 366 с.
5. Сидоренков Н.С., Сидоренков П.Н. 2002. «Способ прогноза гидрометеорологических характеристик», патент на изобретение № 2182344 от 10 мая 2002 г.
6. Сидоренков Н.С. 2008. Лунно-солнечные приливы и атмосферные процессы. Природа, № 2, 2008, С. 23-31.
7. Сидоренков Н.С., Сумерова К.А. 2010а. Геодинамика и гидрометеорологические прогнозы. Сборник «80 лет Гидрометцентру России». Москва. ТРИАДА ЛТД. 2010. С. 254–263
8. Сидоренков Н.С., Сумерова К.А. 2010б. Синхронизация вариаций атмосферной циркуляции колебаниями лунно-солнечных приливов и подбор аналогов для долгосрочных прогнозов погоды. Труды Гидрометцентра России. - 2010 – Вып. 344. – С.
9. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2009 год. <http://www.meteorf.ru>
10. Brückner, E. 1890. Klimaschwankungen seit 1700. Geographische Abhandlungen 14 (1890), 325
11. Sidorenkov N.S. 2009. The interaction between Earth's rotation and geophysical processes. WILEY-VCH Verlag GmbH and Co. KGaA, Weinheim, 2009, 305 pp