

**Исследования влияния атмосферной турбулентности на формирование  
термической пленки в поверхностном слое воды и динамику теплообмена  
вода-воздух по измерениям теплового радиоизлучения**

К.П.Гайкович

На основе радиометрических измерений теплового радиоизлучения водной среды на длинах волн 2,3 и 5 мм выполнены исследования динамики тепло- и массопереноса через границу раздела вода-воздух, связанной с турбулентностью воздуха. Восстановлена динамика температурного профиля в воде, а также теплового потока через границу раздела сред. Удалось определить составляющие потока тепла, связанные с испарением и теплопроводностью, скорость испарения с единицы поверхности. Исследованы вариации толщины вязкого подслоя в воздухе, связанные с турбулентностью. Вычислены статистические характеристики вариаций температуры водной поверхности и установлено, что в условиях измерений эти вариации существенно превосходили по величине турбулентные флуктуации температуры воздуха.

### **Введение**

В ряде работ [1-6] развита теория радиотеплового зондирования сред, основанная на совместном решении уравнений переноса теплового радиоизлучения и теплопроводности. Полученные соотношения позволяют по одноволновым измерениям динамики яркостной температуры теплового радиоизлучения полупространства в фиксированном направлении определять эволюцию профиля температуры в среде и теплового потока через границу полупространства. Эти соотношения были успешно применены в исследованиях теплового режима грунта по излучению в сантиметровом диапазоне и пограничного слоя атмосферы - по измерениям динамики излучения в центре линии поглощения кислорода на 0,5 см [5-6].

Исследования возможностей радиометрии водной среды проводились вначале в лабораторных условиях и многоволновыми методами. В частности, выполнено восстановление стационарного глубинного температурного профиля водной среды [3,7], а также динамики профиля при прохождении внутренних волн [8]. В этих работах профиль температуры восстанавливался из решения некорректного интегрального уравнения Фредгольма 1-го рода для яркостной температуры методом Тихонова. В принципе, аналогичный подход мог бы быть применен и для исследования динамики температурного режима, возникающей при нестационарных граничных условиях, однако упомянутый выше одноволновый метод с точки зрения решения задачи является корректным, а с точки зрения калибровки и компактности антенной и радиометрической системы не только кардинально более простым, но и имеет хорошие перспективы применения в натуральных условиях. Поэтому в [9-10] на основе

радиометрических измерений временной зависимости теплового радиоизлучения водной среды на длине волны 5 мм выполнены лабораторные исследования возможностей радиометрического контроля динамики тепло- и массопереноса через границу раздела вода-воздух. Восстановлена динамика температурного профиля в воде и в воздухе, а также динамика теплового потока через границу раздела сред, связанная с искусственной турбулизацией воздуха над ее поверхностью. Удалось разделить составляющие потока, связанные с испарением и теплообменом, и определить скорость испарения с единицы поверхности. Было получено уравнение для определения толщины вязкого подслоя в воздухе по величине теплового потока и восстановлена динамика толщины этого слоя в условиях эксперимента. Точность восстановления профиля температуры, определенная путем сравнения с результатами прямых измерений составила 0,07 К. Исследовано влияние процессов конвекции (развитие термик в охлаждаемом поверхностном слое) и турбулентности водной среды на динамику теплового излучения и интерпретацию этой динамики.

Актуальность исследований теплового режима в поверхностном слое воды сантиметрового масштаба связана с тем обстоятельством, что температурный градиент в этом слое определяет теплообмен между океаном и атмосферой, а применение контактных методов, особенно для измерений динамики в быстропротекающих процессах, затруднено и связано с внесением возмущений в параметры измеряемой среды [11]. Разработанный в [9-10] подход был реализован и в экспериментах на открытом воздухе, где динамика теплообмена и формирование термической пленки в воде определялись естественной турбулентностью атмосферного воздуха [12]. Результаты, полученные на основе анализа данных этих измерений на длинах волн 2,3 и 5 мм, и составляют содержание данной работы.

Отметим также исследования влияния термической пленки на радиометрические измерения на той же длине волны 5 мм в лабораторных [13] и морских [14] условиях. В работе [13] также как и в наших работах [9-10], наблюдалась динамика яркостной температуры воды, но в небольшой кювете и при охлаждении в контакте с окружающим воздухом, температура которого была существенно более низкой, чем у воды (на 5 - 10К).

## **1. Радиометрические измерения**

Измерения излучения водной среды [12] проводились на измерительной установке, которая включала кювету с водой с размерами  $2 \times 1,5 \times 0,2$  м, радиометры на длинах волн 2,3 и 5 мм и контактные датчики температуры воды. Номинальная чувствительность радиометров составляла 0,01 К при постоянной времени 1 с, но с учетом температурных флуктуаций фона ее реальное значение составляло 0,03 - 0,05 К. Ширина диаграммы направленности рупорно-скалярных антенн, расположенных на высоте 1 м над поверхностью воды, составляла около  $5^\circ$ , т.е. пятно

диаграммы направленности на водной поверхности имело диаметр около 10 см. Размер кюветы обеспечивал требуемую горизонтальную однородность на масштабах пятна диаграммы направленности и малость толщины вязкого подслоя по сравнению с размерами системы, которая необходима, чтобы пренебречь горизонтальным переносом тепла и водяного пара через края кюветы по сравнению с вертикальной диффузией в этом подслое. Калибровка измерений яркостной температуры ( $T_b$ ) проводилась по самой измеряемой водной среде при двух различающихся примерно на 10 К значениях температуры (однородное распределение температуры достигается перемешиванием). Постоянство и однородность фона, а также его близость к измеряемым значениям температур обеспечивались измерениями под отражающим экраном, что приводит к практически полной компенсации коэффициента отражения от водной поверхности, а способ калибровки, когда эталонная яркостная температура полагается равной температуре воды реализует условие  $R = 0$  [9-10]. Это позволяло при измерениях достигнуть точности привязки  $T_b$  к показаниям термометра, сравнимой с флуктуационной чувствительностью радиометра.

Толщина скин-слоя формирования теплового радиоизлучения на 5 мм составляет около 0,15 мм, а на длине волны 2,3 мм - около 0,1 мм, и при резких градиентах температуры, наблюдающихся в термических пленках, отличие яркостной температуры от поверхностной доходит до 0,3 К, что является достаточно большой величиной по сравнению с реализованной чувствительностью измерений и не позволяет при интерпретации считать яркостную температуру равной поверхностной. Измерения на длине волны 5 мм существенно лучше подходят для радиометрии водной среды, поскольку эта длина волны расположена в самом центре сильной полосы поглощения атмосферного кислорода, где яркостная температура фона атмосферного излучения близка к температуре окружающего воздуха. Толщина слоя формирования излучения составляет около 250 м, и ее вариации не превосходят величины температурных флуктуаций. На длине волны 2,3 мм на фон излучения и его вариации существенное влияние могут оказывать облака. Требования к калибровке и условиям измерений в этом случае существенно жестче, поэтому длина волны 2,3 мм использовалась лишь в части экспериментов и, главным образом, в аспекте сравнения с результатами на 5 мм. Все измерения выполнялись в безоблачную погоду.

## **2. Определение динамики теплообмена воды и воздуха под влиянием атмосферной турбулентности**

Цель работы состояла в исследовании динамики теплового режима, которая возникает под влиянием естественной турбулентности воздуха над поверхностью воды. В исходном состоянии вода в кювете находилась в относительно устойчивом тепловом равновесии с атмосферой, которое

создавалось при участии солнечного нагрева, баланса излученного и поглощенного теплового излучения, испарения и теплопроводности. Далее в воде путем перемешивания создавалось однородное распределение температуры, солнечное излучение экранировалось, и наблюдался процесс охлаждения воды в процессе испарения и теплообмена с воздухом под определяющим влиянием турбулентных вариаций скорости обдува поверхности (экранировка практически исключает процесс лучистого теплообмена при малой разнице температур воды и экрана). Такая ситуация в известной степени аналогична процессу охлаждения в стоячем водоеме, который связан с появлением облачности.

При вариациях скорости турбулентного движения воздуха сильно флуктуирует толщина вязкого подслоя над водной поверхностью. Здесь вязкий подслоя понимается в гидродинамическом, а не в статистическом смысле, то есть считается, что турбулентность непрерывно меняет толщину этого слоя. В этом слое существует ламинарный режим, а перенос тепла и водяного пара, являющегося малой примесью, осуществляется через механизм молекулярной диффузии (при статистическом подходе полагают, что коэффициент турбулентной диффузии уменьшается внутри вязкого подслоя до значения коэффициента молекулярной диффузии у поверхности). Перенос в вязком подслое определяется градиентами соответственно температуры и концентрации водяного пара между уровнями водной поверхности и верхней границей вязкого подслоя. Выше этой границы существует режим, определяемый уже турбулентной диффузией, коэффициент которой много больше, чем коэффициент диффузии в вязком подслое. Это позволяет считать, что весь перепад температуры и концентрации водяного пара между значениями этих величин у водной поверхности и их значениями в окружающем воздухе осуществляется именно в вязком подслое. Таким образом, модель для воздушной среды над поверхностью воды является двухслойной.

Ясно, что поскольку размер пятна диаграммы направленности превышает внутренний масштаб турбулентности, а время интегрирования больше, чем периоды наиболее быстрых флуктуаций, влияние временного и пространственного спектров атмосферной турбулентности будет ограничено со стороны высоких частот. Тем не менее, результаты лабораторных исследований [9-10], основанные на сравнении восстановленной динамики температуры с данными прямых измерений, показывают, что такой подход позволяет описывать процесс теплообмена с большой степенью точности. Это связано с тем, что инерционность процесса прогрева водной среды сглаживает влияние быстрых флуктуаций с периодом, меньшим, чем время интегрирования.

Сильные вариации градиента концентрации водяного пара в вязком подслое, пропорциональные вариациям его толщины, связанным с влиянием турбулентности воздуха,

приводят к вариациям потока водяного пара (испарения), а, следовательно, и к соответствующим вариациям потока тепла, связанного с испарением. То же самое можно сказать и о градиенте температуры в вязком подслое, вариациями которого обусловлена динамика компоненты потока тепла, связанной с теплопроводностью. Результатом является быстрое охлаждение поверхностного слоя водной среды, и соответствующая этому охлаждению динамика яркостной температуры теплового радиоизлучения регистрируется чувствительными радиометрами. Последующий анализ позволяет восстановить детали тепло- и массообмена в системе.

Измеренная временная зависимость  $T_b(t)$  использовалась для восстановления подповерхностного профиля температуры и  $T(z, t)$  в однородном по температуропроводности  $a^2$  и коэффициенту поглощения теплового излучения  $\gamma$  полупространстве  $z \leq 0$  из соотношения, полученного путем совместного решения уравнений переноса излучения и теплопроводности [4-6]:

$$T(z, t) = \int_{-\infty}^t T_b(\tau) (-z) e^{-\frac{z^2}{4a^2(t-\tau)}} \frac{d\tau}{\sqrt{4\pi a^2(t-\tau)^3}} + \frac{1}{\gamma a} \int_{-\infty}^t T_b'(\tau) e^{-\frac{z^2}{4a^2(t-\tau)}} \frac{d\tau}{\sqrt{\pi(t-\tau)}}, \quad (1)$$

которое для  $z < 0$  можно взять по частям

$$T(z, t) = \int_{-\infty}^t T_b(\tau) e^{-\frac{z^2}{4a^2(t-\tau)}} \left[ \frac{1}{\gamma} \left( \frac{z^2}{2a^2(t-\tau)} - 1 \right) - z \right] \frac{d\tau}{\sqrt{4\pi a^2(t-\tau)^3}}. \quad (2)$$

Для поверхностной температуры, где (2) несправедливо, имеет место формула:

$$\begin{aligned} T_0(t) &= T_b(t) + \frac{1}{\gamma a} \int_{-\infty}^t T_b' \frac{d\tau}{\sqrt{\pi(t-\tau)}} = \\ &= T_b(t) + \frac{1}{2\gamma a} \int_{-\infty}^t (T_b(t) - T_b(\tau)) \frac{d\tau}{\sqrt{\pi(t-\tau)^3}}. \end{aligned} \quad (3)$$

Тепловой поток через границу раздела сред определяется производной по времени от яркостной температуры [4-6]:

$$J(t) = - \frac{k}{a^2 \gamma} (T_b'(t) + \gamma a \int_{-\infty}^t T_b'(\tau) \frac{d\tau}{\sqrt{\pi(t-\tau)}}), \quad (4)$$

где  $k$  - коэффициент теплопроводности.

Поток тепла  $J(t)$  в рамках рассматриваемой модели можно представить в виде суммы потока за счет испарения и потока, связанного с молекулярной теплопроводностью в вязком подслое:

$$J(t) = J_q(t) + J_T(t) = -r\rho D_q \frac{dq}{dz}(0) - k \frac{dT}{dz}(0) = -r\rho D_q \frac{q_a - q(0)}{d} - \rho c_p a^2 \frac{T_a - T(0)}{d}, \quad (5)$$

где  $q$  - концентрация (удельная влажность) водяного пара, который является в данном случае малой примесью,  $r$  - удельная теплота парообразования,  $\rho$  - плотность воздуха,  $D_q$  - коэффициент диффузии водяного пара,  $c_p$  - удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении,  $d$  - толщина вязкого подслоя,  $q_a$ ,  $T_a$  - значения концентрации и температуры в турбулентном слое воздуха выше вязкого подслоя. Плотность воздуха  $\rho = \frac{1}{R_a} \frac{P}{T}$ , где  $P$  - давление,  $R_a$  - газовая постоянная воздуха.

Оценки показывают, что установление линейных профилей температуры и концентрации водяного пара в вязком подслое толщиной 2 мм происходит за характерное время около 0,2 с, что позволяет считать градиенты температуры и концентрации в этом слое постоянными. Согласно теории испарения концентрация водяного пара у поверхности воды  $q(0)$  при наличии оттока отличается от насыщенной концентрации  $q_s$ , но может быть выражена через насыщенную концентрацию, которая определяется температурой на границе раздела сред. Таким образом, все параметры (5) определяются только динамикой температуры водной поверхности. В [9-10] показано, что (5) сводится к квадратному уравнению относительно толщины вязкого подслоя, причем оба корня имеют физический смысл, но в условиях обычной атмосферы реализуется случай, который соответствует наибольшему из них.

Следует заметить, что адекватность описанного метода основана на применимости уравнения теплопроводности, использованного при выводе исходных соотношений. В [9-10]

исследовано влияние процессов конвекции и турбулентности в водной среде на динамику теплового излучения и интерпретацию измерений. В частности, при сильном испарении с поверхности в холодной пленке через некоторое время достигается критическое число Релея, определяющее устойчивость ее температурной стратификации, после чего развивается конвективное движение – опускается термик. В описанных экспериментах в условиях слабой турбулентности число Релея, непрерывно контролируемое по восстановленному температурному профилю, не превышало критического значения, и конвекция не развивалась.

На рис.1 представлен пример измеренной динамики яркостной температуры на длине волны 5 мм вместе с восстановленными по этой динамике зависимостями температуры водной среды на различных глубинах.

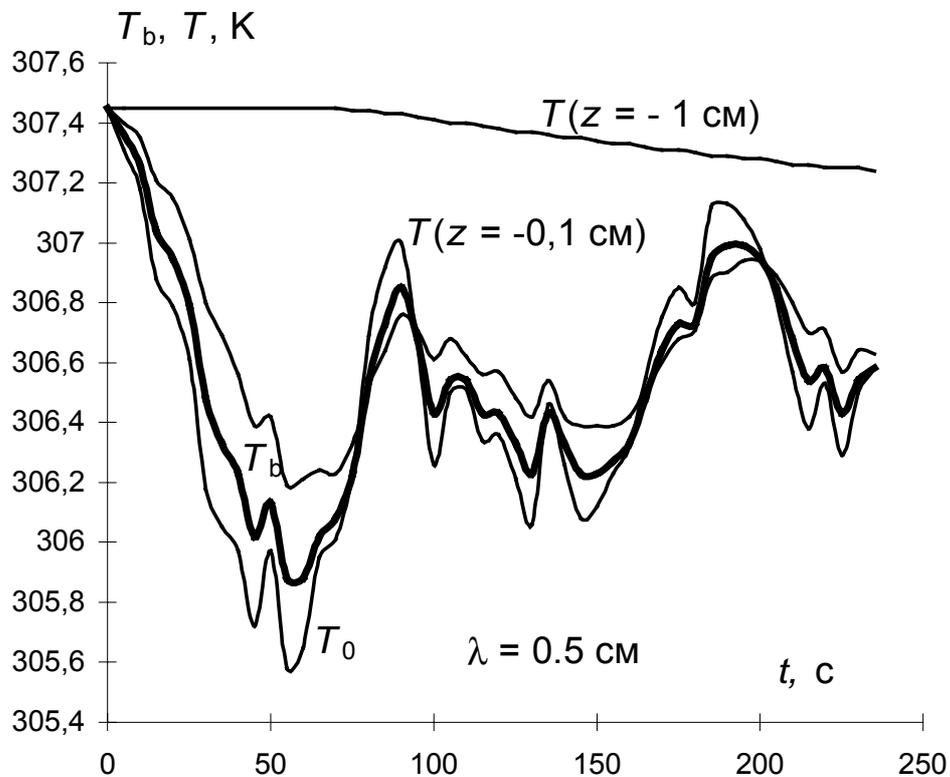


Рис.1. Динамика яркостной температуры на длине волны 5 мм и восстановленные по этой динамике зависимости температуры водной среды на различных глубинах: у поверхности из формулы (3) и на глубинах 1 мм и 1 см из формулы (2).

Более подробно результат восстановления температуры можно видеть на рис.2.

Условия измерений соответствовали солнечной безоблачной погоде со слабым ветром, который временами спадал до штиля. В условиях измерений рис.1-2 ветер менялся следующим образом: 0 - 50 с - почти постоянный ветер 5-7м/с, 50-90 с - стихает до полного штиля, 90-160 с -

очень слабый ветер 0-3 м/с, 160-190 с - стихает до полного штиля, 190-200 с - 5-7 м/с, 200-250 - слабый ветер около 3 м/с.

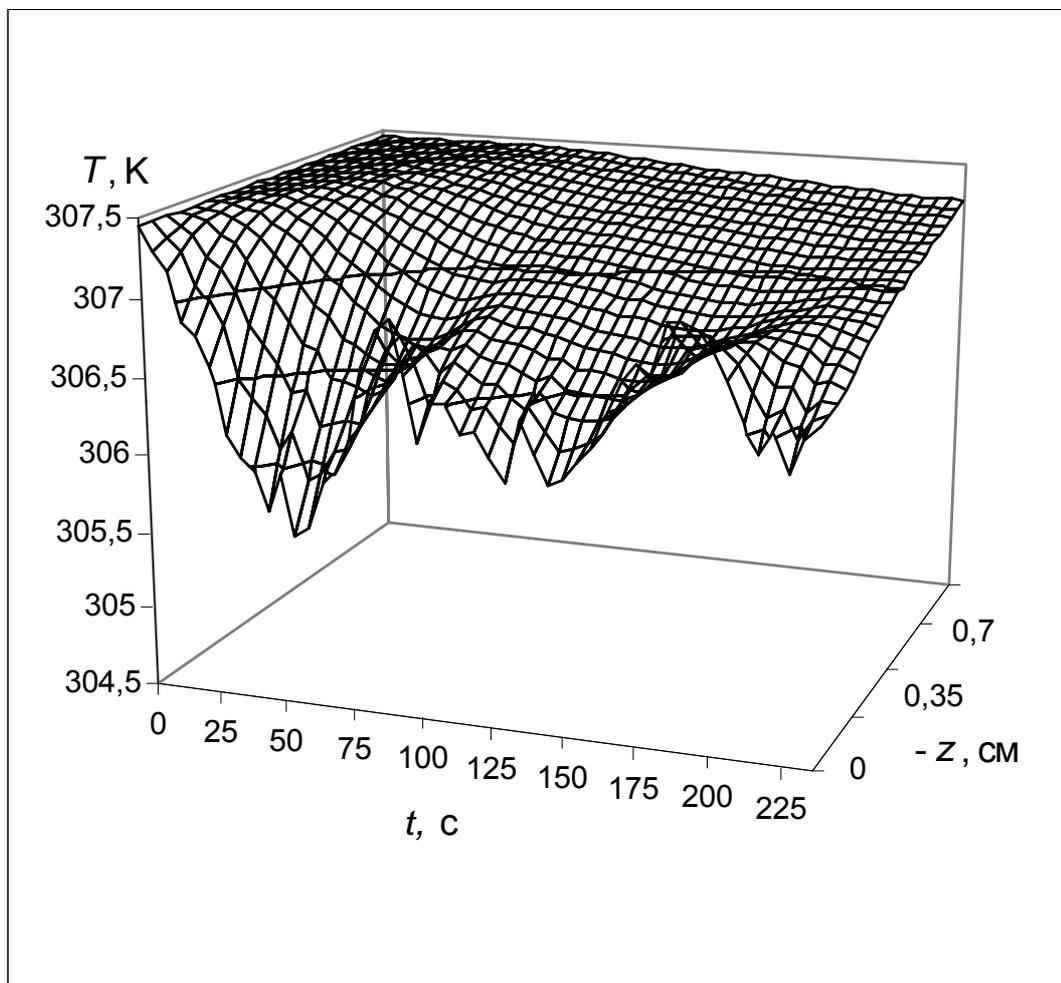


Рис.2. Динамика температурного профиля холодной термической пленки, восстановленная по измеренной динамике яркостной температуры (см.рис.1).

На рисунках видно, как резкие изменения температуры на поверхности воды с возрастающим запаздыванием передаются в более глубокие слои, где они постепенно сглаживаются и переходят в плавное понижение температуры. Соответствующая динамика потока тепла через границу раздела вода-воздух, определенная из (4), показана на рис.3.

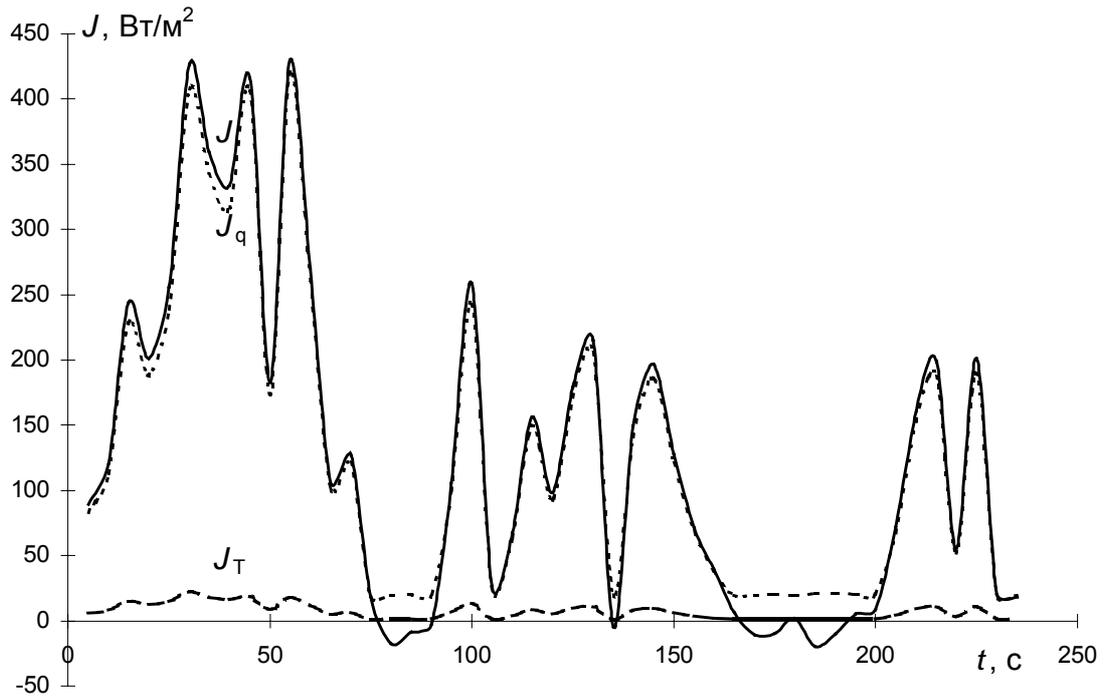


Рис.3. Динамика теплового потока и его двух компонент, определенная по динамике яркостной температуры (см.рис.1).

Эти результаты показывают, что тепловой поток испытывает очень быстрые и сильные вариации. Из (5) можно определить динамику толщины вязкого подслоя и, далее, компоненты полного теплового потока, связанные с испарением и теплообменом. Эти две компоненты также показаны на рис.3. Видно, что влияние процесса испарения является определяющим. В течение первых 60 с величина потока достигала значений, полученных в лабораторных экспериментах с использованием обдува поверхности вентилятором [9-10], но потом уровень турбулентности воздуха резко снизился и градиент температуры в образующейся пленке не достиг, достаточной для превышения критического значения числа Релея и развития конвективного термика.

Получить оценку точности представленного метода восстановления динамики теплового потока можно на основе численного моделирования. Из (4) можно видеть, что метод нечувствителен к абсолютным погрешностям измерения яркостных температур. Если предположить, что случайный шум не коррелирован на времени интегрирования, то для реализованной чувствительности (0,03 К) средняя погрешность определения теплового потока составляет около 15%. Максимальные наблюдаемые в эксперименте значения потока соответствуют перепаду температур около 0,7 К в пленке толщиной 1 мм (при линейном профиле), что является весьма реалистичной оценкой с точки зрения известных параметров термических пленок [11]. Данные, представленные на рис.3, согласуются и с результатами измерений средних потоков тепла, которые определялись по остыванию воды в кювете [13]. Отсутствие

альтернативного метода измерений быстрых вариаций теплового потока составляет важное достоинство развитого метода, но затрудняет верификацию полученных здесь результатов по данным независимых измерений. В литературе (см., например, [13]) высказывались предложения оценивать тепловой поток по разности яркостных температур водной среды, измеренных на двух различных частотах (например, на 60 ГГц и в ИК-диапазоне). Следует отметить, что помимо погрешностей, связанных с нелинейностью профиля температуры, такой метод будет весьма чувствителен к точности согласования измерений в различных каналах. Так при рассогласовании в 0,1 К, что следует считать весьма трудно достижимым уровнем при учете всех факторов, погрешность определения теплового потока составит около  $300 \text{ Вт/м}^2$ .

Переход значений теплового потока через нулевое значение на 75-й и после 150-й секунды не может быть объяснен в рамках рассматриваемой модели, поскольку обе компоненты полного потока все время положительны (воздух холоднее воды приблизительно на 3 К). Области отрицательных значений потока могут быть связаны с неточностью модели, в которой пренебрегается инерцией установления линейных профилей температуры и концентрации водяного пара, в случаях, когда толщина вязкого подслоя существенно возрастает. На рис.4 представлена восстановленная из (5) динамика толщины вязкого подслоя.

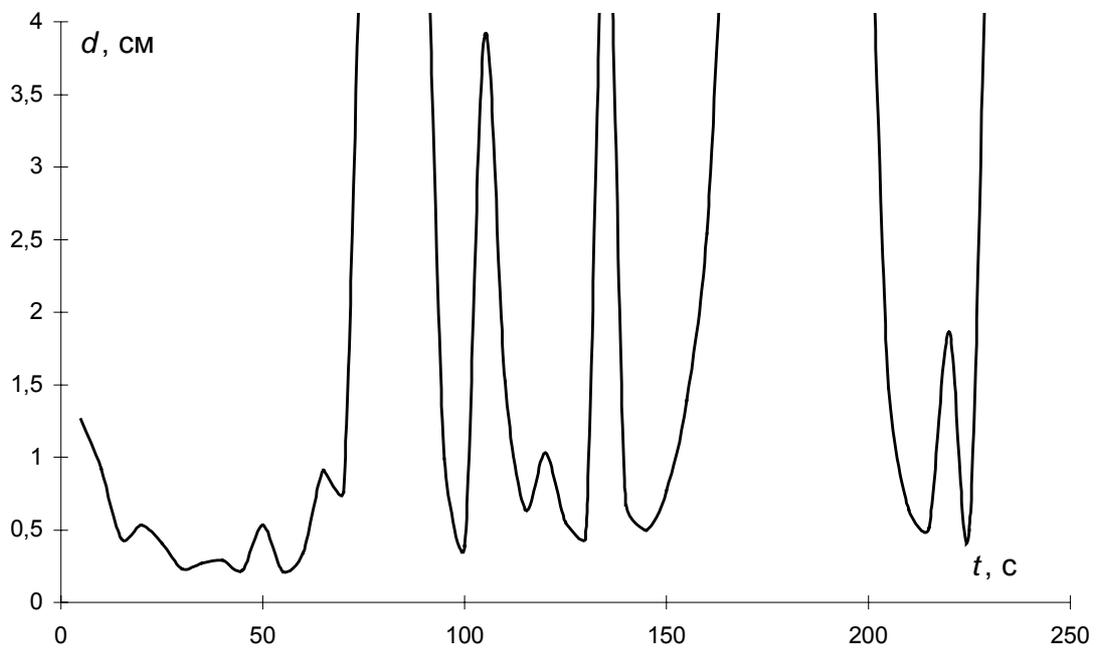


Рис.4. Вариации толщины вязкого подслоя в воздухе, определенные по динамике яркостной температуры (см. рис.1).

Динамика толщины вязкого подслоя полностью определяет процессы тепло- и массообмена в рассматриваемых условиях. При этом скорость турбулентного обдува поверхности, от которой она зависит, является реальным регулирующим фактором. Толщина вязкого подслоя в условиях слабого ветра, чередующегося с полным штилем, оказалась в целом больше, чем в условиях лабораторного эксперимента [9-10], где при обдуве поверхности вентилятором она составляла около 2 мм. Значения, превышающие 4 мм, которые соответствуют периодам стихания ветра, на рис.4 не показаны, поскольку, как уже отмечалось, в этом случае уже нельзя пренебречь при анализе временем установления линейного профиля в вязком подслое.

Интегрируя компоненту потока тепла, связанную с испарением и нормируя ее на удельную теплоту парообразования [9-10], легко определить динамику испарения с единицы площади

$$m_q(t) = 1/r \int_0^t J_q(t') dt' . \quad (6)$$

Соответствующие результаты представлены на рис.5.

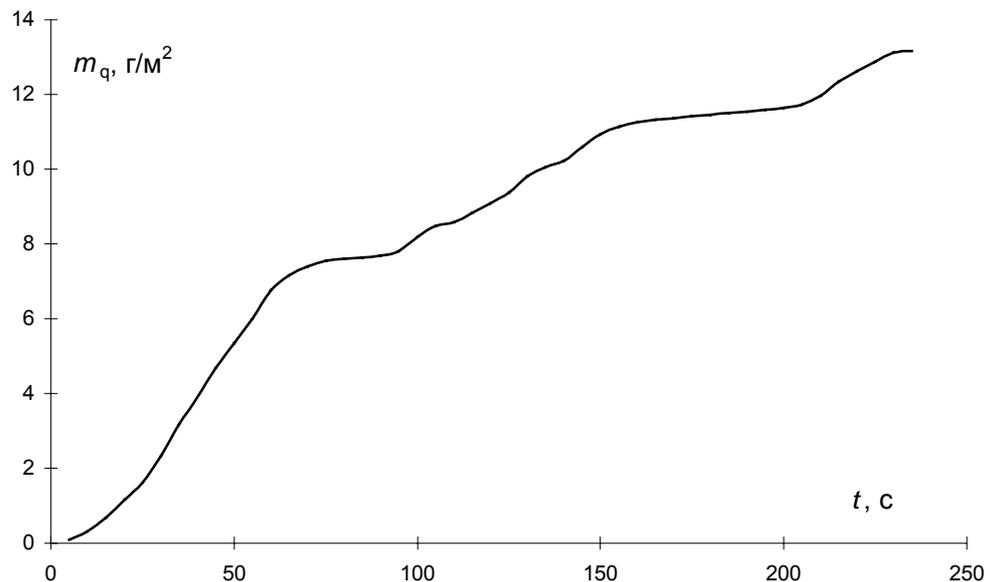


Рис.5. Испарение с единицы площади под действием атмосферной турбулентности.

### 3. Сравнение результатов измерений на двух длинах волн.

Измерения на длине волны 2,3 мм, как уже отмечалось, выполнялись главным образом для сравнения с результатами на 5 мм. На рис.6 представлена динамика яркостных температур на 2,3 и

5 мм на коротком временном интервале, а также результаты восстановления динамики температуры поверхности и температуры на глубине 1 мм по данным на каждой из длин волн.

Можно видеть, что разница восстановленных зависимостей  $T(z = -0,1 \text{ см})$  укладывается в рамки ошибки восстановления, определенной в [9-10]. Погрешность восстановления поверхностной температуры не была раньше определена ни экспериментально (из-за трудностей прямых измерений, с которыми можно было бы сопоставить результаты восстановления), ни теоретически, поскольку в формулу восстановления поверхностной температуры (3) входит производная по экспериментальным данным. Так что представленные на рис.6 данные как раз позволяют получить разумную оценку такой погрешности, которая составляет 0,1-0,2 К.

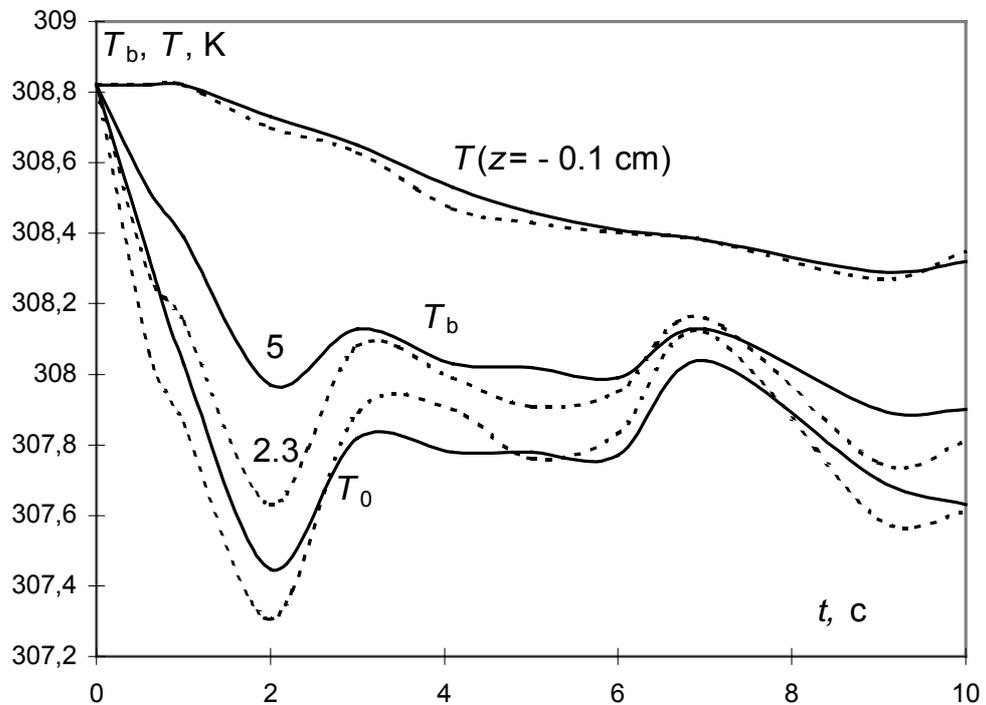


Рис.6. Динамика яркостных температур на 2,3 и 5 мм и результаты восстановления динамики температуры поверхности и температуры на глубине 1 мм по данным на каждой из длин волн.

Двухчастотные измерения имеют также и аспект самостоятельного интереса. Дело в том, что в [15-16] получена формула, связывающая динамику яркостных температур теплового излучения среды на двух различных длинах волн  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$ :

$$T_{b2}(t) = \frac{\gamma_2}{\gamma_1} T_{b1}(t) + \int_{-\infty}^t T_{b1}(\tau) \left(1 - \frac{\gamma_2}{\gamma_1}\right) \gamma_2 a \left[ \frac{1}{\sqrt{\pi(t-\tau)}} - \gamma_2 a e^{(\gamma_2 a)^2 (t-\tau)} \operatorname{erfc}(\gamma_2 a \sqrt{t-\tau}) \right] d\tau, \quad (7)$$

где  $\gamma_1$  и  $\gamma_2$  - коэффициенты поглощения среды на этих двух длинах волн. На рис.7 представлены данные измерений динамики яркостных температур на 2,3 и 5 мм и результаты их взаимного вычисления по формуле (7).

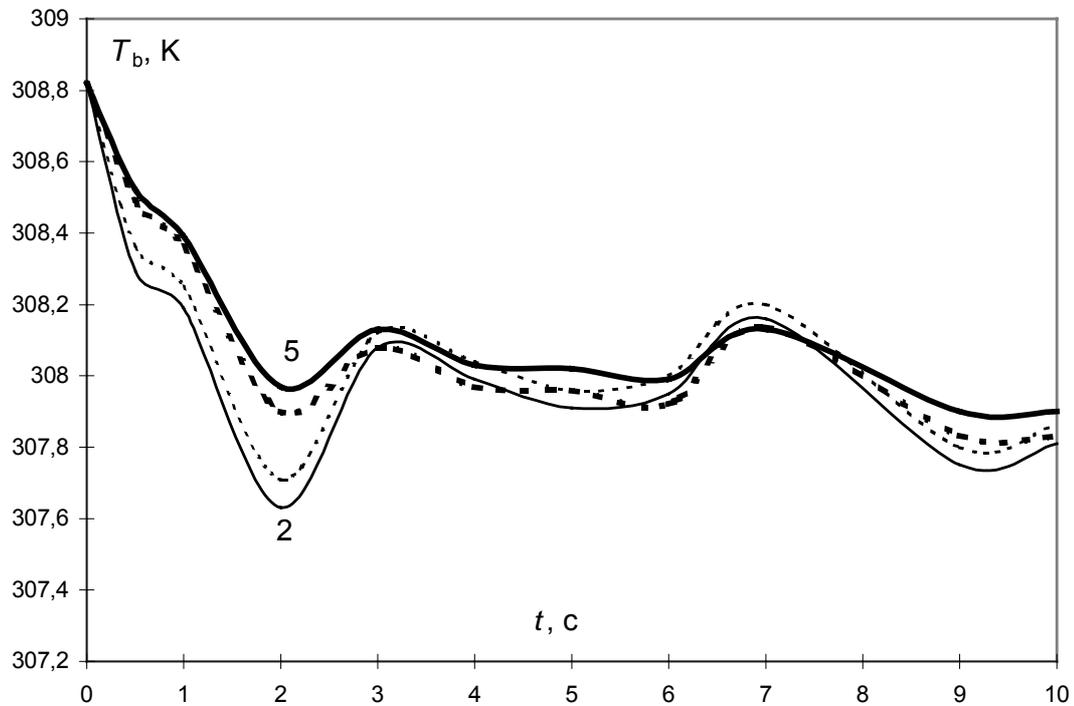


Рис.7. Измерения динамики яркостных температур на 2,3 и 5 мм и результаты их взаимного вычисления по формуле (7).

Видно, что результаты определения динамики на 2 мм по данным на 5 мм и наоборот вполне удовлетворительно согласуются между собой.

#### 4. Статистический анализ вариаций температуры водной поверхности

Интерес представляет исследование статистических свойств вариаций температуры водной поверхности. На рис.8 приведены результаты расчета коэффициента автокорреляции  $R_T(\tau)$ .

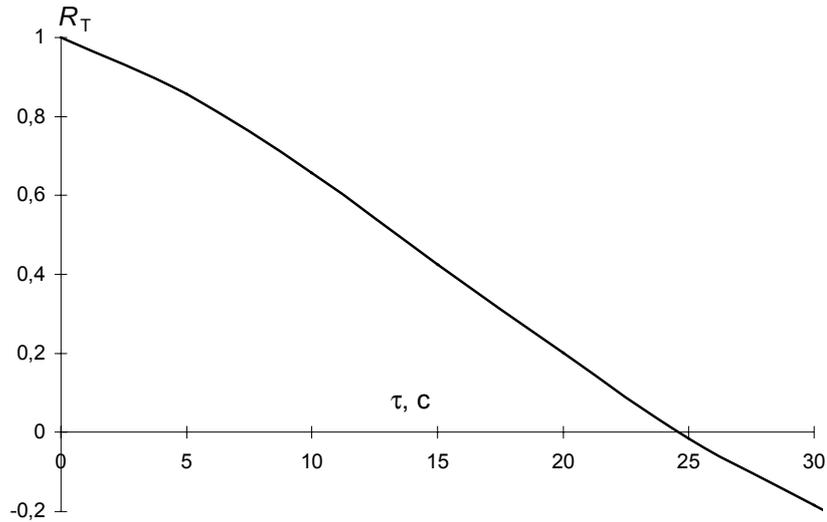


Рис.8. Коэффициент автокорреляции вариаций температуры водной поверхности  $R_T(\tau)$ .

На рис.9 можно видеть корень из структурной функции температуры водной поверхности нормированный на величину среднеквадратичных вариаций  $\sigma_T=0,44$  К. Если использовать модель «замороженной турбулентности» Тейлора, то временную корреляционную функцию на рис.8 и временную структурную функцию на рис.9 можно рассматривать как соответствующие пространственные функции с аргументом  $\rho = V\tau$ , где  $V$  – средняя скорость ветра в приземном слое. Время затухания корреляционных связей на рис.8 примерно соответствует времени переноса внешнего масштаба турбулентности (порядка 100 м) со средней скоростью ветра (около 5 м/с).

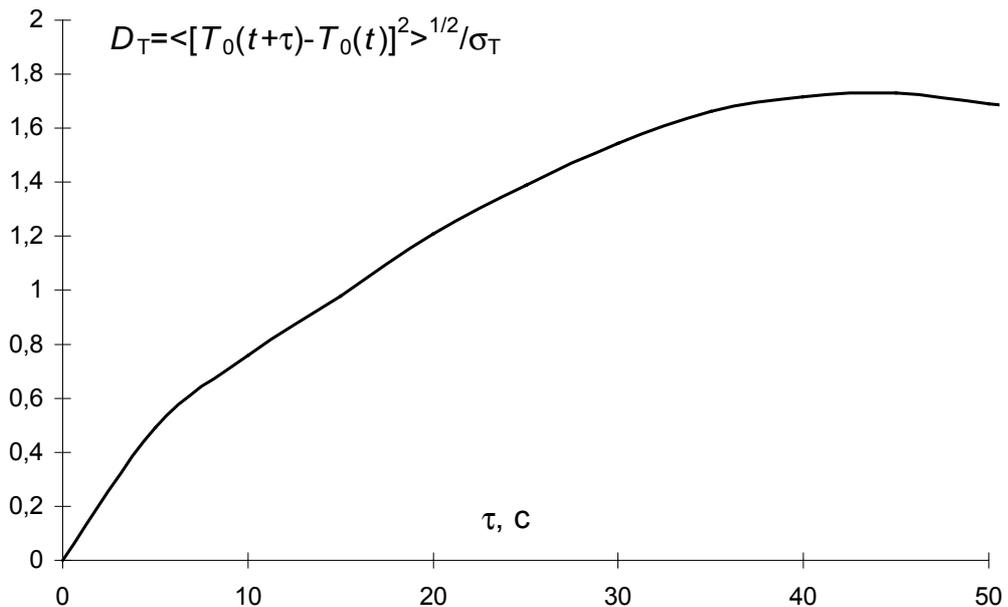


Рис.9. Квадратный корень из структурной функции температуры водной поверхности, нормированной на дисперсию.

Результаты показывают, что среднеквадратичная разность температуры водной поверхности, измеренной в два различных момента времени, возрастает с ростом величины интервала между этими моментами. При  $\tau > 25$  с она становится больше 1 К, что существенно превышает уровень флуктуаций температуры воздуха, величина которых за такое же время не составляла около 0,05 К (по данным измерений флуктуаций собственного теплового излучения атмосферы радиометром на 5 мм). Очевидно, что этот эффект связан с определяющим влиянием вариаций скорости испарения на вариации температуры водной поверхности по сравнению с влиянием теплообмена между водой и воздухом за счет теплопроводности.

Интересно отметить, что характерное время корреляции температуры водной поверхности примерно совпадает с временем установления холодной термической пленки в турбулизованной водной среде (около 10 с), определенном в эксперименте [9-10]. Отсюда можно сделать вывод, что при наличии волнения или течения, турбулизующих поверхностный слой воды, холодная термическая пленка в условиях, близких к наблюдавшимся в эксперименте, должна испытывать под влиянием атмосферной турбулентности быстрые и сильные вариации, которые должны привести и к соответствующей пространственной неоднородности структуры пленки. Вариации зависят от влажности воздуха и контраста температур между водой и воздухом. Так, они должны уменьшаться, когда влажность воздуха над водной поверхностью приближается к насыщенной, а температура - к температуре воды.

### **Заключение**

Основной результат работы состоит в том, что впервые удалось получить новую физическую информацию о процессах тепло- и массообмена между водной поверхностью и атмосферой по динамике теплового радиоизлучения. Восстановлена динамика профиля температуры в поверхностном слое воды под влиянием атмосферной турбулентности в условиях слабого ветрового обдува, приводящего к образованию холодной термической пленки за время порядка 10 с. Восстановлены быстрые вариации теплового потока через границу раздела сред и его основных составляющих, связанных с процессами испарения и теплопроводности. Результаты определения эволюции толщины вязкого подслоя под влиянием ветра показали, что она подвержена резким изменениям, что определяет ее регулируемую роль в процессе теплообмена, поскольку составляющие потоков теплоты и испаряющегося водяного пара обратно пропорциональны этой толщине. Исследованы статистические характеристики (коэффициент корреляции и структурная функция) температуры водной поверхности. Установлено, что в

условиях эксперимента вариации поверхностной температуры воды на порядок превосходили величину температурных флуктуаций окружающего воздуха.

Результаты показали применимость радиометрического метода для исследования динамики теплообмена атмосферы с водной поверхностью, что дает возможность получить ценную физическую информацию о протекании этого процесса в различных природных условиях (в пресной и соленой воде; при различных соотношениях температуры воды и воздуха, а также в зависимости от влажности воздуха). Особый интерес представляет исследование пространственной структуры процесса теплообмена, в частности, пространственной изменчивости толщины вязкого подслоя. По-видимому, можно ожидать резких изменений толщины вязкого подслоя на масштабах в десятки метров, а возможно даже и более мелкомасштабных. Это дает картину сильно неоднородных потоков тепла и водяного пара в атмосферу с водной поверхности, которые в свою очередь должны оказывать влияние на процессы атмосферной турбулентности и конвекции.

Аналогичные исследования динамики теплового излучения других типов подстилающей поверхности также могут дать интересные результаты о специфике их теплообмена с атмосферой.

Автор благодарен А.В.Троицкому за помощь в экспериментах.

Работа была выполнена при поддержке РФФИ, грант № 96-02-16514.

## Литература

1. Гайкович К.П., Резник А.Н. Восстановление тепловой истории поверхности среды по спектру ее теплового радиоизлучения// Изв. вузов. Радиофизика, 1989, т.33, N 11, с. 1343-1350.
2. Гайкович К.П. Радиометрическое определение динамики температуры, теплового потока и параметров земной поверхности на основе решения термозволюционных уравнений// Исследование Земли из космоса, 1990, N 6, с. 71-78.
3. Gaikovich K.P., Reznik A.N., Troitskii R.V. Microwave subsurface profile thermometry. 11-th Annual Int. Symp. on Geosci. and Remote Sensing (IGARSS-91), Helsinki, University of Technology, Espoo, Finland, 1991, v.3, p.1195-1198.
4. Гайкович К.П. Определение распределения температуры однородного полупространства по тепловому радиоизлучению на основе решения термозволюционного уравнения// Изв.вузов. Радиофизика, 1993, т.36, N 1, с. 16-24.
5. Гайкович К.П. Совместное решение уравнений переноса излучения и теплопроводности в задачах радиотеплового зондирования атмосферы и подстилающей поверхности// Изв.вузов. Радиофизика, 1993, т.36, N 10, с. 912-920.
6. Gaikovich K.P. Simultaneous solution of emission transfer and thermal conductivity equations in the problems of atmosphere and subsurface radiothermometry // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 1994, v.32, No.4, p.885-889.
7. Гайкович К.П., Резник А.Н., Сумин М.И., Троицкий Р.В. Определение профиля температуры поверхностного слоя воды по его радиоизлучению в СВЧ диапазоне// Изв.АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1987, т.23, N 7, с. 761-768.
8. Гайкович К.П., Резник А.Н., Троицкий Р.В. Радиометрия динамики профиля температуры водной среды при прохождении внутренних волн// Изв.вузов.Радиофизика, 1993, т.36, N 3-4, с.216-222.
9. Гайкович К.П., Троицкий Р.В. Динамика тепло- и массопереноса через поверхность вода-воздух по измерениям радиоизлучения на частоте 60 ГГц. Изв. вузов. Радиофизика, 1997, т.40, № 3, с.351-377.
10. Gaikovich K.P., Troitsky R.V. Dynamics of temperature profile, heat, and mass exchange through air-water interface by measurements of thermal radio emission evolution at 60 GHz. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 1998, vol.36, No.1, pp.341-344.
11. Федоров К.Н., Гинзбург А.И. Приповерхностный слой океана. Л: Гидрометеиздат, 1988, 304 с.

12. Gaikovich K.P., Troitsky R.V. The influence of air-water boundary conditions on thermal radio emission at 2, 5 and 8 mm. Proceedings of Third International Kharkov Symposium "Physics and Engineering of Millimeter and Submillimeter Waves" MSMW'98 (Kharkov, Ukraine, Sept. 15-17, 1998), Kharkov: Institute of Radiophysics and Electronics, v.2, pp.509-511.
13. Трохимовский Ю.Г., Кравцов Ю.В., Кузьмин А.В., Медведев А.П. Учет термического профиля поверхностной температуры океана при проведении спутниковых радиометрических измерений в СВЧ-диапазоне. Исследование Земли из космоса, №5, с.3-9, 1998.
14. Trokhimovski Yu.G., Westwater E.R., Han J., Leusky V.Y. Air and sea surface temperature measurements using a 60-GHz microwave rotating radiometer. IEEE Trans.Geosci.Remote Sensing, v.36, No.1, pp.3-16, 1998.
15. Gaikovich K.P. Stochastic theory of temperature distribution and thermal emission of half-space with random time-dependent surface temperature. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 1996, v.34, No.2, pp.582-587.
16. Гайкович К.П. Вероятностный подход к результатам совместного решения уравнений переноса излучения и теплопроводности в задачах радиотермометрии. Изв. вузов. Радиофизика, 1996, т.39, № 4, с.399-413.

Исследования влияния атмосферной турбулентности на формирование термической пленки в поверхностном слое воды и динамику теплообмена вода-воздух по измерениям теплового радиоизлучения. К.П.Гайкович / Автореферат

На основе радиометрических измерений динамики теплового радиоизлучения водной среды на длинах волн 2,3 и 5 мм выполнены исследования динамики тепло- и массопереноса через границу раздела вода-воздух, связанной с турбулентностью воздуха. Восстановлена динамика температурного профиля в воде, а также теплового потока через границу раздела сред. Удалось определить составляющие потока, связанные с испарением и теплопроводностью, скорость испарения с единицы поверхности, а также вариации толщины вязкого подслоя в воздухе, связанные с турбулентностью. Вычислены статистические характеристики вариаций температуры водной поверхности и установлено, что в условиях измерений эти вариации существенно превосходили по величине турбулентные флуктуации температуры воздуха.

Investigations of the influence of the atmosphere turbulence on the formation of the thermal film in the near-surface layer of water and on the dynamics of the air-water heat exchange by measurements of thermal radio emission. K.P.Gaikovich

On the basis of laboratory measurements of radiobrightness evolution of water at wavelengths 2,3 and 5 mm, the dynamics of temperature profile and heat flux through water-air interface related to the atmosphere turbulence have been determined. Two components of the heat flux related to evaporation and to thermal conductivity have been retrieved which made possible to determine the evaporation rate and the viscosity sublayer depth. Statistical parameters of the water surface temperature variations have been calculated. It was obtained that the temperature variations on the water surface were much larger than the air temperature variations.