

АКУСТООПТИЧЕСКИЕ И РАДИООПТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ  
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

УДК 551.576.1

**Восстановление высоты верхней границы облачности  
по данным спутникового прибора МСУ-МР  
КА «Метеор-М» № 2-2**

**А.А. Филей\***

*Дальневосточный центр ФГБУ «НИЦ “Планета”»  
680000, г. Хабаровск, ул. Ленина, 18*

Поступила в редакцию 22.07.2020 г.

Представлена методика восстановления высоты верхней границы облачности по данным радиометра МСУ-МР, установленного на борту российского гидрометеорологического спутника «Метеор-М» № 2-2. Методика основана на измерениях собственного излучения облака в расщепленном окне прозрачности атмосферы на длинах волн 11 и 12 мкм. Результаты сравнения восстановленных оценок высоты верхней границы облачности по данным МСУ-МР и по данным спутникового лидара CALIOP показали высокую согласованность.

*Ключевые слова:* облачность, высота, спутниковые данные, яркостная температура, МСУ-МР; cloudiness, cloud top height, satellite data, brightness temperature, MSU-MR.

**Введение**

Известно, что облака являются главным фактором температурного режима атмосферы. С одной стороны, отражая солнечный свет, облака препятствуют нагреву подстилающей поверхности и атмосферы, с другой, поглощая собственное излучение подстилающей поверхности и нижних слоев атмосферы в инфракрасном (ИК) диапазоне длин волн, способствуют сохранению тепла. Кроме того, облака определяют процессы, протекающие в атмосфере и формирующие погоду. Отсюда — необходимость точных наблюдений за облаками для проверки климатических моделей прогноза погоды и мониторинга изменения климата.

На сегодняшний день данные дистанционного зондирования Земли из космоса играют ключевую роль в получении информации о свойствах облачности. Космические аппараты (КА) способны наблюдать за облачностью в глобальном масштабе с высоким временным разрешением, позволяя получать информацию об эволюции и времени жизни облачной системы. В начале 1980-х гг. создание Международного проекта спутниковой облачной климатологии (ISCCP, <https://isccp.giss.nasa.gov/>) стало отправной точкой для получения информации о параметрах облачности с помощью КА с целью изучения роли облаков в глобальном круговороте воды и в формировании климата, а также их влияния на радиационные процессы. Одним из таких параметров является высота верхней границы облачности ( $H_{\text{cld}}$ ).

В свое время было разработано множество методик по определению  $H_{\text{cld}}$ . Первые сводились к анализу прямых спутниковых измерений яркостной температуры на верхней границе облачности в расщепленном окне прозрачности атмосферы на длинах волн  $\lambda = 11$  и  $12$  мкм [1]. По мере совершенствования технологий создания спутниковых приборов расширялся и спектральный диапазон, в котором проводится анализ взаимодействия электромагнитного излучения с облаками. В настоящее время широкую популярность получили методики с использованием каналов водяного пара 6,2 и 7,3 мкм [2], а также расширенного ИК-диапазона 8–15 мкм [3, 4] и, в частности, использование полос поглощения углекислого газа ( $\text{CO}_2$ ) в интервале длин волн 13–15 мкм [5]. Использование каналов поглощения  $\text{CO}_2$  позволяет получать параметры полупрозрачной облачности, так как в этом диапазоне длин волн нижние слои атмосферы становятся непрозрачными, а влияние подстилающей поверхности — минимальным.

Однако существуют сложности в использовании спутниковых данных для восстановления  $H_{\text{cld}}$ . Во-первых, излучение, регистрируемое спутниковым прибором, формируется за счет всех слоев облачности, поэтому восстановленная  $H_{\text{cld}}$  будет радиационно-эффективной, а не физической границей облачности. Во-вторых, облака чаще всего морфологически неоднородны, а пространственное разрешение спутникового прибора не всегда позволяет выявить эту неоднородность. В-третьих, излучение от соседних областей и трехмерная структура облаков влияют на излучение в конкретном пикселе спутникового изображения. В-четвертых, в случае температурных

\* Андрей Александрович Филей (andreyvm-61@mail.ru).

инверсий наблюдаемая яркостная температура облачности, по которой оценивается  $H_{\text{cld}}$ , будет сильно отличаться от фактической температуры, что может привести к еще большим неопределенностям. Благодаря всему вышеперечисленному и еще ряду косвенных факторов, таких как излучательная способность подстилающей поверхности, состояние атмосферы, калибровка каналов спутникового прибора, перед исследователями стоит сложная задача. Однако, несмотря на все сложности, методики восстановления  $H_{\text{cld}}$  по спутниковым данным постоянно улучшаются путем добавления новых спектральных каналов, а также одновременного анализа нескольких источников как спутниковой, так и наземной информации.

Развитие российской группировки гидрометеорологических спутников послужила толчком к реализации методики восстановления  $H_{\text{cld}}$  по данным спутникового прибора МСУ-МР КА «Метеор-М» № 2-2. Представленная в настоящей работе методика восстановления  $H_{\text{cld}}$  основана на анализе ИК-излучения в расщепленном окне прозрачности атмосферы на  $\lambda = 11$  и  $12$  мкм. В ней применены подходы, подобные изложенным в [1, 4, 6, 7].

## Моделирование измерений МСУ-МР

Методика восстановления  $H_{\text{cld}}$  разрабатывалась применительно к данным спутникового прибора МСУ-МР КА «Метеор-М» № 2-2. По своему назначению и информационным характеристикам он подобен прибору AVHRR, устанавливаемому на оперативных метеорологических спутниках серии NOAA и MetOp. МСУ-МР работает в шести диапазонах длин волн и осуществляет съемку Земли в видимом и ИК-диапазонах длин волн с пространственным разрешением 1 км (<https://www.wmo-sat.info/oscar/instruments/view/326>).

Наличие у МСУ-МР каналов в окне прозрачности атмосферы на  $\lambda = 11$  и  $12$  мкм позволяет реализовать методику определения  $H_{\text{cld}}$ , подобную той, которая разрабатывалась для спутниковых приборов AVHRR [1, 8]. Она основана на анализе уходящего ИК-излучения в каналах спутникового прибора с целью оценки температуры верхней границы облачности ( $T_{\text{cld}}$ ). Именно  $T_{\text{cld}}$  является основной характеристикой, от которой зависит точность восстановления  $H_{\text{cld}}$ . На практике для определения  $H_{\text{cld}}$  значения  $T_{\text{cld}}$  сопоставляются с прогностической информацией о вертикальном распределении температуры в атмосфере, полученной из модели численного прогноза погоды (ЧПП). Затем определяется уровень атмосферы, температура на котором будет близка к  $T_{\text{cld}}$ . Искомому уровню атмосферы соответствует определенная высота, которая и будет равна  $H_{\text{cld}}$ . Такой подход наиболее прост в реализации и позволяет задействовать только каналы 11 и 12 мкм.

Если представить облачность как однородный плоскопараллельный слой, то интенсивность ИК-

излучения ( $R_{\text{obs}}$ ), регистрируемая спутниковым прибором на верхней границе атмосферы, определяется выражением [9]:

$$R_{\text{obs}}(\lambda) = (1 - \epsilon_{\lambda})(R_{\text{clr}, \lambda} - R_{\text{ac}, \lambda}) + R_{\text{ac}, \lambda} + \epsilon_{\lambda} t_{\text{ac}, \lambda} B(\lambda, T_{\text{eff}}), \quad (1)$$

где  $\epsilon$  — коэффициент излучательной способности облака;  $R_{\text{clr}}$  — излучение «чистого» неба;  $R_{\text{ac}}$  — излучение атмосферы над облаком;  $t_{\text{ac}}$  — коэффициент пропускания атмосферы над облаком;  $B$  — функция Планка;  $T_{\text{eff}}$  — радиационно-эффективная температура облака.

Основные величины, определяющие физические свойства облачности, —  $T_{\text{eff}}$  и  $\epsilon$ . Температуре  $T_{\text{eff}}$  в выражении (1) соответствует температура абсолютно черного тела, рассчитанная по излучению на верхней границе облачности. Коэффициент излучательной способности  $\epsilon$  напрямую связан с пропусканием и микрофизическими параметрами облака и может быть записан как [1]:

$$t = 1 - \epsilon = \exp\left(\frac{-L \sigma_{\text{ext}}}{\cos \theta}\right). \quad (2)$$

Здесь  $t$  — коэффициент пропускания облака;  $L$  — геометрическая толщина облака;  $\sigma_{\text{ext}}$  — объемный коэффициент ослабления;  $\theta$  — зенитный угол наблюдения.

Для оптически толстых облаков  $T_{\text{eff}}$  приблизительно равна  $T_{\text{cld}}$ . Чем менее оптически плотным будет облако, тем сильнее  $T_{\text{eff}}$  будет отличаться от  $T_{\text{cld}}$ . С уменьшением коэффициента пропускания облака усиливается влияние нижележащих слоев атмосферы (облачности) и подстилающей поверхности на излучение, регистрируемое в каналах спутникового прибора.

Рассмотрим на рис. 1 зависимость разности яркостных температур на  $\lambda = 11$  и  $12$  мкм ( $DBT_{11, 12}$ ) от яркостной температуры на  $\lambda = 11$  мкм ( $BT_{11}$ ) для кристаллической облачности (на высоте 10,5 км) с разной оптической толщиной ( $\tau_{\text{cld}}$ ). Зависимости строились на основе результатов моделирования

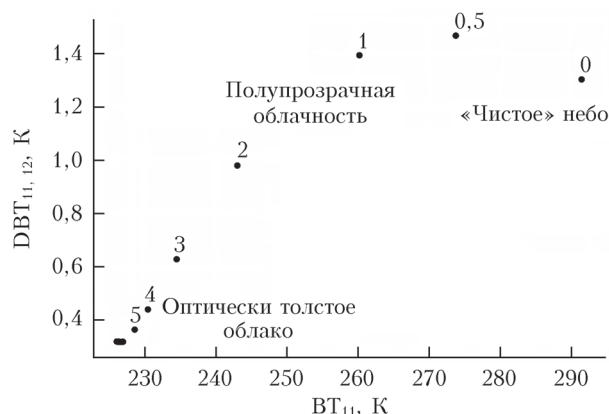


Рис. 1. Зависимость  $DBT_{11, 12}$  от  $BT_{11}$  для кристаллической облачности с различной оптической толщиной при температуре подстилающей поверхности 293 К

ИК-излучения в каналах спутникового прибора МСУ-МР. Моделирование осуществлялось с помощью быстрой радиационной модели на основе программного кода DISORT (Discrete Ordinates Radiative Transfer) [10], входящего в состав библиотеки libRadtran ([www.libradtran.org](http://www.libradtran.org)) [11].

Анализируя рис. 1 (цифрами на графике показана  $\tau_{\text{cld}}$ ), можно заметить, что для «чистого» неба (при отсутствии облачности)  $\text{BT}_{11}$  равна температуре подстилающей поверхности ( $T_s$ ). С увеличением  $\tau_{\text{cld}}$  уменьшается  $\text{BT}_{11}$ . Для «чистого» неба наблюдается некоторая положительная разность  $\text{DBT}_{11, 12}$ , обусловленная содержанием водяного пара в нижней атмосфере. Для облачности, в отличие от «чистого» неба, разность  $\text{DBT}_{11, 12}$  обусловлена различием в излучательной способности на  $\lambda = 11$  и  $12$  мкм. Таким образом, использование ИК-излучения только на  $\lambda = 11$  мкм не позволяет получить информацию о микрофизических свойствах облака. Необходимо анализировать измерения в обоих каналах, чтобы определить, как спектральная зависимость коэффициента  $\epsilon$  влияет на оценку  $T_{\text{eff}}$ . Согласно [1, 7, 12] между  $\epsilon$  на  $\lambda = 11$  и  $12$  мкм существует связь, которая выражается через коэффициент  $\beta$ :

$$\beta_{12/11} = \frac{\ln(1 - \epsilon_{12})}{\ln(1 - \epsilon_{11})}. \quad (3)$$

Важность параметра  $\beta$  заключается в том, что он позволяет компенсировать влияние излучения подстилающей поверхности на результирующий сигнал в каналах спутникового прибора с целью более точного определения радиационных свойства облачности.

С учетом выражения (3) коэффициент  $\epsilon$  для  $\lambda = 12$  мкм может быть записан как [12]:

$$\epsilon_{12} = 1 - (1 - \epsilon_{11})^{\beta_{12/11}}. \quad (4)$$

Таким образом, коэффициенты  $\epsilon$  и  $\beta$  являются основными параметрами для оценки  $T_{\text{eff}}$ . При этом вычисленная с использованием (1) интенсивность ИК-излучения в спектральных каналах спутникового прибора МСУ-МР служит исходным параметром для численного решения обратной задачи с целью определения  $T_{\text{eff}}$ .

## Описание методики

Суть представленной в рамках настоящей работы методики восстановления заключается в том, что  $T_{\text{eff}}$  оценивается путем сравнения измеренных и вычисленных с помощью выражения (1) интенсивностей ИК-излучения в каналах спутникового прибора, т.е. решается обратная задача. Для ее решения использовался метод оптимальной оценки [13], широко применяющийся в задачах дистанционного зондирования Земли и позволяющий находить несколько зависящих между собой целевых параметров по нескольким измерениям спутникового прибора. Этот метод хорошо зарекомендовал себя

при определении свойств облаков [7, 14, 15], вулканического [16] и пылевого [17] аэрозолей.

Процедура оценки  $T_{\text{eff}}$  начинается с построения прямой модели вида

$$\begin{aligned} \mathbf{y} &= F(\mathbf{x}, \mathbf{p}) + \mathbf{e}, \\ \mathbf{y} &= [\text{BT}_{11}, \text{DBT}_{11, 12}], \\ \mathbf{x} &= [T_{\text{eff}}, \epsilon_{11}, \beta_{12/11}], \\ \mathbf{p} &= [R_{\text{ac}}, t_{\text{ac}}, R_{\text{clr}}, \theta], \end{aligned} \quad (5)$$

где  $\mathbf{y}$  – вектор измерений размерностью  $m$ ;  $\mathbf{x}$  – вектор искомых параметров размерностью  $n$ ;  $F$  – оператор прямой модели;  $\mathbf{e}$  – вектор ошибок измерения;  $\mathbf{p}$  – вектор вспомогательных данных.

Для решения обратной задачи с целью оценки искомых параметров, при которых смоделированные измерения наиболее точно соответствовали бы фактическим измерениям в каналах спутникового прибора, с учетом ошибок измерения осуществляется линейаризация прямой модели (5) с помощью выражения

$$\begin{aligned} \mathbf{y} - F(\mathbf{x}_a, \mathbf{p}) &= \mathbf{K}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_a) + \mathbf{e}, \\ \mathbf{x}_a &= [T_{\text{eff}, a}, \epsilon_{11, a}, \beta_{12/11, a}], \\ \mathbf{K} &= \frac{\partial F(\mathbf{x})}{\partial \mathbf{x}} \end{aligned} \quad (6)$$

– матрица весовых функций (якобианов) размерностью  $(m, n)$ ;  $\mathbf{x}_a$  – вектор априорной информации искомых параметров.

Подробно о расчете элементов матрицы  $\mathbf{K}$  сказано в [18, 19]. Основной принцип решения обратной задачи методом оптимальной оценки заключается в максимизации плотности вероятности получения  $\mathbf{x}$  в зависимости от значений  $\mathbf{y}$  и  $\mathbf{x}_a$ . Оценка вектора  $\mathbf{x}$ , при котором достигается максимум вероятности того, что расчетные значения наиболее точно соответствуют фактическим измерениям, определяется путем минимизации целевой функции вида [4, 13]:

$$\begin{aligned} \varphi &= (\mathbf{x} - \mathbf{x}_a)^T \mathbf{S}_a^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_a) + \\ &+ (\mathbf{y} - F(\mathbf{x}, \mathbf{p}))^T \mathbf{S}_y^{-1} (\mathbf{y} - F(\mathbf{x}, \mathbf{p})). \end{aligned} \quad (7)$$

Здесь  $\mathbf{S}_a$  – ковариационная матрица ошибок начальных приближений;  $\mathbf{S}_y$  – ковариационная матрица ошибок прямой модели и измерений.

Процедура минимизации обычно проводится в несколько итераций, и точность решения зависит от начального приближения  $\mathbf{x}_a$ . На каждой итерации к искомому  $\mathbf{x}$  прибавляется изменение  $\delta \mathbf{x}$ , которое определяется следующим образом:

$$\delta \mathbf{x} = \mathbf{S}_x \{ \mathbf{K}^T \mathbf{S}_y^{-1} (\mathbf{y} - F(\mathbf{x})) + \mathbf{S}_a^{-1} (\mathbf{x}_a - \mathbf{x}) \} \quad (8)$$

где  $\mathbf{S}_x$  – ковариационная матрица ошибок  $\mathbf{x}$ .

Процедура минимизации осуществляются до тех пор, пока не будет выполнено условие [18]:

$$\left\| \sum \delta \mathbf{x} \mathbf{S}_x^{-1} \delta \mathbf{x} \right\| \leq \frac{d}{2}, \quad (9)$$

где  $d$  — количество элементов вектор  $\mathbf{x}$ .

Если в течение 10 итераций условие (9) не выполняется,  $\mathbf{x}$  равняется вектору априорной информации.

Априорные значения и связанные с ними неопределенности служат начальными условиями и действуют для ограничения искомым параметров  $\mathbf{x}$ , когда измерения у несут мало информации об одном или нескольких извлекаемых параметрах.

Ковариационные матрицы  $\mathbf{S}_x$ ,  $\mathbf{S}_a$ ,  $\mathbf{S}_y$  представлены в виде

$$\begin{aligned} \mathbf{S}_x &= (\mathbf{S}_a^{-1} + \mathbf{K}^T \mathbf{S}_y^{-1} \mathbf{K})^{-1}, \\ \mathbf{S}_a &= \begin{bmatrix} \sigma^2(T_{\text{eff}, a}) & 0 & 0 \\ 0 & \sigma^2(\epsilon_{11, a}) & 0 \\ 0 & 0 & \sigma^2(\beta_{12/11, a}) \end{bmatrix}, \\ \mathbf{S}_y &= \begin{bmatrix} \sigma^2(\text{BT}_{11}) & 0 \\ 0 & \sigma^2(\text{DBT}_{11, 12}) \end{bmatrix}, \end{aligned} \quad (10)$$

где  $\sigma$  — среднеквадратичное отклонение.

Ковариационные матрицы  $\mathbf{S}_a$  и  $\mathbf{S}_y$  принимаются диагональными, т.е. ошибки каждого из параметров матрицы не связаны между собой. От правильного определения  $\mathbf{S}_a$  и  $\mathbf{S}_y$  зависит точность поиска  $\mathbf{x}$ .

Определим матрицу  $\mathbf{S}_a$ . Так как облачность в редких случаях находится выше тропопаузы,  $\epsilon_{11, a}$  будет равен коэффициенту излучательной способности тропопаузы  $\epsilon_{11, \text{тропо}}$ , который рассчитывается с помощью выражения (1) для  $T_{\text{eff}}$ , равной температуре тропопаузы ( $T_{\text{тропо}}$ ) из модели ЧПП. В качестве начального приближения для  $T_{\text{eff}}$  берется  $\text{BT}_{11}$ . Для определения  $\beta_{12/11}$  обратимся к рис. 2, на котором представлено изменение параметра  $\beta_{12/11}$  в зависимости от значений эффективного радиуса частиц ( $r_e$ ) для двух фазовых состояний облачности: капельной и кристаллической. Видно, что разные типы облачности обладают разной излучательной способностью. По мере увеличения  $r_e$  значение  $\beta_{12/11}$  стремится к единице. В качестве начального приближения  $\beta_{12/11, a}$  целесообразно взять значения с минимальными  $r_e$  для каждого типа облачности: для капельной — 1,3, для кристаллической — 1,1. Значения  $\mathbf{x}_a$  и ковариационной матрицы  $\mathbf{S}_a$  приведены в табл. 1. Неопределенности для  $\mathbf{S}_a$  были получены из [7, 19].

Для решения обратной задачи необходимо задать ковариационную матрицу ошибок прямой модели и измерений  $\mathbf{S}_y$ . Очевидно, что источниками основных ошибок являются: ошибка переноса излучения ( $\sigma_{\text{clr}}$ ); ошибка каналов спутникового прибора ( $\sigma_{\text{instr}}$ ), связанная с калибровкой, шумами и ошибками

функций спектральной чувствительности; ошибка, связанная с пространственной неоднородностью облачности ( $\sigma_{\text{instr}}$ ). Значения неопределенностей, полученные из [7, 19], прямой модели и измерений представлены в табл. 2.

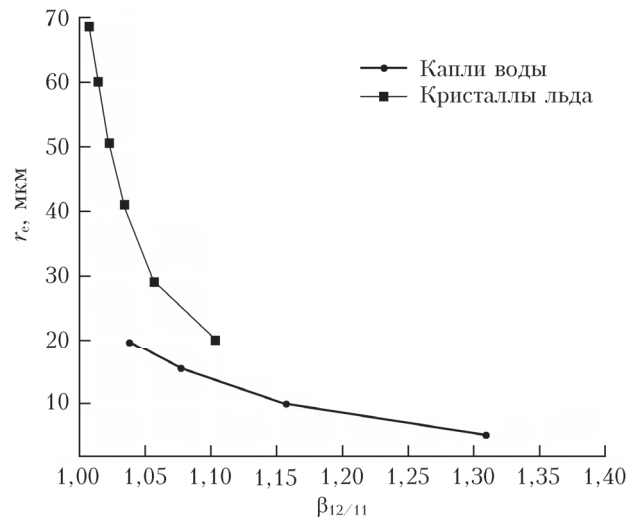


Рис. 2. Изменение параметра  $\beta_{12/11}$  в зависимости от эффективного радиуса частиц облачности

Таблица 1

Начальные приближения  $\mathbf{x}_a$  и их неопределенности

Параметр	Априорная информация	$\sigma$
$T_{\text{eff}, a}$	$\text{BT}_{11}$	10К
$\epsilon_{11, a}$ (кап. обл.)	$\epsilon_{11, \text{тропо}}$	0,1
$\epsilon_{11, a}$ (крист. обл.)	$\epsilon_{11, \text{тропо}}$	0,4
$\beta_{12/11, a}$ (кап. обл.)	1,3	0,2
$\beta_{12/11, a}$ (крист. обл.)	1,06	0,2

Таблица 2

Неопределенности прямой модели и измерений

Параметр	$\sigma_{\text{instr}}$ , К	$\sigma_{\text{het}}$	$\sigma_{\text{clr}}$ (море), К	$\sigma_{\text{clr}}$ (земля), К
$\text{BT}_{11}$	1,0	Вычисляется по фактическим измерениям	1,5	5
$\text{DBT}_{11, 12}$	1,0	в окне размером $3 \times 3$	0,5	1

Стоит отметить, что существует гораздо большая неопределенность  $\sigma_{\text{clr}}$  для суши, чем для морской поверхности, поэтому  $\sigma_{\text{clr}}$  над землей выше, чем над водой. Чтобы учесть ошибку неоднородности, которая заключается в том, что область пикселя спутникового изображения частично покрыта облаками, рассматривается поле облачности больше, чем пространственное разрешение каналов спутникового прибора. В настоящей работе рассматривался блок пикселей спутникового изображения размером  $3 \times 3$  по аналогии с [7].

## Восстановление высоты верхней границы облачности

Перед выполнением процедуры восстановления  $H_{\text{cld}}$  должны быть идентифицированы пиксели изображения, которые содержат облачность. Для детектирования облачности на спутниковых изображениях МСУ-МР в настоящей работе использовался метод машинного обучения на основе сверточной нейронной сети [20]. После построения маски облачности каждому облачному пикселю ставится в соответствие значение  $T_s$ , профили водяного пара ( $RH$ ), давления ( $P$ ) и температуры ( $T$ ), полученные из ЧПП GFS (<ftp.ncser.noaa.gov>) с временным разрешением 6 ч и пространственным разрешением  $0,25^\circ$ . Вертикальное распределение  $RH$ ,  $P$  и  $T$  в модели представлено на 34 уровнях атмосферы с шагом 25 гПа в пограничном слое атмосферы и 50 гПа в тропосфере и нижней стратосфере. Далее с помощью модели RTTOV (<https://www.nwpsaf.eu/site/software/rttov/>) рассчитываются  $R_{\text{clr}}$ ,  $R_{\text{ac}}$ ,  $t_{\text{ac}}$ . Затем с помощью метода оптимальной оценки определяется  $T_{\text{cld}}$ , которая сопоставляется с температурой из вертикального профиля модели GFS с целью определения  $H_{\text{cld}}$ . Полученный профиль температуры из модели интерполируется на более детальную сетку давления в 101 изобарический уровень атмосферы с определенным вертикальным градиентом.

Модельный вертикальный профиль интерполируется по-разному в зависимости от того, наблюдается температурная инверсия или нет. Инверсия определяется как область в атмосфере, где температура увеличивается с высотой. Если  $T_{\text{cld}}$  находится за пределами инверсии, то для оценки  $H_{\text{cld}}$  используется простая линейная интерполяция профиля температуры от высоты, например  $-9,8$  К/км. При наличии инверсий монотонная зависимость между температурой и высотой исчезает, и одно значение температуры облаков может соответствовать нескольким значениям давления или высоты в атмосферном столбе. Ошибка  $H_{\text{cld}}$  при наличии инверсии может достигать до 2 км [21]. Обычно инверсии распространены в нижних слоях атмосферы над морской поверхностью, где преобладает слоисто-кучевая облачность.

На практике наличие низкоуровневых инверсий определяется анализом температурного профиля модели ЧПП [19]. Если какой-либо слой, расположенный ниже 600 гПа, теплее, чем слой под ним, то предполагается, что присутствует инверсия. Однако у этого подхода есть ряд недостатков. Во-первых, данные моделей часто бывают неточными, особенно над морской поверхностью. Во-вторых, модели имеют грубое пространственное разрешение. Поэтому нельзя с уверенностью утверждать, что температурные профили из модели будут достоверно указывать на наличие инверсии. Для решения проблемы обнаружения инверсий в рамках настоящей работы применялся подход, основанный на разности между  $T_{\text{cld}}$  и  $T_s$  [22]. Его суть заключа-

ется в использовании специальных справочных таблиц, содержащих информацию о вертикальных градиентах температуры в зависимости от разности  $T_{\text{cld}}$  и  $T_s$  отдельно для морской и земной поверхностей. Таблицы строились на основе наблюдений спутникового лидара, установленного на КА CALIPSO [22]. Похожие таблицы использовались в [21] при восстановлении  $H_{\text{cld}}$  по данным спутникового прибора MODIS, установленного на КА Aqua и Terra. Отличие заключается лишь в том, что температурный градиент рассчитывался для каждого месяца года для тропиков, южных и северных широт.

После вычисления температурного градиента  $H_{\text{cld}}$  находится по формуле

$$H_{\text{cld}} = -\frac{(T_s - T_{\text{cld}})}{\text{lapse\_rate}} + H_s, \quad (11)$$

где  $\text{lapse\_rate}$  – температурный градиент;  $H_s$  – высота над уровнем моря.

Стоит отметить, что ошибки при восстановлении  $H_{\text{cld}}$  могут возникать не только при наличии инверсий. Методика, представленная в настоящей работе, разрабатывалась применительно к однослойным облакам, при этом ошибка может меняться в зависимости от коэффициента спектральной яркости  $\epsilon$ . Согласно [7] для  $\epsilon < 0,4$  ошибка  $T_{\text{cld}}$  может достигать до 10 К, ошибка  $H_{\text{cld}}$  до 1 км.

Многослойная облачность, при которой ошибки возрастают, не принималась во внимание в настоящей работе. Тем более, как показывают результаты [7], для многослойных облаков строятся свои матрицы неопределенностей при решении обратной задачи. Но перед этим необходимо выработать точную методику обнаружения многослойных облаков, которая в своей основе потребует данных не только пассивных спутниковых приборов, но и лидарного зондирования. Разработка методики определения многослойной облачности для МСУ-МР осложняется тем, что спутниковый прибор имеет всего шесть спектральных каналов, при этом в ночное время доступно всего три канала. Разработка методики обнаружения многослойных облаков для радиометра МСУ-МР – это задача будущих исследований.

## Анализ результатов

Оценка качества восстановленных значений  $H_{\text{cld}}$  проводилась по данным спутникового лидара CALIOP, установленного на КА CALIPSO. Регистрируя обратное электромагнитное рассеяние, лидар позволяет восстанавливать многие характеристики облачности, среди которых размер частиц, фазовое состояние и высота верхней границы. Он работает на  $\lambda = 532$  и  $1064$  нм с различным вертикальным и горизонтальным разрешением в зависимости от высоты наблюдения. При высоте меньше 8,2 км вертикальное разрешение составляет 30 м, горизонтальное – 333 м; при высоте больше 8,2 км вертикальное разрешение равно 60 м, горизонтальное – 1 км.

Для исследования использовался следующий набор данных: общее ослабление обратного рассеяния на  $\lambda = 532$  нм (продукт CAL\_LID\_L1\_Exp-Prov-V3, версия № 3), маска и типы облачности (продукт CAL\_LID\_L2\_VFM\_Exp-Prov-V3-40, версия № 3). Данные с КА CALIPSO получены с сайта ftp://ftp.icare.univ-lille1.fr. Ошибка в значениях  $H_{\text{cld}}$  по данным КА CALIPSO зависит от типа облачности и уровня атмосферы, на котором они расположены. На уровнях выше 680 гПа ошибка может достигать до 800 м, на уровнях ниже 680 гПа – до 1,3 км [23].

На рис. 3 показана траектория пролета КА CALIPSO (белая линия), совмещенная со спутниковым изображением МСУ-МР за 10 июня 2020 г. (дата максимального сближения траекторий пролета двух КА).

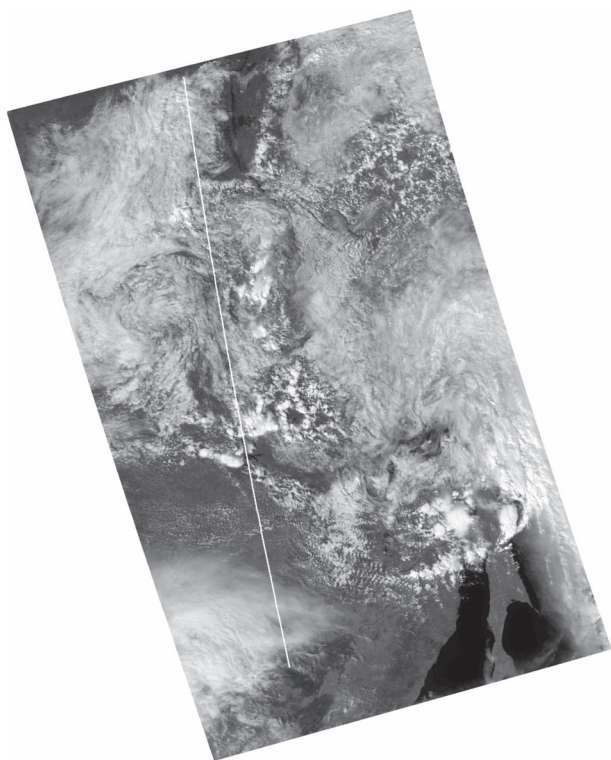


Рис. 3. Совмещение траектории пролета КА CALIPSO со спутниковым изображением МСУ-МР (канал 0,8 мкм) за 10 июня 2020 г.

Для анализа восстановленных значений  $H_{\text{cld}}$  отбирались пролеты КА CALIPSO и «Метеор-М» № 2-2 с разницей по времени, не превышающей 10 мин. Затем происходило пространственное совмещение: для каждого лидарного измерения осуществлялся поиск ближайшего облачного пикселя по данным МСУ-МР.

На рис. 4 (цветная вставка) приведены графики вертикального распределения (по высоте) ослабления обратного рассеяния и типов облачности вдоль маршрута (по географическим координатам) съемки КА CALIPSO. Значения  $H_{\text{cld}}$ , совмещенные с данными КА CALIPSO, показаны на графиках в виде черных точек.

Из-за высокой чувствительности лидара CALIOP к оптически тонким аэрозолям (вплоть до оптической толщины 0,01) [24, 25] фоновый шум и атмосферный аэрозоль могут классифицироваться как облачность. Такая проблема наблюдается для маски облачности в наборе данных КА CALIPSO VFM (Vertical Feature Mask) версии № 2, особенно для облаков нижнего яруса (ниже 2,5 км). Согласно [25] такая же проблема, хоть и в меньшей степени, осталась и в наборе данных VFM версии № 3.

Неправильная идентификация облаков КА CALIPSO может повлиять на анализ результатов сопоставления оценок  $H_{\text{cld}}$ . Для решения этой проблемы был выработан следующий подход. Высота верхней границы облачности по данным КА CALIPSO определялась высотой самого высокого облака в профиле набора данных VFM. Чтобы избежать ситуации многослойных облаков, рассматривались только случаи, когда различия по  $H_{\text{cld}}$  между лидаром и данными МСУ-МР не превышали 3 км. Невидимая для МСУ-МР тонкая облачность для лидара будет облачностью с наибольшей высотой, в то время как для МСУ-МР максимальной высотой будут обладать облака низлежащего яруса (под перистой облачностью). Подобные случаи можно видеть на рис. 4, б в районе координат 57,89/126,83, когда перистые облака находятся над высококучевыми. Так как разрешение продукта VFM составляет 5 км, а спутниковых измерений МСУ-МР – 1 км, то при сравнении проверялось условие, чтобы пиксели на изображении МСУ-МР в окне  $5 \times 5$  принадлежали к облачности.

Сравнение оценок  $H_{\text{cld}}$  по данным МСУ-МР проводилось для полного пролета КА «Метеор-М» за 24-часовой период 10 июня 2020 г. Рассматривались регионы земного шара, характеризующиеся различными климатическими условиями и типами подстилающей поверхности, начиная от пустынь и гор и заканчивая снежными равнинами Антарктиды. На рис. 5 представлены результаты сравнения  $H_{\text{cld}}$  по данным МСУ-МР и лидара CALIOP.

Рисунок свидетельствует о хорошей согласованности  $H_{\text{cld}}$  между МСУ-МР и CALIOP с коэффициентом корреляции  $R = 0,94$ . Среднеквадратическая ошибка RMSE = 1,28 км, что соответствует допустимой ошибке определения  $H_{\text{cld}}$ , не превышающей 1,5 км [19]. Однако для значений  $H_{\text{cld}}$  ниже 6 км можно наблюдать случаи, когда данные МСУ-МР и CALIOP плохо согласуются. Подобная ситуация отмечалась авторами [26] при сравнении оценок  $H_{\text{cld}}$  по данным, полученным с КА Himawari-8 и CALIPSO. По мнению авторов [26], основной причиной может быть неопределенность в вертикальных профилях температуры и водяного пара в нижней атмосфере в ЧПП, особенно в пограничном слое до 3 км.

В табл. 3 приведены ошибки определения  $H_{\text{cld}}$  как для всей выборки, участвующей в сравнении, так и для каждого типа облачности в отдельности.

Наименее согласованы результаты для типов *Cb inc.*, *Ci* и *Ac*. Оценка  $H_{\text{cld}}$  по данным CALIOP для *Ci* (перистой облачности) больше в среднем

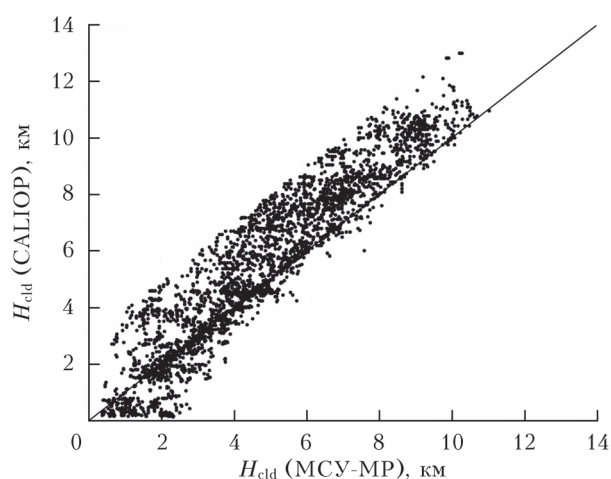


Рис. 5. Сопоставление оценок  $H_{\text{cld}}$ , восстановленных по данным MCSU-MP и CALIOP:  $N = 3617$ ; среднеквадратическая ошибка RMSE = 1,28; средняя абсолютная ошибка MAE = 0,97; смещение данных CALIOP относительно MCSU-MP (средняя ошибка) Bias = 0,67;  $R = 0,94$

Т а б л и ц а 3

Результаты сравнения  $H_{\text{cld}}$

Тип	Количество пикселей, %	RMSE, км	MAE, км	Bias, км	$R$
Все типы	100	1,28	0,97	-0,67	0,94
<i>St</i>	1,16	0,90	0,66	0,58	0,35
<i>Sc</i>	20,76	0,91	0,67	0,43	0,64
<i>Cu</i>	2,62	0,69	0,49	0,1	0,70
<i>Ac</i>	24,35	1,27	0,94	-0,88	0,62
<i>As</i>	11,22	0,65	0,38	0,19	0,82
<i>Ci</i>	29,05	1,71	1,50	-1,48	0,86
<i>Cb inc.</i>	10,81	1,19	0,97	-0,93	0,86

на ~ 1,5 км по сравнению с данными MCSU-MP. Это может быть связано либо с высокой чувствительностью лидара, либо же с неопределенностями представленной методики. Также примечателен тот факт, что облака *Cb inc.* (облака глубокой конвекции), согласно данным CALIOP, могут иметь толщину 100–200 м. Однако в реальности облака *Cb inc.* имеют сложную вертикальную структуру и толщину в несколько километров. Детальный анализ типов облачности по данным CALIOP позволил установить, что значение  $H_{\text{cld}}$  для облаков *As* и *Ci* попадает в диапазон 0–2 км. Такие результаты вызывают сомнения, ведь эти облака расположены, как правило, на высотах более 3 км. Таким образом, трудно связать типы облачности, определяемые по данным CALIOP, с ошибками  $H_{\text{cld}}$ . Необходим детальный анализ типов облачности с привлечением результатов, полученных с других спутниковых приборов.

Анализ вертикального распределения облачности по данным лидарных измерений показал, что 67% всей выборки приходится на многослойную облачность. Если убрать из общей выборки многослойную облачность, то RMSE снижается до 1,16 км,

а Bias до -0,1 км. При сравнении оценок  $H_{\text{cld}}$  для выборки с однослойной облачностью Bias уменьшается на ~ 0,6 км. Для многослойной облачности оценки  $H_{\text{cld}}$  по данным CALIOP завышены по сравнению с MCSU-MP, и, как было отмечено ранее, это может быть связано с тем, что лидар очень чувствителен к мелким кристаллам льда, которые могут присутствовать над основным слоем облаков в атмосфере. Кроме того, если в выборке с однослойными облаками не рассматривать облака *Ci*, дающие наибольшую ошибку, то RMSE снижается до 1,06 км, а Bias и вовсе практически равно нулю.

### Заключение

В настоящей работе представлена методика восстановления  $H_{\text{cld}}$  по данным спутникового радиометра MCSU-MP КА «Метеор-М» № 2-2. Описаны физические принципы определения  $H_{\text{cld}}$  путем анализа ИК-излучения в расщепленном окне прозрачности атмосферы на длинах волн 11 и 12 мкм. Сравнение оценок  $H_{\text{cld}}$  по данным MCSU-MP и по данным спутникового лидара CALIOP показали высокую согласованность: коэффициент корреляции составил 0,94, среднеквадратическая ошибка – 1,28 км, что говорит об эффективности предложенной методики. Данные лидара завышают  $H_{\text{cld}}$  по сравнению с MCSU-MP в среднем (по всей выборке) на ~ 0,7 км. Анализ полученных результатов показал, что 67% всей выборки приходится на многослойную облачность. Сравнение оценок  $H_{\text{cld}}$  по данным CALIOP и MCSU-MP для выборки только с однослойной облачностью показало, что смещение равно -0,1 км, а среднеквадратическая ошибка – 1,16 км. При анализе результатов не удалось с достоверной точностью определить влияние типов облачности на результирующую ошибку оценки  $H_{\text{cld}}$ , так как имеется ряд вопросов к определению некоторых типов облаков по данным лидара CALIOP.

На основе представленной методики был разработан программный комплекс, позволяющий в оперативном режиме восстанавливать  $H_{\text{cld}}$  по мере поступления данных с радиометра MCSU-MP. Информация о  $H_{\text{cld}}$ , а также других параметрах облачности доступна на сайте (<https://www.dvcrepod.ru/CloudParamsMeteor.php>).

1. Inoue T. On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bispectral measurements in the 10 micron window region // J. Meteor. Soc. 1985. V. 63. P. 88–99.
2. Lutz H.J., Wilson H.K., Heinemann T., Samain O., Gustafsson J., Holmlund K., de Smet A. MSG Meteorological Products Extraction Facility Algorithm Specification Document. EUMETSAT, 2011. 297 p.
3. Le Gléau H. Algorithm Theoretical Basis Document for the Cloud Product Processors of the NWC/GEO), NWC/CDOP2/GEO/MFL/SCI/ATBD/Cloud, 2016. V. 1, N 1. 118 p. [Electronic resource]. URL: [http://www.nwcsaf.org/documents/20182/30662/NWC-CDOP2-GEO-MFL-SCI-ATBD-Cloud\\_v1.1.pdf](http://www.nwcsaf.org/documents/20182/30662/NWC-CDOP2-GEO-MFL-SCI-ATBD-Cloud_v1.1.pdf) (last access: 22.06.2020).

4. URL: [http://www.nwcsaf.org/documents/20182/30662/NWC-CDOP2-GEO-MFL-SCI-ATBD-Cloud\\_v1.1.pdf](http://www.nwcsaf.org/documents/20182/30662/NWC-CDOP2-GEO-MFL-SCI-ATBD-Cloud_v1.1.pdf) (last access: 22.06.2020).
5. *Watts P., Bennartz R., Fell F.* Retrieval of two-layer cloud properties from multispectral observations using optimal estimation // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2011. V. 116. 22 p.
6. *Menzel W.P., Frey R.A., Zhang H., Wylie D.P., Moeller C.C., Holz R.E., Maddux B., Baum B.A., Strabala K.L., Gumley L.E.* MODIS global cloud-top pressure and amount estimation: Algorithm description and results // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2008. V. 47, N 4. P. 1175–1198.
7. *Hamann U., Walther A., Baum B., Bennartz R., Bugliaro L., Derrien M., Francis P.N., Heidinger A., Joro S., Kniffka A., Le Gléau H., Lockhoff M., Lutz H.J., Meirink F.J., Minnis P., Palikonda R., Roebeling R., Thoss A., Platnick S., Watt P., Wind G.* Remote sensing of cloud top pressure/height from SEVIRI: Analysis of ten current retrieval algorithms // *Atmos. Meas. Tech.* 2014. V. 7. P. 2839–2867.
8. *Heidinger A., Pavolonis M.* Gazing at cirrus clouds for 25 years through a split window. Part I: Methodology // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2009. V. 48. P. 1100–1116.
9. *Derrien M., Lavanant L., Le Gléau H.* Retrieval of the cloud top temperature of semi-transparent clouds with AVHRR // *Proc. IRS.* 1988. P. 199–202.
10. *Pavolonis M.* Advances in extracting cloud composition information from spaceborne infrared radiances – a robust alternative to brightness temperatures. Part I: Theory // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2010. V. 49, N 9. P. 1992–2012.
11. *Buras R., Dowling T., Emde C.* New secondary-scattering correction in DISORT with increased efficiency for forward scattering // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2011. V. 112, N 12. P. 2028–2034.
12. *Mayer B., Kylling A., Emde C., Buras R., Hamann U., Gasteiger J., Richter B.* LibRadtran User's Guide. 2017. 155 p. [Electronic resource]. URL: <http://www.libradtran.org/doc/libRadtran.pdf> (last access: 22.06.2020).
13. *Parol F., Buriez J.C., Brogniez G., Fouquart Y.* Information-content of AVHRR channels 4 and 5 with respect to the effective radius of cirrus cloud particles // *J. Appl. Meteorol.* 1991. V. 30. P. 973–984.
14. *Rogers C.D.* Inverse Methods for Atmospheric Sounding. Theory and Practice. Singapore, London: World Scientific Publishing, 2000. V. 2. 243 p.
15. *Poulsen C.A., Siddans R., Thomas G.E., Sayer A.M., Grainger R.G., Campmany E., Dean S.M., Arnold C., Watts P.D.* Cloud retrievals from satellite data using optimal estimation: evaluation and application to ATSR // *Atmos. Meas. Tech.* 2012. V. 5. P. 1889–1910.
16. *Walther A., Heidinger A.K.* Implementation of the daytime cloud optical and microphysical properties algorithm (DCOMP) in PATMOS-x // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2012. V. 51, N 7. P. 1371–1390.
17. *Carboni E., Mather T.A., Schmidt A., Grainger R.G., Pfeffer M.A., Ialongo I., Theys N.* Satellite-derived sulfur dioxide (SO<sub>2</sub>) emissions from the 2014–2015 Holuhraun eruption (Iceland) // *Atmos. Chem. Phys.* 2019. V. 19. P. 4851–4862.
18. *Turner D.D.* Ground-based infrared retrievals of optical depth, effective radius, and composition of airborne mineral dust above the Sahel // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2008. V. 113. 14 p.
19. *Pavolonis M.J., Heidinger A.K., Sieglaff J.* Automated retrievals of volcanic ash and dust cloud properties from upwelling infrared measurements // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2013. V. 118. P. 1436–1458.
20. *Heidinger A.* AWG Cloud Height Algorithm. [Electronic resource]. URL: [https://www.star.nesdis.noaa.gov/goesr/documents/ATBDs/Enterprise/ATBD\\_Enterprise\\_Cloud\\_Height\\_v3.1\\_Mar2017.pdf](https://www.star.nesdis.noaa.gov/goesr/documents/ATBDs/Enterprise/ATBD_Enterprise_Cloud_Height_v3.1_Mar2017.pdf) (last access: 22.06.2020).
21. *Андреев А.И., Шамилова Ю.А., Холодов Е.И.* Применение сверточной нейронной сети для детектирования облачности по данным прибора МСУ-МР спутника «МЕТЕОР-М» № 2 // *Метеорол. и гидрол.* 2019. № 7. С. 44–53.
22. *Baum B.A., Menzel W.P., Frey R.A., Tobin D.C., Holz R.E., Ackerman S.A., Heidinger A.K., Yang P.* MODIS cloud top property refinements for Collection 6 // *J. Appl. Meteor. Climatol.* 2012. V. 51, N 6. P. 1145–1163.
23. *Vaughan M.A., Powell K.A., Winker D.M., Hostetler C.A., Kuehn R.E., Hunt W.H., Getzewich B.J., Young S.A., Liu Z., McGill M.J.* Fully automated detection of cloud and aerosol layers in the CALIPSO lidar measurements // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2009. V. 26. P. 2034–2050.
24. *Sun-Mack S., Minnis P., Chen Y., Kato S., Yi Y., Gibson S.C., Heck P.W., Winker D.M.* Regional apparent boundary layer lapse rates determined from CALIPSO and MODIS data for cloud-height determination // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2014. V. 53, N 4. P. 990–1011.
25. *McGill M.J., Vaughan M.A., Trepte C.R., Hart W.D., Hlavka D.L., Winker D.M., Kuehn R.* Airborne validation of spatial properties measured by the CALIPSO lidar // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112, N D20. 8 p.
26. *Hagihara Y., Okamoto H., Luo Z.J.* Joint analysis of cloud top heights from CloudSat and CALIPSO: New insights into cloud top microphysics // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2014. V. 119. P. 4087–4106.

**A.A. Filei. Retrieval of the cloud top height from Meteor-M No. 2-2 MSU-MR measurements.**

A technique for determining the cloud top height from the MSU-MR measurements on-board the Russian meteorological satellite Meteor-M No. 2-2 is presented. It is based on measurements of the cloud radiation in the infrared atmospheric window at wavelengths of 11 and 12  $\mu\text{m}$ . The comparison between the cloud top heights estimated from MSU-MR data and CALIOP satellite lidar data shows their good agreement. A high correlation coefficient (0.94) and a low root-mean-square error (1.28 km) confirm the effectiveness of the technique suggested.



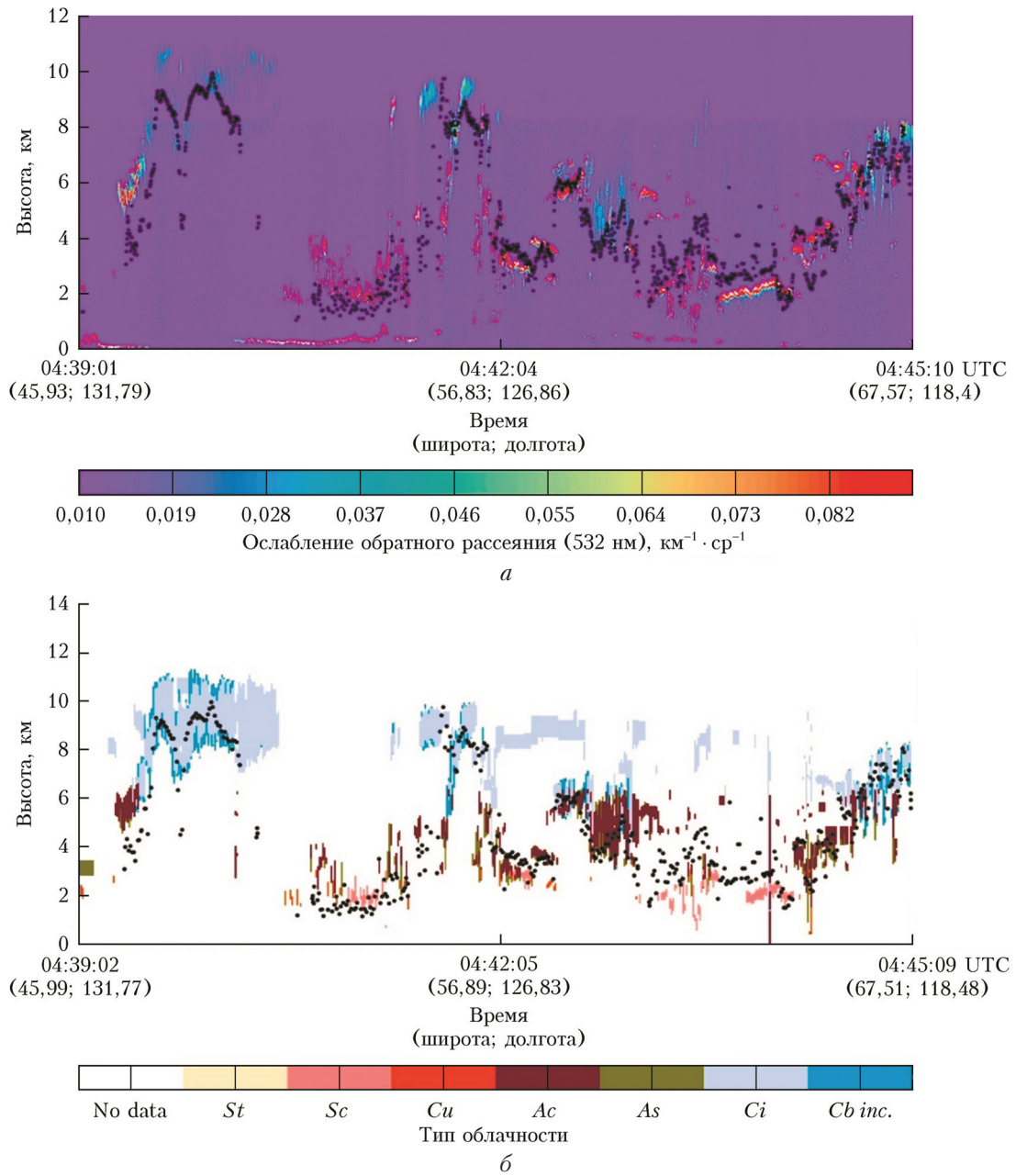


Рис. 4. Набор данных КА CALIPSO с совмещенными значениями  $H_{\text{eld}}$  за 10 июня 2020 г.: *a* – ослабление обратного рассеяния; *б* – типы облачности