

О возможности выделения параметров фронтальных облачных образований при дистанционном зондировании над поверхностью суши

А. В. Антонов, Ю. М. Герасимов, Н. В. Руженцев, В. П. Чурилов

Радиоастрономический институт НАН Украины
310002, Украина, Харьков, ул. Краснознаменная, 4
E-mail: antonov@rian.kharkov.ua

Статья поступила в редакцию 9 сентября 1999 г., после переработки 27 октября 1999 г.

Рассмотрен один из возможных подходов к выделению пространственной структуры облачных образований и определению их интегрального коэффициента поглощения по радиометрическим наблюдениям в 3-мм диапазоне радиоволн с аэрокосмических носителей над поверхностью суши с радиояркостным контрастом.

Розглянуто один із можливих підходів до виділення просторової структури хмарових утворень та визначення їх інтегрального коефіцієнта поглинання за радіометричними спостереженнями у 3-мм діапазоні радіохвиль з аерокосмічних носіїв над поверхнею суші з радіояскравісним контрастом.

Введение

Совершенствование методов дистанционного зондирования (ДЗ) физических параметров атмосферы имеет важное значение для развития метеорологии, климатологии и позволяет более точно прогнозировать и контролировать хозяйственную деятельность. Существующие в настоящее время радиометрические методы ДЗ с аэрокосмических платформ позволяют по наблюдаемой в микроволновом диапазоне яркостной температуре излучения определять пространственную структуру облачных образований и ключевой радиофизический параметр атмосферы – интегральный коэффициент поглощения γ , однозначно связанный с водо- и влагозапасом облачных образований. Однако нахождение этих параметров возможно только над поверхностью с малым пространственным градиентом яркостной температуры подстилающей поверхности T_n , например, над морями и океанами [1]. При ДЗ над поверхностью суши – над основными регионами человеческой деятельности данные методы неэффективны, поскольку радиометрические данные содержат радиояркостный контраст земных ландшафтов, на фоне которого выделение γ и пространственных параметров облачных образований является проблематичным в силу многообразия и нестабильности излучающих свойств суши, а также высоких (относительно воды) значений коэффициента излучения. Предлагаемый способ обработки радиометрических данных ДЗ дает возможность определять основные параметры облачных образований не только над морями и океанами, но и над земными ландшафтами с различным радиояркостным контрастом. Суть метода заключается в следующем. Во-первых, при

определении пространственных вариаций γ , возникающих при сканировании облачных образований, учитывается инвертирование знака соответствующих вариаций антенной температуры T_a при наблюдении над земными ландшафтами, когда значения яркостной температуры подстилающей поверхности T_n переходят через значение средней температуры облачных образований T_c . Во-вторых, на основании радиометрических наблюдений фронтальных облачных образований [2] и вертолетных наблюдений земных ландшафтов в 3-мм диапазоне радиоволн [3], показывающих, что пространственный градиент T_n ландшафтов значительно превышает пространственный градиент γ фронтальных облачных образований, выделяются границы однородных участков подстилающей поверхности. В-третьих, проводится операция привязки значений T_a над однородными участками суши с различными величинами T_n к значениям, которые соответствуют некоторой произвольно заданной однородной подстилающей поверхности. В результате выполнения данных процедур интегральный коэффициент поглощения γ облачных образований находится по значениям T_a , пересчитанным к однородной подстилающей поверхности. По найденным вариациям γ определяются пространственные параметры облачных образований.

Основные соотношения

Рассмотрим радиометрическую систему в состоянии термодинамического равновесия, полагая, что ее антенная температура определяется излучением, принимаемым главным лу-

чом диаграммы направленности антенны. Вклад в величину T_a дает излучение наблюдаемой подстилающей поверхности с яркостной температурой $T_n = \chi T_0$, (χ и T_0 соответственно коэффициент излучения поверхности в наблюдаемом частотном диапазоне и ее термодинамическая температура), ослабленное толщиной атмосферы с интегральным коэффициентом поглощения γ . Кроме того, в направлении радиометра приходит собственное излучение толщи атмосферы со средней эквивалентной температурой T_c , дающее вклад $T_c(1 - e^{-\gamma})$ [4]. Это излучение, направленное к земле, отражается от подстилающей поверхности с коэффициентом отражения $(1 - \chi)$ и возвращается к радиометру через ту же поглощающую толщу атмосферы, давая вклад в T_a , равный $(1 - \chi)T_c(1 - e^{-\gamma})e^{-\gamma}$. Таким образом,

$$T_a = \chi T_0 e^{-\gamma} + T_c(1 - e^{-\gamma}) + (1 - \chi)T_c(1 - e^{-\gamma})e^{-\gamma}. \quad (1)$$

Преобразуем (1) к более удобному виду:

$$T_a = T_c - (T_0 - T_n) \frac{T_c}{T_0} \left[1 - \frac{T_n}{T_c} \frac{(T_0 - T_c)}{(T_0 - T_n)} e^{\gamma} \right] e^{-2\gamma}. \quad (2)$$

Анализ выражения (2) показывает, что вариации T_a от изменения γ вдоль трассы наблюдений могут быть синфазными либо противофазными в зависимости от соотношения T_n/T_c . Из условия $dT_a/d\gamma = 0$ определим пороговую антенную температуру $T_{пор}$, которая соответствует инвертированию зависимости T_a от γ . Используя (2), можно получить:

$$T_{пор} = T_c + \frac{T_0 - T_c}{2} e^{-\gamma} \frac{2T_c e^{-\gamma}}{2T_c e^{-\gamma} + (T_0 - T_c)}. \quad (3)$$

По данным работ [2,3], в реальных условиях летних наблюдений в 3-мм диапазоне радиоволн $2T_c e^{-\gamma} \gg (T_0 - T_c)$, а значение $\frac{T_0 - T_c}{2} e^{-\gamma}$ не превышает $1 \div 2$ К. Преобразуя (3) в соответствии с этими условиями, можно записать:

$$T_{пор} = T_c + \frac{T_0 - T_c}{2} e^{-\gamma} \approx T_c + (1 \div 2 \text{ К}). \quad (4)$$

Значение $T_{пор}$ хорошо контролируется величиной T_c . Следовательно, метеорологические

данные о величине T_c в районе наблюдений позволяют найти пороговую антенную температуру радиометрических наблюдений, превышение которой соответствует инвертированию вариаций T_a при вариациях γ в облачных образованиях. Тогда можно преобразовать весь ансамбль текущих измерений T_a так, чтобы зависимость вариаций T_a от изменений γ была синфазной. Для этого все значения $T_a > T_{пор}$ необходимо проинвертировать, преобразуя в значения T_{ai} в соответствии с выражением

$$T_{ai} = 2T_{пор} - T_a \quad (5)$$

В результате получаем новый ансамбль радиометрических измерений T'_a , который образован текущими значениями T_a при $T_a < T_{пор}$ и T_{ai} при $T_a > T_{пор}$.

Измеряемые приращения антенной температуры над пороговой ΔT_a равны: $\Delta T_a = T_{пор} - T'_a$. Отсюда, с учетом выражений (2), (4) и (5), можно вывести значение параметра γ :

$$\gamma = -\frac{1}{2} \ln \frac{\Delta T_a}{T_0 - T_n} + \frac{1}{2} \ln \frac{T_c}{T_0} + \frac{1}{2} \ln \left[1 - \frac{T_0 - T_c}{2T_c} \left(1 - \frac{T_n}{T_0 - T_n} \right) e^{\gamma} \right]. \quad (6)$$

Первое слагаемое в правой части выражения (6) показывает маскирующую роль радиояркостного контраста $T_0 - T_n$ вдоль трассы наблюдений в определении γ по измерениям ΔT_a . Свяжем радиояркостный контраст в формуле (6) с коэффициентом излучения χ и получим более наглядное выражение:

$$\gamma = -\frac{1}{2} \ln \frac{\Delta T_a}{T_c} + \frac{1}{2} \ln(1 - \chi) + \frac{1}{2} \ln \left[1 - \frac{T_0 - T_c}{2T_c} \left(1 - \frac{\chi}{1 - \chi} \right) e^{\gamma} \right]. \quad (7)$$

Для значений коэффициента излучения $\chi < 0.95$ последним слагаемым в выражении (7) можно пренебречь и записать:

$$\gamma = -\frac{1}{2} \ln \frac{\Delta T_a}{T_c} + \frac{1}{2} \ln(1 - \chi). \quad (8)$$

При наблюдениях над однородной подстилающей поверхностью с известным значением χ , на-

пример, над морской поверхностью, измерения ΔT_a позволяют найти значения γ и по ним, при двумерном сканировании, выделить структуру облачных образований, определить их водо- и влагозапас, а также влагозапас всей толщи атмосферы. Если же коэффициент χ однородной подстилающей поверхности неизвестен, то полного значения γ найти не удастся. Однако вариации измеряемой величины ΔT_a вдоль трассы наблюдений оказываются однозначно связанными с вариациями интегрального коэффициента поглощения $\delta\gamma$ в сечении облачных образований, поскольку составляющая $0.5 \ln(1-\chi)$ в (8) является постоянной величиной. Следовательно, и в случае неизвестного χ при двумерном сканировании по найденным значениям $\delta\gamma$ можно определить структуру облачных образований, их водо- и влагозапас на трассе наблюдений. Хотя полного значения γ найти при этом не удастся, но при наблюдениях фронтальных облачных образований измеряемые значения $\delta\gamma$ определяют основное содержание водо- и влагозапаса атмосферы.

При наблюдениях над земными ландшафтами изменение χ вдоль трассы делают невозможным выделение величины γ . Однако если в наблюдаемом сечении выделить границы однородных участков земных ландшафтов, то можно устранить радиояркостный контраст, существующий на границе участков, и измерениям ΔT_a поставить в соответствие значения, наблюдаемые над некоторой псевдооднородной поверхностью. Для выделения границ используется градиентный метод. Пространственный градиент $\ln(\Delta T_a/T_c)$ связан с пространственным градиентом γ и градиентом параметра $\ln(1-\chi)$ на границах однородных образований. Согласно наземным зенитным наблюдениям, проведенным в радиодиапазоне на длине волны 3 мм, максимальные значения пространственного градиента γ при прохождении атмосферных фронтов не превышают 0.3 Нп/км [2]. В то же время, вертолетные наблюдения радиояркостных контрастов земных покровов в том же радиодиапазоне дают более высокий градиент $\ln(1-\chi)$ на границах ландшафтов [3]. Следовательно, по величине градиента изменений текущих значений $\ln(\Delta T_a/T_c)$, превышающих 0.3 Нп/км, можно выделить границы, а по ним – участки наблюдений над однородной земной поверхностью. После этого возможна процедура привязки значения $\ln(1-\chi)$ на каждом однородном участке трассы к любому изначально заданному уровню коэффициента отражения путем коррекции величины $\ln(\Delta T_a/T_c)$ над этим участком поверхности на значение скачка величины $\ln(1-\chi)$, выделенного на границе участка.

Таким образом, скорректированные текущие значения $\ln(\Delta T_a/T_c)$ будут соответствовать наблюдению над псевдооднородной подстилающей поверхностью, а их вариации, как указано выше, будут связаны с вариациями γ при сечении облачных образований, определяя их параметры.

Для нахождения полного значения γ и связанного с ним влагозапаса атмосферы на трассе наблюдений должны иметься участки поверхности с известным значением χ , например, водная поверхность, что позволяет привязать к ним всю псевдооднородную поверхность.

При наблюдениях над участками суши, имеющими $\chi > 0.95$, последним членом выражения (7) пренебречь нельзя, поскольку он уменьшает вычисляемое значение $\delta\gamma$. В предельном случае, когда $\chi \approx 1$, соотношение (7) принимает вид: $\gamma = -\ln(2\Delta T_a/(T_0 - T_c))$. Отсюда следует, что вычисляемые значения γ оказываются заниженными в два раза. Однако появление таких областей соответствует резкому снижению приращения антенной температуры над пороговой ΔT_a , по величине которого возможна корректировка и более точное восстановление параметра $\delta\gamma$.

Численное моделирование

Для демонстрации возможности выделения параметров фронтальных облачных образований по данным радиометрических наблюдений в 3-мм диапазоне радиоволн, проводимых на аэрокосмических носителях над поверхностью суши с различными ландшафтами, выполнено соответствующее численное моделирование. На базе статистических данных [2] была рассчитана предельная на рис. 1 в координатах X и Y модель поля радиояркостной температуры T_n подстилающей поверхности сельскохозяйственного ландшафта размером 50×50 км², включающего водную поверхность. Значения радиояркостных температур T_n определяются приведенной шкалой температур. На рис. 2 изображена пространственная структура интегрального коэффициента поглощения фронтальных облачных образований на той же площади. Вариации γ близки к реальным условиям и заданы в пределах от 0.35 до 0.98 Нп. Значения вариаций γ определяются приведенной шкалой. Рассчитанное результирующее поле антенных температур радиометра T_a при $T_c = 0.96T_0$ и $T_0 = 295$ К системы зем+ля – атмосфера приведено на рис. 3. При этом полагалось, что ширина диаграммы направленности антенны радиометра позволяет разрешить минимальный пространственный размер поверхностных неоднородностей. На рис. 4 показаны сканы

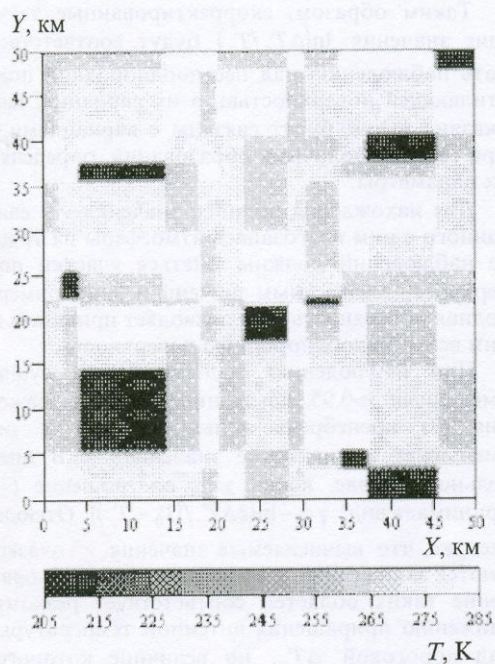


Рис. 1. Поле радиояркой температуры T_n сельскохозяйственного ландшафта ($50 \times 50 \text{ км}^2$)

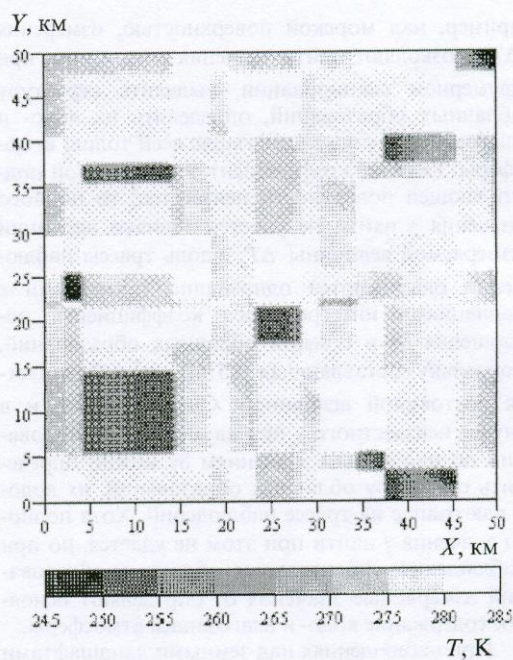


Рис. 3. Поле антенной температуры T_a системы земля – облачная атмосфера ($50 \times 50 \text{ км}^2$)

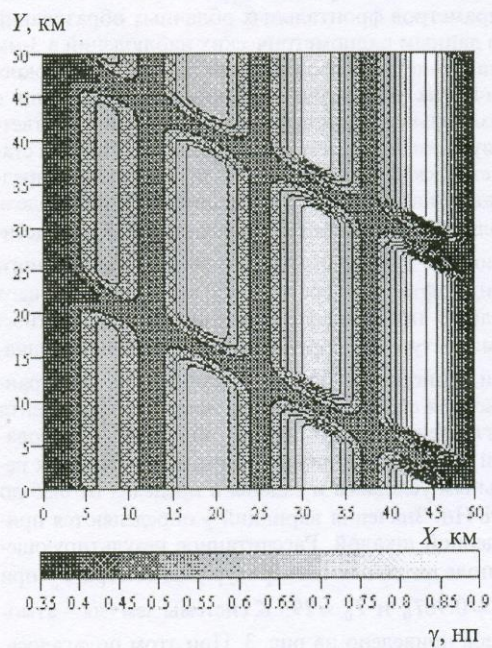


Рис. 2. Пространственная структура интегрального коэффициента поглощения γ фронтальных облачных образований ($50 \times 50 \text{ км}^2$)

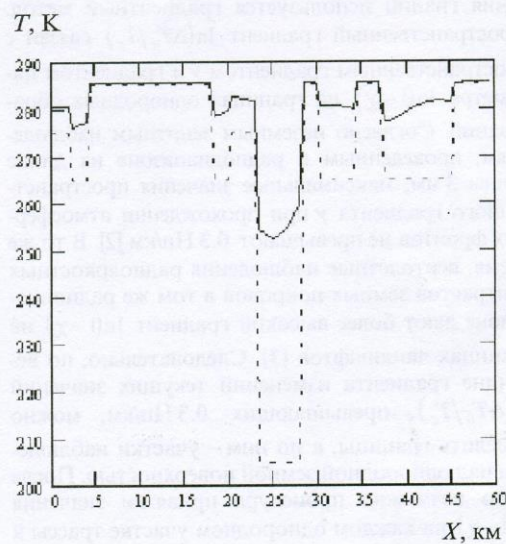


Рис. 4. Сканы радиояркой температуры T_n подстилающей поверхности (пунктирная линия) и антенной температуры T_a (непрерывная линия) системы земля – атмосфера ($Y=17 \text{ км}$)

поля яркостной температуры T_n (пунктирная линия) и поля результирующей антенной температуры T_a (непрерывная линия) вдоль оси X при $Y=17$ км. Выбор сечения определен появлением в нем водной поверхности с большим радиояркостным контрастом на интервале $24 \div 28$ км. Визуальный анализ картины T_a по рис. 3 и рис. 4 не дает уверенного выделения облачных образований.

Поле антенных температур T_a было обработано в соответствии с описанной методикой. На первом этапе выполнено инвертирование значений T_a , превышающих пороговую величину $T_c + 1.5$ К. Затем по градиенту $\ln(\Delta T_a/T_c)$, превышающему 0.3 Нп/км, проведено выделение границ однородных участков подстилающей поверхности и выполнена коррекция яркостной температуры однородных участков на величину скачка на их границах. Таким способом все значения $\ln(\Delta T_a/T_c)$ были привязаны к псевдооднородной подстилающей поверхности. В результате вариации скорректированных значений $\ln(\Delta T_a/T_c)$ позволили выделить значения $\delta\gamma$.

Пример скана восстановленных значений интегрального коэффициента поглощения γ в указанном выше сечении показан на рис. 5

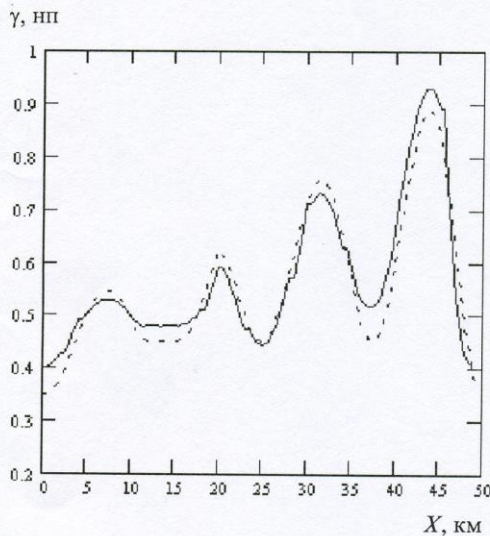


Рис. 5. Сканы восстановленного (непрерывная линия) и исходного (пунктирная линия) интегральных коэффициентов поглощения γ фронтальных облачных образований ($Y=17$ км)

непрерывной линией. Здесь же пунктирной линией приведен исходный скан γ . Для восстановления полного значения γ его калибровка проведена над водной поверхностью с известной величиной χ на участке скана $24 \div 28$ км. Сопоставление графиков на рис. 5 показывает хорошую точность восстановления γ данным методом.

Восстановленная контурная структура облачных образований, полученная по сканам вариаций γ , приведена на рис. 6. Светлый тон структуры определяет облачные образования и соответствует превышению текущего значения γ над уровнем скользящего среднего. Восстановленная картина хорошо отражает исходное пространственное распределение облачных образований.

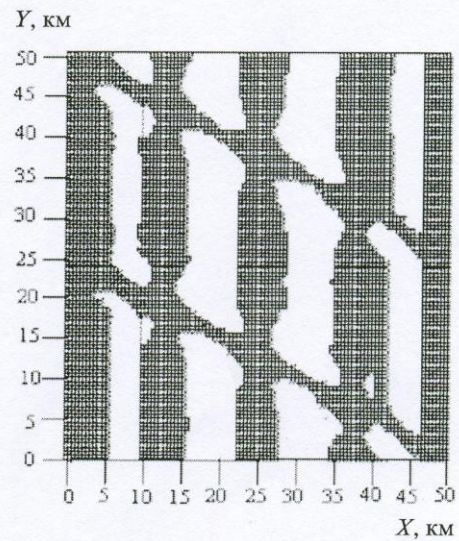


Рис. 6. Восстановленная контурная структура облачных образований

Заключение

Рассмотрен процесс восстановления параметров облачных образований по радиометрическим данным обзора поверхности суши с радиояркостным контрастом, проведенного с аэрокосмических носителей. Результаты численного моделирования свидетельствуют о перспективности данного подхода. В последующих работах предполагается уточнить требуемую точность определения порогов инвертирования и исследовать влияние шумов радиометрических измерений на точность восстановления интегрального коэффициента поглощения, что существенно для участков поверхности суши с коэффициентом излучения, близким к единице.

Литература

1. J. C. Alishouse, J. B. Snider, Ed. R. Westwater et al. IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing. 1990, **28**, No. 5, pp.817-822.
2. N. V. Ruzhentsev and Yu. A. Kuzmenko. Proc. of URSI Com. F, Int. Symposium "Climatic Parameters on Radio Waves Propagation" (CLIMPARA'98), (April - 1998, Ottawa), 1998, pp. 123-126.
3. N. V. Ruzhentsev and V. P. Churilov. Int. J. of Infrared and Millimeter Waves. 1996, **17**, pp. 443-449.
4. Г. А. Андреев. Зарубежная радиоэлектроника. 1982, №12, с. 3-39.

On Possibility of Deriving Parameters of Frontal Cloud Structures from Distant Sounding over Land

A. V. Antonov, Yu. M. Gerasimov,
N. V. Ruzhentsev, V. P. Churilov

We consider one of the possible approaches to revealing the cloud space structure and determining their total absorption coefficient on the basis of radiometric observations at the wavelength of 3 mm from airspace platforms above the land with an essential radio-brightness contrast.

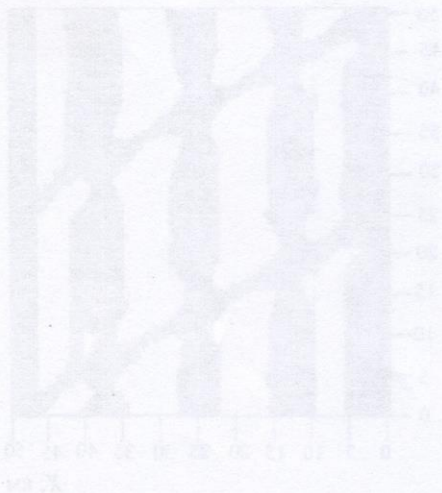


Fig. 1. Dependence of the total absorption coefficient on the height of the cloud base.

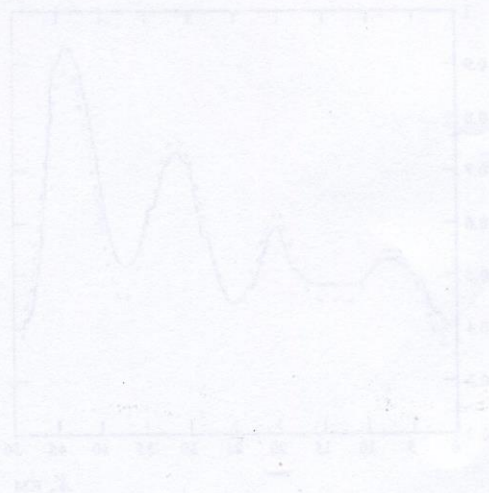


Fig. 2. Dependence of the total absorption coefficient on the wavelength of the radiation.