

Влияние подстилающей поверхности на точность дифференциальных радиометрических измерений профиля водяного пара в нижней тропосфере со спутников

В.В. Стерлядкин^{1,2}, Е.В. Пашинов¹, А.В. Кузьмин¹, Е.А. Шарков¹

¹ *Институт космических исследований РАН, Москва, 117997, Россия*

E-mail: sterlyadkin@mail.ru

² *Московский технологический университет, Москва, 119454, Россия*

Рассмотрены возможности дифференциального радиометрического метода измерения профиля водяного пара в полосе 22 ГГц со спутника. Рассчитан уровень дифференциальных сигналов и их избирательность по высоте. Показано, что высотная избирательность радиометрических каналов в полосе 183 ГГц, которые в настоящее время широко используются при спутниковом зондировании профиля влажности в тропосфере, невысока, особенно для нижнего слоя 0–4 км. Это приводит к низкой обусловленности системы интегральных уравнений, используемых при решении обратной задачи. Приведены весовые функции дифференциальных сигналов, которые имеют намного лучшую избирательность к нижним слоям тропосферы в интервале высот 0–4 км. Проведены оценки влияния неопределенности параметров взволнованной морской поверхности на точность дифференциальных методов. При 20% отклонения профиля влажности от стандартного отклик дифференциальных сигналов имеет масштаб около 1 К, в то время как вклады неопределенности данных по температуре, солёности и поверхностному волнению вместе дают погрешности на уровне 0,25 К. Это обусловлено дифференциальным принципом измерения сигналов и происходит за счет взаимного вычитания искажающих факторов на разных частотах. Данная особенность предложенных методов обеспечивает устойчивую сходимости решения обратной задачи и, по нашему мнению, позволяет использовать новые дифференциальные методы измерений в окрестности полосы 22 ГГц для восстановления профиля водяного пара в нижней тропосфере.

Ключевые слова: измерение излучения атмосферы, дистанционное зондирование, дифференциальные методы, водяной пар, радиометрические измерения, обратная задача, измерение влажности из космоса, подстилающая поверхность

Одобрена к печати: 07.07.2017

DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-5-268-277

Введение

Основной и самой сложной проблемой многоволновой спутниковой радиометрии является решение обратной задачи: переход от набора измеренной яркостной температуры $T_b(\lambda_i)$ к требуемым метеопараметрам. В настоящее время для восстановления профиля водяного пара в тропосфере в основном используются частоты вблизи полосы 183 ГГц (Gohil, Mathur, 2006; Weng, Zou, 2012). Примером могут служить два зондирующих микроволновых прибора SAPHIR (Sounder for Probing Vertical Profiles of Humidity) и ATMS (Advanced Technology Microwave Sounder), которые были запущены в 2011 г. Сенсор ATMS — американский прибор, установленный в настоящий момент на спутнике Suomi NPP. Для зондирования профиля влажности прибор имеет пять каналов вблизи линии 183 ГГц и канал на частоте 165,5 ГГц с хорошей чувствительностью. Такой набор, по утверждениям авторов, позволяет восстанавливать влажность в 5–6 атмосферных слоях (Weng, Zou, 2012). Сенсор SAPHIR — индийско-французский прибор, работающий на спутнике Megha-Tropiques. Прибор имеет набор из шести каналов вблизи линии 183 ГГц, что позволяет восстанавливать влажность в шести атмосферных слоях. Особенностью данной космической миссии является наклонение орбиты 20° (Gohil, Mathur, 2006). Авторы восстанавливают влажность в слоях 0,6–1,5 км и 2,0–2,6 км (Mathur et al., 2013; Sivira et al., 2015).

Однако недостатком измерений профиля водяного пара в окрестности полосы 183 ГГц стало обстоятельство, что эти частоты обладают невысокой чувствительностью к вариациям водяного пара в слое тропосферы от 0 до 3 км. Расчеты, проведенные для стандартной тропической атмосферы, показывают, что вклад слоя 0–1,6 км на всех каналах не превышает 5% от измеряемых величин, а вклад слоя 0–2,6 км — 14% (Стерлядкин и др., 2017). Следовательно, данные каналы практически не чувствуют изменение влажности в нижних слоях тропосферы на фоне сигнала от остальных слоев.

В наших более ранних работах для восстановления профиля водяного пара в тропосфере и стратосфере были предложены новые дифференциальные методы измерений в окрестности полосы поглощения водяного пара 22,235 ГГц (Стерлядкин, Косов, 2014; Стерлядкин, Шарков, 2014). В продолжение этих работ в статье (Стерлядкин и др., 2017) приведены дифференциальные методы восстановления профиля водяного пара в нижнем слое тропосферы (0–3 км). Дифференциальные ядра интегральных уравнений в этой полосе имеют хорошую высотную избирательность и информативность в слоях 0–1,5; 1–2,5 и 2–3,5 км, но при этом существенный вклад в измеряемую яркостную температуру дает подстилающая поверхность, параметры которой известны с определенными погрешностями. Дифференциальный характер измеряемых величин и выбор оптимальной геометрии зондирования и поляризации позволяют резко снизить влияние подстилающей поверхности, тем самым улучшить точность и устойчивость решения обратной задачи. В настоящей работе рассмотрен вклад естественной изменчивости и неопределенности параметров взволнованной морской поверхности на точность измерения дифференциальных радиометрических сигналов, которые являются исходными параметрами при решении обратной задачи. Проводятся численные оценки и обсуждается влияние температуры подстилающей поверхности, солености, ветрового напора и взволнованности на дифференциальные радиометрические сигналы в полосе 22 ГГц.

Весовые функции при дифференциальных измерениях в полосе 22 ГГц

В работе (Стерлядкин и др., 2017) рассмотрен метод оценки весовых функций, аналогичный методу, описанному в работе (Westwater, Schroeder, 1992). В подходе Вестводтера весовая функция $W(\nu, h)$ вводится как отклик $T_b(\nu)$ на изменение концентрации водяного пара $N(h)$ в некотором слое высот Δh , т.е. в виде второй производной $(\partial^2 T_b(\nu)) / (\partial N(h) \partial h)$. В рассмотренном нами подходе полагаем, что в качестве искомой переменной не следует использовать концентрацию водяного пара на различных высотах $N(h)$. Причина кроется в том, что данная величина будет говорить о вкладе, который дают в сигнал одинаковое число ΔN молекул, находящихся на разных высотах. Но стандартная концентрация водяного пара внизу в сотни раз выше, чем в верхних слоях, поэтому для корректной оценки чувствительности радиометрических измерений к концентрации водяного пара целесообразно использовать не $N(h)$, а относительное отклонение $N(h)$ от среднего или стандартного значения $N_{\text{ст}}(h)$, а именно: $n(h) = [N(h) - N_{\text{ст}}(h)] / N_{\text{ст}}(h)$. Этот параметр на всех высотах имеет одинаковый масштаб

изменений, поэтому, по нашему мнению, истинную избирательность сигнала к изменению влажности на той или иной высоте отражает весовая функция:

$$W(\nu, h) = \frac{\partial^2 T_b(\nu)}{\partial n(h) \partial h}. \quad (1)$$

На *рис. 1* представлены весовые функции $W(\nu, h)$, рассчитанные в работе (Стерлядкин и др., 2017) по формуле (1) для шести частотных каналов, которые используются в радиометрическом комплексе SAPHIR. *Рис. 1а* соответствует стандартной тропической атмосфере, интегральная влажность которой пропорционально уменьшена до 2,41 г/см². Очевидно, что для влажной стандартной тропической атмосферы (*рис. 1б*) весовые функции приподнимаются на большие высоты. Из *рис. 1* видно, что заштрихованные области, которые относятся к слоям 0–1,6 и 0–2,6 км, на 5-м и 6-м каналах составляют менее 14% от общего сигнала. Следовательно, каналы 5 и 6 практически не чувствуют изменение влажности в нижних слоях атмосферы на высотах 0–2,6 км на фоне вклада остальных высот.

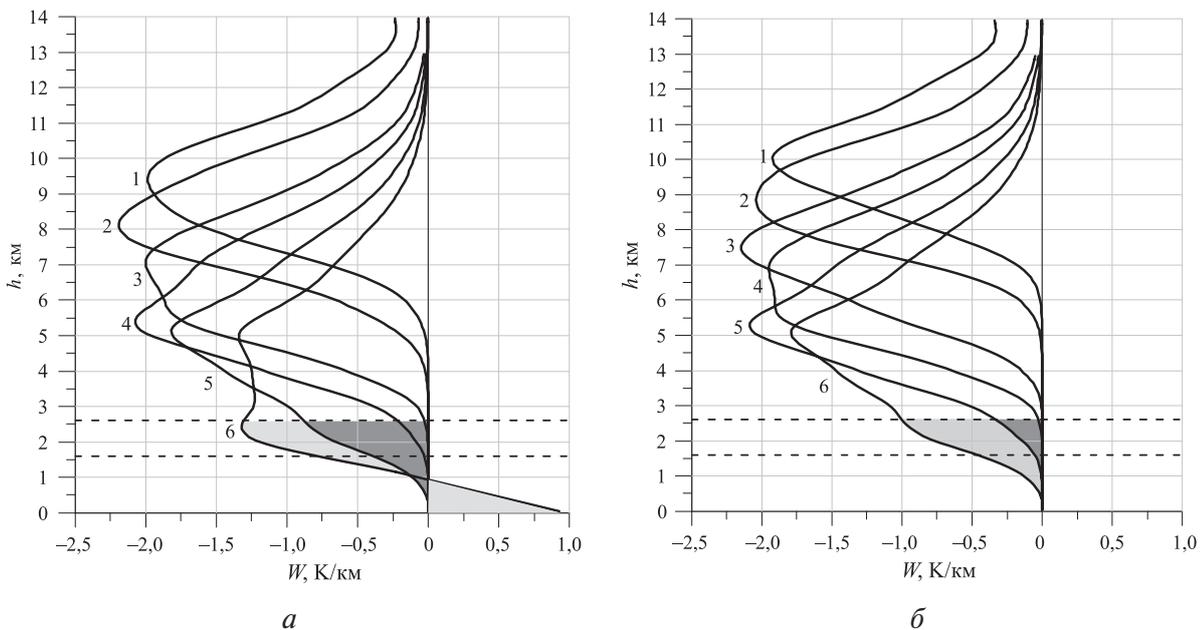


Рис. 1. Весовая функция $W(\nu, h)$ для шести каналов прибора SAPHIR Megha-Tropiques, рассчитанная по формуле (1), характеризует чувствительность $T_b(\nu)$ к изменению относительной влажности в тонком слое (вертикальная поляризация, угол падения 55°, температура поверхности 300 К): а) — стандартная тропическая атмосфера, интегральная влажность которой пропорционально уменьшена до 2,41 г/см²; б) — стандартная тропическая атмосфера, интегральная влажность 4,1 г/см² (Стерлядкин и др., 2017)

В работах (Стерлядкин, Косов, 2014; Стерлядкин, Шарков, 2014) предложен дифференциальный метод измерения профиля влажности с поверхности Земли. В этом методе информационной величиной является разность яркостных температур, регистрируемых на двух частотах $\Delta T_b(\nu_1, \nu_2) = T_b(\nu_2) - T_b(\nu_1)$. Весовые функции для дифференциального сигнала $\Delta T_b(\nu_1, \nu_2)$ определялись по аналогии с уравнением (1):

$$W(\nu_1, \nu_2, h) = \frac{\partial^2 [\Delta T_b(\nu_1, \nu_2)]}{\partial n \partial h}, \quad (2)$$

где ∂h по смыслу соответствует толщине слоя, в который вводится изменение относительной концентрации водяного пара n . Аналогичный подход был рассмотрен в работе (Стерлядкин и др., 2017) при решении задачи восстановления профиля водяного пара в тропосфере со спутника. Выбор пар частот ν_1, ν_2 для дифференциальных измерений в окрестности 22 ГГц проводился так, чтобы получить наилучшую избирательность $W(\nu_1, \nu_2, h)$ к тому или иному слою нижней тропосферы на участке 0–4 км.

На *рис. 2* представлены дифференциальные весовые функции $W(\nu_1, \nu_2, h)$, избирательность которых на нижних высотах, на наш взгляд, объективно выше, чем в каналах 183 ГГц (*рис. 1*) (Стерлядкин и др., 2017). Расчеты проводились для стандартной тропической атмосферы при следующих параметрах: угол падения — 45° , температура воздуха у поверхности — 300 К, влажность — $19,0 \text{ г/м}^3$, давление — 1013 мбар, интегральная влажность — $41,4 \text{ кг/м}^2$, температура поверхности — 300 К. Анализируя *рис. 2а*, можно оценить величину дифференциальных сигналов в кельвинах, а из нормированных графиков на *рис. 2б* наглядно видна избирательность разных частотных пар по высоте. На *рис. 2а* видно, что при изменении относительной концентрации водяного пара в слое 0–3 км всего на 20% ($\Delta n = 0,2$) дифференциальный отклик на первой паре частот составит 1,1 К. При этом 75% этого сигнала формируется за счет слоя 0–1,6 км. Аналогичное 20%-е изменение концентрации в слое 0–4 км даст дифференциальный отклик 0,7 и 0,8 К на второй и на третьей паре частот соответственно. Приведенные оценки демонстрируют масштаб дифференциальных сигналов, которые следует ожидать уже при 20%-м изменении концентрации водяного пара в нижних слоях.

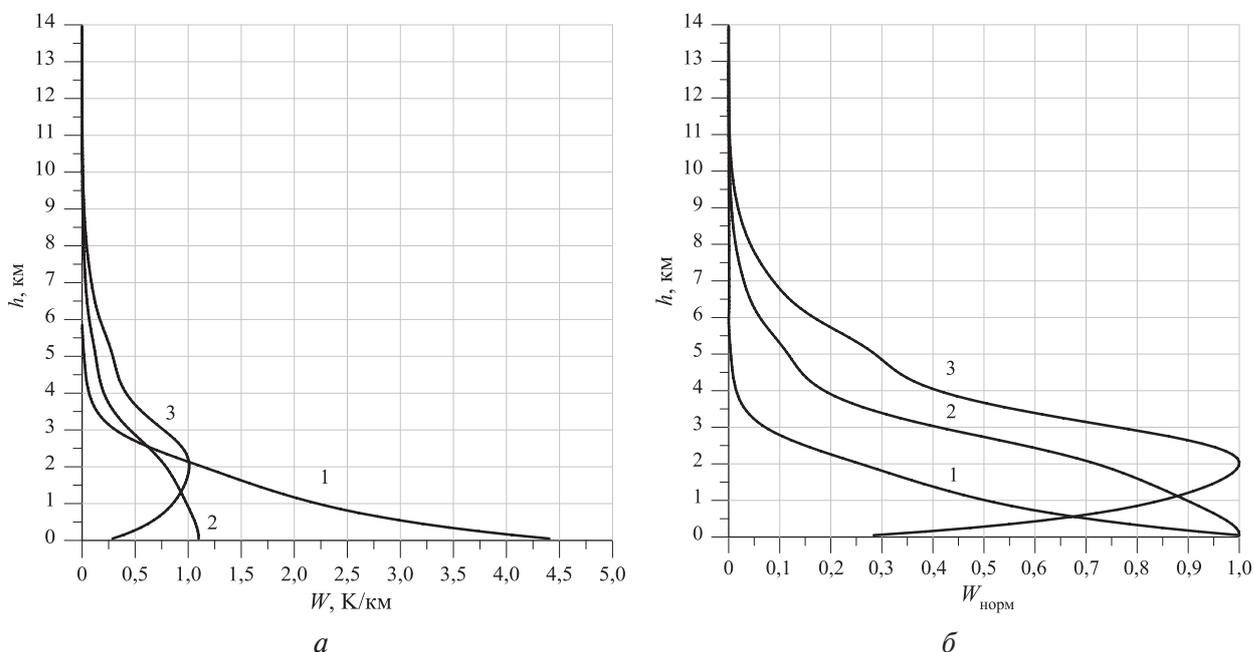


Рис. 2. Весовые функции $W(\nu_1, \nu_2, h)$ для дифференциальных радиометрических сигналов: 1 — $\nu_1 = 19,0 \text{ ГГц}$, $\nu_2 = 27,0 \text{ ГГц}$; 2 — $\nu_1 = 26,0 \text{ ГГц}$, $\nu_2 = 27,0 \text{ ГГц}$; 3 — $\nu_1 = 24,2 \text{ ГГц}$, $\nu_2 = 25,2 \text{ ГГц}$; а) — ненормированные весовые функции; б) — нормированные. Стандартная тропическая атмосфера

Форма весовых функций является несомненным достоинством предложенного метода, однако частотный диапазон 22 ГГц обладает тем недостатком, что существенный вклад

в измеряемые яркостные температуры дает подстилающая поверхность, параметры которой известны с определенными погрешностями. Дифференциальный характер измеряемых величин и выбор оптимальной геометрии зондирования и поляризации позволяют снизить влияние подстилающей поверхности, тем самым улучшить точность и устойчивость решения обратной задачи. Однако остается вопрос: а не окажется ли, что неопределенность или погрешности измерений параметров подстилающей поверхности и их влияние на измеряемые яркостные температуры будут настолько велики, что устойчивое решение обратной задачи станет невозможным? Ниже мы постараемся ответить на данные вопросы.

Влияние неопределенности параметров подстилающей поверхности на дифференциальные измерения

Решение обратной задачи восстановления профиля водяного пара в тропосфере опирается на известные или измеренные параметры подстилающей поверхности. Будем полагать, что из независимых измерений (не связанных с восстановлением профиля водяного пара) нам известна температура подстилающей поверхности T_s с некоторой случайной погрешностью δT_s , которая для независимых измерений составляет масштаб $\delta T_s = 1$ К. Аналогичным образом известна соленость воды S с точностью до $\delta S = 1\%$, а также скорость приводного ветра U с точностью $\delta U = 3$ м/с. Рассмотрим по очереди влияние неопределенности или погрешности каждого из перечисленных параметров подстилающей поверхности на точность измерения дифференциального радиометрического сигнала.

Оценим *влияние температуры подстилающей поверхности T_s* для гладкой поверхности и для угла падения $\theta = 50^\circ$. В качестве модели для расчета диэлектрической проницаемости морской воды взята модель (Klein, Swift, 1977), модель поглощения атмосферы основана на подходе Розенкранца (Rosenkranz, 1998), параметры атмосферы соответствуют стандартной тропической атмосфере US Standard atmosphere. Изменение яркостной температуры, регистрируемой на спутнике, для описанной модели за счет изменения температуры подстилающей поверхности можно описать первой производной $(\partial T_b / \partial T_s)$, значение которой для частоты $\nu_1 = 19$ ГГц составляет: $(\partial T_b / \partial T_s)_{\nu_1} = 0,31$ К, а для частоты $\nu_2 = 27$ ГГц — $(\partial T_b / \partial T_s)_{\nu_2} = 0,19$ К. Поскольку при дифференциальных измерениях используется разность яркостных температур на заданных частотах, то изменение дифференциального сигнала за счет температуры подстилающей поверхности в первом приближении можно оценить второй производной:

$$\overline{\left[\frac{\partial^2 T_b}{\partial T_s \partial \nu} \right]} \cong \frac{(\partial T_b / \partial T_s)_{\nu_2} - (\partial T_b / \partial T_s)_{\nu_1}}{\nu_2 - \nu_1} = 0,015 \text{ К / К} \cdot \text{ГГц},$$

где черта над второй производной означает усреднение по частотному диапазону $(\nu_1 \dots \nu_2)$. Очевидно, что погрешность дифференциальных радиометрических измерений за счет неопределенности или ошибок определения температуры подстилающей поверхности можно оценить соотношением:

$$\delta [\Delta T_b(v_1, v_2)]_{T_s} = \left[\frac{\partial^2 T_b}{\partial T_s \partial v} \right] \delta T_s \Delta v,$$

где δT_s — погрешность измерения температуры подстилающей поверхности; Δv — разность частот в заданной дифференциальной паре. Как видно на *рис. 2*, наибольшее значение разности частот $\Delta v = 8$ ГГц имеет первая дифференциальная пара частот (19 и 27 ГГц). Для второй (26,0 и 27,0 ГГц) и третьей дифференциальной пары (24,2 и 25,2 ГГц) разность частот: $\Delta v = 1$ ГГц. При заданной погрешности данных о температуре подстилающей поверхности $\delta T_s = 1$ К и $\Delta v = 1$ ГГц точность дифференциальных измерений составит: $\delta [\Delta T_b(v_1, v_2)]_{T_s} = 0,015$ К, что существенно меньше, чем масштаб сигналов во втором и третьем дифференциальном канале. Напомним, что этот масштаб для 2-го и 3-го каналов составляет 0,7–0,8 К. Для 1-го дифференциального канала погрешность в дифференциальном сигнале: $\delta [\Delta T_b(v_1, v_2)]_{T_s} = 0,12$ К, однако и величина дифференциального сигнала в первом канале выше, чем в остальных двух каналах ($\Delta T_b(19,27) \approx 1,1$ К при 20%-м отклонении влажности от стандартного профиля). Таким образом, масштаб погрешности, вызванной неточным определением температуры подстилающей поверхности, в 9–20 раз меньше, чем масштаб измеряемых дифференциальных яркостных температур.

Влияние неопределенности солености морской воды на точность дифференциальных радиометрических методов оценим аналогичным образом: $(\partial T_b / \partial S)_{v_1} = -0,0046$ на частоте $v_1 = 19$ ГГц и $(\partial T_b / \partial S)_{v_2} = -0,0077$ на частоте $v_2 = 27$ ГГц. Соленость S является стабильным параметром, который известен с точностью не хуже $\delta S = 1\%$. Для дифференциальных радиометрических измерений влияние солености можно представить в виде:

$$\delta [\Delta T_b(v_1, v_2)]_S = \left[\frac{\partial^2 T_b}{\partial S \partial v} \right] \partial S \Delta v.$$

При самом большом разнесении частот канала с параметрами: $\Delta v = 8$ ГГц и $\delta S = 1\%$ величина $\delta [\Delta T_b(v_1, v_2)]_S = 0,03$ К. Это означает, что влиянием неточности определения солености на дифференциальный радиометрический метод восстановления профиля водяного пара в атмосфере можно пренебречь.

Наиболее сложным является **учет неопределенности волнения** на точность дифференциальных измерений. Для проведения таких оценок используем экспериментальные зависимости изменения коэффициента излучения морской поверхности при изменении скорости ветра от 0 до 10 м/с, представленные в работах (Кутуза, Данилычев, Яковлев, 2016; Sasaki et al., 1987). Угол падения: $\theta = 50^\circ$.

Из *рис. 3* следует, что при вертикальной поляризации для $v_1 = 10$ ГГц приращение коэффициента излучения: $(\Delta \chi)_{v_1} = 0,006$, а для $v_2 = 30$ ГГц — $(\Delta \chi)_{v_2} = 0,009$. Отсюда можно провести оценку средней величины второй производной:

$$\frac{\partial^2 \chi}{\partial U \partial v} \equiv \frac{(\Delta \chi_2 - \Delta \chi_1)}{\Delta U \Delta v} = 1,5 \cdot 10^{-5} (\text{ГГц} \cdot \text{м/с})^{-1}.$$

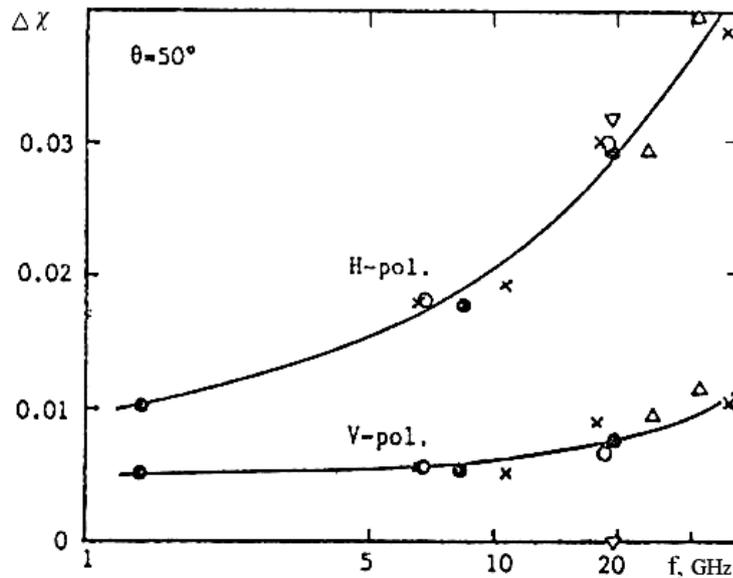


Рис. 3. Зависимость приращения коэффициента излучения морской поверхности $\Delta\chi$ при изменении скорости ветра от 0 до 10 м/с (Sasaki et al., 1987)

На основе полученной оценки нетрудно рассчитать вклад неопределенности или неточности данных о приземном ветре δU на дифференциальные радиометрические измерения. Полагая, что априорное значение скорости приводного ветра известно с погрешностью $\delta U = 3$ м/с, для первого дифференциального канала получим погрешность измерения яркостной температуры, обусловленную волнением:

$$\partial[\Delta T_b(v_1, v_2)]_U = \left[\frac{\partial^2 \chi}{\partial U \partial v} \right] (T_s - T_{b\downarrow}) \delta U \Delta v,$$

где T_s — термодинамическая температура морской поверхности; $T_{b\downarrow}$ — яркостная температура нисходящего излучения атмосферы. Здесь учтено, что в первом приближении $\partial T_b(v) = \partial \chi (T_s - T_{b\downarrow})$. Оценивая величины $(T_s - T_{b\downarrow}) = 250$ К, $\delta U = 3$ м/с и $\Delta v = 8$ ГГц, получим для погрешности измерения радиояркостной температуры за счет волнения: $\partial[\Delta T_b(v_1, v_2)]_U = 0,09$ К. Очевидно, что для 2-го и 3-го дифференциального канала при $\Delta v = 1$ ГГц данная оценка уменьшится до 0,01 К.

Второй способ оценки влияния ветра на дифференциальные радиометрические измерения заключается в использовании чувствительности радиояркостной температуры к изменению величины приводного ветра при угле зондирования 55° (рис. 4) заимствованный из работы (Кутуза, Данилычев, Яковлев, 2016).

Для вертикальной поляризации можно оценить среднее значение второй частной производной, используя следующее приближение:

$$\left[\frac{\partial^2 T_b}{\partial U \partial v} \right] = \frac{\frac{\partial T_b}{\partial U} \Big|_{v_2} - \frac{\partial T_b}{\partial U} \Big|_{v_1}}{v_1 - v_2}.$$

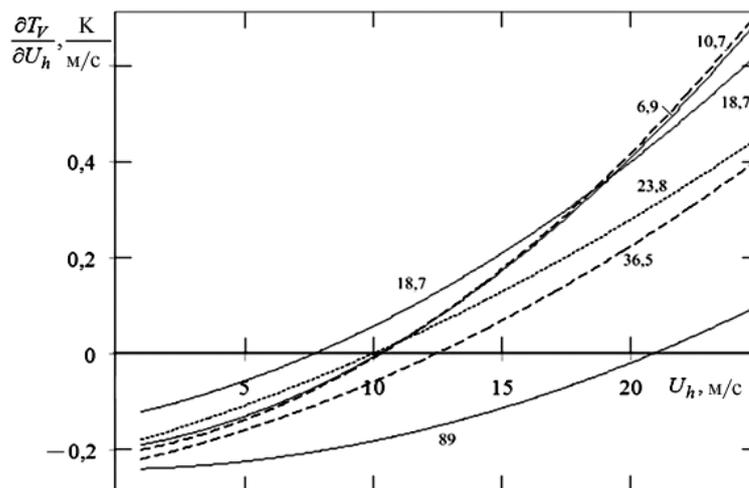


Рис. 4. Чувствительности радиояростной температуры к изменению величины приводного ветра при вертикальной поляризации и угле зондирования $\theta = 55^\circ$. Значения частот указаны на графиках (Кутуза и др., 2016)

Средняя величина числителя в данном выражении для пары частот 18,7 и 36,5 ГГц по данным графика составляет 0,12 К/м/с, откуда получаем следующую оценку:

$\left[\frac{\partial^2 T_b}{\partial U \partial \nu} \right] = 7 \cdot 10^{-3} \text{ К} / (\text{ГГц} \cdot \text{м/с})$. Результирующую погрешность за счет неопределенности данных о скорости приводного ветра для заданной разности частот в дифференциальном методе оценим по формуле:

$$\delta[\Delta T_b(\nu_1, \nu_2)]_U = \left[\frac{\partial^2 T_b}{\partial U \partial \nu} \right] \delta U \Delta \nu.$$

Для первого дифференциального канала при $\Delta \nu = 8$ ГГц и величине $\delta U = 3$ м/с, получим: $\delta[\Delta T_b(\nu_1, \nu_2)]_U = 0,17$ К, а для 2-го и 3-го дифференциального канала при $\Delta \nu = 1$ ГГц погрешность составляет: $\delta[\Delta T_b(\nu_1, \nu_2)]_U = 0,02$ К. При данном способе оценки влияния неопределенности ветровых характеристик на дифференциальный метод радиометрических измерений погрешности получились несколько выше, чем в первом способе оценки.

Учитывая неопределенности или погрешности всех трех параметров подстилающей поверхности: температуры поверхности T_s , солености S и скорости приводного ветра U , получим общую погрешность измерений (или расчета) для дифференциальных радиометрических сигналов:

$$\delta[\Delta T_b(19,27)] = \left\{ \delta[\Delta T_b(19,27)]_U^2 + \delta[\Delta T_b(19,27)]_S^2 + \delta[\Delta T_b(19,27)]_{T_s}^2 \right\}^{0,5} = 0,21 \text{ К}.$$

Аналогичные оценки для второго и третьего дифференциального канала дают величину погрешности: $\delta[\Delta T_b(\nu_1, \nu_2)] = 0,03$ К.

Полученные оценки погрешности измерений, вызванные неопределенностью данных о подстилающей поверхности, даже в самом неблагоприятном случае не превышают 21%-го

уровня от измеряемых дифференциальных радиометрических сигналов. Это обусловлено дифференциальным принципом измерения сигналов и происходит за счет взаимного вычитания искажающих факторов на разных частотах. Данная особенность предложенных методов обеспечивает устойчивую сходимость решения обратной задачи и, по нашему мнению, позволяет использовать новые дифференциальные методы измерений в окрестности полосы 22 ГГц для восстановления профиля водяного пара в нижней тропосфере.

Литература

1. Кутуза Б.Г., Данилычев М.В., Яковлев О.И. Спутниковый мониторинг Земли: Микроволновая радиометрия атмосферы и поверхности. М.: ЛЕНАЛЕНД, 2016. 336 с.
2. Стерлядкин В.В., Косов А.С. Определение вертикального профиля водяного пара в атмосфере до 80 км по радиопросвечиванию трассы спутник-земля // Исследование Земли из космоса. 2014. № 3. С. 14–24.
3. Стерлядкин В.В., Пашинов Е.В., Кузьмин А.В., Шарков Е.А. Дифференциальные радиотепловые методы восстановления профиля влажности атмосферы с борта космических аппаратов // Исследование Земли из космоса. 2017. № 2. С. 64–76.
4. Стерлядкин В.В., Шарков Е.А. Дифференциальные радиотепловые методы определения вертикального профиля водяного пара в тропосфере и стратосфере Земли // Исследование Земли из космоса. 2014. № 5. С. 15–28.
5. Gohil B.S., Mathur A.K. Atmospheric humidity profile retrieval algorithms for Megha-Tropiques SAPHIR: a simulation study and analysis of AMSU-B data // Remote Sensing of the Atmosphere and Clouds: Proc. SPIE. 2006. Vol. 6408. P. 640803-1–640803-9.
6. Klein A., Swift C. An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies // IEEE Trans. Antennas and Propagation. 1977. Vol. 25. No. 1. P. 104–111.
7. Mathur A.K., Gangwar R.K., Gohil B.S., Sanjib K.D., Prashant Kumar, Munn V. Shukla, Simon B., Pal P.K. Humidity profile retrieval from SAPHIR on-board the Megha-Tropiques // Current Science. 2013. Vol. 104. No. 12. P. 1650–1655.
8. Rosenkranz P.W. Water vapor microwave continuum absorption: A comparison of measurements and models // Radio Sciences. 1998. No. 33 (4). P. 919–928.
9. Sasaki Y., Asanuma I., Muneyama K., Naito G., Suzuki T. The dependence of sea-surface microwave emission on wind speed, frequency, incidence angle, and polarization over the frequency range from 1 to 49 GHz // IEEE Trans. Geosciences Remote Sensing. 1987. Vol. GE-25. No. 2. P. 138.
10. Sivira R.G., Brogniez H., Mallet C., Oussar Y. A layer-averaged relative humidity profile retrieval for microwave observations: design and results for the Megha-Tropiques payload // Atmospheric Measurement Techniques. 2015. No. 8. P. 1055–1071.
11. Weng F., Zou X. Introduction to Suomi national polar-orbiting partnership advanced technology microwave sounder for numerical weather prediction and tropical cyclone applications // J. Geophysical Research. 2012. No. 117. P. 2156–2202.
12. Westwater E.R., Schroeder J.A. Guide to microwave weighting function calculations // NOAA Technical Memorandum. ERL WPL-225. 1992.

Influence of the underlying surface on the accuracy of satellite differential radiometric measurements of water vapor profile in the lower troposphere

V.V. Sterlyadkin^{1,2}, E.V. Pashinov¹, A.V. Kuzmin¹, E.A. Sharkov¹

¹ Space Research Institute RAS, Moscow, Russia

² Moscow Technology University, Moscow, Russia

The possibilities of a differential radiometry method for measuring water vapor profile in the 22 GHz band from a satellite are considered. The level of differential signals and their height selectivity are calculated. It is shown that the altitude selectivity of radiometric channels in the 183 GHz band, which are now widely used for satellite sounding of

the humidity profile in the troposphere, is low, especially for the lower layer 0–4 km. This leads to low conditionality of the system of integral equations used in solving the inverse problem. The weighting functions of the differential signals, which have much better selectivity to the lower layers of the troposphere in the altitude interval 0–4 km are given. An estimation of the influence of uncertainty in the parameters of rough sea surface on the accuracy of differential methods is carried out. With a 20% deviation of the humidity profile from the standard, the response of the differential signals has a scale of about 1 K, while the uncertainty contributions of the temperature, salinity and surface wave data together make errors at a level of 0.25 K. This is due to the differential principle of measuring signals and is due to mutual subtraction of distorting factors at different frequencies. This feature of the proposed methods ensures stable convergence of the solution of the inverse problem and, in our opinion, allows us to use new differential measurement methods in the vicinity of the 22 GHz band to reconstruct the water vapor profile in the lower troposphere.

Keywords: measurement of atmospheric radiation, remote sensing, differential methods, water vapor, radiometric measurements, inverse problem, measurement of humidity from space, underlying surface

Accepted: 07.07.2017

DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-5-268-277

References

1. Kutuza B.G., Danilychev M.V., Yakovlev O.I., *Sputnikovyi monitoring Zemli: Mikrovolnovaya radiometriya atmosfery i poverkhnosti* (Satellite Earth monitoring. Microwave radiometry of atmosphere and surface), Moscow: LE-NALEND, 2016, 336 p.
2. Sterlyadkin V.V., Kosov A.S., Opređenje vertikal'nogo profilya vodyanogo para v atmosfere do 80 km po radio-prosvechivaniyu trassy sputnik-zemlya (Determination of the vertical profile of water vapor in the atmosphere up to 80 km by radio transmission of the satellite-earth route), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2014, No. 3, pp. 14–24.
3. Sterlyadkin V.V., Pashinov E.V., Kuzmin A.V., Sharkov E.A., Differentsial'nye radioteplovye metody vosstanovleniya profilya vlazhnosti atmosfery s borta kosmicheskikh apparatov (Differential radiothermal methods for reconstructing the atmospheric moisture profile from spacecraft), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2017, No. 2, pp. 64–76.
4. Sterlyadkin V.V., Sharkov E.A., Differentsial'nye radioteplovye metody opredeleniya vertikal'nogo profilya vodyanogo para v troposfere i stratosfere Zemli (Differential radiothermal methods for determining the vertical profile of water vapor in the troposphere and stratosphere of the Earth), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2014, No. 5, pp. 15–28.
5. Gohil B.S., Mathur A.K., Atmospheric humidity profile retrieval algorithms for Megha-Tropiques SAPHIR: a simulation study and analysis of AMSU-B data, *Remote Sensing of the Atmosphere and Clouds: Proc. SPIE*, 2006, Vol. 6408, pp. 640803-1–640803-9.
6. Klein A., Swift C., An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies, *IEEE Trans. Antennas and Propagation*, 1977, Vol. 25, No. 1, pp. 104–111.
7. Mathur A.K., Gangwar R.K., Gohil B.S., Sanjib K.D., Prashant Kumar, Munn V. Shukla, Simon B., Pal P.K., Humidity profile retrieval from SAPHIR on-board the Megha-Tropiques, *Current Science*, 2013, Vol. 104, No. 12, pp. 1650–1655.
8. Rosenkranz P.W., Water vapor microwave continuum absorption: A comparison of measurements and models, *Radio Sciences*, 1998, No. 33 (4), pp. 919–928.
9. Sasaki Y., Asanuma I., Muneyama K., Naito G., Suzuki T., The dependence of sea-surface microwave emission on wind speed, frequency, incidence angle, and polarization over the frequency range from 1 to 49 GHz, *IEEE Trans. Geosciences Remote Sensing*, 1987, Vol. GE-25, No. 2, pp. 138.
10. Sivira R.G., Brogniez H., Mallet C., Oussar Y., A layer-averaged relative humidity profile retrieval for microwave observations: design and results for the Megha-Tropiques payload, *Atmospheric Measurement Techniques*, 2015, No. 8, pp. 1055–1071.
11. Weng F., Zou X., Introduction to Suomi national polar-orbiting partnership advanced technology microwave sounder for numerical weather prediction and tropical cyclone applications, *J. Geophysical Research*, 2012, No. 117, pp. 2156–2202.
12. Westwater E.R., Schroeder J.A., Guide to microwave weighting function calculations, *NOAA Technical Memorandum*, ERL WPL-225, 1992.