

ТЕРМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ В ЦЕНТРЕ ЛИНИИ ПОГЛОЩЕНИЯ КИСЛОРОДА

К. П. Гайкович, Е. Н. Кадыгров, А. С. Косов, А. В. Троицкий

Предложен и экспериментально проверен радиометрический метод зондирования температуры пограничного слоя атмосферы в максимуме линии поглощения кислорода $\nu = 60$ ГГц. Разработан алгоритм обращения задачи, основанный на методе Тихонова. Метод позволяет восстанавливать профиль температуры пограничного слоя $h = 0 + 500$ м с точностью $\sim 0,5$ К.

Пограничный слой атмосферы, расположенный между подстилающей поверхностью и свободной атмосферой, в зависимости от различных факторов имеет высоту от 100 до 1000 метров. Пограничный слой играет важную роль во взаимодействии атмосферы с земной поверхностью, близость которой обуславливает исключительное разнообразие профилей температуры $T(h)$ воздуха. Однако получение данных о высотном распределении температуры в пограничном слое встречает большие трудности. С помощью аэрологического зондирования, вследствие большой скорости подъема радиозонда, удается получить два-три значения температуры пограничного слоя на высотах, как правило, выше 300 метров. Этого явно недостаточно для определения высотного распределения температуры пограничного слоя.

Постановка задачи. В радиометеорологии известны методы дистанционного определения профиля температуры тропосферы по радиометрическим измерениям собственного излучения атмосферы на склоне полосы поглощения кислорода $\nu = 53 + 56$ ГГц [1-3]. Однако для достижения достаточного разрешения в пограничном слое на указанных частотах необходимо проводить измерения на очень низких углах места, что предполагает использование больших антенн с узкой диаграммой направленности. Точность абсолютных измерений при этом снижается, в то время как для термического зондирования пограничного слоя требуются измерения с очень высокой точностью (не хуже 0,1 К), поскольку вариации интенсивности радиоизлучения пограничного слоя незначительны. При восстановлении профиля температуры $T(h)$ в пограничном слое возникают также трудности при решении обратной задачи. Развитые в [1, 2] методы статистической регуляризации предполагают использование априорной информации в виде ковариационных межуровневых связей $T(h)$. Для пограничного слоя применение этого метода затруднительно, поскольку пространственное и временное разнообразие профилей $T(h)$ слишком велико, и не представляется возможным или практически оправданным выделить какой-либо представительный статистический ансамбль с устойчивыми ковариационными связями.

Физической основой термического зондирования пограничного слоя является использование собственного теплового радиоизлучения атмосферы в максимуме полосы поглощения кислорода $\nu = 60$ ГГц [4],

где эффективная толщина слоя, формирующего излучение (толщина скин-слоя), составляет величину ~ 300 метров. Как обычно, под толщиной слоя, формирующего излучение, понимается высота H_B от

поверхности Земли, на которой поглощение $\tau(H_B) = \frac{1}{\cos \theta} \int_0^{H_B} \gamma_\nu(h) dh =$

$= 1$. Для пограничного слоя с достаточной степенью точности можно

считать коэффициент поглощения $\gamma_\nu(h) = \text{const} = \gamma_\nu(0)$ и $H_B = \frac{\cos \theta}{\gamma_\nu(0)} \approx$

$\approx 300 \cos \theta$ (м), где θ - зенитный угол зондирования. Таким образом, термическое зондирование пограничного слоя осуществляется приемом радиоизлучения атмосферы на различных зенитных углах в диапазоне $\theta = 0 + 90^\circ$. При этом толщина слоя, формирующего излучение, меняется в пределах $H_B \approx 0 + 300$ м.

В качестве исходной величины для получения физической информации об атмосфере в радиодиапазоне обычно используют значение яркостной температуры T_ν , выражение для которой в нашем случае имеет вид

$$T_\nu(\theta) = \frac{1}{\cos \theta} \int_0^h T(h) \gamma(h, T) \exp\left(-\frac{1}{\cos \theta} \int_0^h \gamma(h', T) dh'\right) dh =$$

$$= \int_0^h T(h) K(h, \theta) dh, \quad (1)$$

где $h \approx 2$ км - верхняя граница, выше которой вкладом атмосферы в радиоизлучение можно пренебречь, K - ядро.

Уравнение (1) является уравнением Фредгольма 1-го рода, решение которого, как известно, является некорректной задачей. От вида используемой априорной информации зависит выбор алгоритма обращения (1). Для решения задачи по обращению (1) использовался метод Тихонова в форме принципа обобщенной невязки.

Метод решения обратной задачи. Перепишем (1) в операторном виде

$$KT = T_\nu^\delta, \quad KT = \int_0^h T(h) K(h, \theta) dh, \quad (2)$$

где T_ν^δ - измеренная реализация яркостной температуры с погрешностью T_ν^δ , которая удовлетворяет условию

$$(\delta T_\nu)^\delta \leq \|KT - T_\nu^\delta\|_{L_2}, \quad (3)$$

где $T_\nu(\theta)$ соответствует точному решению $T(h)$.

При решении (3) приходится иметь дело не с точным ядром K , а с приближенным ядром K_z , мера погрешности которого z оценивается из

$$z \geq \sup \frac{\|KT - K_z T\|}{\|T\|}. \quad (4)$$

Это происходит как из-за дискретизации задачи при ее численном

решении, так и из-за некоторой нелинейности (температурной зависимости) ядра K , обусловленной зависимостью коэффициента поглощения радиоволн от температуры.

Решение (2), как известно, является некорректной задачей, т.е. при решении (2) без использования достаточной дополнительной априорной информации о виде распределения $T(h)$ малым значениям погрешности δ соответствуют сколь угодно большие ошибки определения $T(h)$. Возможность применения метода Тихонова, который использует информацию о квадратичной суммируемости и (или) гладкости точного решения [5], для зондирования приземного слоя показаны в [6].

Согласно [5] для нахождения приближенного решения (2) необходимо минимизировать на соответствующем множестве функционал

$$N^\alpha(T) = \|K_z T - T_{\text{я}}^\delta\|_{L_2}^2 + \alpha \|T\|_{W_1}^2 = \int_{\theta_1}^{\theta_2} \left[\int_0^\infty K_z(\theta, h) T(h) dh - T_{\text{я}}^\delta(\theta) \right]^2 d\theta + \alpha \int_0^\infty \left[T^2(h) + \left(\frac{dT}{dh}(h) \right)^2 \right] dh, \quad (5)$$

$\|x\|$ обозначает норму x как элемента пространства L_2 или W_1^1 (определения см. в [5]). При этом если параметр регуляризации α согласован с погрешностью измерений так, что он определяется как корень одномерного нелинейного уравнения обобщенной невязки

$$\rho(\alpha) = \|K_z T^\alpha - T_{\text{я}}^\delta\|_{L_2}^2 - (\delta + z \|T^\alpha\|_{W_1}^1)^2 = 0, \quad (6)$$

то при $\delta \rightarrow 0$ приближенное решение T^α равномерно сходится к точному решению $T(h)$, что составляет большое преимущество рассматриваемого метода по сравнению с другими, сходимость которых доказать, как правило, не удается. Отметим, что если в (5), (6) норма T берется в пространстве L_2 , то сходимость решения будет также в L_2 . Минимизация выпуклого функционала (5) осуществляется градиентными методами (например, методом сопряженных направлений). Мера погрешности ядра z определяется путем численного эксперимента. В рассматриваемом случае величина z определяется главным образом нелинейностью уравнения, связанной с температурной зависимостью ядра K , и величина соответствующей погрешности $z \|T\| \leq 0,03$ К.

Метод позволяет гибко использовать и дополнительную информацию о точном решении $T(h)$ в виде ограничений, если, например, известно, что точное решение заведомо больше (или меньше) некоторой функции. Для этого надо минимизировать (5) на множестве положительно определенных функций, причем вместо $T(h)$ использовать отклонение $T(h)$ от функции-ограничения. Минимизация в этом случае достигается с помощью метода проекции сопряженных направлений.

При решении некорректной задачи нельзя установить справедливого во всех случаях соотношения между погрешностью измерения и ошибкой восстановления. Необходим численный эксперимент по замкнутой схеме, который позволяет судить о качестве восстановления для рассматриваемого класса точных решений и для рассматриваемого типа погрешностей, а также позволяет выбрать оптимальные параметры (набор углов) измерений.

Пример численного эксперимента представлен на рис. 1 (где пунктир - расчетные значения, сплошная - восстановленные). Видно, что при реализующихся в современной радиометрии точностях измерения $\delta T_{\text{я}} \approx 0,05$ К достигается хорошее качество восстановления профиля

$T(h)$. Уверенно регистрируется не только наличие приземной инверсии температуры величиной $\Delta T = 2$ К, но и изменение ее высоты на $\Delta h = 50$ м. Выполнение численных экспериментов для различных модельных профилей с разными величинами дисперсии $\delta T_{\text{я}}^2$ моделируемой случайной нормально распределенной погрешности, а также с различной дискретизацией измерений по углу позволило установить следующее. Восстановление при $\delta T_{\text{я}} \approx 0,05$ К эффективно до высот $\sim 0,5$ км и средняя точность восстановления составляет $0,1 - 0,2$ К для гладких профилей, а для профилей с инверсиями $0,3 - 0,6$ К (как правило чем сильнее и резче инверсия, тем больше погрешность). Число независимых измерений на различных углах в интервале $0 - 85^\circ$ составляет не более 6 для заданной погрешности $\delta T_{\text{я}} \approx 0,05$ К. Для более сложных по форме профилей $T(h)$ число независимых измерений больше, чем для простых. С уменьшением погрешности измерений ошибки восстановления уменьшаются, но относительно медленнее. Эти результаты представляют интерес, в частности, и потому, что в реальном эксперименте довольно трудно получить для сравнения данные прямых измерений температуры в пограничном слое, особенно с точностью до десятых долей градуса, поэтому трудно сделать обоснованные выводы об эффективности восстановления.

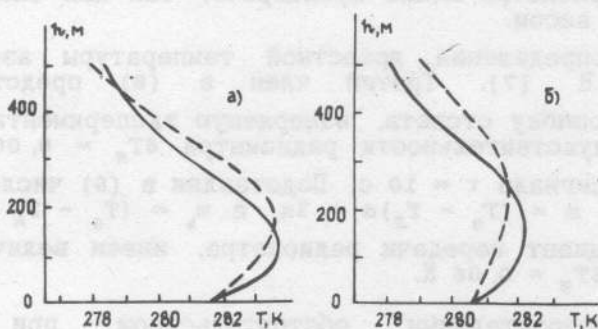


Рис. 1.

Методика измерений. Для осуществления термического зондирования пограничного слоя в ИКИ АН СССР был разработан и изготовлен высокочувствительный супергетеродинный радиометр на $\nu = 60$ ГГц. Чувствительность радиометра составила $\delta T_{\text{я}} \approx 0,06$ К при постоянной времени интегрирования сигнала $\tau = 1$ с. В качестве приемной антенны используется скалярно-рупорная антенна с диаграммой направленности $\sim 6^\circ$. Такая антенна обладает малым коэффициентом рассеяния вне главного лепестка $\beta \approx 1\%$, что обуславливает незначительное влияние боковых и задних лепестков диаграммы направленности на точность измерений при угловом сканировании.

Калибровка принимаемого радиоизлучения осуществляется с помощью двух "черных" эталонных излучателей, располагающихся в дальней зоне антенны $D \sim 1$ м и имеющих температуру либо окружающего воздуха T_0 , либо кипящего азота [3]. Яркостная температура азотного эталона $T_{\text{А я}}$ рассчитывается по соотношениям для теплового излучения слоистых сред. При калибровке таким методом выражение для измеряемой яркостной температуры имеет вид

$$T_{\text{я}} = T_0 - (m/m_{\text{к}}) (T_0 - T_{\text{А я}}), \quad (7)$$

где m - разность показаний регистрирующего прибора при приеме радиоизлучения атмосферы и эталона при T_0 , m_k - разность показаний при приеме радиоизлучения от эталонов при T_0 и $T_{AЯ}$.

Остановимся подробнее на ошибках измерений $T_{Я}$ при зондировании в максимуме полосы поглощения O_2 $\nu = 60$ ГГц, знание которых принципиально необходимо для решения обратной задачи по восстановлению профиля температуры. Продифференцируем (7):

$$\delta T_{Я} = \delta T_0 + (m/m_k)(\delta T_0 + \delta T_{AЯ}) + (T_0 - T_{AЯ}) \delta(m/m_k). \quad (8)$$

В выражении (8) первый член - ошибка измерения приземной температуры $\delta T_0 \approx 0,2$ К, которая связана только с точностью измерения термометра и имеет статический характер. Она вносит постоянную аддитивную добавку в измеряемую яркостную температуру на всех углах зондирования. Это не ведет к искажению формы ни зависимости $T_{Я}(\theta)$, ни восстановленной зависимости $T(h)$, а только смещает их параллельно самим себе на величину ошибки термометра. При исследовании эффективности дистанционного метода путем сравнения с контактным погрешность термометра можно пренебречь, так как она входит в оба метода с равным весом.

Точность определения яркостной температуры азотного эталона $\delta T_{AЯ} \leq 1,5$ К [7]. Третий член в (8) представляет собой флуктуационную ошибку отсчета, измеряемую экспериментально и равную $\sim 0,03$ К при чувствительности радиометра $\delta T_{Я} = 0,06$ К и времени интегрирования сигнала $\tau = 10$ с. Подставляя в (8) численные значения и учитывая, что $m = (T_0 - T_{Я})\alpha = 3\alpha$, а $m_k = (T_0 - T_{AЯ})\alpha \approx 200\alpha$, где α - коэффициент передачи радиометра, имеем величину случайной ошибки, равную $\delta T_{Я} \approx 0,06$ К.

Важным положительным обстоятельством при термическом зондировании в области очень большого поглощения является то, что измерения яркостной температуры происходят как бы в "черном ящике" с температурой, приблизительно равной приземной температуре T_0 (контраст яркостной температуры атмосферы относительно T_0 составляет величину ~ 3 К). Как следствие этого факта усредненная по боковым и задним лепесткам температура фона T_{Φ} отличается от $T_{Я}$ менее чем на 3 К, и изменением T_{Φ} при угловом сканировании можно пренебречь. Действительно, выражение для измеряемой антенной температуры T_A , приведенной ко входу рупора, имеет вид

$$T_A = T_{Я} - \beta(T_{\Phi} - T_{Я}). \quad (9)$$

Оценки величин $T_{Я}$, T_{Φ} и β (см. выше) показывают, что вклад второго члена в (9) не превосходит 0,03 К. Естественно, что его изменения при угловом сканировании еще меньше (фактически реализуется ситуация, когда $T_A = T_{Я}$).

Таким образом, применение высокочувствительного радиометра, специальной антенны и специфические условия эксперимента ($T_{\Phi} \approx T_{Я}$) позволяют реализовать столь высокую точность измерений.

Результаты эксперимента. Термическое зондирование пограничного

слоя выполнялось осенью в 1989 - 1990 гг. на полигоне ЦАО в г. Рыльске с помощью радиометра на $\nu = 60$ ГГц по методике, изложенной выше. Измерения проводились на шести зенитных углах $\theta = 0; 40; 60; 70; 80; 85^\circ$. При этом толщина слоя, формирующего излучение, составила величину $H_B(\theta) \approx 300; 225; 150; 100; 50; 25$ м.

Восстановленные значения $T(h)$ сравнивались с данными контактных измерений, выполненных с помощью привязного аэростата. Примеры восстановления различных типов профилей $T(h)$ пограничного слоя приведены на рис. 2, из которых видно, что стратификации $T(h)$ (изотермия, приподнятая инверсия различной мощности) уверенно восстанавливаются из радиометрических измерений. Расхождение контактных (точки) и дистанционных (сплошная линия) результатов зондирования в определении амплитуды инверсии может быть объяснено тем, что контактные измерения с аэростата "просмотрели" максимум инверсии, так как дискретизация измерений равнялась 100 м.

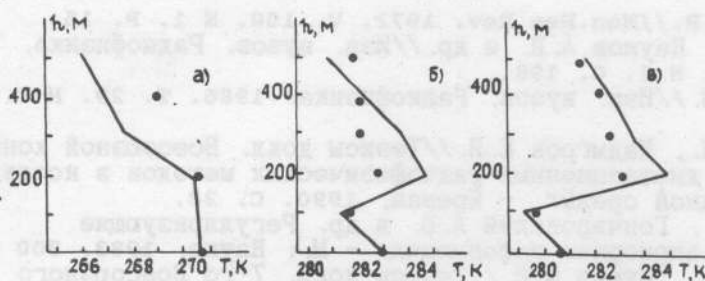


Рис. 2.

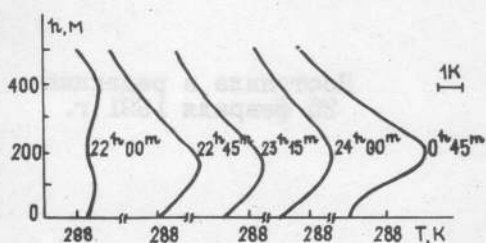


Рис. 3.

Существенным преимуществом радиометрического метода является возможность непрерывного слежения за изменением температуры пограничного слоя. На рис. 3 показано восстановление динамики $T(h)$ в процессе развития ночной инверсии. В начальной стадии при безоблачной ситуации происходило радиационное выхолаживание приземного слоя и радиометрические измерения уверенно регистрировали трансформацию изотермического распределения $T(h)$ в приземную

инверсию. На завершающей стадии в приземном слое стал образовываться радиационный туман, который замедлил выхолаживание приземного слоя и привел к образованию приподнятой инверсии. Это и зафиксировано в дистанционных измерениях на 0^h45^m .

Отметим, что, в отличие от термического зондирования тропосферы [1 - 3], наличие облачности и тумана не сказывается на результатах зондирования пограничного слоя, так как поглощение в кислороде на $\nu = 60$ ГГц в десятки раз превышает поглощение даже в мощных облаках.

Так, например, вклад мощного облака с водозапасом $w = 2$ кг/м² и нижней границей 200 м в радиоизлучение составляет всего $\Delta T_{\text{я}} = 0,08$ К. Восстановление $T(h)$, приведенное на рис. 2 б, в, выполнено в условиях сильного тумана толщиной $\Delta h \approx 150$ м.

Радиометрический метод термического зондирования пограничного слоя атмосферы позволяет:

-осуществлять термическое зондирование пограничного слоя до высоты $h \approx 500$ м с вертикальным разрешением ~ 50 м в интервале высот $h \approx 0 + 200$ м и 100 м в интервале $h \approx 200 + 500$ м;

-реализовать точность восстановления профиля $T(h) \sim 0,5^\circ\text{C}$;

-уверенно регистрировать основные особенности профиля температуры (изотермию, приземную и приподнятую инверсии и т.д.) и их динамику;

-проводить измерения при наличии любой облачности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Westwater E.R. // Mon. Wea. Rev. 1972. V. 100. N 1. P. 15.
2. Алешин В. И., Наумов А. П. и др. // Изв. вузов. Радиофизика. 1977. Т. 20. N 2. С. 198.
3. Троицкий А. В. // Изв. вузов. Радиофизика. 1986. Т. 29. N 8. С. 878.
4. Гайкович К. П., Кадыгров Е. Н. // Тезисы докл. Всесоюзной конф. "Применение дистанционных радиофизических методов в исследовании природной среды". - Ереван, 1990. С. 28.
5. Тихонов А. Н., Гончаровский А. В. и др. Регуляризирующие алгоритмы и априорная информация. - М.: Наука, 1983. 200 с.
6. Гайкович К. П., Сумин М. И. // Тезисы докл. 7-го Всесоюзного совещания по радиометеорологии. - М., 1986. С. 6.
7. Троицкий А. В. Радиофизические исследования атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1975.

Научно-исследовательский
радиофизический институт

Поступила в редакцию
25 февраля 1991 г.

THERMAL SOUNDING OF ATMOSPHERE BOUNDARY LAYER AT THE CENTRE OF OXIGEN ABSORPTION LINE

K.P. Gaikovich, E.N. Kadygrov, A.S. Kosov, A.V. Troitskij

The radiometric method of remote sensing of atmospheric boundary layer in the absorption maximum of oxygen line at 60 GHz has been proposed and applied in the experiment. The solution of inverse problem is based on the Tikhonov's method of generalized discrepancy. The precision of the temperature profile restoration is 0,5 K up to hign level about 500 m. The method is independent of cloud and rain conditions.