

А. М. Линкова, Г. И. Хлопов

Институт радиофизики и электроники им. А. Я. Усикова НАН Украины

12, ул. Ак. Проскуры, Харьков, 61085, Украина

E-mail: khlopov@ire.kharkov.ua

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ЖИДКИХ ОСАДКОВ С ПОМОЩЬЮ МНОГООБЛАСТНОГО АКТИВНО-ПАССИВНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Разработка методов дистанционного зондирования жидких осадков является актуальной задачей как для практического применения в различных областях сельского хозяйства, так и для решения теоретических задач физики атмосферы. Рассматривается метод восстановления интенсивности жидких осадков с помощью активно-пассивного зондирования на основе двухчастотного радара и радиометра. Получены выражения для активно-пассивного зондирования дождей в виде системы трех интегральных уравнений. Предложен алгоритм решения обратной задачи численными методами, основанный на использовании базы данных принятых мощностей двухчастотного радара и радиояркости температуры радиометра, рассчитанной путем решения прямой задачи активно-пассивного зондирования для различных значений параметров распределения капель по размерам. Проведено численное моделирование активно-пассивного зондирования жидких осадков в диапазоне интенсивности до 30 мм/ч и для длин волн радара 8,2 мм и 3,2 см и 3,4 см для радиометра. Показано, что предложенный алгоритм позволяет восстанавливать интенсивность дождя с погрешностью не более 10 %. Ил. 3. Библиогр.: 17 назв.

Ключевые слова: активно-пассивное зондирование, гамма-распределение, интенсивность дождя, отраженная мощность, радиояркость, температура, двухчастотный радар, радиометр.

Измерение интенсивности жидких осадков представляет значительный интерес для народного хозяйства в связи с участвовавшими случаями наводнений и оползней. Постоянный мониторинг количества выпадающих жидких осадков позволяет планировать работу гидрологических сооружений и вовремя информировать соответствующие государственные органы о возможных стихийных бедствиях. Поэтому разработка методов дистанционного зондирования (ДЗ) жидких осадков является весьма актуальной задачей.

В основе методов ДЗ лежит решение обратных задач по восстановлению параметров жидких осадков путем измерения характеристик рассеяния и излучения их частиц. Так как структура жидких осадков [1] зависит от многих параметров, то использование только характеристик рассеяния или излучения, получаемых с помощью одночастотного активного или пассивного зондирования, не позволяет получить решение обратной задачи. В последнее время широкое распространение получили методы двухчастотного [2, 3], поляризационного [4, 5], а также активно-пассивного зондирования (АПЗ) дождей [6].

Для решения обратных задач широко используются трехпараметрические модели распределения частиц по размерам (например, гамма-распределение [7]), которые требуют измерения минимум трех некоррелированных величин, в то время как выше перечисленные методы позволяют измерять только два параметра. Как правило, для решения проблемы неполной определенности обратной задачи используются априорные статистические данные о микроструктурных параметрах дождя, в том числе полученные контактными методами [8, 9].

В частности, авторами ранее предложен и исследован комбинированный метод двухчастотного зондирования жидких осадков [10], осно-

ванный на использовании усредненных статистических данных в виде зависимости параметров распределения капель по размерам от интенсивности дождя. Численное моделирование и экспериментальные исследования показали, что предложенный метод позволяет однозначно восстанавливать неоднородный профиль микроструктурных и интегральных параметров дождей в среднестатистическом смысле. Однако результаты дистанционного зондирования для конкретного дождя могут существенно отличаться от реальной интенсивности, так как разработанный метод основан на использовании усредненных моделей. Таким образом, значительный интерес представляет разработка методов ДЗ текущей интенсивности в данный момент времени, что требует решения проблемы неполной определенности обратной задачи.

В настоящей работе рассматривается решение обратной задачи по восстановлению интенсивности жидких осадков путем АПЗ с использованием двухчастотного радара и радиометра, что в принципе решает проблему неполной определенности и позволяет определить микроструктурные характеристики трехпараметрической функции распределения частиц по размерам и вычислить интенсивность осадков. В основе предложенного подхода используется различная физическая природа процессов рассеяния и излучения, что позволяет повысить информативность результатов ДЗ за счет увеличения количества статистически независимых параметров.

1. АПЗ жидких осадков. Активное зондирование с использованием двухчастотного радара основано на измерении мощности сигналов, отраженных от зоны дождя, на двух длинах волн $\lambda_{1,2}$. Для объемных рассеивателей принятая мощность на входе приемника радара записывается в следующем виде [11]:

$$P_R(\lambda_{1,2}) = \frac{C_R(\lambda_{1,2})}{R^4} K(R, \lambda_{1,2}) \sigma_0(R, \lambda_{1,2}), \quad (1)$$

где $C_R = \frac{P_T(\lambda_1) G_T(\lambda_1) G_R(\lambda_1) \lambda_1^2 V_{ef}(\lambda_1)}{P_T(\lambda_2) G_T(\lambda_2) G_R(\lambda_2) \lambda_2^2 V_{ef}(\lambda_2)}$ – посто-

янная радара, которая описывает его энергетический потенциал; P_T – мощность передатчика; $G_{T,R}$ – коэффициент усиления передающей и приемной антенн соответственно; V_{ef} – эффективный рассеивающий объем; R – расстояние от радиолокационной станции (РЛС) до рассеивающего объема; $\sigma_0(R)$ – удельная эффективная поверхность рассеяния (ЭПР); $K(\lambda_{1,2}, R)$ – коэффициент ослабления при распространении на трассе:

$$K(\lambda_{1,2}, R) = \exp \left\{ -2 \int_{R_0}^{R_1} \alpha_{at}(\lambda_{1,2}, R) dR \right\}, \quad (2)$$

где $\alpha_{at}(R)$ – удельное ослабление; R_0 – расстояние от РЛС до зоны дождя; R_1 – расстояние от РЛС до конца зоны дождя.

В то же время, пассивное зондирование с помощью радиометра позволяет измерять собственное излучение дождя в виде его радиояркостной температуры. Следует отметить, что излучательные характеристики метеорологических объектов описываются с помощью интегродифференциального уравнения переноса [12], решение которого в общем виде пока не получено. В настоящее время широко используется приближенный метод «чистого поглощения», согласно которому выражение для радиояркостной температуры атмосферы при нисходящем излучении (радиометр направлен вверх) записывается в виде [13]

$$T_b^a(\theta, \lambda_3) = \int_{R_0}^{R_1} dR \alpha_{ab}^a(R) T(R) \exp \left(- \int_{R_0}^R \alpha_{ab}^a(R) dR \right), \quad (3)$$

где λ_3 – рабочая длина волны радиометра; θ – зенитный угол; $\alpha_{ab}^a(R)$ – профиль коэффициента поглощения в атмосфере; $T(R)$ – профиль термодинамической температуры.

В связи с тем, что собственное излучение дождя значительно превышает собственное излучение атмосферных газов и облаков, вкладом последних в радиояркостную температуру атмосферы можно пренебречь [14]. Тогда согласно (3) выражение для радиояркостной температуры дождя T_b запишем в виде

$$T_b(\theta, \lambda_3) = \int_{R_0}^{R_1} dR \alpha_{ab}(R) T(R) \exp \left(- \int_{R_0}^R \alpha_{ab}(R) dR \right), \quad (4)$$

где $\alpha_{ab}(R)$ – профиль коэффициента поглощения дождя.

Так как выражение (4) описывает радиояркостную температуру вдоль луча антенны

радиометра, а выражение (1) – принятую мощность, отраженную от отдельного элемента разрешения, то удобно ввести величину общей принятой мощности также вдоль луча радара как сумму принятых мощностей от каждого элемента разрешения по дальности

$$P_\Sigma(\lambda_{1,2}) = \int_{R_0}^{R_1} P_R(\lambda_{1,2}, R) dR = C_R(\lambda_{1,2}) \int_{R_0}^{R_1} \frac{dR}{R^4} K(R, \lambda_{1,2}) \sigma_0(R, \lambda_{1,2}), \quad \text{Вт} \cdot \text{м}. \quad (5)$$

В выражениях (1)–(5) удельное ослабление, поглощение и удельная ЭПР зависят от микроструктурных характеристик дождя (параметров распределения капель по размерам) и в случае однократного некогерентного рассеяния записываются в следующем виде [15]:

$$\sigma_0 = \int_0^\infty \sigma_p(D, \lambda) N(D) dD; \quad (6)$$

$$\alpha_{at} = \int_0^\infty \sigma_{AT}(D, \lambda) N(D) dD; \quad (7)$$

$$\alpha_{ab} = \int_0^\infty \sigma_{AB}(D, \lambda) N(D) dD, \quad (8)$$

где D – диаметр капель; $\sigma_p(D)$ – ЭПР одиночной капли; $\sigma_{AT}(D)$ – сечение ослабления одиночной капли; $\sigma_{AB}(D)$ – сечение поглощения одиночной капли; $N(D)$ – распределение капель по размерам.

В результате АПЗ дождя описывается системой из трех интегральных уравнений

$$\begin{cases} P_\Sigma(\lambda_1) = C_R(\lambda_1) \int_{R_0}^{R_1} \frac{dR}{R^4} K(R, \lambda_1) \sigma_0(R, \lambda_1), \\ P_\Sigma(\lambda_2) = C_R(\lambda_2) \int_{R_0}^{R_1} \frac{dR}{R^4} K(R, \lambda_2) \sigma_0(R, \lambda_2), \\ T_b(\theta, \lambda_3) = \int_{R_0}^{R_1} dR \alpha_{ab}(R, \lambda_3) T(R) \times \\ \times \exp \left(- \int_{R_0}^R \alpha_{ab}(R, \lambda_3) dR \right). \end{cases} \quad (9)$$

Для решения данной системы целесообразно использовать трехпараметрическую модель в виде гамма-распределения капель по размерам [16], которая широко используется в гидрометеорологии:

$$N(D) = \frac{N_T D^\alpha}{\Gamma(\alpha + 1) \beta^{\alpha+1}} \exp\left(-\frac{D}{\beta}\right), \quad (10)$$

где N_T – концентрация капель; β , α – параметры распределения; $\Gamma(\alpha + 1)$ – гамма-функция.

Тогда с учетом (10) система интегральных уравнений (9) преобразуется в систему трансцендентных уравнений

$$\left\{ \begin{aligned} P_{\Sigma}(\lambda_1) &= C_R(\lambda_1) \int_{R_0}^{R_1} \frac{dR}{R^4} \times \\ &\times K(\lambda_1, \alpha(R), \beta(R), N_T(R)) \times \\ &\times \sigma_0(\lambda_1, \alpha(R), \beta(R), N_T(R)), \\ P_{\Sigma}(\lambda_2) &= C_R(\lambda_2) \int_{R_0}^{R_1} \frac{dR}{R^4} \times \\ &\times K(\lambda_2, \alpha(R), \beta(R), N_T(R)) \times \\ &\times \sigma_0(\lambda_2, \alpha(R), \beta(R), N_T(R)), \\ T_b(\theta, \lambda_3) &= \int_{R_0}^{R_1} dR \times \\ &\times \alpha_{ab}(\lambda_3, \alpha(R), \beta(R), N_T(R)) T(R) \times \\ &\times \exp\left(-\int_{R_0}^R \alpha_{ab}(\lambda_3, \alpha(R), \beta(R), N_T(R)) dR\right). \end{aligned} \right. \quad (11)$$

В общем случае параметры распределения капель по размерам зависят от расстояния, однако в качестве первого приближения рассмотрим модель пространственно-однородного дождя, для которой $\alpha(R) = \alpha_c = \text{const}$, $\beta(R) = \beta_c = \text{const}$, $N(R) = N_{Tc} = \text{const}$. Следовательно, выражения для удельных сечений (6)–(8) принимают вид $\alpha_{at}(R) = \alpha_c^a = \text{const}$, $\alpha_{ab}(R) = \alpha_c^a = \text{const}$, $\sigma_0(R) = \sigma_0^c = \text{const}$, а выражение (2) запишется как

$$K(\lambda_{1,2}, R) = \exp(-2\Delta R \alpha_{at}^c(\lambda_{1,2}, \alpha_c, \beta_c, N_{Tc})), \quad (12)$$

где $\Delta R = R_1 - R_0$ – ширина зоны дождя вдоль луча зондирования.

В результате система уравнений (11) запишется следующим образом:

$$\left\{ \begin{aligned} P_{\Sigma}(\lambda_1) &= C_R(\lambda_1) \sigma_0(\lambda_1, \alpha_c, \beta_c, N_{Tc}) \times \\ &\times \int_{R_0}^{R_1} dR \frac{\exp(-2\Delta R \alpha_{at}^c(\lambda_1, \alpha_c, \beta_c, N_{Tc}))}{R^4}, \\ P_{\Sigma}(\lambda_2) &= C_R(\lambda_2) \sigma_0(\lambda_2, \alpha_c, \beta_c, N_{Tc}) \times \\ &\times \int_{R_0}^{R_1} dR \frac{\exp(-2\Delta R \alpha_{at}^c(\lambda_2, \alpha_c, \beta_c, N_{Tc}))}{R^4}, \\ T_b(\theta, \lambda_3) &= \alpha_{ab}(\lambda_3, \alpha_c, \beta_c, N_{Tc}) \int_{R_0}^{R_1} T(R) \times \\ &\times \exp(-\alpha_{ab}(\lambda_3, \alpha_c, \beta_c, N_{Tc})(R - R_0)) dR, \end{aligned} \right. \quad (13)$$

в связи с чем обратная задача восстановления микроструктурных параметров дождя ($\alpha_c, \beta_c, N_{Tc}$)

сводится к системе трех трансцендентных уравнений (13), которые могут быть решены с помощью численных методов.

2. Решение обратной задачи АПЗ дождей.

Рассмотрим метод восстановления параметров дождя путем создания базы данных значений принятой мощности двухчастотного радара и радиояркой температуры радиометра, которые соответствуют разным значениям микроструктурных характеристик дождя для гамма-распределения частиц по размерам (10). Указанная база вычисляется решением прямой задачи АПЗ жидких осадков на основе выражения (13)

$$\left\{ \begin{aligned} P_{\Sigma}^{\text{БД}}(\lambda_1) &= P_{\Sigma}(\lambda_1, \alpha_c^k, \beta_c^l, N_{Tc}^m), \\ P_{\Sigma}^{\text{БД}}(\lambda_2) &= P_{\Sigma}(\lambda_2, \alpha_c^k, \beta_c^l, N_{Tc}^m), \\ T_b^{\text{БД}}(\lambda_3) &= T_b(\lambda_3, \alpha_c^k, \beta_c^l, N_{Tc}^m), \end{aligned} \right. \quad (14)$$

где $1 \leq k \leq K$; $1 \leq l \leq L$; $1 \leq m \leq M$; количество значений параметра α_c , β_c , N_{Tc} равно

$$K = \text{Int}\left(\frac{\alpha_c^{\max} - \alpha_c^{\min}}{\Delta\alpha_c}\right), \quad L = \text{Int}\left(\frac{\beta_c^{\max} - \beta_c^{\min}}{\Delta\beta_c}\right),$$

$$M = \text{Int}\left(\frac{N_{Tc}^{\max} - N_{Tc}^{\min}}{\Delta N_{Tc}}\right) \quad \text{соответственно; } \alpha_c^{\max},$$

β_c^{\max} , N_{Tc}^{\max} – максимальные значения параметров α_c , β_c , N_{Tc} соответственно; α_c^{\min} , β_c^{\min} , N_{Tc}^{\min} – минимальные значения параметров α_c , β_c , N_{Tc} соответственно; $\Delta\alpha_c$, $\Delta\beta_c$, ΔN_{Tc} – шаги изменения параметров α_c , β_c , N_{Tc} соответственно.

Как показано в работах [7, 8], минимальные и максимальные значения микроструктурных характеристик дождя соответствуют следующим значениям:

$$\alpha_c^{\min} = 0, \quad \alpha_c^{\max} = 7, \\ \beta_c^{\min} = 0, \quad \beta_c^{\max} = 0,7 \text{ мм}, \quad (15)$$

$$N_{Tc}^{\min} = 0, \quad N_{Tc}^{\max} = 500 \text{ м}^{-3},$$

а размер базы данных (общее количество значений $P_{\Sigma}(\lambda_1)$, $P_{\Sigma}(\lambda_2)$, $T_b(\lambda_3)$) определяется выражением

$$N_{\text{БД}} = 3KLM \quad (16)$$

и зависит от диапазона и шага изменения параметров распределения.

Поиск решения системы уравнений (13) сводится к поиску общих нулей трех уравнений:

$$\left\{ \begin{aligned} P_{\Sigma}^{\text{ИЗМ}}(\lambda_1) - P_{\Sigma}^{\text{БД}}(\lambda_1) &= 0, \\ P_{\Sigma}^{\text{ИЗМ}}(\lambda_2) - P_{\Sigma}^{\text{БД}}(\lambda_2) &= 0, \\ T_b^{\text{ИЗМ}}(\lambda_3) - T_b^{\text{БД}}(\lambda_3) &= 0, \end{aligned} \right. \quad (17)$$

где $P_{\Sigma}^{\text{изм}}(\lambda_{1,2})$ – измеренное значение принятой мощности с помощью радара; $P_{\Sigma}^{\text{БД}}(\lambda_{1,2})$ – рассчитанные значения принятой мощности согласно сформированной базы данных; $T_b^{\text{изм}}(\lambda_3)$ – измеренное значение радиояркой температуры с помощью радиометра; $T_b^{\text{БД}}(\lambda_3)$ – рассчитанные значения радиояркой температуры согласно сформированной базы данных.

Отметим, что нахождение точного решения системы уравнений (17) численными методами далеко не всегда возможно в связи с дискретностью значений базы данных для $P_{\Sigma}^{\text{БД}}(\lambda_{1,2})$ и $T_b^{\text{БД}}(\lambda_3)$. Поэтому можно найти только приближенные решения каждого из уравнений (17) путем вычисления среднего значения между двумя соседними точками разного знака для функций в левой части уравнения (17). При этом очевидно, что точность нахождения решения зависит от шага изменения параметров распределения базы данных $P_{\Sigma}^{\text{БД}}(\lambda_{1,2})$ и $T_b^{\text{БД}}(\lambda_3)$. Другими словами,

чем меньше шаг, тем меньше интервал соседних значений $P_{\Sigma}^{\text{БД}}(\lambda_{1,2})$ и $T_b^{\text{БД}}(\lambda_3)$ в базе данных и тем ближе приближенное решение (17) к точному решению.

Однако уменьшение величины шага приводит к увеличению размеров базы данных (16), что требует резкого увеличения вычислительных ресурсов при решении обратной задачи. В то же время большая величина шага при формировании базы данных (14) приводит не только к потерям точности решений системы уравнений, но, как будет показано далее, к потере некоторых решений. В связи с этим выбор оптимального шага изменения параметров распределения является важным этапом при решении обратной задачи.

Кроме того, характерной особенностью обратных задач, система (17) обладает неоднозначностью решения, в связи с чем необходимо решить проблему единственности решений (17). В частности, одним из возможных подходов для выбора решения является использование так называемого критерия близости

$$\Delta = \min(\sqrt{(P_{\Sigma 1}^{\text{БД}} - P_{\Sigma 1}^{\text{изм}})^2 + (P_{\Sigma 2}^{\text{БД}} - P_{\Sigma 2}^{\text{изм}})^2 + (T_b^{\text{БД}} - T_b^{\text{изм}})^2}), \quad (18)$$

где минимум физически соответствует наименьшему расстоянию между найденным решением (14) и измеренным величинам $P_{\Sigma}^{\text{изм}}(\lambda_{1,2})$ и $T_b^{\text{изм}}(\lambda_3)$ в трехмерном пространстве микроструктурных характеристик α_c, β_c, N_c .

При этом определение параметров распределения позволяет найти интенсивность осадков согласно [15]:

$$I = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} D^3 V(D) N(D) dD, \quad (19)$$

где $V(D)$ – скорость падения капель дождя [15] $V(D) = 9,65 - 10,3 \exp(-600D)$, причем диаметр капель измеряется в метрах, а скорость – в метрах в секунду.

3. Численное решение обратной задачи АПЗ жидких осадков. Для численного моделирования процесса восстановления интенсивности дождя по результатам АПЗ база данных формировалась с применением значений принятой мощности и радиояркой температуры для дождей с использованием параметров распределения капель по размерам согласно выражению (15). При этом рассматриваются параметры распределения, которые соответствуют дождям с интенсивностью не более 100 мм/ч, а в качестве исследуемого дождя использовалась широко известная модель [17] в виде зависимости парамет-

ров гамма-распределения от интенсивности, полученная на основе данных контактных измерений:

$$\alpha = 3,8I^{-0,42}, \beta = 0,148I^{0,38}, \text{ мм}, \quad (20)$$

$$N_T = 495,45(1 - \exp(-I/3,17)).$$

Приведенные значения микроструктурных характеристик (20) использовались для вычисления принятой мощности $P_{\Sigma}^{\text{изм}}(\lambda_{1,2})$ и радиояркой температуры $T_b^{\text{изм}}(\lambda_3)$, причем численное моделирование проводилось для 15 значений интенсивности дождя в диапазоне $I_m \leq 30$ мм/ч. При этом использовались следующие значения параметров задачи: $\lambda_1 = 8,2$ мм; $\lambda_2 = 3,2$ см, $\lambda_3 = 3,4$ см; $\Delta R = 1050$ м; $C_R(\lambda_1) = 0,41$ Вт·м³; $C_R(\lambda_2) = 0,52$ Вт·м³; $\theta = 45^\circ$; $T(R) = T_0 - 6,5R \cos \theta$ (T_0 – температура у поверхности земли, К; R – наклонная дальность, км).

Как и следовало ожидать, результаты численного моделирования показали, что обратная задача АПЗ дождей в виде системы уравнений (17) характеризуется неоднозначностью, когда каждой интенсивности дождя соответствует несколько решений. Более того, как оказалось, возможны ситуации, когда решения вообще отсутствуют.

В частности, на рис. 1 показана зависимость восстановленной интенсивности дождя I_r от заданных значений интенсивности (точки) для

базы данных с параметрами $\Delta\alpha_c = 0,4$, $\Delta\beta_c = 0,04$, $\Delta N_{Tc} = 20$ и $L = M = K = 26$ (размер базы данных $N_{БД} = 52\,728$ значений), а сплошная кривая соответствует истинным значениям интенсивности дождя.

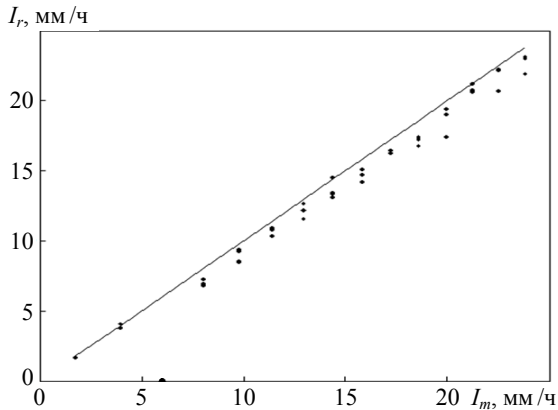


Рис. 1. Восстановленные значения интенсивности дождя (точки) и истинные значения (сплошная кривая) для базы данных с $\Delta\alpha_c = 0,4$, $\Delta\beta_c = 0,04$, $\Delta N_{Tc} = 20$

Для устранения неоднозначности использовался критерий близости (18), результаты применения которого приведены на рис. 2 (точки) для тех же параметров базы данных (рис. 1). Как видно, применение критерия близости (18) обеспечивает хорошее соответствие восстановленных и истинных значений интенсивности дождя, при этом погрешность восстановления

$$\delta_I = \left(\frac{I_r - I_m}{I_m} \right) \cdot 100 \% \text{ не превышает } 10 \%$$

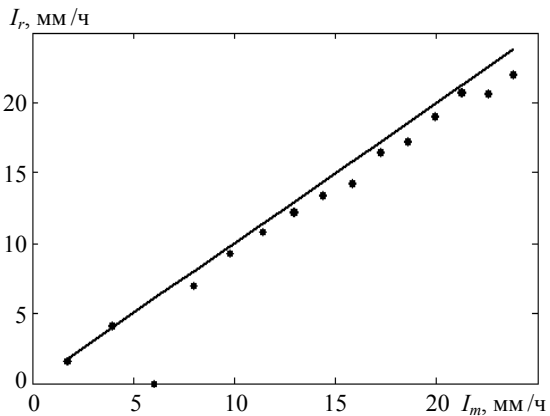


Рис. 2. Восстановленные значения интенсивности дождя (точки) и истинные значения (сплошная кривая) после применения критерия близости (18)

В то же время при некоторых значениях интенсивности дождя ($I_m = 6$ мм/ч) система уравнений (17) не имеет решений, что обусловлено большой величиной шага изменения параметров

распределения ($\Delta\alpha_c$, $\Delta\beta_c$, ΔN_{Tc}) при формировании базы данных (14). Как показал анализ, потеря решений отсутствует, если шаг изменения параметров распределения не превышает $\Delta\alpha_c \leq 0,001$ и $\Delta\beta_c \leq 0,0001$. При этом величина шага изменения концентрации капель N_{Tc} практически не влияет на потери решений, однако определяет их точность.

На рис. 3 приведены восстановленные значения интенсивности дождя (точки), полученные для базы данных с параметрами: $\Delta\alpha_c = 0,2$, $\Delta\beta_c = 0,02$, $\Delta N_{Tc} = 10$ и $L = M = K = 51$ (размер базы данных $N_{БД} = 397\,953$). Как видно, уменьшение величины шага изменения параметров распределения подтверждает отсутствие потерь решений системы (17).

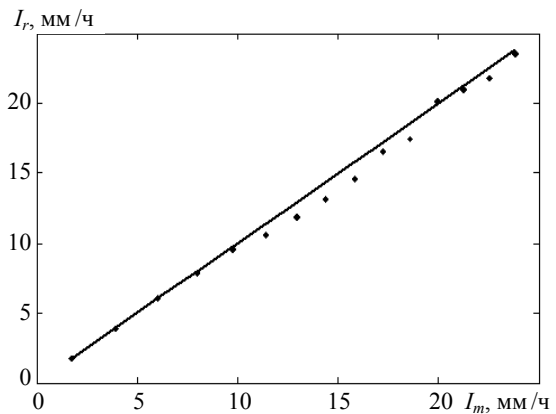


Рис. 3. Восстановленные значения интенсивности дождя (точки) и истинные значения (сплошная кривая) для базы данных с $\Delta\alpha_c = 0,2$, $\Delta\beta_c = 0,02$, $\Delta N_{Tc} = 10$

Кроме этого, уменьшение шага изменения параметров распределения при формировании базы данных приводит также к повышению точности восстановления интенсивности дождя: средняя погрешность восстановления в диапазоне $0 \div 30$ мм/ч составляет $\overline{\delta_I} = 6,67 \%$ для случая на рис. 2 и $\overline{\delta_I} = 3,85 \%$ для случая на рис. 3.

Выводы. Предложен метод восстановления параметров дождя по данным АПЗ, основанный на формировании базы данных для параметров гамма-распределения.

Установлено, что шаг изменения параметров гамма-распределения непосредственно влияет на точность восстановления параметров дождя.

Показано, что большой шаг изменения параметров распределения приводит к потере решений, а малый шаг – к увеличению неоднозначности решений и неоправданному возрастанию времени вычислений.

Предложен критерий близости для устранения неоднозначности решений и показано, что даже для небольшого размера базы данных (52 728 значений) для шага изменения данных $\alpha = 0,4$, $\beta = 0,04$ мм и $N_T = 20 \text{ м}^{-3}$, погрешность восстановления интенсивности дождя в диапазоне $0 \div 30$ мм/ч не превышает 10 %. При этом скорость вычисления составляет 8 с с учетом формирования базы данных.

Показано, что потери решений отсутствуют, если шаг изменения параметров распределения не превышает $\Delta\alpha_c \leq 0,001$ и $\Delta\beta_c \leq 0,0001$. При этом величина шага для концентрации капель N_{Tc} практически не влияет на потери решений, однако определяет их точность.

Библиографический список

1. Хргиан А. Х. Физика атмосферы / А. Х. Хргиан. – Л.: Гидрометеоздат, 1969. – 645 с.
2. Mardiana R. A dual-frequency rain profiling method without the use of a surface reference technique / R. Mardiana, T. Iguchi, N. Takahashi // IEEE Trans. Geosc. and Remote Sens. – 2004. – 42, N 10. – P. 2214–2225.
3. Rose C. R. A GPM Dual-Frequency Retrieval Algorithm: DSD Profile-Optimization Method / C. R. Rose, V. Chandrasekar // J. of Atmospheric and Oceanic Technology. – 2006. – 23, iss. 10. – P. 1372–1383.
4. Mott H. Remote Sensing with Polarimetric Radar / H. Mott. – Hoboken: John Wiley & Sons, 2007. – 309 p.
5. Brandes E. A. Comparison of Polarimetric Radar Drop Size Distribution Retrieval Algorithms / E. A. Brandes, G. Zhang, J. Vivekanandan // J. Atmospheric and Oceanic Technology. – 2004. – 21, iss. 4. – P. 584–598.
6. Olson W. S. A Method for Combined Passive-Active Microwave Retrievals of Cloud and Precipitation Profiles / W. S. Olson, L. Giglio // J. Appl. Met. – 1996. – 35, iss. 10. – P. 1763–1789.
7. Munchak S. J. Retrieval of Raindrop Size Distribution from Simulated Dual-Frequency Radar Measurements / S. J. Munchak, Ali Tokay // J. Appl. Met. and Climat. – 2008. – 47, iss. 1. – P. 223–239.
8. Ulbrich C. W. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution / C. W. Ulbrich // J. Climat. Appl. Met. – 1983. – 22, iss. 10. – P. 1764–1775.
9. Seifert A. On the shape-slope relation of drop size distributions in convective rain / A. Seifert // J. Appl. Met. – 44, iss. 7. – P. 1146–1151.
10. Линкова А. М. Комбинированный метод двухчастотного зондирования дисперсных сред в атмосфере: дис. канд. физ.-мат. наук / А. М. Линкова; Ин-т радиофизики и электрон. НАН Украины. – Х., 2012. – 168 с.
11. Брылёв Г. Б. Радиолокационные характеристики облаков и осадков / Г. Б. Брылёв, С. Б. Гашина, Г. Л. Низдойминога. – Л.: Гидрометеоздат, 1986. – 232 с.
12. Исмаиру А. Распространение и рассеяние волн в случайно-неоднородных средах: в 2 т. Т. 1; пер. с англ. под ред. Л. А. Апресяна и др. – М.: Мир, 1981. – 280 с.
13. Радиотеплолокация в метеорологии / В. Д. Степаненко, Г. Г. Щукин, Л. П. Бобылев, С. Ю. Матросов. – Л.: Гидрометеоздат, 1987. – 283 с.
14. Применение активно-пассивного зондирования для исследования профиля влажности облаков / Е. Н. Белов, О. А. Войтович, А. М. Линкова и др. // Радиотехника. – 2013. – Вып. 174. – С. 32–42.

15. Розенберг В. И. Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами / В. И. Розенберг. – Л.: Гидрометеоздат, 1972. – 348 с.
16. Айвазян Г. М. Распространение миллиметровых и субмиллиметровых волн в облаках / Г. М. Айвазян. – Л.: Гидрометеоздат, 1991. – 480 с.
17. Литвинов И. В. Структура атмосферных осадков / И. В. Литвинов. – Л.: Гидрометеоздат, 1974. – 153 с.

Рукопись поступила 03.04.2014.

A. M. Linkova, G. I. Khlopov

RETRIEVAL OF LIQUID PRECIPITATION INTENSITY BY MULTIFREQUENCY ACTIVE-PASSIVE REMOTE SENSING

Development of methods for remote sensing of liquid precipitation is quite an actual task for both practical application in different areas of agriculture and solution of theoretical tasks of atmosphere physics. The method of retrieving the intensity of liquid precipitation by active-passive sensing based on double frequency radar and radiometer is considered. The expressions for active-passive sensing of rains are obtained in the form of system of three integral equations. The algorithm for solution of inverse problem by numerical methods is proposed, which is based on the database of received powers of double frequency radar and radiometer brightness temperature calculated by solving the direct problem of active-passive sensing for different values of drop size distribution parameters. Numerical simulation of active-passive remote sensing of liquid precipitation at the range of intensity up to 30 mm/h and radar wavelengths 8.2 mm and 3.2 cm, and 3.4 cm for radiometer has been carried out. It was shown that the proposed algorithm can retrieve the rain intensity with error not more than 10 %.

Key words: active-passive remote sensing, Gamma distribution, rain intensity, reflected power, brightness temperature, double frequency radar, radiometer.

А. М. Лінкова, Г. І. Хлопов

ВІДНОВЛЕННЯ ІНТЕНСИВНОСТІ РІДКИХ ОПАДІВ ЗА ДОПОМОГОЮ БАГАТОЧАСТОТНОГО АКТИВНО-ПАСИВНОГО ЗОНДУВАННЯ

Розробка методів дистанційного зондування рідких опадів є актуальним завданням як для практичного застосування у різних областях сільського господарства, так і для розв'язання теоретичних задач фізики атмосфери. Розглядається метод відновлення інтенсивності рідких опадів за допомогою активно-пассивного зондування на основі двочастотного радара й радіометра. Отримано вирази для активно-пассивного зондування дощів у вигляді системи трьох інтегральних рівнянь. Запропоновано алгоритм розв'язання оберненої задачі числовими методами, заснований на використанні бази даних прийнятих потужностей двочастотного радара і радіояскравісної температури радіометра, розрахованих через розв'язання прямої задачі активно-пассивного зондування для різних значень параметрів розподілу крапель за розмірами. Проведено числове моделювання активно-пассивного зондування рідких опадів в діапазоні інтенсивності до 30 мм/год і для довжин хвиль радара 8,2 мм і 3,2 см та 3,4 см для радіометра. Показано, що запропонований алгоритм дозволяє відновлювати інтенсивність дощу з похибкою не більше 10 %.

Ключові слова: активно-пассивне зондування, гамма-розподіл, інтенсивність дощу, відбивана потужність, радіояскравісна температура, двочастотний радар, радіометр.