

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.576.1

Определение фазового состояния облачности по данным спутникового радиометра MSU-MP космического аппарата «Метеор-М» № 2

А.А. Филей*

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

Поступила в редакцию 13.03.2019 г.

Представлен алгоритм определения фазового состояния облачности (капельное, кристаллическое и смешанное) по дневным измерениям радиометра MSU-MP, установленного на борту российского гидрометеорологического спутника «Метеор-М» № 2. Рассмотрены физические принципы определения фазового состояния по коэффициентам спектральной яркости на длинах волн 1,6 и 3,7 мкм и яркостным температурам на длинах волн 11 и 12 мкм. Полученные результаты определения фазового состояния представленного алгоритма сопоставлялись с результатами алгоритмов, разработанных для зарубежных спутниковых радиометров. Точность сопоставления составила свыше 80%. Наибольшие неточности наблюдались для тонкой полупрозрачной облачности из-за дополнительного излучения, идущего от подстилающей поверхности, а также для смешанной облачности в силу специфики алгоритма.

Ключевые слова: MSU-MP, оптическая толщина, эффективный радиус, фазовое состояние облачности, облачность; MSU-MR, optical depth, effective radius, cloud phase, cloudiness.

Введение

В зависимости от содержания в облаке капель или кристаллов выделяют три градации фазового состояния облачности (ФСО): капельное, смешанное и кристаллическое [1]. ФСО служит для оценки других параметров облачности, таких как оптическая толщина (τ_{clid}) и эффективный радиус частиц (r_e).

В последние десятилетия разработаны различные методы определения ФСО по спутниковым данным. В зависимости от используемого диапазона электромагнитного спектра эти методы можно разделить на три группы: первая группа использует только инфракрасное (ИК) излучение, вторая – видимое и ближнее инфракрасное (БИК); третья – комбинацию видимого, БИК- и ИК-излучения. Использование информации ИК-каналов спутникового радиометра обеспечивает возможность оценки ФСО как в дневное, так и в ночное время. Например, методика для радиометра AVHRR [2] предусматривала использование яркостных температур (ЯТ) на длинах волн 3,7 и 11 мкм, в то время как в [3] ЯТ использовалась только на длине волны 11 мкм. Однако метод определения ФСО с использованием только ИК-каналов чувствителен к ошибкам при оптически тонкой и разорванной облачности [4], которые обусловлены излучением, приходящим от подстилающей поверхности.

Использование видимого и БИК-излучения является ключевым методом для определения ФСО в дневное время, так как излучение в этом диапазоне длин волн непосредственно зависит от оптических свойств жидких и твердых частиц облачности [5]. В настоящее время в рамках проектов CM-SAF (Satellite Application Facility on Climate Monitoring) и EUMETSAT (European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites) для определения ФСО в дневное время используется комбинация коэффициентов спектральной яркости (КСЯ) в видимом и БИК-диапазонах длин волн с привлечением дополнительного температурного теста в ИК-области спектра на длине волны 11 мкм [4]. Подобный метод рассматривается в настоящей статье применительно к определению ФСО по данным измерений радиометра MSU-MP, установленного на борту российского гидрометеорологического космического аппарата «Метеор-М» № 2. Радиометр MSU-MP по своему устройству, назначению и информационным характеристикам является аналогом сканера AVHRR, устанавливаемого на оперативных метеорологических спутниках серий NOAA и MetOp.

Физические основы определения ФСО

Спектральные особенности уходящего от облака излучения возникают из-за различий в оптических свойствах капель воды или кристаллов льда, из которых состоит облако. На рис. 1 показана мнимая

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

часть комплексного показателя преломления капель воды и кристаллов льда, которая во многом определяет поглощение электромагнитного излучения. Данные по комплексному показателю преломления капель воды и кристаллов льда были получены из [6]. Можно заметить, что поглощение в ледяных кристаллических облаках больше на длинах волн 1,6; 3,7; 11 и 12 мкм, близких к центрам рабочих участков спектра каналов МСУ-МР.

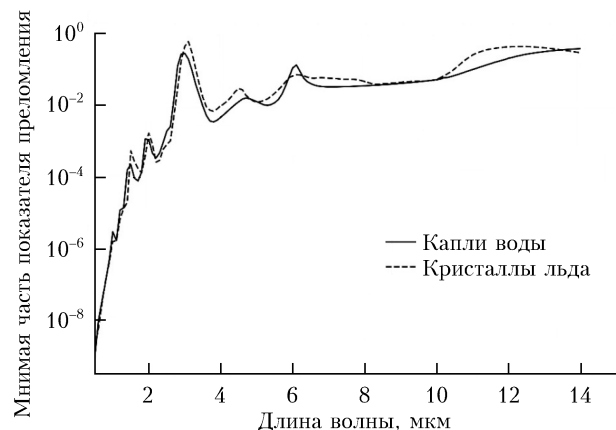


Рис. 1. Мнимая часть показателя преломления капель воды и кристаллов льда

Однако только поглощение не дает достаточной информации для объяснения наблюдаемых спектральных различий. Яркость, измеренная в каналах спутникового радиометра, является функцией не только поглощения солнечного излучения, но и рассеяния. Один из параметров, который указывает на степень эффективности рассеяния солнечного излучения облачными частицами, — альbedo однократного рассеяния (SSA). На рис. 2 представлено поведение SSA для капель воды и кристаллов льда в зависимости от размеров частиц.

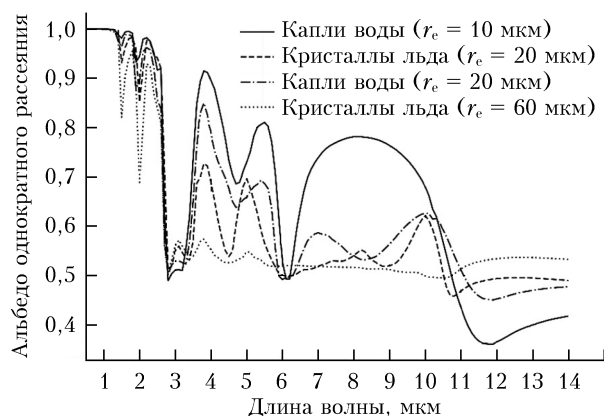


Рис. 2. Альbedo однократного рассеяния для капель воды и кристаллов льда

Анализируя рис. 2, можно заметить, что рассеяние на длине волны 3,7 мкм больше, чем на 11 или 12 мкм, и чем меньше частица, тем больше рассеяние. Принимая во внимание, что SSA напрямую связан с КСЯ, кристаллические облака в БИК-области спектра будут иметь более низкий КСЯ, чем капель-

ные, при условии, что капли воды меньше кристаллов льда.

Различие в поглощении и рассеянии оптического излучения каплями воды и кристаллами льда в спектральных каналах МСУ-МР позволяет использовать измерения в этих каналах для определения ФСО. Зависимости, представленные на рис. 1 и 2, получены с помощью расчетов Ми, программная реализация которых входит в состав библиотеки libRadtran [7].

Моделирование переноса излучения

Физические основы взаимодействия частиц облачности с электромагнитным спектром, представленные в предыдущем разделе, позволили смоделировать с помощью быстрой радиационной модели (RTM) перенос солнечного и собственного ИК-излучения в каналах радиометра МСУ-МР для облачной атмосферы. В качестве RTM использовалась известная модель DISORT (Discrete Ordinates Radiative Transfer) [8], входящая в состав библиотеки libRadtran. Данная RTM полностью учитывает многократное рассеяние излучения на частицах облаков в атмосфере. Для задания оптических свойств объемного рассеяния кристаллов льда принималась модель рассеяния Baum [9, 10], а для капель воды — модель Ну [11].

На рис. 3 представлены зависимости разности ЯТ в каналах 3,7 и 11 мкм (BTD [3,7; 11]) от разности ЯТ в каналах 11 и 12 мкм (BTD [11, 12]) для капельного и кристаллического облаков. Расчеты проводились для разных зенитных углов наблюдения (VZA) и τ_{cld} , а также различных моделей атмосферы, для теплой и холодной подстилающей поверхности с температурой (T_{surf}) 240 и 290 К соответственно. Цифрами около точек на рис. 3 показаны значения τ_{cld} . Одинаковые значения τ_{cld} возле двух символов получены для разных VZA.

Отметим, что для оптически тонкой облачности T_{surf} оказывает влияние на ЯТ, измеряемую в каналах спутникового радиометра. Для теплой подстилающей поверхности (рис. 3, б) при $\tau_{\text{cld}} > 3$ BTD [3,7; 11] будет положительна для кристаллической облачности по крайней мере при $r_c = 20$ мкм, а для капельной — отрицательна. Из рис. 3, б видно, что BTD [3,7; 11] для тонкой капельной облачности в ряде случаев положительна, но ее величина не превосходит 2,5 К, а для кристаллических облаков в этом случае BTD [3,7; 11] всегда больше 2,5 К. Однако когда подстилающая поверхность холодная (рис. 3, а), то для кристаллических облаков BTD [3,7; 11] может быть меньше 2,5 К. Собственное излучение от подстилающей поверхности стирает грань в BTD [3,7; 11] между оптически толстыми кристаллическими и оптически тонкими капельными облаками, поэтому для правильного определения ФСО использование в качестве критерия одной величины BTD [3,7; 11] недостаточно и дополнительно требуется хотя бы определение τ_{cld} .

Рассмотрим изменение BTD [11, 12] капельных облаков при теплой подстилающей поверхности

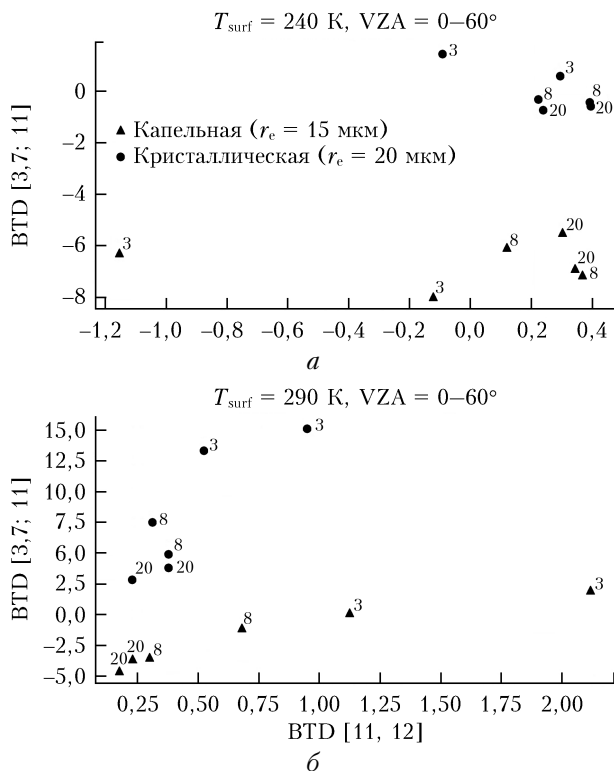


Рис. 3. Отношение разностей ЯТ в каналах радиометра МСУ-МР BTD [3,7; 11] и BTD [11, 12] для капельной и кристаллической облачности: *a* – холодная подстилающая поверхность; *б* – теплая подстилающая поверхность

(рис. 3, б) в зависимости от τ_{cld} . Абсолютное значение BTD [11, 12] однозначно увеличивается с уменьшением τ_{cld} , поэтому большие ($> 0,75$ K) значения BTD [11, 12] при $\tau_{\text{cld}} > 3$ указывают на тонкие облака. Это можно использовать как один из критериев разделения оптически тонкой и толстой облачности.

Подход с использованием ЯТ в БИК- и ИК-области спектра может применяться для определения ФСО как в ночное, так и в дневное время, но в этом случае КСЯ на длине волны 1,6 или 3,7 мкм являются первичным спектральным признаком, применяемым для различения кристаллического и капельного облаков. Отражательная способность облачной атмосферы зависит не только от ФСО, но и от геометрии наблюдения, освещения, типа подстилающей поверхности.

На рис. 4 приведены зависимости смоделированных КСЯ облачности от угла рассеяния (Ψ) на длине волн 1,6 и 3,7 мкм для различных моделей атмосферы и типов подстилающих поверхностей (океан, снег, песок, растительность). Угол рассеяния представляет собой угол между падающим и отраженным солнечными лучами и рассчитывается по следующей формуле [12]:

$$\Psi = 180 - \arccos(\cos(\text{SZA}) \cdot \cos(\text{VZA}) + \sin(\text{SZA}) \cdot \sin(\text{VZA}) \cdot \text{RAA}), \quad (1)$$

где SZA – зенитный угол Солнца; RAA – относительный азимутальный угол (если 0° – спутник смотрит от Солнца, если 180° – в сторону Солнца).

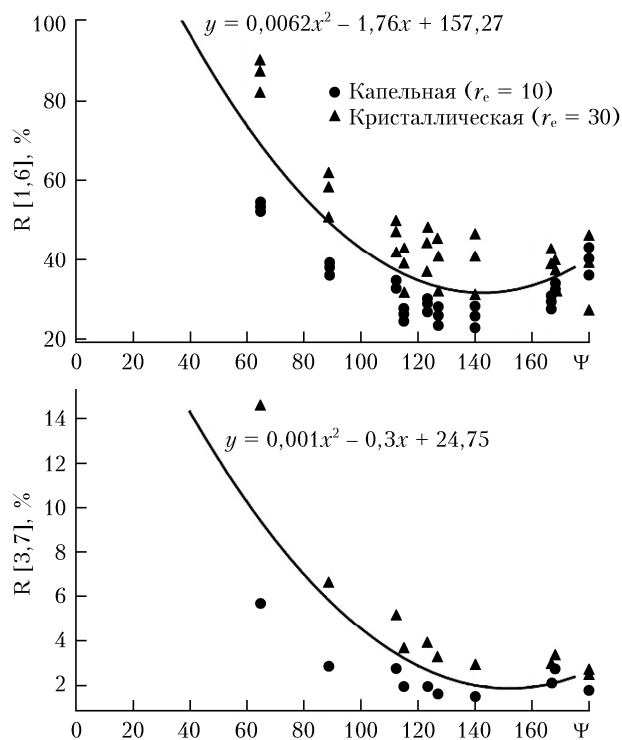


Рис. 4. Расчетные КСЯ в каналах МСУ-МР на длинах волн 1,6 (R [1,6]) и 3,7 мкм (R [3,7]) для капельной и кристаллической облачности (VZA = $0-60^\circ$; SZA = $0-65^\circ$)

Для обеих длин волн, как видно из рис. 4, наблюдается очевидное разделение КСЯ кристаллических и капельных облаков при $\Psi < 160^\circ$. Линии раздела, представленные сплошными кривыми, проходят примерно по максимальным значениям КСЯ кристаллической облачности. При $\Psi > 160^\circ$ граница между капельным и кристаллическим облаком стирается. В ходе моделирования удалось определить минимальные значения τ_{cld} , при которых наблюдается однозначное разделение кристаллических и капельных облаков. Так, на длине волны 1,6 мкм можно безошибочное разделить облака при $\tau_{\text{cld}} > 8$, а на длине волны 3,7 мкм – при $\tau_{\text{cld}} > 3$.

Процедура определения ФСО

Подводя итоги предыдущего раздела, можно предложить следующую процедуру определения ФСО. Прежде всего различия в фазовом состоянии облаков определяются их температурным режимом [1], поэтому определение ФСО на первом этапе алгоритма начинается с порога ЯТ. Для оптически толстых облаков ЯТ на длине волны 11 мкм (ВТ [11]) будет близка к фактической температуре облака, и для определения ФСО могут использоваться простые температурные пороги [12], при которых вода всегда будет в виде капель, а лед – в виде кристаллов. Например, оптически толстые облака при ВТ [11] < 243 K всегда будут состоять из кристаллов льда, а при ВТ [11] > 273 K облако будет капельным.

Валидация

На втором этапе анализируются особенности спектральных ЯТ и КСЯ (см. рис. 3 и рис. 4) облачных пикселей, которые не были идентифицированы на первом этапе. Если спутниковые измерения выполняются в дневное время, то на втором этапе в первую очередь применяются следующие пороговые функции (линии раздела на рис. 4) от угла рассеяния:

$$\begin{aligned} y_{1,6} &= 0,0062\Psi^2 - 1,76\Psi + 157,27, \\ y_{3,7} &= 0,001\Psi^2 - 0,3\Psi + 24,75, \end{aligned} \quad (2)$$

где y — КСЯ на длине волны 1,6 или 3,7 мкм.

Определение ФСО проводится только для данных с $\Psi < 160^\circ$ и ВТД [11, 12] $< 0,75$ К (граница между капельными и кристаллическими облаками (см. рис. 3, б)). Если значения КСЯ в каналах с длинами волн 1,6 и 3,7 мкм меньше, чем значения пороговых функций $y_{1,6}$ и $y_{3,7}$ соответственно, то облако считается кристаллическим, иначе — капельным.

Следующий шаг — определение ФСО оптически толстой облачности с применением зависимостей ЯТ, представленных на рис. 3. Однако для дневных спутниковых измерений сначала корректируются значения ЯТ на длине волны 3,7 мкм с целью компенсации влияния Солнца на результирующее значение излучения на этой длине волны. После этого для определения ФСО оптически толстой облачности при условии ВТД [11, 12] $< 0,75$ К применяются следующие критерии: если ВТД [3,7; 11] > -1 К, то облачность кристаллическая; если ВТД [3,7; 11] < -1 К, то капельная.

На последнем этапе определяется кристаллическая облачность для пикселей, которые не были помечены на предыдущих этапах. Для этого используется температурный порог со значением ВТ [11] < 253 К, ниже которого вероятность присутствия кристаллов льда в облачности больше, чем капель воды [1].

Особую сложность представляет определение ФСО для смешанных облаков. При отсутствии вертикальных движений они неустойчивы — капли замерзают или испаряются, кристаллы растут. Время полной кристаллизации такого смешанного облака зависит от температуры и влажности облака, концентрации кристаллов [1]. Отсутствие одного из этих параметров облачности может привести к неопределенностям при обнаружении смешанных облаков по спутниковым данным.

На практике для определения данного типа облаков по спутниковым данным используется только температурный диапазон в ИК-области спектра на длине волны 11 мкм. От выбора этого диапазона и зависит точность определения смешанных облаков. Согласно статистическим данным о повторяемости ФСО умеренных широт в зависимости от температуры, которые представлены в работе [1], вероятность появления смешанных облаков максимальна при температуре $253 \div 263$ К. Для этого температурного диапазона будет оценена точность восстановления смешанной облачности по данным радиометра МСУ-МР.

В настоящее время существует очень мало прямых методов измерений параметров облачности. Обычно это локальные измерения небольшого участка атмосферы [13]. Большинство измерений косвенные и основаны на хорошо изученных законах и соотношениях между различными физическими параметрами (например, облака всегда будут состоять из кристаллов льда, если их температура меньше 233 К [14]). На основе таких законов строятся алгоритмы определения параметров облачности для различных спутниковых приборов. Алгоритмы проходят проверку либо на объективных данных [11, 15], либо на результатах других алгоритмов, точность которых известна.

Мировой опыт показывает, что при отсутствии объективных наземных или самолетных измерений проверку спутниковых оценок параметров облачности обычно проводят по данным лидарных спутниковых измерений, например космических аппаратов CALIOP и Cloudsat. Однако орбиты этих спутников не пересекаются с орбитой «Метеор-М» № 2, в связи с чем валидация ФСО проводилась по результатам алгоритмов, разработанных для геостационарных спутников GOES-16, Himawari-8, и по данным полярно-орбитальных КА серии MetOp.

Информация о ФСО по данным геостационарных спутников получена из [16]. Расчет ФСО для радиометра AVHRR, установленного на КА серии MetOp, проводился с помощью программного обеспечения CLAVR-X (The Clouds from AVHRR Extended) [15]. При сравнении отбирались близкие по времени сеансы съемки МСУ-МР и референсного радиометра, когда оба космических аппарата пересекали экватор с разницей не более 15 мин. Пространственное разрешение геостационарных КА составляет 2 км, полярно-орбитальных — 1 км. Сравнение с геостационарными КА проводилось в районе экватора, при сравнении с КА серии MetOp рассматривались северные регионы Западной Европы и Канады. Перед сравнением проводилось перепроецирование данных МСУ-МР на сетку референсного радиометра. Затем отбирались пары пикселей двух радиометров, помеченные как облачные, и рассчитывался процент совпадения. При сравнении производилось ограничение по $\tau_{\text{сld}} > 1$.

Процент совпадения оценок ФСО по данным МСУ-МР при сравнении с данными референсных радиометров показан в таблице. Каждый столбец таблицы представляет собой ФСО референсного радиометра, значению которого соответствует строка таблицы с одним из трех ФСО по данным МСУ-МР. Полуширным выделены проценты совпадений ФСО, МСУ-МР и референсного радиометра.

Сравнение ФСО по данным МСУ-МР с использованием большого набора данных референсных спутниковых радиометров ABI, ANI и AVHRR показало следующее.

1. Если при валидации исключить смешанные облака, то процент совпадения оценок ФСО больше 80%, что соответствует требуемой спецификации [13, 14].

Процент совпадения оценок ФСО

МСУ-МР	Капельная	Кристаллическая	Смешанная
ABI (GOES-16)			
Капельная	97,76	13,61	57,19
Кристаллическая	0,29	71,51	9,46
Смешанная	1,93	14,86	33,33
Кол-во сравнений	59912	117793	22239
АНИ (Himawari-8)			
Капельная	94,13	11,05	66,82
Кристаллическая	2,54	74,54	10,82
Смешанная	3,31	14,39	22,34
Кол-во сравнений	22206	111801	18860
AVHRR (MetOp-A)			
Капельная	91,92	1,65	10,98
Кристаллическая	0,09	83,55	18,75
Смешанная	7,97	14,79	70,25
Кол-во сравнений	9429	328935	73951
AVHRR (MetOp-B)			
Капельная	98,87	2,57	57,57
Кристаллическая	0,08	72,09	10,43
Смешанная	1,04	25,33	31,99
Кол-во сравнений	124462	46707	56788

2. Ошибка обнаружения кристаллических облаков возрастает, если не учитывать порог по их оптической толщине. Это связано с тем, что оптически тонкие кристаллические облака над теплой поверхностью (особенно в районе экватора) в силу специфики алгоритма определения ФСО помечаются как капельные или смешанные.

3. Результаты определения фазового состояния смешанной облачности в большинстве случаев имеют значительную неопределенность, что может быть связано с выбором температурного порога на длине волны 11 мкм, при котором определялся данный тип облаков.

Заключение

Представлен алгоритм определения ФСО по данным измерений радиометра МСУ-МР. Описаны физические принципы определения фазового состояния на основе взаимодействия частиц облачности со спектром электромагнитного излучения. Проведено сопоставление результатов оценок ФСО представленного алгоритма с результатами алгоритмов, разработанных для зарубежных спутниковых приборов. Результаты показали, что процент совпадения оценок ФСО больше 80%. Алгоритм обеспечивает необходимую информацию для определения ФСО, за исключением случаев смешанной и полупрозрачной тонкой облачности.

Полученные результаты будут использоваться в дальнейшей работе для определения параметров

облачности по данным радиометра МСУ-МР. Разработанный алгоритм заложил основу для определения ФСО по данным прибора МСУ-ГС КА «Электро-Л» № 2.

1. *Мазин И.П., Хржан А.Х.* Облака и облачная атмосфера: Справочник. Л.: Гидрометиздат, 1989. 647 с.
2. *Arking A., Childs J.D.* Retrieval of cloud cover parameters from multispectral satellite images // *J. Clim. Appl. Meteorol.* 1985. V. 24. P. 322–333.
3. *Rossow W.B., Schiffer R.A.* Advances in understanding clouds from ISCCP // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1999. V. 80. P. 2261–2287.
4. *Wolters E.L.A., Roebeling R.A., Feijt A.J.* Evaluation of Cloud-Phase Retrieval Methods for SEVIRI on Meteosat-8 Using Ground-Based Lidar and Cloud Radar Data // *J. Appl. Meteor.* 2008. V. 47(6). P. 1723–1728.
5. *Nakajima T., King M.D.* Determination of the optical-thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar-radiation measurements. 1. Theory // *J. Atmos. Sci.* 1990. V. 47(15). P. 1878–1893.
6. URL: <https://refractiveindex.info/> (last access: 13.02.2019).
7. *Mayer B., Kylling A., Emde C., Buras R., Hamann U., Gasteiger J., Richter B.* LibRadtran user's guide. 2017. 155 p. URL: <http://www.libradtran.org/doc/libRadtran.pdf> (last access: 14.02.2019).
8. *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(12). P. 2028–2034.
9. *Baum B.A., Heymsfield A.J., Yang P., Bedka S.T.* Bulk scattering models for the remote sensing of ice clouds. Part I: Microphysical data and models // *J. Appl. Meteorol. Clim.* 2005. V. 44. P. 1885–1895.
10. *Baum B.A., Yang P., Heymsfield A.J., Platnick S., King M.D., Hu Y.-X., Bedka S.T.* Bulk scattering models for the remote sensing of ice clouds. Part II: Narrowband models // *J. Appl. Meteorol. Clim.* 2005. V. 44. P. 1896–1911.
11. *Hu Y.-X., Stammes K.* An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models // *J. Clim.* 1993. V. 6. P. 728–742.
12. *Key J., Intrieri J.* Cloud particle phase determination with the AVHRR // *J. Appl. Meteorol.* 2000. V. 36(10). P. 1797–1805.
13. *Тимофеев Ю.М.* Глобальная система мониторинга параметров атмосферы и поверхности. СПб.: Санкт-Петербургский гос. ун-т, 2010. 129 с.
14. *Pavolonis M.J.* GOES-R Advanced Baseline Imager (ABI) algorithm theoretical basis document for cloud type and cloud phase. 2010. 86 p. URL: https://www.star.nesdis.noaa.gov/goesr/docs/ATBD/Cloud_Phase.pdf (last access: 14.02.2019).
15. *Pavolonis M.J., Heidinger A.K., Uttal T.* Daytime global cloud typing from AVHRR and VIIRS: Algorithm description, validation, and comparisons // *J. Appl. Meteorol.* 2005. V. 44(6). P. 804–826.
16. URL: http://cimss.ssec.wisc.edu/clavrx/google_earth_main.html (last access: 13.02.2019).

A.A. Filei. Determination of cloud phase using MSU-MR measurements on-board Meteor-M N 2.

The work presents the algorithm for determining cloud phase using the MSU-MR daily measurements on-board the Russian meteorological satellite Meteor-M N 2. The physical principles of the determination of cloud phase by using the reflectance at wavelengths of 1.6 and 3.7 μm and brightness temperatures at 11 and 12 μm are considered. The results of determining cloud phase with the algorithm presented are compared with the results of the algorithms developed for other satellite radiometers. The accuracy of the comparison is over 80%. The greatest inaccuracies are observed for thin semitransparent clouds because to additional radiation coming from the underlying surface, as well as for mixed clouds due to the specificity of the algorithm presented.