Особенности распределения альбедо в 2010–2012 годах по данным с ИСЗ «Метеор-М» № 1

Ю.А. Скляров¹, М.Ю. Червяков¹, В.А. Воробьёв¹, А.И. Котума¹, В.М. Фейгин²

¹ Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского Саратов, Россия E-mail: kafmeteo@sgu.ru ² Научный центр оперативного мониторинга Земли Роскосмоса, Москва, Россия

Сообщаются некоторые итоги 3-летней работы радиометра ИКОР-М на борту ИСЗ «Метеор-М» № 1. Приводятся результаты расчетов широтного распределения альбедо для массивов: Мировой океан, суша, Мировой океан и суша в целом. Оценена взаимосвязь широтного хода альбедо с широтным ходом облачности. Оценен вклад облачности в альбедо на верхней границе атмосферы. Приводятся материалы анализа пространственно-временных распределений альбедо для Атлантического, Тихого и Индийского океанов в пределах границ ±60° широты.

Ключевые слова: радиометр, альбедо, широтные распределения альбедо, широтные распределения облачности.

Введение

К настоящему времени накоплен и продолжает регулярно пополняться архив данных составляющих радиационного баланса Земли (РБЗ) (http://www.sgu.ru/node/81146), получаемый с ИСЗ «Метеор-М» № 1. Ежесекундная информация в виде данных уходящей коротковолновой радиации (УКР), альбедо и поглощенной солнечной радиации поступает с ноября 2009 г. по измерениям радиометра ИКОР-М (справочные материалы, 2008). В работах (Скляров и др., 2012-1; 2012-2) уже излагалась методика обработки данных и алгоритм расчета среднемесячных величин РБЗ. Напомним, что разрешающая способность мгновенных отсчетов УКР радиометром ИКОР-М на верхней границе атмосферы (ВГА) составляет 5 × 5° дуги большого круга (Скляров и др., 2009). В данном случае мы использовали свойство гелиосинхронного ИСЗ. В сутках не укладывается целое число витков, поэтому первый виток новых суток начинается либо раньше, либо позже завершения суток. Это приводит к сдвигу всей системы витков, так что через несколько дней второй виток оказывается на месте первого и т.д. Для ИСЗ «Метеор-М» № 1 этот период равен 4,67 суткам, так что при осреднении наблюдений за месяц угловое расстояние между витками (27,3° на экваторе) покрывается 5,4 раза. С учетом ежесекундных отсчетов УКР радиометром ИКОР-М это дает 600-800 отсчетов за месяц на каждый пиксель $5 \times 5^{\circ}$. Применяя сетку $2,5 \times 2,5^{\circ}$ и правило, что за отсчет принимается любой, центр поля зрения которого попадает в данную ячейку 2,5 × 2,5°, мы получаем в каждой ячейке по 100–150 отсчетов в месяц, т.е. месячное среднее получается с достаточно большим обеспечением. Также уделялось особое внимание особенностям распределения поглощенной солнечной радиации в 2010–2012 гг, погрешностям и методе освобождения рядов наблюдений от выявленного незначительного устойчивого тренда (Скляров и др., 2013).

Большой интерес представляет анализ данных с ИСЗ «Метеор-М» № 1 в виде карт среднемесячных распределений величин альбедо на верхней границе атмосферы. Характер

распределения альбедо обнаруживает резкий контраст между значениями альбедо в высоких и средних широтах северного (СП) и южного (ЮП) полушарий. К примеру, из *рис. 1* видно, что в июле 2012 г. в тропиках наиболее высокие значения альбедо наблюдаются над пустынями, такими как Сахара и Аравийская (достигая значений 30–40%). В зонах конвективной облачности над акваториями океанов, например во внутритропической зоне конвергенции (ВЗК), величины альбедо также велики. Так, в восточной части Тихого океана севернее экватора альбедо 25–35%. В южном полушарии наблюдается зональный ход распределения альбедо вследствие преобладания здесь океана. Наиболее высокие значения альбедо находятся в полярных широтах СП и ЮП, где расположены снежные и ледяные поля. Альбедо Гренландии в СП в июле 2012 г. достигает значений от 45 до 60%, что связано со снежно-ледовым покровом острова. Альбедо ледникового щита Антарктиды в декабре 2012 г. (*puc. 2*) также достигает 60%.





Рис. 1. Карта распределения среднемесячных значений альбедо в июле 2012 г.

Рис. 2. Карта распределения среднемесячных значений альбедо в декабре 2012 г.

Наибольшие значения альбедо в тропической зоне в июле 2012 г. наблюдаются над регионом Юго-Восточной Азии, где они достигают 50%. Эта область характеризуется постоянством аномально высоких значений альбедо в течение летних месяцев. Данный феномен можно объяснить регулярным действием Азиатского летнего муссона, во время которого развивается мощная кучево-дождевая облачность.

Распределение альбедо над муссонными регионами

На фоне среднемесячных значений альбедо летом выделяется район с особым режимом альбедо над регионами Юго-Восточной Азии (80–130° в. д., 15–40° с. ш.). В течение теплого периода (конец весны, лето и начало осени) имеется постоянная аномалия альбедо. В среднем по данному региону значения величин альбедо достигают 35–40% и охватывают общирную территорию (*puc. 3a*). Максимум может достигать 60%.

Зимой над этим регионом (*puc. 36*) также наблюдаются высокие значения альбедо (до 45%), но только на небольшой территории в районе 25° с. ш., 110° в д. На остальной территории, где в летние месяцы была зона максимальных значений альбедо зимой всего лишь – 15–25%, с локальными максимумами 30–35%.



Рис. 3. Распределение среднемесячных значений альбедо над Юго-Восточной Азией

Регион Юго-Восточной Азии испытывает постоянное влияние Восточноазиатского муссона, который делится на теплый и влажный муссон летом и холодный и сухой зимний муссон. Именно летний Восточноазиатский муссон, во время которого развивается облачность над данным регионом, обуславливает столь высокие значения альбедо над ним.

Летний Восточноазиатский муссон следует воспринимать как целую систему муссонов (Yihui and Chan, 2005). Их воздействия по-разному проявляются в разных регионах, схематически представленных на *рис. 4*, где ISM (the Indian summer monsoon – Индийский летний муссон), WNPSM (the western North Pacific summer monsoon – западный Северно-Тихоокеанский летний муссон) и EASM (the East Asian summer monsoon – Восточноазиатский летний муссон).



Рис. 4. Карта-схема с выделенными регионами – зонами действия подсистем Восточноазиатского муссона (Yihui and Chan, 2005)

Для этих регионов были рассчитаны среднемесячные значения альбедо за период 2010–2012 гг. Осреднение проводилось для каждой зоны по отдельности. Использовались данные альбедо, которые соответствовали выделенным областям, приблизительно равным по площади.

На *рис. 5* представлен ход среднемесячных величин альбедо для этих трех зон. Режим альбедо для каждого из рассматриваемых регионов различен. Зона EASM характеризуется самыми высокими значениями альбедо в течение рассматриваемого периода. Максимальные значения (35–37%) отмечаются в июне–июле каждого года, минимальные (28–30%) – в зимние месяцы. Хорошо заметен сезонный ход альбедо.



Рис. 5. Ход альбедо над муссонными регионами в Юго-Восточной Азии в 2010-2012 гг.

В зоне WNPSM сезонный ход альбедо не выражен; причем значения здесь варьируют в пределах 18–25% (самые маленькие значения). Самая большая вариация величин альбедо в течение года наблюдается над зоной ISM. Здесь амплитуда годовых колебаний составляет приблизительно 15%. Максимум (31–32%) отмечается в июле–августе (на месяц позже, чем в зоне EASM), минимум (16–17%) – в феврале.



Рис. 6. Пространственно-временное распределение альбедо в меридиональном разрезе (40 с. ш. – 30 ю. ш.; 110–120 в. д.)

На *рис. 6* представлено пространственно-временное распределение альбедо в меридиональном разрезе (40° с. ш. –30° ю. ш; 110–120° в. д.), северная часть которого проходит через Индокитай. Виден сезонный ход альбедо – ядра максимальных значений альбедо наблюдаются в летние месяцы на широте 15–30 градусов в СП и достигают значений 35–40%. В зимние же месяцы величины альбедо снижаются до значений 20–25%. Таким образом, амплитуда достигает 20%.

Широтное распределение облачности и альбедо

Облачность является одним из важнейших элементов, обуславливающих климат на Земле. Она оказывает существенное влияние на радиационный баланс. Согласно (Ramanathan, 2008; CERES, 1999) значения радиационного воздействия, вызванного облаками, в разы превосходят радиационное воздействие, обусловленное эффектом увеличения содержания углекислого газа в атмосфере. Стоит отметить, что облачность вносит существенный вклад в планетарное альбедо Земли, обуславливает во многом его пространственно-временное распределение. В частности, нас заинтересовала проблема влияния облачности на альбедо на ВГА. Для сравнения распределения альбедо и облачности мы воспользовались данными работы (Чернокульский, Мохов, 2010), представляющей практически исчерпывающий материал современных наземных и спутниковых наблюдений за облачным покровом Земли за последние десятилетия. Наряду с данными спутниковых и наземных наблюдений авторами упомянутой работы использовались также различные данные реанализа.

В работе (Чернокульский, Мохов, 2010) рассматривалась, в частности, зависимость среднегодовой облачности от широты. Оценивалось широтное распределение облачности над сушей и Мировым океаном по отдельности, как в летнее (июнь, июль, август – ИИА), так и зимнее время (декабрь, январь, февраль – ДЯФ). Зональные распределения общего количества облачности представлены в виде графиков широтного хода. Из всех анализируемых массивов наблюдений облачности хорошо согласуются друг с другом данные Международного спутникового проекта по климатологии облачности ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project), данные, полученные с использованием спектрорадиометра MODIS на ИСЗ Тегга и Аqua, а также данные наземных наблюдений за облачностью ЕЕСRA. Именно эти данные по облачности в виде графиков широтного распределения, усредненные нами, были использованы для сопоставления с рядами величин альбедо, полученных с помощью аппаратуры ИКОР-М, установленной на ИСЗ «Метеор-М» № 1.

Для выявления взаимосвязи альбедо и облачности была выбрана территория в пределах 60° с. ш. – 60° ю. ш. Сравнения проводились для трех категорий: суша, Мировой океан и Мировой океан и суша в целом; для трех временных осреднений: среднегодовое, лето (ИИА) и зима (ДЯФ). В таблице представлены данные альбедо и облачности по широтам над Мировым океаном для выбранных временных осреднений, по которым были построены графики широтного хода этих величин (*рис.* 7). Для других территорий таблицы и графики не представлены.

В ходе сравнения облачности и альбедо было выявлено наличие значительной корреляции для Мирового океана, меньшие значения для Мирового океана и суши в целом и малая корреляция для суши. Высокое значение коэффициента корреляции (r = 0,8) в среднем за год над Мировым океаном обусловлено тем, что океан является практически однородной поверхностью, поэтому на его альбедо может повлиять только наличие над ним облачности. В меньшей степени на альбедо влияет шероховатость самой поверхности океана, вызванной волнением (вероятно, этот фактор существенен при измерении альбедо водной подстилающей поверхности, а не альбедо на ВГА).

В течение года над океанами наблюдается изменение значений коэффициента корреляции: так, зимой он больше и составляет 0,85, а летом – 0,62.

Как уже было сказано, для Мирового океана и суши в целом корреляция между альбедо и облачностью составляет в среднем за год 0,71; зимой 0,78 и летом 0,6. Значительный коэффициент корреляции обусловлен тем, что данная территория (60° с. ш. – 60° ю. ш.) на 74% занята океанами, над которыми наблюдается большая корреляция между альбедо и облачностью.



Рис. 7. Широтное распределение альбедо (а) и облачности (б) над Мировым океаном

Для суши значения коэффициента корреляции меньше и составляют: летом 0,46; зимой 0,42. Коэффициент корреляции для среднегодовых значений менее 0,2. В этом случае расчет ведется по всем месяцам года, а не только по ИИА и ДЯФ. Кроме того, облачность над сушей является важным фактором, вкладывающим в альбедо, но не единственным. Можно предположить также, что для всех средних значений это обусловлено еще и неоднородностью подстилающей поверхности суши (пустыни, снежный и ледовый покров, леса и т.д.).

Широта, град	Облачность, баллы			Альбедо, %		
	Среднегодовые	ДЯФ	ИИА	Среднегодовые	ДЯФ	ИИА
60	0,73	0,77	0,75	36	36	38
50	0,75	0,8	0,8	34	31	39
40	0,68	0,7	0,6	30	29	30
30	0,6	0,64	0,55	24	25	24
20	0,58	0,55	0,62	21	20	23
10	0,72	0,75	0,8	23	20	27
0	0,58	0,64	0,58	20	21	19
-10	0,66	0,65	0,61	21	22	21
-20	0,65	0,64	0,58	22	21	22
-30	0,7	0,65	0,69	24	23	25
-40	0,78	0,75	0,75	29	30	27
-50	0,8	0,87	0,86	32	35	28
-60	0,84	0,9	0,8	36	38	н.д.

Таблица. Зональные величины облачности и альбедо над Мировым океаном

н.д. – нет данных.

Известно, что при наличии корреляции какая-то доля изменчивости одного признака будет вполне закономерно определяться изменчивостью другого признака. Однако степень «связанности» в вариации двух величин более точно измеряется квадратом коэффициента корреляции, см. например (Рокицкий, 1973). Так, вклад облачности в альбедо над Мировым океаном составляет 72% зимой (при коэффициенте корреляции r = 0,85), 38% летом (r = 0,62) и в среднем за год 64% (r = 0,8). Для территории суши и Мирового океана в целом вклад облачности в альбедо 61% зимой (r = 0,78), 36% летом (r = 0,6) и в среднем за год 50% (r = 0,71). Для территории суши низкие коэффициенты корреляции и их квадратов указывают на еще более слабую связь альбедо и облачности.

Пространственно-временное распределение альбедо над океанами

Особый интерес представляет распределение альбедо над океанами. Как уже было отмечено, на альбедо над океанами влияет в большей степени облачность. Над различными океанами условия образования облачности неодинаковы. Повторяемость пасмурных дней на океанах в целом уменьшается от высоких широт к низким: максимум в зоне 40–60° и минимум между 25 и 15°. В экваториальной области облачность увеличивается, что связано с сильными восходящими движениями насыщенного влагой воздуха. Увеличение облачности в умеренных и субполярных широтах вызвано усиленной циклонической деятельностью. В зависимости от температуры поверхности океана и океанских течений распределение облачности также неоднородно. Регулярные наблюдения облачного покрова Земли со спутников показывают, что, кроме того, в одной и той же широтной зоне среднее количество облаков над океанами значительно больше, чем над равнинами материков.

Пространственно-временные распределения альбедо за 2010–2012 гг. над океанами (*puc. 8*) позволяют выделить области с устойчивыми значениями альбедо над акваториями, а также их широтное распределение в течение года. В летние месяцы в соответствующих полушариях на севере и юге регистрируются зоны с максимальными значениями альбедо (до 50% в широтных зонах 40–60° ю. и с. ш.). Такие большие значения обусловлены наличием зоны с максимумом облачности и малыми углами падения солнечных лучей, что соответствует общепринятым моделям альбедо (Скляров и др., 2005; 2009).



Рис. 8. Пространственно-временное распределение альбедо над океанами

Альбедо в районе ВЗК для Тихого и Атлантического океанов достигает 20–30% в летние месяцы в зоне 7,5–10° с. ш. В зимние месяцы ВЗК опускается до широт 0–5° с. ш. со значениями альбедо до 20%.

Особый режим альбедо отмечается над акваторией Индийского океана, где в летние месяцы развивается Летний Азиатский муссон. Так в зоне 7,5–22° с. ш. летом (апрель–август) формируются центры с высокими значениями альбедо, обусловленными развитием здесь мощной кучево-дождевой облачности. Альбедо может достигать в эти периоды значений 30–35%.

Мы располагаем уже практически четырехгодичным рядом наблюдений, и только небольшая его часть подверглась обработке и климатическому анализу.

Заключение

По материалам трехлетних наблюдений выполнен в целом большой объем работ. Отработаны алгоритмы и программы расчетов всех доступных компонентов РБЗ, методы раскодировки телеметрической информации, привязки наблюдений к ячейкам сетки 2,5 × 2,5°. В Роспатенте зарегистрированы три программы обработки на ЭВМ, подана заявка еще на одну программу. Что касается научной части программ обработки, то в работах (Скляров и др., 2012-1; 2012-2; 2013) основное внимание уделялось особенностям распределений поглощенной солнечной радиации, оценке площади поверхности Земли, наблюдаемой радиометром ИКОР-М, погрешностям измерений, методу освобождения наблюдений от незначительного устойчивого тренда и другим вопросам. В настоящей работе основное внимание уделено вопросам распределений альбедо, оценке вклада облачности в альбедо, особенностям распределения альбедо в муссонных регионах.

Что касается перспектив данных исследований, то они будут зависеть от продолжительности работы радиометра ИКОР-М и ИСЗ «Метеор-М» № 1. До сих пор ИКОР-М, при скорости отсчетов 1 в секунду, работает без сбоев. Если будет выполнена программаминимум (5 лет работы на орбите), то мы будем располагать достаточно длинным рядом однородных наблюдений, впервые полученным в России. Его анализу будут посвящены дальнейшие исследования.

Литература

- 1. Рокицкий П.Ф. Биологическая статистика. Минск: Вышэйшая школа, 1973. 320 с.
- 2. *Скляров Ю.А., Бричков Ю.И., Семенова Н.В.* Радиационный баланс Земли. Введение в проблему. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 2009. 185 с.
- 3. *Скляров Ю.А., Бричков Ю.И., Фомина Н.В и др.* Определение среднесуточных величин альбедо с использованием спутниковых направленных моделей // Исследование Земли из космоса. 2005. № 3. С. 13–21.
- Скляров Ю.А., Воробьёв В.А., Котума А.И., Червяков М.Ю., Фейгин В.М. Алгоритм обработки данных наблюдений уходящей коротковолновой радиации с ИСЗ «Метеор-М» № 1 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 3. С. 83–90.
- Скляров Ю.А., Воробьёв В.А., Котума А.И., Червяков М.Ю., Фейгин В.М. Измерения компонентов радиационного баланса Земли с ИСЗ «Метеор-М» № 1. Аппаратура ИКОР-М // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 2. С. 173–180.
- 6. Скляров Ю.А., Червяков М.Ю., Воробьёв В.А., Котума А.И., Фейгин В.М. Особенности распределения поглощенной солнечной радиации в 2010–2012 годах по данным с ИСЗ «Метеор М» № 1 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 2. С. 272–283.
- 7. *Чернокульский А.В., Мохов И.И.* Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям // Исследование Земли из космоса. 2010. № 3. С. 12–29.
- Космический комплекс гидрометеорологического и океанографического обеспечения «Метеор-3М» с космическим аппаратом «Метеор-М» № 1: справочные материалы. М.: ФГУП «НПП ВНИИЭМ», 2008. 143 с., соавторы Скляров Ю.А., Бричков Ю.И.

- 9. CERES: Cloud and Earth radiant energy system (CERES). NASA Langley research center № P1999-04-069-GFSC.
- 10. *Ramanathan V.* Why is Earth's albedo 29% and was it always 29%? //ILEAPS. 2008. No. 5. P. 18–20.
- 12. *Yihui D., Chan J.C.L.* The East Asian summer monsoon: an overview // Meteorology and Atmospheric Physics. 2005. No. 89. P. 117–142. doi: 10.1007/s00703-005-0125-z

Peculiarities of albedo distribution in 2010–2012 based on «Meteor-M» #1 satellite data

Yu.A. Sklyarov¹, M.Yu. Chervyakov¹, V.A. Vorobyov¹, A.I. Kotuma¹, V.M. Feigin²

¹ Saratov State University, Saratov, Russia E-mail: kafmeteo@sgu.ru ² Research Center for Earth Operative Monitoring, Moscow, Russia

Some of 3-year work results of the radiometer IKOR-M which was installed on «Meteor-M» No1 satellite are reported. The results of calculations of the albedo are given for arrays: the World's ocean, land, World's ocean united with land. Evaluation of the interconnection of zonal latitudinal distribution albedo with zonal distribution of cloudiness is given. The contribution of cloudiness to albedo on top of the atmosphere was evaluated and reported. The brief results of analysis of space-time albedo's distributions for three oceans are given in the latitudinal boundaries $\pm 60^\circ$.

Keywords: radiometer, albedo, the latitudinal distribution of albedo, the latitudinal distribution of cloudiness.