

Характеристики облачного покрова в ночное время в районе расположения астрофизической гамма-обсерватории TAIGA по данным приборов спутникового базирования

А. И. Ревякин, Е. Ю. Мордвин, А. А. Лагутин

*Алтайский государственный университет, Барнаул, 656049, Россия
E-mail: artemy507@gmail.com*

Предлагается подход к восстановлению в оперативном режиме параметров облачного покрова по данным гиперспектрометра AIRS (*англ.* Atmospheric Infrared Sounder) спутника Aqua. Конкретной решаемой задачей является оценка границ облачности в районе расположения астрофизического комплекса TAIGA (*англ.* Tunka Advanced Instrument for cosmic rays and Gamma Astronomy). Актуальность данной информации обусловлена необходимостью учёта в восстанавливаемом по показаниям детекторов черенковского излучения энергетическом спектре и массовом составе первичного космического излучения вклада от широких атмосферных ливней, которые ранее на этапе предварительной обработки данных классифицировались как «облачные». Информационной основой предлагаемого подхода являются данные о вертикальных профилях температуры и влажности атмосферы, предоставляемые в виде исследовательского продукта L2 AIRS. Анализ полученных результатов показал, что в районе расположения обсерватории TAIGA для сезонов наблюдений 2002–2024 гг. характерная высота нижней границы облачного слоя составляет ~2,25 км относительно уровня моря. Толщина облачных слоёв находится в диапазоне от 0,5 до 4 км. Полученные оценки верифицированы по результатам совместного анализа данных AIRS со спутниковыми измерениями радара CPR (*англ.* Cloud Profiling Radar)/CloudSat и лидара CALIOP/CALIPSO (*англ.* Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization/Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation), которые проводились в период 2006–2011 гг. Главным результатом работы является вывод о возможности использования данных гиперспектрометра AIRS/Aqua, а также аналогичного прибора CrIS (*англ.* Cross-Track Infrared Sounder) спутниковой группировки JPSS (*англ.* Joint Polar Satellite System) для получения в оперативном режиме информации о характеристиках облачности в течение ночных наблюдений, проводимых черенковскими детекторами обсерватории TAIGA.

Ключевые слова: облачный покров, ДЗЗ, гиперспектрометр AIRS, гамма-обсерватория TAIGA

Одобрена к печати: 24.02.2025

DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-2-303-315

Введение

Разработка технологий оперативного мониторинга параметров атмосферы входит в круг актуальных задач, решение которых необходимо для реализации крупных проектов в области астрофизики высоких энергий (Fruck et al., 2022; Schmuckermaier et al., 2023). В перечень научно-исследовательских проектов мирового уровня, реализуемых на территории Российской Федерации, включён астрофизический комплекс TAIGA (*англ.* Tunka Advanced Instrument for cosmic rays and Gamma Astronomy). Обсерватория TAIGA расположена в Республике Бурятия в 50 км к западу от южной оконечности озера Байкал на территории Тункинской долины (51°48'35" с. ш., 103°04'02" в. д.) (Буднев и др., 2023; Astapov et al., 2023). Система детекторов обсерватории, занимающая площадь ~1 км², регистрирует в синхронном режиме каскады частиц, называемые широкими атмосферными ливнями (ШАЛ), которые порождаются в атмосфере Земли первичным космическим излучением высоких энергий. Таким образом, при данном подходе основные параметры первичных частиц, к которым относятся их энергия и массовое число, восстанавливаются на основе характеристик ШАЛ, измеренных различными наземными детекторами. Часть установок обсерватории TAIGA (Astapov et al., 2017; Budnev et al., 2020) нацелена на измерение черенковского излучения, которое испускается релятивистскими частицами ШАЛ, движущимися со скоростью, большей

скорости света в атмосфере. В силу специфики объекта исследований сеансы наблюдений на этих установках выполняются в безлунные ночи. Сезон активных измерений длится с сентября по апрель.

В инфраструктуре комплекса пока отсутствуют инструменты для оперативного измерения характеристик облачности. Вместе с тем информация о наличии облачных структур, об их оптических и геометрических свойствах требуется как в реальном времени при планировании и контроле текущих сеансов наблюдений, так и в виде баз данных на этапе обработки и интерпретации результатов измерений. Предварительные оценки показывают, что ~20 % черенковских наблюдений в рамках одного сезона выполняются в облачных условиях. Для реализации новых методик восстановления энергетического спектра и массового состава первичного космического излучения, которые позволят включить в статистику данные наблюдений ШАЛ, ранее классифицировавшихся как «облачные», необходимой является информация об облачном покрове над обсерваторией для всего периода наблюдений.

В силу отсутствия в обсерватории регулярных наземных наблюдений, единственным источником оперативной информации о свойствах облачного покрова в ночное время с высоким временным разрешением являются данные ДЗЗ. К числу наиболее важных параметров облаков можно отнести следующие: высота верхней и нижней границы облачных слоёв (ВВГО и ВНГО), геометрическая толщина, а также водозапас. В настоящей работе обсуждаются только геометрические характеристики облачных слоёв.

Для проведения оперативного мониторинга состояния атмосферы над обсерваторией TAIGA предлагается использовать наблюдения приборов, размещённых на спутниковых платформах Terra (Kaufman et al., 1998), Aqua (Parkinson, 2003), а также инструментов группировки JPSS (*англ.* Joint Polar Satellite System), в которую входят спутники SNPP, NOAA-20, NOAA-21 (Goldberg, 2013). Данные перечисленных спутниковых платформ для зоны расположения обсерватории ежедневно принимаются в режиме прямого вещания станциями «ЕОСкан» и «УниСкан-24» Центра космического мониторинга Алтайского госуниверситета (ЦКМ АлтГУ) (Лагутин и др., 2007а, б, 2022). Применяемый сегодня подход к обработке спутниковых данных позволяет восстанавливать основные параметры атмосферы в оперативном режиме через ~20 мин после пролёта спутника над зоной обсерватории. Отметим, что стандартные геофизические продукты радиометров MODIS (*англ.* Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) (Salomonson et al., 1989) и VIIRS (*англ.* Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) (Hillger et al., 2013), которые создаются в оперативном режиме, содержат информацию о маске облачного покрова, а также ВВГО, но не предоставляют данные о ВНГО, а следовательно, геометрической толщине облаков.

Следует также упомянуть, что в последние годы задача разработки новых методов для определения геометрических характеристик облачности по данным ДЗЗ решается в большом числе работ (см., например, (Скорыходов, Курьянович, 2022а, б; Tan et al., 2023)), однако предлагаемые алгоритмы, как правило, применимы для определения ВНГО однослойной облачности в дневное время.

Цель данной работы состоит в создании подхода к обработке спутниковых измерений, позволяющего проводить в оперативном режиме восстановление высоты верхней и нижней границы облачных слоёв, а также их геометрической толщины в ночное время в районе расположения гамма-обсерватории TAIGA по данным гиперспектрального прибора AIRS (*англ.* Atmospheric Infrared Sounder) спутника Aqua (Aumann et al., 2003) и аналогичного ему зондировщика CrIS (*англ.* Cross-Track Infrared Sounder) (Han et al., 2013) спутниковой группировки JPSS. В настоящей работе предложенный подход тестируется на измерениях AIRS/Aqua.

Техническая и информационная база исследования

Ключевым инструментом исследования является ИК-зондировщик AIRS, базирующийся на спутниковой платформе Aqua, которая была выведена на околоземную солнечно-синхронную орбиту в мае 2002 г. Основной задачей зондировщика на орбите является измере-

ние вертикальных профилей температуры и влажности атмосферы в глобальном масштабе с погрешностью меньшей, чем у современных метеорологических зондов. AIRS является гиперспектральным прибором с 2378 каналами, которые выполняют регистрацию уходящего из атмосферы Земли теплового излучения в ИК-диапазонах спектра: 3,74–4,61; 6,20–8,22; 8,8–15,4 мкм. Ширина полосы сканирования инструмента на экваторе ~1600 км.

Данные о профилях атмосферы содержатся в исследовательском геофизическом продукте уровня обработки L2 (*англ.* AIRS Level 2 Support Retrieval) (Susskind et al., 2020). Пространственное разрешение составляет ~40 км в надире.

Дополнительная информация о наличии облачного покрова в зоне расположения обсерватории TAIGA получена по данным измерений 36-канального радиометра MODIS, который входит в набор инструментов спутника Aqua и проводит синхронное с гиперспектрометром AIRS сканирование атмосферы. Информация о доле пикселя, закрытой облаками, была взята из продукта MODIS Cloud Product (MYD06_L2) (King et al., 2003). В работе применялись данные MYD06 с пространственным разрешением 5 км.

Для верификации предлагаемой методики использовались совместные измерения характеристик облачности радаром CPR (*англ.* Cloud Profiling Radar)/CloudSat и лидаром CALIOP/CALIPSO (*англ.* Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization/Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation) (Sassen et al., 2008), которые содержатся в продукте 2B-CLDCLASS-lidar (<https://www.cloudsat.cira.colostate.edu/data-products/2b-cldclass-lidar>).

Технология восстановления характеристик облачного покрова

В исследовании применяется комбинированный подход, который базируется на анализе градиентов вертикальных профилей относительной влажности $RH(z)$ и температуры воздуха $T(z)$, а также на фильтрации $RH(z)$ на высоте z согласно заданным пороговым значениям. Метод является развитием и адаптацией к результатам обработки уровня L2 гиперспектрометра AIRS алгоритма, предложенного для наземной радиометрической съёмки (Xu et al., 2023).

Известно, что на границах облачных слоёв наблюдается резкое изменение в вертикальных профилях $RH(z)$ и $T(z)$ (Lawson, Cooper, 1990; Matveev, 1984; Pietrowicz, Schiermeier, 1978). Таким образом, вариации в градиентах $RH(z)$ и $T(z)$ можно использовать для обнаружения подобных переходов.

В работе (Chernykh, Eskridge, 1996) был предложен метод определения границ облаков с использованием второй производной $RH(z)$ и $T(z)$. Однако учёт только $RH''(z)$ и $T''(z)$ может привести к ошибочной идентификации границ, например, в случае облачных слоёв малой толщины (Costa-Surós et al., 2014; Zhang et al., 2012).

Прямые инструментальные наблюдения показывают, что $RH(z)$ возрастает при пересечении нижней границы облачного слоя. В этом случае считается, что первая производная $RH(z)$ больше нуля ($RH'(z) > 0$) (Wang, Rossow, 1995). Также известно, что основанию облака соответствует локальный максимум $RH'(z)$, переход через который выражается условием $RH''(z) < 0$ (Wang, Rossow, 1995).

С другой стороны, в тропосфере с ростом высоты слоя температура воздуха $T(z)$, как правило, убывает, за исключением случаев инверсии в пограничном слое. Однако вблизи основания облачного слоя происходит конденсация водяного пара и сопутствующее ей выделение тепла, что должно приводить к увеличению $T(z)$ (т.е. $T'(z) > 0$). В то же время более значимым эффектом является снижение скорости убывания $T(z)$, которое можно выразить как $T''(z) > 0$. Таким образом, условия для определения нижней границы облачного слоя будут выглядеть как:

$$\begin{cases} RH'(z) > 0 \wedge RH''(z) < 0, \\ T'(z) > 0 \wedge T''(z) > 0. \end{cases} \quad (1)$$

Аналогично верхняя граница облачного слоя определяется следующим образом:

$$\begin{cases} RH'(z) < 0 \wedge RH''(z) < 0, \\ T'(z) < 0 \wedge T''(z) > 0. \end{cases} \quad (2)$$

Используемые в исследовании данные AIRS имеют сравнительно низкое вертикальное разрешение, убывающее с ростом высоты. Например, у поверхности Земли — ~750 м для $RH(z)$ и ~200 м для $T(z)$. В силу этого вертикальные профили были интерполированы до слоёв толщиной ~30–40 м, после чего использовались для нахождения первой и второй производной. На этом этапе применялся натуральный сглаживающий сплайн (*англ.* natural smoothing spline), отличительная от классического кубического сплайна особенность которого состоит в том, что при задании кривизны аппроксимирующей линии учитывается вес каждого значения выборки (Lyche, Schumaker, 1973). Значения весовых коэффициентов были найдены эмпирически и составляют 0,005.

Здесь следует отметить, что в используемом продукте AIRS L2 профили $RH(z)$ и $T(z)$ задаются на фиксированных уровнях давления $P(z)$. Интерполяция $RH(z)$ выполнялась следующим образом. В силу сравнительно низкого вертикального разрешения и, как следствие, малого числа точек в интервале давлений $P(z) \in [50, 851]$ гПа были введены дополнительные узлы: aP_i ниже уровня наблюдения z и bP_i выше этого уровня, где P_i — давление на высоте z . Значения RH в дополнительных узлах задавались равными относительной влажности на уровне P_i . Коэффициенты $a = 0,95$ и $b = 1,07$ были подобраны так, чтобы результат интерполяции удовлетворял совместному условию $RH''(z) < 0$ и $T''(z) > 0$. Приведём пример: допустим, что $P_i = 500$ гПа с $RH = 85\%$, тогда дополнительными узлами являются $[aP_i = 475$ гПа, $RH = 85\%]$ и $[bP_i = 535$ гПа, $RH = 85\%]$.

Таким образом, добавление дополнительных узлов и весов позволило точнее локализовать положение точек экстремума вертикального профиля $RH(z)$ по сравнению с классическим подходом к интерполяции, например, кубическими сплайнами или полиномами. Для $T(z)$, в силу большего вертикального разрешения по сравнению с $RH(z)$, процедура интерполяции выполнялась без введения дополнительных узлов и весов.

На *рис. 1* показаны результаты интерполяции для двух профилей влажности и температуры воздуха, полученные из исследовательского продукта AIRS.

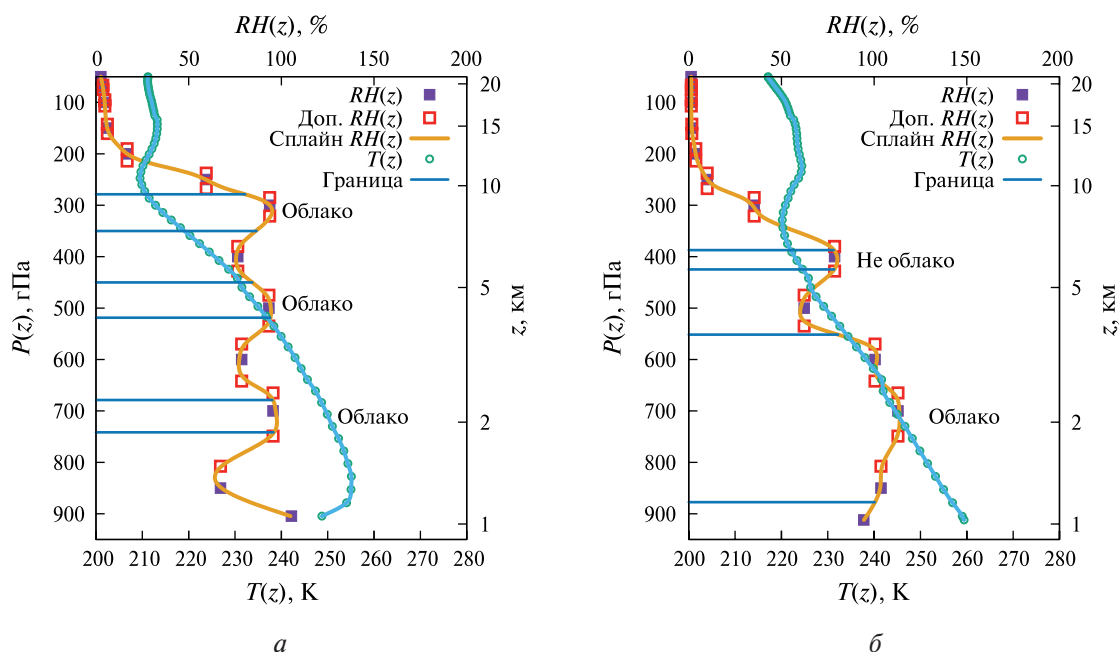


Рис. 1. Профили температуры и влажности, а также границы облачных слоёв по данным гиперспектрометра AIRS/Aqua в районе расположения обсерватории TAIGA: *а* — 22 января 2011 г.; *б* — 7 ноября 2023 г.

Закрашенными квадратами на рисунке показаны оценки влажности, полученные AIRS, а пустыми квадратами — дополнительные данные, добавленные перед процедурой интерполяции. Из *рис. 1* видно, что линия $RH(z)$ не всегда проходит через точки наблюдений, при этом образуются локальные максимумы и минимумы. В результате предлагаемый подход позволяет найти точки, где функции $RH'(z)$ и $RH''(z)$ меняют знак на противоположный.

В сравнении с инструментами наземной радиометрической съёмки, используемыми в работе (Xu et al., 2023), зондировщик AIRS обладает низкой чувствительностью к малым вариациям в профиле $T(z)$, которые характерны при переходах из более влажного слоя в менее влажный и обратно. В связи с этим из алгоритма определения верхней и нижней границы облачного слоя исключены условия $T'(z) > 0$ и $T'(z) < 0$.

На заключительном этапе поиска облачных структур, удовлетворяющих условиям (1) и (2), выполнялась дополнительная проверка. Суть используемого метода заключается в установлении предельной влажности воздуха, при которой слои с превышающим этот порог значением RH обозначаются как облачные (Zhang et al., 2010). Как правило, величина такого критерия зависит от высоты атмосферного слоя, при этом обозначенные условия справедливы для произвольного фазового состава облаков (твёрдый, жидкий, смешанный) (Zhang et al., 2010). Приведённые в *табл. 1* пороговые значения несколько занижены относительно параметров, представленных в работе (Xu et al., 2023). Поправки в пороги были внесены нами по результатам сопоставления с данными продукта MYD06 и оценкой числа облачных слоёв по данным алгоритма AIRS.

Таблица 1. Пороговые значения относительной влажности воздуха на различных высотах, используемые для идентификации облачного слоя

Диапазон высот, км	Min- RH , %	Max- RH , %	Inter- RH , %
0–2	84	92	82
2–6	80	88	78
6–12	78	86	72
>12	70	78	68

Таким образом, слой между полученными ранее ВНГО и ВВГО идентифицируется как облачный, если выполняются следующие условия:

- 1) нижняя граница влажного слоя выше 280 м над поверхностью (Zhang et al., 2010);
- 2) толщина влажного слоя больше 300 м (Poore et al., 1995; Zhang et al., 2010);
- 3) минимальное значение RH (min- RH) внутри влажного слоя больше соответствующего порога min- RH у основания влажного слоя (*табл. 1*);
- 4) максимальное значение RH (max- RH) внутри влажного слоя больше соответствующего порога max- RH у основания влажного слоя (*табл. 1*).

Использование max- RH направлено на исключение ошибочной идентификации тонких влажных слоёв как облачных. Если расстояние между двумя смежными слоями облаков составляет менее 300 м или min- RH между слоями больше соответствующего минимального порога RH (inter- RH) (*табл. 1*), то выполняется их объединение (Zhang et al., 2010).

Показанные на *рис. 1* результаты иллюстрируют возможность с использованием предложенного метода определять границы и толщину облаков в ярусах до трёх слоёв. Описанная методика применима для работы с данными гиперспектрометра AIRS/Aqua, а также аналогичного ему по характеристикам зондировщика CrIS/JPSS. Сегодня группировка спутниковых систем, оснащённых обозначенными приборами, выполняет съёмку зоны расположения обсерватории TAIGA на протяжении большей части ночного периода наблюдений (*табл. 2*).

Следует, однако, отметить, что оригинальный алгоритм (Xu et al., 2023) используется в наземных радиометрических наблюдениях, для которых размер пикселя варьируется в пределах нескольких десятков метров, а вертикальное разрешение получаемых профилей

температуры и влажности воздуха не превышает 15 м. В связи с этим на этапе постобработки нами были введены дополнительные критерии фильтрации информации о ВНГО и ВВГО, полученной по данным AIRS.

Таблица 2. Периоды съёмки спутниковой группировкой Terra, Aqua и JPSS зоны расположения обсерватории TAIGA (местное время)

Спутник	Terra	SNPP	NOAA-20	NOAA-21	Aqua
Время	21:00–23:00	02:10–04:30			03:15–05:15

Характеристики облачности восстанавливались в ближайшем к обсерватории TAIGA пикселе AIRS при условии, что величина приземного давления в нём не менее 870 гПа. Данное условие гарантировало исключение из статистики пикселей, которые приходились на горный массив, расположенный к северо-западу от обсерватории.

Второй критерий основан на информации о наличии облачности над областью 5×5 км, которая получена по данным радиометра MODIS/Aqua. Восстановление характеристик облачности по данным профилей AIRS выполнялось в случае, если доля облачности в пикселе MODIS для зоны наблюдения превышала 15 %. Дополнительное условие на однородность облачности не задавалось, так как алгоритм строится на предположении, что свойства облачного слоя не изменяются в пределах пикселя AIRS.

На последнем этапе алгоритма учитывался флаг качества восстановления профилей $RH(z)$ и $T(z)$, который на каждом уровне атмосферы может принимать следующие значения: 0 — best, 1 — good, 2 — bad.

Обсуждение результатов

В рамках предлагаемого подхода по данным гиперспектрометра AIRS/Aqua было выполнено восстановление границ облачного покрова в ночное время в районе расположения обсерватории TAIGA для сезонов черенковских наблюдений (сентябрь — апрель) 2002–2024 гг.

На рис. 2 показано годовое распределение частоты облачных событий в районе расположения обсерватории TAIGA с указанием количества слоёв для суммарного за 2002–2024 гг. времени наблюдений. Всего за это время было получено и обработано 5346 профилей зондировщика AIRS.

В результате установлено, что в ~67 % времени наблюдений над обсерваторией TAIGA имелся облачный покров, причём в ~8 % облака были двухъярусными. Полученный результат согласуется с глобальным значением средней доли облаков по данным различных спутниковых приборов (например, MODIS, MISR (*англ.* Multi-angle Imaging SpectroRadiometer), POLDER (*англ.* POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances) и CALIOP), составляющим $68,0 \pm 3,0$ % (Stubenrauch et al., 2013).

Дополнительно по данным AIRS установлено, что из всего объёма облачных сцен доля событий, в которых наблюдались одно-, двух- и трёхслойные облака, составляет 85,0; 14,0 и 1,0 % соответственно. Эти результаты отличаются от работ (Subrahmanyam, Kumar, 2017; Wang et al., 2000), в которых с использованием радиозондовых измерений (вертикальное разрешение ~100 м) и данных глобальных спутниковых наблюдений (CALIOP) установлена 58%-я доля однослойных облаков.

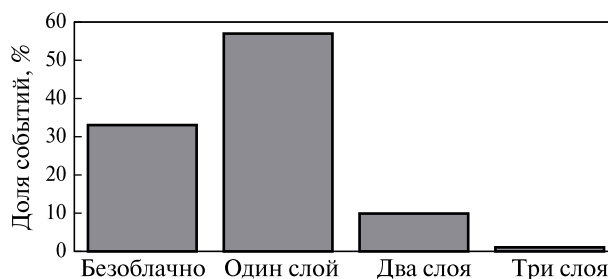


Рис. 2. Частотное распределение событий в ночное время в районе расположения обсерватории TAIGA по данным гиперспектрометра AIRS/Aqua в 2002–2024 гг.

Данная разница связана с низким вертикальным разрешением $RH(z)$ по данным AIRS, что приводит к идентификации двух или более близкорасположенных облачных слоёв как одного. Обсуждаемый эффект также проявляется в том, что верхняя граница ближайшего к поверхности слоя будет систематически завышаться.

На *рис. 3* показано распределение ВНГО в районе расположения TAIGA в 2002–2024 гг. Видно, что наиболее вероятная высота расположения нижней границы — $\sim 2,25$ км над уровнем моря, что соответствует $\sim 1,6$ км над уровнем расположения обсерватории. В случае регистрации ШАЛ в области сверхвысоких энергий ($E > 10^{18}$ эВ) глубина максимума для черенковского света лежит на уровне наиболее вероятного значения ВНГО и ниже, что позволяет регистрировать излучение от таких ШАЛ в условиях плотной облачности. В случае ливней с меньшей энергией, для которых максимум расположен над ВНГО, ослабление потока черенковского света на уровне наблюдения будет значительнее. Полученный результат указывает на возможность выполнения эксперимента в условиях облачной атмосферы с последующей их коррекцией по данным о геометрических характеристиках облачности, которые предоставляют спутниковые измерения в течение ночного периода наблюдений.

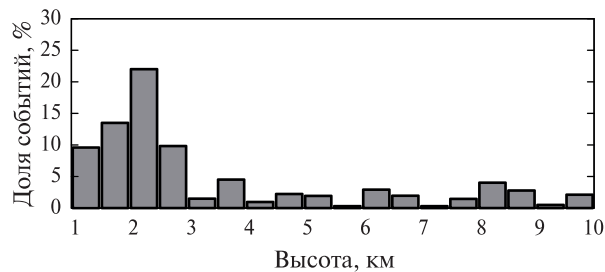


Рис. 3. Распределение высоты нижней границы облачности (относительно уровня моря) в ночное время в районе расположения обсерватории TAIGA по данным гиперспектрометра AIRS/Aqua в 2002–2024 гг.

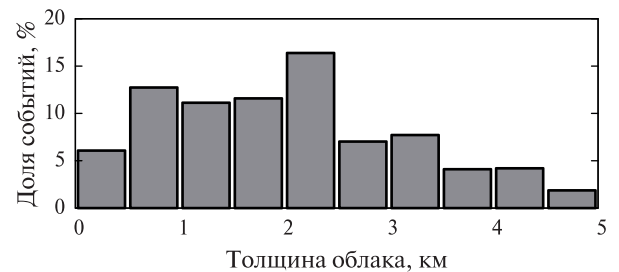


Рис. 4. Распределение толщины ближайшего к поверхности слоя облачности в ночное время в районе расположения обсерватории TAIGA по данным гиперспектрометра AIRS/Aqua в 2002–2024 гг.

Распределение толщины ближайшего к поверхности слоя для сезонов наблюдений 2002–2024 гг. показано на *рис. 4*. Для 70 % облачных событий обозначенная величина лежит в диапазоне 0,5–4 км. С использованием этого результата и кода LBLRTM (*англ.* Line-By-Line Radiative Transfer Model) (Clough et al., 2005) было проведено моделирование распространения в атмосфере излучения с длиной волны 350–550 нм. Установлено, что облака, ВНГО которых расположена ниже 3 км относительно уровня моря, а толщина превышает 500 м, являются непрозрачными для черенковского излучения. Однако в случаях частичного закрытия района расположения обсерватории облаками, а также в условиях переменной облачности регистрация ШАЛ возможна, но полученные данные должны проходить дополнительную проверку и коррекцию.

Верификация предложенного метода выполнялась с использованием данных о характеристиках облачного покрова, полученных радаром CPR/CloudSat и лидаром CALIOP/CALIPSO (продукт 2B-CLDCLASS-lidar). Сопоставление выполнялось для измерений ВНГО и ВВГО ближайшего к уровню поверхности слоя облачности. Так как размер пикселя в продукте CPR/CALIOP составляет ~ 300 м в надире, то около обсерватории TAIGA брались те, которые попадали в 40-километровый пиксель AIRS. Выбранные данные усреднялись внутри полученной выборки. В силу того, что связка спутников CloudSat/CALIPSO выполняла съёмку в районе расположения обсерватории TAIGA с частотой два раза в месяц, для периода их работы 2006–2011 гг. было получено 66 сцен, совместных с наблюдениями AIRS в ночное время, 15 из этих сцен были безоблачными.

На *рис. 5a* (см. с. 310) приведена диаграмма рассеяния для нижней границы ближайшего к поверхности облачного слоя по данным AIRS и CPR/CALIOP. На *рис. 5б* пока-

зано сопоставление ВВГО ближайшего к поверхности яруса, полученной с использованием разработанного по данным AIRS алгоритма, с наблюдениями CPR/CALIOP. Видно, что ВНГО и ВВГО по данным AIRS и CPR/CALIOP соотносятся с коэффициентом корреляции $R = 0,75$ и $R = 0,67$ соответственно. Стандартное отклонение для ВНГО $\sigma = 1,7$ км, для ВВГО $\sigma = 2,0$ км. Среднее отклонение равно 0,7 км для ВНГО и 1,1 км для ВВГО.

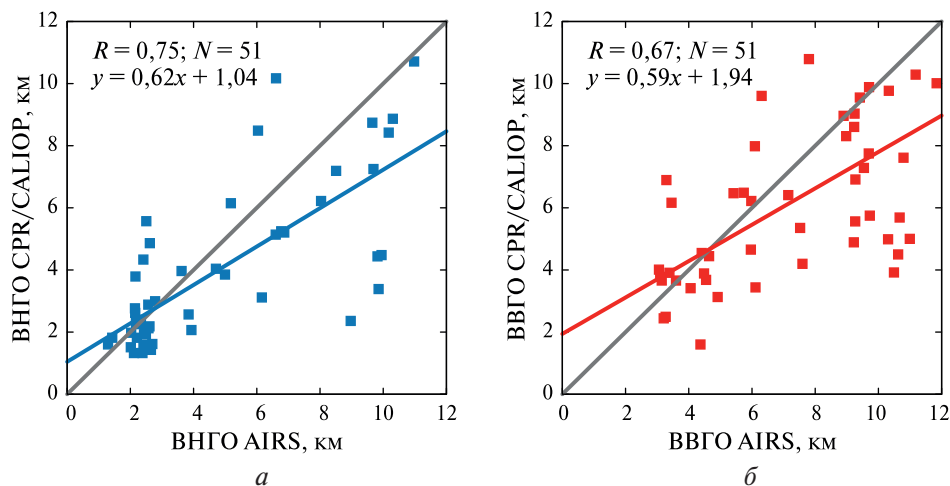


Рис. 5. Диаграммы рассеяния нижней (а) и верхней (б) границы ближайшего к поверхности облачного слоя в ночное время в районе расположения обсерватории TAIGA по данным AIRS и CPR/CALIOP в 2006–2011 гг.

Заключение

В работе предложен подход к оценке границ облачных слоёв по данным гиперспектрометра AIRS спутника Aqua. Метод базируется на анализе градиентов профилей температуры и влажности атмосферы, предоставляемых исследовательским продуктом уровня L2 AIRS. Реализованная технология позволила получать в оперативном режиме ежедневную информацию о количестве слоёв облачности и их границах в ночное время в районе расположения обсерватории TAIGA. Анализ результатов оценки ВНГО показал, что для сезонов наблюдений 2002–2024 гг. наиболее вероятная высота ближайшего к поверхности облачного слоя составляет ~2,25 км относительно уровня моря. Толщина 70 % ближайших к поверхности облачных слоёв лежит в диапазоне от 0,5 до 4 км.

Полученные по данным AIRS оценки для ближайшего к поверхности слоя согласуются с совместными спутниковыми измерениями радара CPR/CloudSat и лидара CALIOP/CALIPSO, которые выполнялись в 2006–2011 гг., с $R = 0,75$ для ВНГО и $R = 0,67$ для ВВГО.

Главным результатом работы является вывод о возможности использования данных гиперспектрометра AIRS/Aqua, а также аналогичного по характеристикам прибора CrIS/JPSS для получения в оперативном режиме информации о характеристиках облачности в течение ночного периода наблюдений в районе расположения уникального астрофизического комплекса TAIGA.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 23-72-00057). Авторы выражают благодарность рецензенту за конструктивные замечания и предложения.

Литература

1. Буднев Н., Кузьмичев Л., Астапов И. и др. TAIGA — гибридный комплекс для многоканальной астрономии высоких энергий // Журн. техн. физики. 2023. Т. 93. Вып. 12. С. 1794–1798. DOI: 10.61011/JTF.2023.12.56824.f234-23.

2. Лагутин А. А., Никулин Ю. А., Жуков А. П. и др. (2007а) Математические технологии оперативного регионального спутникового мониторинга характеристик атмосферы и подстилающей поверхности. Часть 1. MODIS // Вычисл. технологии. 2007. Т. 12. № 2. С. 67–89.
3. Лагутин А. А., Никулин Ю. А., Лагутин Ал. А. и др. (2007б) Математические технологии оперативного регионального спутникового мониторинга характеристик атмосферы и подстилающей поверхности. Часть 2. AIRS // Вычисл. технологии. 2007. Т. 12. № 5. С. 78–102.
4. Лагутин А. А., Мордвин Е. Ю., Волков Н. В., Ревякин А. И. Восстановление всепогодного режима работы гиперспектрального комплекса AIRS/AMSU спутника Aqua с использованием данных СВЧ-радиометра ATMS спутников Suomi-NPP и NOAA-20 // Автометрия. 2022. Т. 58. № 2. С. 85–92. DOI: 10.15372/AUT20220210.
5. Скороходов А. В., Курьянович К. В. (2022а) Использование данных CALIOP для оценки высоты нижней границы облаков на спутниковых снимках MODIS // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 2. С. 43–56. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-2-43-56.
6. Скороходов А. В., Курьянович К. В. (2022б) Использование данных CloudSat CPR для повышения эффективности нейросетевого подхода к восстановлению высоты нижней границы облаков на спутниковых снимках Aqua MODIS // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 5. С. 63–75. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-5-63-75.
7. Astapov I. I., Barbashina N. S., Bogdanov A. G. et al. The TAIGA-HiSCORE array prototype: Status and first results // Bull. Russian Academy of Sciences: Physics. 2017. V. 81. P. 460–463. DOI: 10.3103/S1062873817040074.
8. Astapov I., Bezyazeev P., Bonvech E. et al. The TAIGA — a hybrid detector complex in Tunka valley for astroparticle physics, cosmic ray physics and gamma-ray astronomy // Physics of Atomic Nuclei. 2023. V. 86. No. 4. P. 471–477. DOI: 10.1134/s1063778823040051.
9. Aumann H. H., Chahine M. T., Gautier C. et al. AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission: design, science objectives, data products, and processing systems // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2003. V. 41. No. 2. P. 253–264. DOI: 10.1109/TGRS.2002.808356.
10. Budnev N. M., Chiavassa A., Gress O. A. et al. The primary cosmic-ray energy spectrum measured with the Tunka-133 array // Astroparticle Physics. 2020. V. 117. Article 102406. DOI: 10.1016/j.astropartphys.2019.102406.
11. Chernykh I. V., Eskridge R. E. Determination of cloud amount and level from radiosonde soundings // J. Applied Meteorology and Climatology. 1996. V. 35. No. 8. P. 1362–1369. DOI: 10.1175/1520-0450(1996)035<1362:DOCAAL>2.0.CO;2.
12. Clough S. A., Shephard M. W., Mlawer E. J. et al. Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes // J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. 2005. V. 91. No. 2. P. 233–244. DOI: 10.1016/j.jqsrt.2004.05.058.
13. Costa-Surós M., Calbó J., González J. A., Long C. N. Comparing the cloud vertical structure derived from several methods based on radiosonde profiles and ground-based remote sensing measurements // Atmospheric Measurement Techniques. 2014. V. 7. No. 8. P. 2757–2772. DOI: 10.5194/amt-7-2757-2014.
14. Fruck C., Gaug M., Hahn A. et al. Characterizing the aerosol atmosphere above the Observatorio del Roque de los Muchachos by analysing seven years of data taken with an GaAsP HPD-readout, absolutely calibrated elastic LIDAR // Monthly Notices of the Royal Astronomical Soc. 2022. V. 515. No. 3. P. 4520–4550. DOI: 10.1093/mnras/stac1563.
15. Goldberg M. D., Kilcoyne H., Cikanek H., Mehta A. Joint Polar Satellite System: The United States next generation civilian polar-orbiting environmental satellite system // J. Geophysical Research: Atmospheres. 2013. V. 118. No. 24. P. 13463–13475. DOI: 10.1002/2013JD020389.
16. Han Y., Revercomb H., Crompton M. et al. Suomi NPP CrIS measurements, sensor data record algorithm, calibration and validation activities, and record data quality // J. Geophysical Research: Atmospheres. 2013. V. 118. No. 22. P. 12734–12748. DOI: 10.1002/2013JD020344.
17. Hillger D., Kopp T., Lee T. et al. First-light imagery from Suomi NPP VIIRS // Bull. American Meteorological Soc. 2013. V. 94. No. 7. P. 1019–1029. DOI: 10.1175/BAMS-D-12-00097.1.
18. Kaufman Y. J., Herring D. D., Ranson K. J., Collatz G. J. Earth Observing System AM1 mission to Earth // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 1998. V. 36. No. 4. P. 1045–1055. DOI: 10.1109/36.700989.
19. King M. D., Menzel W. P., Kaufman Y. J. et al. Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapor from MODIS // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2003. V. 41. No. 2. P. 442–458. DOI: 10.1109/TGRS.2002.808226.
20. Lawson R. P., Cooper W. A. Performance of some airborne thermometers in clouds // J. Atmospheric and Oceanic Technology. 1990. V. 7. No. 3. P. 480–494. DOI: 10.1175/1520-0426(1990)007<0480:POSATI>2.0.CO;2.

21. *Lyche T., Schumaker L. L.* Computation of smoothing and interpolating natural splines via local bases // *SIAM J. Numerical Analysis*. 1973. V. 10. No. 6. P. 1027–1038. DOI: 10.1137/0710085.
22. *Matveev L. T.* Cloud dynamics. Dordrecht: D. Reidel Publishing Company, 1984. 356 p. DOI: 10.1007/978-94-009-6360-3.
23. *Parkinson C. L.* Aqua: an Earth-Observing Satellite mission to examine water and other climate variables // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2003. V. 41. No. 2. P. 173–183. DOI: 10.1109/TGRS.2002.808319.
24. *Pietrowicz J. A., Schiermeier F. A.* Observational evidence of systematic radiosonde temperature sensing anomalies // *J. Applied Meteorology and Climatology*. 1978. V. 17. No. 10. P. 1572–1575. DOI: 10.1175/1520-0450(1978)017<1572:OEOSRT>2.0.CO;2.
25. *Poore K. D., Wang J., Rossow W. B.* Cloud layer thicknesses from a combination of surface and upper-air observations // *J. Climate*. 1995. V. 8. No. 3. P. 550–568. DOI: 10.1175/1520-0442(1995)008<0550:CLTFAC>2.0.CO;2.
26. *Salomonson V. V., Barnes W. L., Maymon P. W. et al.* MODIS: advanced facility instrument for studies of the Earth as a system // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 1989. V. 27. No. 2. P. 145–153. DOI: 10.1109/36.20292.
27. *Sassen K., Wang Z., Liu D.* Global distribution of cirrus clouds from CloudSat/Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) measurements // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2008. V. 113. No. D8. Article D00A12. DOI: 10.1029/2008JD009972.
28. *Schmuckermaier F., Gaug M., Fruck C. et al.* Correcting Imaging Atmospheric Cherenkov Telescope data with atmospheric profiles obtained with an elastic light detecting and ranging system // *Astronomy and Astrophysics*. 2023. V. 673. Article A2. DOI: 10.1051/0004-6361/202245787.
29. *Stubenrauch C. J., Rossow W. B., Kinne S. et al.* Assessment of global cloud datasets from satellites: Project and database initiated by the GEWEX Radiation Panel // *Bull. American Meteorological Soc.* 2013. V. 94. No. 7. P. 1031–1049. DOI: 10.1175/BAMS-D-12-00117.1.
30. *Subrahmanyam K. V., Kumar K. K.* CloudSat observations of multi layered clouds across the globe // *Climate Dynamics*. 2017. V. 49. P. 327–341. DOI: 10.1007/s00382-016-3345-7.
31. *Susskind J., Blaisdell J., Iredell L. et al.* AIRS-Team retrieval for core products and geophysical parameters: Versions 6 and 7. Level 2. Pasadena: Jet Propulsion Laboratory, 2020. 77 p. https://docserver.gesdisc.eos-dis.nasa.gov/public/project/AIRS/L2_ATBD.pdf.
32. *Tan Z., Ma S., Liu C. et al.* Retrieving cloud base height from passive radiometer observations via a systematic effective cloud water content table // *Remote Sensing of Environment*. 2023. V. 294. Article 113633. DOI: 10.1016/j.rse.2023.113633.
33. *Wang J., Rossow W. B.* Determination of cloud vertical structure from upper-air observations // *J. Applied Meteorology and Climatology*. 1995. V. 34. No. 10. P. 2243–2258. DOI: 10.1175/1520-0450(1995)034<2243:DOCVSF>2.0.CO;2.
34. *Wang J., Rossow W. B., Zhang Y.* Cloud vertical structure and its variations from a 20-yr global rawinsonde dataset // *J. Climate*. 2000. V. 13. No. 17. P. 3041–3056. DOI: 10.1175/1520-0442(2000)013<3041:CVSAIV>2.0.CO;2.
35. *Xu H., Guo J., Tong B. et al.* Characterizing the near-global cloud vertical structures over land using high-resolution radiosonde measurements // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2023. V. 23. No. 23. P. 15011–15038. DOI: 10.5194/acp-23-15011-2023.
36. *Zhang J., Chen H., Li Z. et al.* Analysis of cloud layer structure in Shouxian, China using RS92 radiosonde aided by 95 GHz cloud radar // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2010. V. 115. No. D7. Article D00K30. DOI: 10.1029/2010JD014030.
37. *Zhang J., Chen H., Bian J. et al.* Development of cloud detection methods using CFH, GTS1, and RS80 radiosondes // *Advances in Atmospheric Sciences*. 2012. V. 29. P. 236–248. DOI: 10.1007/s00376-011-0215-4.

Cloud cover characteristics at nighttime at the location of the TAIGA astrophysical gamma-ray observatory according to the data of satellite-based instruments

A. I. Revyakin, E. Yu. Mordvin, A. A. Lagutin

Altai State University, Barnaul 656049, Russia

E-mail: artemy507@gmail.com

The paper proposes an approach to reconstructing in real-time regime cloud cover parameters based on the data from the AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) hyperspectrometer onboard the Aqua satellite. The specific problem being solved is estimation of cloud boundaries in the area of the TAIGA (Tunka Advanced Instrument for cosmic rays and Gamma Astronomy) astrophysical complex. The relevance of this information is due to the need to take into account the contribution of extensive air showers, which were previously classified as “cloudy” at the data preprocessing stage, in the energy spectrum and mass composition of primary cosmic radiation reconstructed from the readings of the Cherenkov radiation detectors. The information basis of the proposed approach is data on vertical profiles of atmospheric temperature and humidity provided by the AIRS L2 Support Product. Analysis of the obtained results shows that in the area of the TAIGA observatory for the 2002–2024 observation seasons, the characteristic height of the lower boundary of the cloud layer is ~2.25 km above sea level. The thicknesses of the cloud layers range from 0.5 to 4 km. The obtained estimates are verified based on the results of a joint analysis of AIRS data with satellite measurements of the CPR (Cloud Profiling Radar)/CloudSat radar and the CALIOP/CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization/Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation) lidar that were carried out in the period 2006–2011. The main result of the work is the conclusion on the possibility of using the AIRS/Aqua hyperspectrometer data, as well as equivalent data of the CrIS (Cross-Track Infrared Sounder) instrument of the JPSS (Joint Polar Satellite System) satellite constellation to obtain in real-time regime information on cloud characteristics during nighttime observations carried out by the TAIGA Cherenkov detectors.

Keywords: cloud cover, remote sensing, AIRS hyperspectrometer, TAIGA gamma-ray observatory

Accepted: 24.02.2025

DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-2-303-315

References

1. Budnev N., Kuzmichev L., Astapov I. et al., TAIGA — hybrid complex for multimessenger high-energy astronomy, *Technical Physics*, 2023, V. 68, No. 12, pp. 1666–1670, DOI: 10.61011/JTF.2023.12.56824.f234-23.
2. Lagutin A. A., Nikulin Y. A., Zhukov A. P. et al. (2007a), Mathematical technologies for efficient regional satellite monitoring of the atmosphere and land surface parameters. Part 1. MODIS, *Computational technologies*, 2007, V. 12, No. 2, pp. 67–89 (in Russian).
3. Lagutin A. A., Nikulin Y. A., Lagutin A. A. et al. (2007b), Mathematical technologies for regional satellite monitoring of the atmosphere and land surface parameters operating closely to the real time regime. Part 2. AIRS, *Computational technologies*, 2007, V. 12, No. 5, pp. 78–102 (in Russian).
4. Lagutin A. A., Mordvin E. Y., Volkov N. V., Reviakin A. I., Restoration of the all-weather mode of the AIRS/AMSU hyperspectral system of the AQUA satellite using the ATMS microwave radiometer of the SUOMI-NPP and NOAA-20 satellites, *Optoelectronics, Instrumentation and Data Processing*, 2022, V. 58, No. 2, pp. 180–187, DOI: 10.3103/S8756699022020066.
5. Skorokhodov A. V., Kuryanovich K. V. (2022a), Using CALIOP data to estimate the cloud base height in MODIS images, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2022, V. 19, No. 2, pp. 43–56 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-2-43-56.
6. Skorokhodov A. V., Kuryanovich K. V. (2022b), Using CloudSat CPR data to improve the efficiency of the neural network approach to estimating cloud base height in Aqua MODIS satellite images, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2022, V. 19, No. 5, pp. 63–75 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-5-63-75.

7. Astapov I. I., Barbashina N. S., Bogdanov A. G. et al., The TAIGA-HiSCORE array prototype: Status and first results, *Bull. Russian Academy of Sciences: Physics*, 2017, V. 81, pp. 460–463, DOI: 10.3103/S1062873817040074.
8. Astapov I., Bezyazeev P., Bonvech E. et al., The TAIGA — a hybrid detector complex in Tunka valley for astroparticle physics, cosmic ray physics and gamma-ray astronomy, *Physics of Atomic Nuclei*, 2023, V. 86, No. 4, pp. 471–477, DOI: 10.1134/s1063778823040051.
9. Aumann H. H., Chahine M. T., Gautier C. et al., AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission: design, science objectives, data products, and processing systems, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2003, V. 41, No. 2, pp. 253–264, DOI: 10.1109/TGRS.2002.808356.
10. Budnev N. M., Chiavassa A., Gress O. A. et al., The primary cosmic-ray energy spectrum measured with the Tunka-133 array, *Astroparticle Physics*, 2020, V. 117, Article 102406, DOI: 10.1016/j.astropartphys.2019.102406.
11. Chernykh I. V., Eskridge R. E., Determination of cloud amount and level from radiosonde soundings, *J. Applied Meteorology and Climatology*, 1996, V. 35, No. 8, pp. 1362–1369, DOI: 10.1175/1520-0450(1996)035<1362:DOCAAL>2.0.CO;2.
12. Clough S. A., Shephard M. W., Mlawer E. J. et al., Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes, *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 2005, V. 91, No. 2, pp. 233–244, DOI: 10.1016/j.jqsrt.2004.05.058.
13. Costa-Surós M., Calbó J., González J. A., Long C. N., Comparing the cloud vertical structure derived from several methods based on radiosonde profiles and ground-based remote sensing measurements, *Atmospheric Measurement Techniques*, 2014, V. 7, No. 8, pp. 2757–2772, DOI: 10.5194/amt-7-2757-2014.
14. Fruck C., Gaug M., Hahn A. et al., Characterizing the aerosol atmosphere above the Observatorio del Roque de los Muchachos by analysing seven years of data taken with an GaAsP HPD-readout, absolutely calibrated elastic LIDAR, *Monthly Notices of the Royal Astronomical Soc.*, 2022, V. 515, No. 3, pp. 4520–4550, DOI: 10.1093/mnras/stac1563.
15. Goldberg M. D., Kilcoyne H., Cikanek H., Mehta A., Joint Polar Satellite System: The United States next generation civilian polar-orbiting environmental satellite system, *J. Geophysical Research: Atmospheres*, 2013, V. 118, No. 24, pp. 13463–13475, DOI: 10.1002/2013JD020389.
16. Han Y., Revercomb H., Cromp M. et al., Suomi NPP CrIS measurements, sensor data record algorithm, calibration and validation activities, and record data quality, *J. Geophysical Research: Atmospheres*, 2013, V. 118, No. 22, pp. 12734–12748, DOI: 10.1002/2013JD020344.
17. Hillger D., Kopp T., Lee T. et al., First-light imagery from Suomi NPP VIIRS, *Bull. American Meteorological Soc.*, 2013, V. 94, No. 7, pp. 1019–1029, DOI: 10.1175/BAMS-D-12-00097.1.
18. Kaufman Y. J., Herring D. D., Ranson K. J., Collatz G. J., Earth Observing System AM1 mission to Earth, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1998, V. 36, No. 4, pp. 1045–1055, DOI: 10.1109/36.700989.
19. King M. D., Menzel W. P., Kaufman Y. J. et al., Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapor from MODIS, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2003, V. 41, No. 2, pp. 442–458, DOI: 10.1109/TGRS.2002.808226.
20. Lawson R. P., Cooper W. A., Performance of some airborne thermometers in clouds, *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, 1990, V. 7, No. 3, pp. 480–494, DOI: 10.1175/1520-0426(1990)007<0480:POSATI>2.0.CO;2.
21. Lyche T., Schumaker L. L., Computation of smoothing and interpolating natural splines via local bases, *SIAM J. Numerical Analysis*, 1973, V. 10, No. 6, pp. 1027–1038, DOI: 10.1137/0710085.
22. Matveev L. T., *Cloud dynamics*, Dordrecht: D. Reidel Publishing Company, 1984, 356 p., DOI: 10.1007/978-94-009-6360-3.
23. Parkinson C. L., Aqua: an Earth-Observing Satellite mission to examine water and other climate variables, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2003, V. 41, No. 2, pp. 173–183, DOI: 10.1109/TGRS.2002.808319.
24. Pietrowicz J. A., Schiermeier F. A., Observational evidence of systematic radiosonde temperature sensing anomalies, *J. Applied Meteorology and Climatology*, 1978, V. 17, No. 10, pp. 1572–1575, DOI: 10.1175/1520-0450(1978)017<1572:OEOSRT>2.0.CO;2.
25. Poore K. D., Wang J., Rossow W. B., Cloud layer thicknesses from a combination of surface and upper-air observations, *J. Climate*, 1995, V. 8, No. 3, pp. 550–568, DOI: 10.1175/1520-0442(1995)008<0550:CLTFA>2.0.CO;2.
26. Salomonson V. V., Barnes W. L., Maymon P. W. et al., MODIS: advanced facility instrument for studies of the Earth as a system, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1989, V. 27, No. 2, pp. 145–153, DOI: 10.1109/36.20292.
27. Sassen K., Wang Z., Liu D., Global distribution of cirrus clouds from CloudSat/Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) measurements, *J. Geophysical Research: Atmospheres*, 2008, V. 113, No. D8, Article D00A12, DOI: 10.1029/2008JD009972.

28. Schmuckermaier F., Gaug M., Fruck C. et al., Correcting Imaging Atmospheric Cherenkov Telescope data with atmospheric profiles obtained with an elastic light detecting and ranging system, *Astronomy and Astrophysics*, 2023, V. 673, Article A2, DOI: 10.1051/0004-6361/202245787.
29. Stubenrauch C.J., Rossow W.B., Kinne S. et al., Assessment of global cloud datasets from satellites: Project and database initiated by the GEWEX Radiation Panel, *Bull. American Meteorological Soc.*, 2013, V. 94, No. 7, pp. 1031–1049, DOI: 10.1175/BAMS-D-12-00117.1.
30. Subrahmanyam K. V., Kumar K. K., CloudSat observations of multi layered clouds across the globe, *Climate Dynamics*, 2017, V. 49, pp. 327–341, DOI: 10.1007/s00382-016-3345-7.
31. Susskind J., Blaisdell J., Iredell L. et al., *AIRS-Team retrieval for core products and geophysical parameters: Versions 6 and 7. Level 2*, Pasadena: Jet Propulsion Laboratory, 2020, 77 p., https://docserver.gesdisc.eos-dis.nasa.gov/public/project/AIRS/L2_ATBD.pdf.
32. Tan Z., Ma S., Liu C. et al., Retrieving cloud base height from passive radiometer observations via a systematic effective cloud water content table, *Remote Sensing of Environment*, 2023, V. 294, Article 113633, DOI: 10.1016/j.rse.2023.113633.
33. Wang J., Rossow W.B., Determination of cloud vertical structure from upper-air observations, *J. Applied Meteorology and Climatology*, 1995, V. 34, No. 10, pp. 2243–2258, DOI: 10.1175/1520-0450(1995)034<2243:DOCVSF>2.0.CO;2.
34. Wang J., Rossow W.B., Zhang Y., Cloud vertical structure and its variations from a 20-yr global rawinsonde dataset, *J. Climate*, 2000, V. 13, No. 17, pp. 3041–3056, DOI: 10.1175/1520-0442(2000)013<3041:CVSAIV>2.0.CO;2.
35. Xu H., Guo J., Tong B. et al., Characterizing the near-global cloud vertical structures over land using high-resolution radiosonde measurements, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2023, V. 23, No. 23, pp. 15011–15038, DOI: 10.5194/acp-23-15011-2023.
36. Zhang J., Chen H., Li Z. et al., Analysis of cloud layer structure in Shouxian, China using RS92 radiosonde aided by 95 GHz cloud radar, *J. Geophysical Research: Atmospheres*, 2010, V. 115, No. D7, Article D00K30, DOI: 10.1029/2010JD014030.
37. Zhang J., Chen H., Bian J. et al., Development of cloud detection methods using CFH, GTS1, and RS80 radiosondes, *Advances in Atmospheric Sciences*, 2012, V. 29, pp. 236–248, DOI: 10.1007/s00376-011-0215-4.