SPACE OBSERVATIONS OF THE OCEAN USING MICROWAVE RADIOMETERS

Yu. A. KRAVTSOV

Microwave radiometers are frequently used in studies of the World Ocean from space. In the last years, microwave radiometers were applied for determination of the near-surface wind speed and direction, the wind wave spectrum, climate-forming parameters in the "Ocean–Atmosphere" system. A description of this new implementations is the main goal of the paper.

Микроволновые радиометры находят разнообразные применения в исследованиях Мирового океана из космоса. В последние годы микроволновые радиометры используются для определения скорости приводного ветра, спектра поверхностного волнения и климатоформирующих параметров в системе океан–атмосфера. Описанию этих новых применений и посвящена статья.

© Кравцов Ю.А., 1999

НАБЛЮДЕНИЯ ОКЕАНА ИЗ КОСМОСА ПРИ ПОМОЩИ МИКРОВОЛНОВЫХ РАДИОМЕТРОВ

Ю. А. КРАВЦОВ

Московский педагогический государственный университет

ВВЕДЕНИЕ

Микроволновые радиометрические методы широко используются при дистанционном зондировании суши атмосферы и океана. Важное достоинство спутниковых микроволновых методов перед оптическими и инфракрасными методами состоит в возможности проводить круглосуточные всепогодные измерения. Способность микроволновых методов получать информацию о природных объектах в любое время суток и при любой погоде объясняет значительное внимание, которое уделяется этим методам в программах исследования Земли из космоса, в том числе в космических программах изучения океана.

Микроволновой радиометр представляет собой радиоприемник тепловых электромагнитных волн, которые излучаются всеми без исключения нагретыми телами: почвами, растениями, облаками, воздушными массами, водными поверхностями и даже льдами. К микроволнам или, что то же самое, сверхвысокочастотным (СВЧ) радиоволнам относят электромагнитные волны с длиной примерно от 1 см до 1 м. Более короткие волны принадлежат миллиметровому диапазону, а более длинные – УКВ-диапазону.

Микроволновой радиометр измеряет интенсивность I тепловых электромагнитных колебаний. Последняя в соответствии с законом Кирхгофа пропорциональна физической температуре тела T и его поглощательной способности χ:

$$I \sim \chi T.$$

Поглощательная способность χ определяет долю энергии, поглощенной телом, а χT называют яркостной температурой, так что радиометрический приемник фактически измеряет яркостную температуру T_b по абсолютной шкале температур (в кельвинах):

$$T_b = \chi T. \qquad (1)$$

Для абсолютно черного тела, которое, по определению, поглощает все падающее на него излучение, поглощательная способность равна единице: $\chi = 1$, так что для черного тела яркостная температура совпадает с физической. Наоборот, непоглощающие

тела ($\chi = 0$) вовсе не излучают тепловые электромагнитные волны: для них $T_b = 0$. Формулу (1) часто записывают в эквивалентной форме

$$T_b = (1 - R)T, \qquad (2)$$

где $R = 1 - \chi$ – энергетический коэффициент отражения электромагнитной волны от тела.

Современные радиометрические приемники обладают высокой чувствительностью – до 0,1 К и менее. Уникальные радиометры, предназначенные для измерения реликтового электромагнитного излучения, оставшегося после образования Вселенной, имеют чувствительность до 0,001 К.

Согласно (1) и (2), яркостная температура характеризует не только температуру исследуемой поверхности T, но и ее поглощательную способность χ (коэффициент отражения R). Именно эта особенность радиометров ценна для исследования океана, который характеризуется разнообразием условий состояния водной поверхности. Рассмотрим влияние различных физических факторов на яркостную температуру.

1. ТЕМПЕРАТУРА ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

Температура поверхности океана (ТПО) является главным, хотя и далеко не единственным фактором, воздействующим на яркостную температуру.

ТПО можно выразить через яркостную температуру T_b и через поглощательную способность χ (коэффициент отражения R). В соответствии с формулами (1) и (2)

$$T = \frac{T_b}{\chi} = \frac{T_b}{1 - R}. \qquad (3)$$

Коэффициент поглощения идеально ровной поверхности воды зависит от частоты излучения ω, от угла наблюдения θ (последний отсчитывается от вертикали) и еще от вида поляризации электромагнитной волны. Общий характер зависимости χ от угла падения θ для двух поляризаций (вертикальной v и горизонтальной h) показан на рис. 1. В отличие от монотонного уменьшения коэффициента поглощения на горизонтальной поляризации (кривая h), на вертикальной поляризации (кривая v) наблюдается максимум, приходящийся примерно на углы $\theta \approx 60–80°$. Таким образом, яркостные температуры на вертикальной и горизонтальной поляризациях отличаются друг от друга: $T_v \neq T_h$.

При наличии волнения на поверхности океана локальный угол падения θ', то есть угол, отсчитываемый от местной нормали к поверхности, становится отличным от угла θ, отсчитываемого от нормали к средней поверхности, при этом разность $\theta - \theta'$ становится зависимой от степени взволнованности океана. Яркостные температуры T_v и T_h тоже становятся зависимыми от волнения. Это означает, что разность яркостных температур $T_v - T_h$ потенциально может свидетельствовать об интенсивности волнения. Фактически бальность волнения определяют другим методом (скаттерометрическим, то есть радиолокационным), однако зависимость поглощательной способности χ от взволнованности поверхности тоже имеет практический аспект. Эта зависимость определяет точность нахождения ТПО при микроволновых измерениях яркостной температуры:

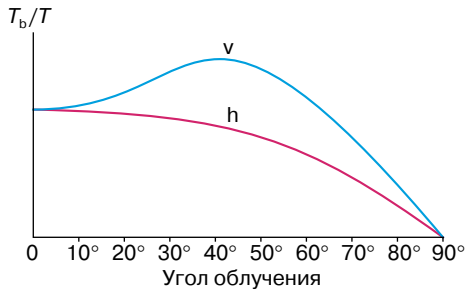

Рис. 1. Зависимость яркостной температуры плоской морской поверхности от угла визирования θ, отсчитываемого от вертикали, для двух поляризаций: вертикальной v и горизонтальной h

$$|\Delta T| = \left|\Delta\left(\frac{T_b}{\chi}\right)\right| = \frac{|\Delta T_b|}{\chi} + T_b\frac{|\Delta\chi|}{\chi^2}. \qquad (4)$$

Если первое слагаемое (потенциальная точность) составляет около 0,1 К, то второе слагаемое погрешности, обусловленное поверхностным волнением, может достигать 1,5–2,0 К.

2. РЕЗОНАНСНЫЕ ЭФФЕКТЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ПРИПОВЕРХНОСТНОГО ВЕТРА

Поверхностное волнение влияет на яркостную температуру не только через крупномасштабную компоненту (длины волн более 1 м), но и через мелкомасштабную компоненту. Эту компоненту волнения называют гравитационно-капиллярной, поскольку она формируется под воздействием сил тяжести и сил поверхностного натяжения. Характерные длины гравитационно-капиллярных волн (от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров) сравнимы с длиной микроволн, и это может служить причиной своеобразных эффектов, предложенных в свое время профессором В.С. Эткиным и подтвержденных последующими лабораторными и натурными экспериментами. Теория этих эффектов, так называемых критических явлений, была разработана с участием автора данной статьи в работе [1].

Над плоской поверхностью воды распространяются так называемые поверхностные электромагнитные волны тепловой природы. Такие волны имеют вертикальную поляризацию и быстро (по экспоненциальному закону) убывают по мере удаления от поверхности. По этой причине поверхностные электромагнитные волны не обнаруживаются

микроволновым приемником. Однако при появлении на поверхности синусоидальных возмущений с длиной волны Λ, сравнимой с длиной радиоволн λ, поверхностные волны испытывают резонансное рассеяние на дифракционной решетке, образованной гравитационно-капиллярными волнами, и превращаются в объемные электромагнитные волны, обнаружимые микроволновыми радиоприемниками. В результате яркостная температура T_b получает достаточно большое приращение (до 4–5 K), которое ошибочно может быть истолковано как потепление воды.

Резонансные эффекты хорошо выражены на вертикальной поляризации и практически отсутствуют на горизонтальной поляризации. Поэтому приращения яркостных температур на двух поляризациях могут быть мерилом мелкомасштабной компоненты волнения, которая зависит от скорости приповерхностного ветра. Поэтому измерение приращений яркостных температур на двух поляризациях: вдоль траектории полета самолета или спутника (величина ΔT_x) и поперек траектории (величина ΔT_y) – позволяет определить скорость приповерхностного ветра V по очень простому алгоритму:

$$AV^2 = \sqrt{(\Delta T_x)^2 + (\Delta T_y)^2}. \qquad (5)$$

Константа A здесь определяется эмпирически, путем сравнения бортовых и приводных измерений. Направление ветра тоже подчиняется простому алгоритму: угол φ, составляемый вектором скорости $\mathbf{V}$ с траекторией полета носителя, определяется по формуле

$$\varphi = \frac{1}{2}\mathrm{arctg}\frac{\Delta T_x - \Delta T_y}{\Delta T_x + \Delta T_y}. \qquad (6)$$

Описанный радиометрический метод определения величины и направления скорости ветра при помощи радиометров-поляриметров имеет более высокую точность, чем применяемый ныне скаттерометрический (радиолокационный) метод: $\Delta V \approx$ ≈ 1 м/с и $\Delta\varphi \sim 10°$ против $\Delta V \approx 2$ м/с и $\Delta\varphi \sim 20°$ при скаттерометрическом методе.

Радиометрический метод имеет еще одно важное, особенно для спутников, преимущество перед скаттерометрическим. Радиометрический приемник имеет примерно в 3 раза меньшую массу и потребляет в 3 раза меньше энергии, чем скаттерометр, который включает в себя не только приемник, но и передатчик. В настоящее время радиометрический метод определения скорости приповерхностного ветра испытывается на модуле “Природа” космической станции “Мир”.

Зная скорость приповерхностного ветра V, можно ввести ветровую поправку к формуле (3)

$$T = \frac{T_b}{\chi} + \gamma V, \qquad (7)$$

где коэффициент γ определяется из сопоставления данных дистанционных и контактных измерений. Ветровая поправка γV может достигать 1,5–3,0 K, ее надо учитывать при определении фактической температуры океана.

3. РАДИОМЕТРИЧЕСКАЯ СПЕКТРОМЕТРИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ

Спектр мелкомасштабной (гравитационно-капиллярной) компоненты морского волнения нужен для определения ветрового воздействия на поверхность жидкости и для оценки течений, индуцированных ветром. В настоящее время спектр мелкомасштабного волнения измеряют при помощи скаттерометров. В основе этого метода лежит резонансный эффект: радиоизлучение с длиной волны λ, падающее на поверхность океана под углом θ, резонансно рассеивается компонентой поверхностного волнения с длиной волны

$$\Lambda = \frac{\lambda}{2\sin\theta}.$$

Меняя длину волны облучения λ или угол наблюдения θ, можно настроиться в резонанс с той или иной спектральной компонентой поверхностного волнения и тем самым измерить весь спектр волнения.

С обнаружением резонансных (критических) явлений при тепловом излучении открылась принципиально новая возможность измерять спектр поверхностного волнения при помощи радиометров. Такая возможность была реализована сравнительно недавно. Ю.Г. Трохимовский из Института космических исследований РАН предложил алгоритм измерения спектра [2] и на основе этого алгоритма провел обработку имеющихся данных, полученных с отечественных и зарубежных спутников.

4. РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КЛИМАТОФОРМИРУЮЩИХ ПАРАМЕТРОВ В СИСТЕМЕ ОКЕАН–АТМОСФЕРА

Динамика климата в огромной степени зависит от процессов тепло- и влагообмена между атмосферой и океаном. Относительно малые изменения в количестве тепла и влаги могут иметь накапливающий эффект в форме долговременных трендов (тенденций) в климатических изменениях. Радиометрический метод дает возможность собирать информацию о тепловлагообмене в планетарном масштабе.

В основе метода лежит усредненная формула, связывающая поток тепла H из океана в атмосферу со скоростью приповерхностного ветра V и перепадом температуры ΔT в приповерхностном слое атмосферы:

$$H = C_H V \Delta T. \qquad (8)$$

Усредненная формула типа (8) управляет также потоком влаги E с поверхности воды:

$$E = C_E V \Delta q, \qquad (9)$$

где Δq – перепад влажности в приводном слое атмосферы.

Константы C_H и C_E в формулах (8) и (9) определяются эмпирически, сравнением данных контактных и дистанционных измерений.

Мы уже говорили о том, как измерить скорость приповерхностного ветра при помощи радиометров-поляриметров. Перепады температуры ΔT и влажности Δq в приповерхностном слое атмосферы тоже можно измерить радиометрическим методом, используя, скажем, двухчастотный радиометр, работающий на волнах 1,35 и 1,5 см в пределах линии поглощения паров воды. Разность яркостных температур на этих волнах определяется интегральным содержанием и температурой водяных паров вдоль луча зрения и практически не зависит от температуры океана. Из интегральных характеристик затем можно извлечь и локальные изменения температуры и влажности вблизи поверхности океана, опираясь на стандартные модели вертикальных профилей атмосферных параметров.

Основываясь на спутниковых данных и применяя формулу (8), можно оценить потоки тепла из океана в атмосферу (или обратно, если $\Delta T < 0$, то есть если атмосфера холоднее морской воды) на огромных территориях и тем самым осуществить глобальный контроль за климатоформирующими факторами. То же справедливо и для определения потоков влаги по формуле (9).

Возможность измерения потоков H и E, которые являются важнейшими климатоформирующими факторами в масштабе всей планеты, позволяет сформулировать новую стратегию в спутниковых климатологических измерениях. Ныне принятая стратегия нацелена на определение изменений в состоянии климатической системы. Новая стратегия могла бы состоять в выявлении малых изменений во взаимодействии между океаном и атмосферой. Такие изменения могут вызвать появление климатических трендов, выражающихся в повышении (или понижении) средней температуры на Земле.

Отметим еще возможность оценить ветровой стресс на поверхность океана по радиометрическим данным. С одной стороны, радиометрический метод позволяет осуществить спектрометрию поверхностного волнения в океане (см. раздел 3), то есть измерить спектр поверхностного волнения. С другой – радиометры позволяют определить скорость приповерхностного ветра (раздел 2). Зная эти величины, можно рассчитать количество движения, передаваемое атмосферой океану, и оценить поверхностные течения, вызванные ветровым стрессом.

5. ДРУГИЕ ПРИМЕНЕНИЯ МИКРОВОЛНОВЫХ РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Радиометрические измерения имеют и другие применения в океанологии.

Во-первых, радиометрические наблюдения на двух волнах позволяют оценить толщину нефтяных пленок. Яркостные температуры T_{b1} и T_{b2} на частотах ω_1 и ω_2 определяются выражениями

$$T_{b1} = (1 - R_1)T, \qquad T_{b2} = (1 - R_2)T,$$

где коэффициенты отражения R_1 и R_2 зависят от толщины пленки. Из этих уравнений можно найти как температуру поверхности T, так и толщину пленки нефти. В соединении с радиолокационными данными, которые дают площадь, покрытую пленкой нефти, радиометрический метод определяет общий объем нефти, разлившейся на поверхности океана.

Во-вторых, длинноволновые радиометры (длина волны 20 см и более) в принципе могут оценивать соленость морской воды, используя зависимость поглощательной способности χ от солености. Точность таких измерений невелика, не лучше одного промилле (1‰), что сравнимо по величине с естественными вариациями солености в Мировом океане. В этих условиях измерения солености океанических вод при помощи радиометров нецелесообразно. Однако длинноволновые радиометры могут найти применение в арктических районах, где вариации солености достигают 10–20‰.

В-третьих, радиометры чувствительны к дождям, которые выполняют двоякую роль: дожди подавляют естественное (ветровое) мелкомасштабное волнение (эффект выглаживания), а также генерируют свою систему кольцевых волн, которые соизмеримы по длине с длиной волны микроволнового излучения и вызывают изменение (в данном случае увеличение) яркостной температуры в силу резонансных эффектов (раздел 2). В итоге измерения теплового излучения океана в момент выпадения осадков позволяют оценить интенсивность осадков по их поверхностным проявлениям. Разумеется, сами по себе осадки (капли дождя) тоже имеют свою яркостную температуру, так что результирующий эффект определяется совместным действием объемных и поверхностных факторов.

В-четвертых, на тепловое излучение океана сильно влияет пена, появляющаяся в результате обрушения волн при большой скорости ветра. Пена приводит к увеличению яркостной температуры, потому что пузырьки воздуха на поверхности жидкости увеличивают коэффициент поглощения χ. Образно говоря, поверхность океана, покрытого пеной, в микроволновом диапазоне волн становится чернее в противоположность оптическому диапазону, где присутствие пены делает океан более светлым вследствие повышения отражающей способности и падения поглощающей способности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Микроволновые радиометрические методы дистанционного зондирования Земли находят все новые применения. Главное применение радиометрических методов – всепогодные круглосуточные измерения температуры поверхности океана. Это важно для многих целей: для оценки биопродуктивности океана, для целеуказания рыболовным судам, для выявления гидрологических фактов.

Другая важная задача микроволновых радиометров – определение профилей температуры и влажности в атмосфере. Новое применение, основанное на открытии резонансных (критических) явлений [1], состоит в возможности дистанционного определения скорости приповерхностного ветра. Новыми направлениями являются также радиометрическая спектрометрия поверхностного волнения [2] и возможность выявления климатических трендов путем наблюдения за климатоформирующими параметрами.

Можно не сомневаться, что радиометрические измерения на микроволнах еще не исчерпали своих возможностей.

Автор признателен своим коллегам по ИКИ РАН М.И. Митягиной, М.Д. Раеву и Б.Е. Кудашеву за предоставление данных, связанных с выполнением грантов Российского фонда фундаментальных исследований 96-07-92008, 96-05-65636 и 96-07-89367.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Кравцов Ю.А.*, *Мировская Е.М.*, *Попов А.Е. и др.* Критические явления при тепловом излучении периодически неровной поверхности // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1978. Т. 14, № 7. С. 733–739.

2. *Трохимовский Ю.Г.* Модель радиотеплового излучения взволнованной водной поверхности // Исслед. Земли из космоса. 1997. № 1. С. 39–49.

* * *

Юрий Александрович Кравцов, доктор физико-математических наук, профессор кафедры общей и экспериментальной физики Московского педагогического государственного университета, зав. отделом “Космические исследования Земли как экологической системы” Института космических исследований РАН. Лауреат Государственной премии. Области научных интересов – теория волновых процессов, статистическая радиофизика, методы дистанционного зондирования Земли, оптика, акустика, радиолокация, нелинейная и хаотическая динамика. Автор более 270 научных работ, автор и соавтор 11 книг.