

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ХАРАКТЕРИСТИК ГЛОБАЛЬНОЙ И ЗОНАЛЬНОЙ ОБЛАЧНОСТИ ПО РАЗЛИЧНЫМ СПУТНИКОВЫМ И НАЗЕМНЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ

© 2010 г. А. В. Чернокульский*, И. И. Мохов

Учреждение Российской академии наук Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва

*E-mail: chern_av@ifaran.ru

Поступила в редакцию 04.06.2009 г.

Проведен сравнительный анализ характеристик глобального поля облачности по различным современным данным спутниковых (ISCCP D2, UW HIRS, Patmos-X, MODIS-Terra, MODIS-Aqua) и наземных (ECCRA, CRU, ICOADS) наблюдений за облачным покровом Земли за последние десятилетия. По данным спутниковых и наземных наблюдений доля покрытия облаками Земли составляет около двух третей (0.66 ± 0.02), достигая по отдельным данным 0.75. Доля покрытия облаками суши в целом по спутниковым и наземным данным находится в диапазоне от 0.49 до 0.58 (по отдельным данным до 0.69). Доля покрытия облаками Мирового океана выше: в среднем по спутниковым данным и данным судовых наблюдений облаками закрыто 0.69 ± 0.03 поверхности океана (до 0.77 по отдельным данным). Наибольшее различие данных отмечено в высоких широтах, главным образом в зимнее время. Наряду с данными спутниковых и наземных наблюдений использовались также различные данные реанализа (ERA-40, ERA-Interim, NCEP/NCAR, NCEP/DOE, JRA-25). В целом доля покрытия облаками Земли по данным реанализа меньше, чем по данным наблюдений, и находится в диапазоне от 0.51 до 0.64. Подобное сравнение современных климатологий облачности проведено впервые.

Ключевые слова: облачность, спутниковые наблюдения, наземные наблюдения, реанализ, сравнение глобальных климатологий облачности, зональное распределение облачности.

ВВЕДЕНИЕ

Облачность является одной из ключевых компонент земной климатической системы (ЗКС) — она оказывает существенное влияние на радиационный баланс (Марчук и др., 1986; Матвеев и др., 1986; Climate Change..., 2007). Вероятно, наибольшая неопределенность оценок чувствительности ЗКС к различным воздействиям, в том числе к изменению содержания в атмосфере парниковых газов, связана с облачностью и ее эффектами (Climate Change..., 2007), см. также (Мохов, 1993). Характерные значения радиационного воздействия (форсинга), связанного с облаками, существенно больше радиационного эффекта от удвоения содержания CO_2 в атмосфере.

Существенно различается влияние облаков разного типа для разных регионов и сезонов. Облака верхнего яруса в целом способствуют усилению парникового эффекта, а облака нижнего яруса — выхолаживанию климатической системы. Согласно (Ramanathan et al., 1989; Rossow, Zhang, 1995), коротковолновый форсинг преобладает, и облака в целом охлаждают ЗКС, суммарный облачный радиационный форсинг (разность

радиационных потоков при облачном и безоблачном небе) на верхней границе атмосферы для Земли в целом может достигать -15 Вт/м^2 , а среднезональные значения -40 Вт/м^2 , главным образом в зоне активности циклонов внетропических широт (Weaver, 2003). Региональные значения радиационного форсинга, как положительные, так и отрицательные, могут превышать по абсолютному значению 100 Вт/м^2 (Ramanathan et al., 1989; Gupta et al., 1993). Основные межгодовые вариации радиационного бюджета ЗКС связаны с вариациями глобальной облачности (Norris, 2005). При этом возможные вариации облачности в связи с глобальными климатическими изменениями могут усилить или ослабить эти изменения (см. напр. (Мохов, 1981)). Однако до сих пор остаются неопределенными тенденции изменений облачности. В частности, согласно оценкам (Мохов, 1985; Mokhov, 1991; Henderson-Sellers, 1992; Sun et al., 2001), доля покрытия Земли облаками в целом растет вместе с глобальным потеплением, однако в других работах либо отмечается слабая обратная тенденция (Norris 2005; Warren et al., 2007), либо тренд глобальной облачности является не-

Таблица 1. Некоторые общие характеристики используемых данных

Краткое название	Период, мес./год	Пространственное разрешение, град	Примечание	
<i>Спутниковые данные</i>				
ISCCP D2	07/1983–06/2008	2.5 × 2.5	Без областей выше 84°	
UW HIRS	01/1979–12/2001	1 × 1		
Patmos-X (AVHRR)	01/1982–12/2007	0.5 × 0.5		
MODIS-Terra	02/2000–12/2008	1 × 1		
MODIS-Aqua	07/2002–12/2008	1 × 1		
<i>Данные наземных наблюдений</i>				
EECRA	01/1971–12/1996 (суша)	5 × 5	Только суша (без Антарктиды)	
	01/1954–12/1997 (океан)	10 × 10		
CRU	10/1971–12/2002	0.5 × 0.5		
ICOADS	01/1960–05/2007	1 × 1		Только океан
<i>Данные реанализа</i>				
ERA-40	09/1957–08/2002	2.5 × 2.5		
ERA-Interim	01/1989–12/2008	1.5 × 1.5		
NCEP/NCAR	01/1948–12/2008	1.875 × 1.875		
NCEP/DOE	01/1979–01/2008	1.875 × 1.875		
JRA-25	01/1979–12/2008	2.5 × 2.5		

значимым (Rossow, Schiffer, 1999; Wylie et al., 2005; Climate Change..., 2007).

Наиболее полные сравнения различных данных для облачности проведены в (Hughes, 1984; Rossow et al., 1993; Mokhov, Schlesinger, 1994). В частности, в (Mokhov, Schlesinger, 1994) наряду со спутниковыми данными ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) анализировались спутниковые данные, полученные с советских спутников “Метеор” (Матвеев, Титов, 1985), со спутника Nimbus-7 (Stowe et al., 1988), а также данные наземных наблюдений (Hahn, Warren, 2007) и комбинированные данные (Берлянд, Строкина, 1980). Сравнениям только спутниковых данных посвящены работы (Mokhov, Schlesinger, 1993; Jin et al., 1996; Thomas et al., 2004; Wylie et al., 2005). Целый ряд работ (Mokhov, 1991; Mokhov, Love, 1995; Weare, Mokhov, 2005; Zhang et al., 2005; Williams, Tselioudis, 2007) связан со сравнением климатологий облачности по данным наблюдений и по модельным расчетам.

В настоящее время существует более десятка глобальных баз данных для облачного покрова, основанных на спутниковых и наземных наблюдениях (с различным временным и пространственным разрешением и разной длительности), и есть необходимость их детального анализа. Подобный анализ нужен как для более адекватного понимания структуры глобального поля облачности и его вариаций, так и для валидации климати-

ческих моделей, использующихся для оценки возможных изменений климата. Настоящая работа посвящена сравнению наиболее полных современных данных по климатологии облачного покрова Земли (см. также (Чернокульский, Мохов, 2009)), с оценкой диапазона глобальных, полушарных и зональных значений облачности в среднем за год и для различных сезонов, над сушей и океаном.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

В этой работе использовались данные Международного спутникового проекта климатологии облачности ISCCP, спутниковые данные Patmos-X, полученные с помощью радиометра высокого разрешения AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), а также данные спутниковых наблюдений UW HIRS (University of Wisconsin High-resolution Infrared Radiation Sounder) и MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Кроме того, использовались данные наземных наблюдений CRU (Climatic Research Unit), судовых наблюдений ICOADS (International Comprehensive Ocean–Atmosphere Data Set) и комбинации наземных и судовых наблюдений EECRA (Extended Edited Synoptic Cloud Reports Archive). Также привлекались данные двух версий (ERA-40 и ERA-Interim) европейского реанализа ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts), двух версий (NCEP/NCAR и NCEP/DOE)

Таблица 2. Некоторые характеристики спутниковых данных, используемых в работе

Данные	Спутники	Каналы	Временное разрешение, сут ⁻¹	Пространственное разрешение, км	Классификация пикселей*
ISCCP	ПС + ГС	Видимый (1) + ИК (1)	8	4–7	2
UW HIRS	ПС (NOAA)	ИК (6)	2	20–35	2
Patmos-X	ПС (NOAA)	Видимый (1) + ИК (2)	2	1–4	4а
MODIS	ПС (EOS)	Видимый (2) + ИК (12)	2	0.25–1	4б

* 2: облачный/безоблачный; 4а: облачный/смешанно-облачный/смешанно-безоблачный/безоблачный; 4б: облачный/преимущественно облачный/преимущественно безоблачный/безоблачный.

американского реанализа NCEP (National Centers for Environmental Prediction) и японского реанализа JRA-25 (Japanese ReAnalysis) (табл. 1).

Спутниковые данные

Впервые спутниковые метеорологические измерения были проведены на третьем советском ИСЗ в 1958 г. (Герман, 1975). Таким образом, история спутниковых данных насчитывает более 50 лет, однако существующие в настоящее время ряды данных по глобальному полю облачности короче минимум в 2 раза.

В табл. 2 представлена информация об используемых в работе спутниковых данных.

ISCCP. Один из наиболее длинных и полных рядов для оценки характеристик облачности формируется системой спутниковых наблюдений ISCCP с июля 1983 г. и по настоящее время (Shiffer, Rossow, 1983; Rossow, Duenas, 2004).

Система ISCCP включает в себя полярно-орбитальные спутники (ПС) (NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration) и геостационарные спутники (ГС) (GMS – Geostationary Meteorological Satellite, GOES – Geostationary Operational Environmental Satellite, Meteosat – European Meteorological Satellite, Insat – Indian Satellite, MTSAT-1R – Japan Multi-functional Transport Satellite) (табл. 3). Облачность измеряется в двух спектральных каналах – видимом (длина волны ~0.6 мкм) и ИК (длина волны ~11 мкм). Временное разрешение составляет 3 ч, пространственное – 4–7 км (размер пикселя), при этом каждый пиксел определяется либо облачным, либо безоблачным (Rossow, Garder, 1993).

В этой работе использовались данные ISCCP серии D2 – среднемесячные значения характеристик облачности на регулярной сетке $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. Согласно (Rossow, Schiffer, 1999) погрешность этих данных не превышает 0.05 (5%). Лишь в летнее время для полярных регионов она может достигать 0.1.

UW HIRS. Данные для облачности, полученные с помощью ИК-зондировщика высокого спектрального разрешения HIRS и обработанные в Висконсинском университете (UW), охватывают 23-летний период с января 1979 г. по декабрь 2001 г. с пропуском отдельных месяцев в 1980 и 1981 гг. (Wylie et al., 2005).

Вертикальное зондирование инструментом HIRS, установленным на ПС NOAA, позволяет получить дневные и ночные данные в 20-спектральных каналах – одном видимом и девятнадцати ИК (на длинах волн от 3.9 до 15 мкм). При получении данных UW HIRS использовались шесть ИК-каналов (Jin et al., 1996), часть из них находится в полосе поглощения CO₂ и используется для восстановления профиля облаков методом так называемого “CO₂ расслоения” (CO₂-slicing) (Wylie, Menzel, 1999).

Временное разрешение составляет 12 ч, пространственное – 19–35 км (в зависимости от угла обзора). Пиксели определяются либо как облачные, либо как безоблачные.

Среднемесячные данные UW HIRS для облачности представлены в регулярной сетке с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ для всего земного шара за исключением полярных широт (выше 84°). Проведена предварительная коррекция на дрейф спутниковой орбиты и на изменение концентрации CO₂ (Wylie et al., 2005).

Patmos-X (AVHRR). Помимо ИК-радиометра HIRS на ПС Tiros-N и NOAA также установлены радиометры AVHRR, которые дают информацию о глобальном поле облачности (Cracknell, 1987). Измерения радиометром AVHRR ведутся в пяти каналах – видимом (длина волны ~0.63 мкм), ближнем ИК (~0.83 мкм) и трех ИК (~3.7, 10.8 и 12 мкм). При этом дневная и ночная облачность определяется в различных каналах и пространственное разрешение составляет 1–4 км (Avery, Berlin, 1992). Пиксели определяются как облачные, смешанно-облачные, смешанно-безоблачные и безоблачные (Heiding, 2004).

Таблица 3. Спутники в системе ISCCP

Геостационарные спутники		Полярно-орбитальные спутники	
GMS-1	01/1984–06/1984	NOAA-7	07/1983–02/1985
GMS-2a	07/1983–01/1984	NOAA-8	10/1983–06/1984
GMS-2b	06/1984–09/1984	NOAA-9	01/1985–04/1988
GMS-3	09/1984–11/1989	NOAA-10	12/1986–09/1991
GMS-4	12/1989–06/1995	NOAA-11	11/1988–08/1994
GMS-5	06/1995–04/2003	NOAA-12	09/1991–12/1998
GOES-5	07/1983–07/1984	NOAA-14	01/1995–09/2001
GOES-6	07/1983–01/1989	NOAA-15	01/2000–07/2000
GOES-7	04/1987–12/1995	NOAA-16	10/2001–12/2005
GOES-8	05/1995–03/2008	NOAA-17	07/2002–по настоящее время
GOES-9A	01/1996–07/1998	NOAA-18	01/2006–по настоящее время
GOES-9B	05/2003–10/2005		
GOES-10	08/1998–06/2006		
GOES-11	07/2006–по настоящее время		
GOES-12	03/2003–по настоящее время		
INSAT-1b	04/1988–03/1989		
METEOSAT-2	07/1983–08/1988		
METEOSAT-3a	08/1988–01/1991		
METEOSAT-3b	05/1992–04/1995		
METEOSAT-4	06/1989–02/1994		
METEOSAT-5a	02/1994–02/1997		
METEOSAT-5b	07/1998–01/2007		
METEOSAT-6	03/1997–05/1998		
METEOSAT-7	06/1998–по настоящее время		
METEOSAT-8	06/2006–05/2007		
METEOSAT-9	05/2007–по настоящее время		
MTSAT-1R	11/2005–по настоящее время		

База данных радиометра AVHRR Patmos-X (Jacobowitz et al., 2003) включает в себя среднемесячные значения характеристик облачности для периода с января 1982 г. по декабрь 2007 г. для ячеек равной площади с широтным шагом в 0.5° . Согласно (Jacobowitz et al., 2003), погрешность этих данных не превышает 0.05 (5%).

MODIS. Данные, полученные с использованием спектрометрического разрешения MODIS на ПС Terra, доступны с декабря 1999 г., а на ПС Aqua – с апреля 2002 г.

Облачные данные получены в 14-спектральных каналах (два видимых, два ближних ИК и десять ИК) (Ackerman et al., 1998). Измерения проводятся два раза в день, при этом спутник Terra пересекает экватор в 10:30 по местному времени (LT) на нисходящем витке, а спутник Aqua в 13:30 LT на восходящем. Измерения проводятся с высоким про-

странственным разрешением (0.25–1 км), при этом пиксели определяются как облачные, смешанно-облачные, смешанно-безоблачные и безоблачные (Ackerman et al., 1998).

В данной работе анализировались среднемесячные значения облачности с пространственным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ отдельно для спутников Terra и Aqua.

Данные наземных наблюдений

EECRA. Данные EECRA (Hahn, Warren, 1999) включают в себя первичные результаты наблюдений за облачностью на метеорологических станциях и судовые наблюдения (серия “С”), климатологические данные для облачности для наземных станций (“D”), а также данные для облачности,

Таблица 4. Среднегодовые значения облачности над сушей и океаном (в скобках указано стандартное квадратичное отклонение)

Данные	Глобальное осреднение	Северное полушарие	Южное полушарие
<i>Спутниковые данные</i>			
ISCCP D2	0.66 (0.012)	0.64 (0.014)	0.69 (0.011)
UW HIRS	0.75 (0.003)	0.74 (0.005)	0.76 (0.005)
Patmos-X	0.64 (0.009)	0.60 (0.011)	0.67 (0.010)
MODIS-Terra	0.67 (0.001)	0.64 (0.003)	0.70 (0.002)
MODIS-Aqua	0.68 (0.001)	0.65 (0.003)	0.70 (0.002)
<i>Данные наземных наблюдений</i>			
EECRA	0.65	0.62	0.68
<i>Данные реанализа</i>			
ERA-40	0.64 (0.016)	0.62 (0.019)	0.66 (0.016)
ERA-Interim	0.60 (0.003)	0.57 (0.005)	0.63 (0.004)
NCEP/NCAR	0.51 (0.006)	0.53 (0.011)	0.50 (0.007)
NCEP/DOE	0.55 (0.004)	0.52 (0.004)	0.58 (0.005)
JRA-25	0.55 (0.003)	0.53 (0.004)	0.56 (0.005)

осредненные на регулярной сетке (“Е”) (Hahn, Warren, 2007).

В этой работе использовались данные серии “Е”, представляющие среднемесячные значения облачности для ячеек с разрешением $5^\circ \times 5^\circ$ для суши (осредненные за период с января 1971 г. по декабрь 1996 г.) и $10^\circ \times 10^\circ$ для океана (осредненные за период с января 1954 г. по декабрь 1997 г.). Данные для суши получены с 5388 станций (из 12000, представленных в серии “С”), отобранных с учетом требований непрерывности измерений, наличия длинного ряда наблюдений, в том числе как дневных, так и ночных измерений (Hahn, Warren, 2003; Warren et al., 2007). Для облачности над океаном используется модифицированный архив COADS (Comprehensive Ocean–Atmosphere Data Set) (Worley et al., 2005).

ICOADS. Данные ICOADS (Worley et al., 2005) основаны на измерениях различных метеорологических и океанологических характеристик с морских судов, буев и морских платформ. Регулярные наблюдения за облачностью проводились главным образом с рейсовых судов, поэтому покрытие данными неравномерно для Мирового океана. Наибольшее количество измерений проведено для северных районов Атлантики и Тихого океана.

В работе используются данные ICOADS на регулярной сетке $1^\circ \times 1^\circ$ для периода с января 1960 г. по май 2007 г. Хотя подавляющее большинство измерений проведено с судов, в дальнейшем данные ICOADS для упрощения будут называться данными наземных наблюдений.

CRU. Данные CRU представляют собой комбинацию нескольких баз данных по наземным метеорологическим наблюдениям (для всех материков, кроме Антарктиды) (Mitchell, Jones, 2005) для периода с 1900 г. по 2002 г. и включают информацию о температуре воздуха у поверхности, суточной амплитуде температуры, осадках, абсолютной влажности, облачном покрове, количестве дней с осадками (New et al., 2000). Поскольку для некоторых континентов (в частности, для Южной Америки) измерения облачного покрова начались только в начале 1970-х гг., в данной работе результаты анализируются для периода с января 1971 г. по декабрь 2002 г. в сетке с высоким разрешением – $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.

Данные реанализа

Данные реанализа для облачности не являются наблюдениями (хотя получены на основе модельных расчетов с использованием регулярной сети метеорологических измерений и спутниковой информации) и представляют собой результаты расчетов с глобальными моделями циркуляции атмосферы при реальных начальных и граничных условиях.

ERA-40 и ERA-Interim. Полученные с расчетами модели ECMWF CY13R4 данные реанализа ERA-40 с 6-часовым шагом по времени, пространственным разрешением около 120 км для 31 слоя в атмосфере охватывают период с сентября 1957 г. по август 2002 г. (Uppala et al., 2005). В новой версии реанализа ERA-Interim для периода с января 1989 г. по настоящее время используется модель ECMWF CY29R1 с лучшим горизонтальным (50 км) и вертикальным (60 слоев) разрешением (ECMWF, 2007). В данной работе анализировались среднемесячные значения, представленные на регулярной сетке $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ для данных ERA-40 и $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ для данных ERA-Interim.

NCEP/NCAR и NCEP/DOE. В двух версиях NCEP реанализа используется прогностическая модель NCEP T62L28 с горизонтальным разрешением около 210 км для 28 слоев по вертикали и 6-часовым разрешением по времени. Среднемесячные данные представлены на гауссовой сетке (с шагом около 1.875°) с января 1948 г. по настоящее время для NCEP/NCAR реанализа (Kistler et al., 2001) и с января 1979 г. по январь 2008 г. для NCEP/DOE реанализа (Kanamitsu et al., 2002).

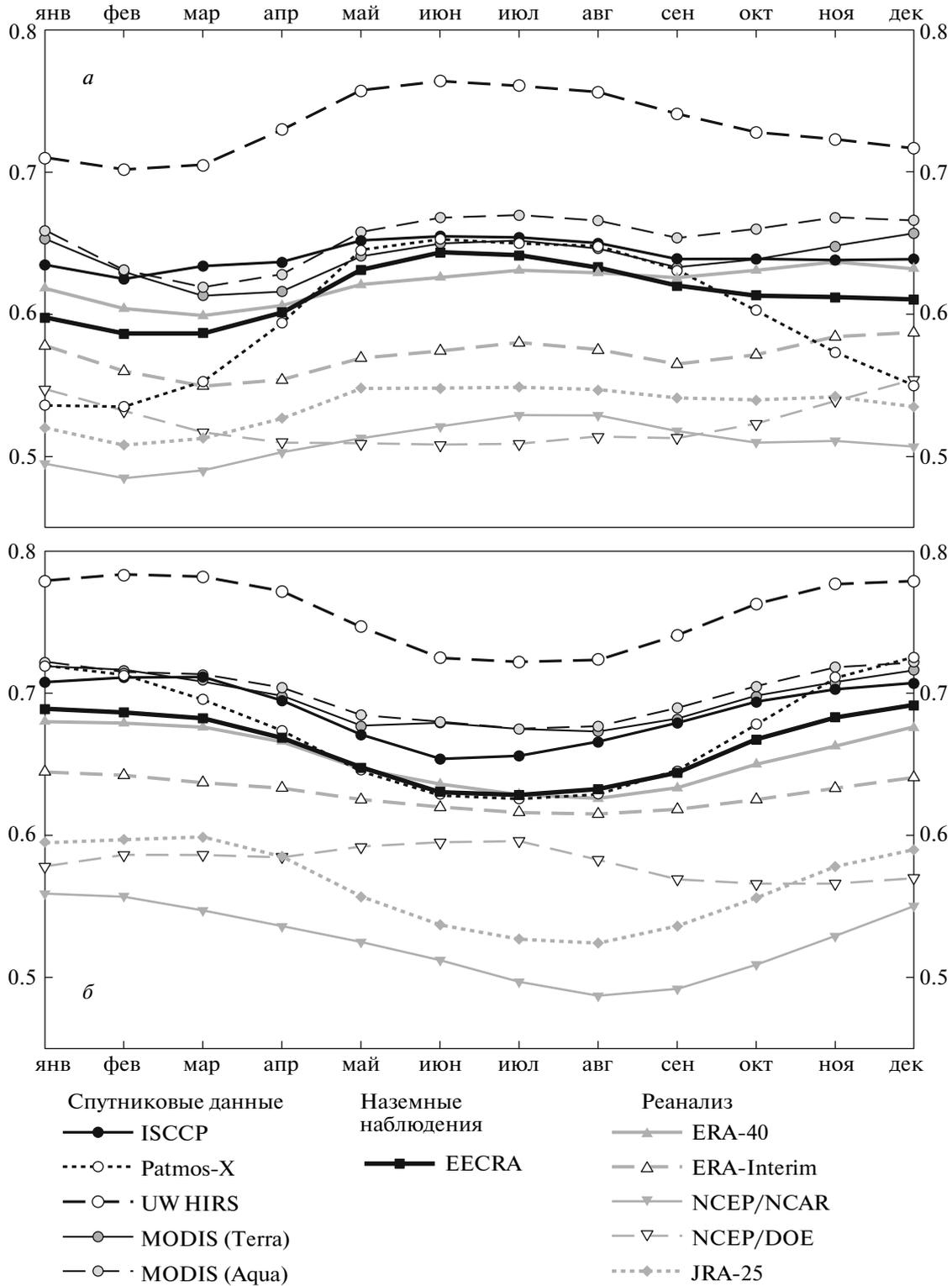


Рис. 1. Годовой ход полшарно-осредненной облачности в СП (а) и в ЮП (б).

JRA-25. В реанализе JRA-25 японского метеорологического агентства (Japan Meteorological Agency) используется модель JMA/CRIEPI T160L40 с 6-часовым разрешением по времени и с горизонтальным разрешением около 120 км для 40 слоев атмосферы (Onogi et al., 2007). Данные представле-

совым разрешением по времени и с горизонтальным разрешением около 120 км для 40 слоев атмосферы (Onogi et al., 2007). Данные представле-

Таблица 5. Среднегодовые значения облачности над сушей (в скобках указано стандартное квадратичное отклонение)

Данные	Глобальное осреднение	Северное полушарие	Южное полушарие
<i>Спутниковые данные</i>			
ISCCP D2	0.57 (0.011)	0.58 (0.011)	0.54 (0.014)
UW HIRS	0.69 (0.006)	0.70 (0.007)	0.68 (0.011)
Patmos-X	0.49 (0.010)	0.50 (0.011)	0.49 (0.016)
MODIS-Terra	0.53 (0.005)	0.54 (0.004)	0.51 (0.012)
MODIS-Aqua	0.56 (0.004)	0.57 (0.003)	0.54 (0.006)
<i>Данные наземных наблюдений</i>			
EECRA	0.55	0.55	0.53
CRU (без Антарктиды)	0.55 (0.003)	0.55 (0.004)	0.57 (0.007)
<i>Данные реанализа</i>			
ERA-40	0.55 (0.023)	0.55 (0.024)	0.54 (0.027)
ERA-Interim	0.50 (0.004)	0.50 (0.005)	0.50 (0.007)
NCEP/NCAR	0.50 (0.008)	0.51 (0.010)	0.46 (0.009)
NCEP/DOE	0.52 (0.003)	0.53 (0.005)	0.51 (0.009)
JRA-25	0.45 (0.007)	0.44 (0.007)	0.47 (0.013)

ны на регулярной сетке $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ с января 1979 г. по настоящее время.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Глобальная и полушарная облачность

В табл. 4 представлены глобальные и полушарные значения среднегодовой облачности, а также их среднеквадратические отклонения в межгодовой изменчивости. Осреднение для каждой базы данных проводилось для временных периодов, отмеченных в табл. 1.

Среднегодовое значение глобальной облачности по спутниковым данным составляет от 0.64 (Patmos-X) до 0.75 (UW HIRS), и по данным ISCCP D2 и MODIS оно практически равно $2/3$. Близкое значение (0.65) получено для облачности по наземным наблюдениям. В Южном полушарии (ЮП) количество облаков больше (0.68–0.76 по различным спутниковым и наземным данным), чем в Северном (СП) (0.64–0.74) (см. также (Mokhov, Schlesinger, 1994)). При этом количество облаков по спутниковым данным немного выше, чем по данным наземных наблюдений.

Согласно данным наблюдений, полушарно-осредненная облачность летом больше, чем зимой (рис. 1) (см. также (Mokhov, Schlesinger, 1994)). В СП летом количество облаков находится в диапазоне 0.64–0.76 с максимумом в июне–июле.

Минимум (в диапазоне 0.53–0.76) отмечается в феврале–марте (по данным Patmos-X в январе). В ЮП зимний минимум (в диапазоне 0.63–0.73) приходится на июнь–июль, летний максимум – на январь–февраль (в диапазоне 0.69–0.78).

Что касается данных реанализа, то облачность по результатам ERA-40 ближе к данным наблюдений (0.65 для глобальных значений, 0.62 для СП и 0.68 для ЮП), чем по другим данным реанализа. В частности, по данным реанализа ERA-Interim общая доля облаков составляет 0.6, по данным JRA-25 и NCEP реанализа количество облаков еще меньше (0.55, 0.52 и 0.55 при глобальном осреднении по данным JRA-25, NCEP/NCAR и NCEP/DOE соответственно). Годовой ход полушарно-осредненной облачности по данным реанализа близок к годовому ходу облачности по данным наблюдений (с максимумом в летние месяцы и минимумом в зимние), за исключением данных реанализа NCEP/DOE, согласно которому полушарная зимняя облачность больше летней.

Глобальная и полушарная облачность над сушей. По данным спутниковых наблюдений, глобальное значение облачности над сушей (табл. 5) находится в диапазоне от 0.53 (MODIS-Terra) до 0.69 (UW HIRS). По данным ISCCP D2, оно равно 0.57, наземных наблюдений (EECRA и CRU) – 0.55. При этом значение облачности над сушей СП (0.54–0.7) выше, чем над сушей ЮП (0.51–0.68). Исключение составляют данные CRU на основе наземных наблюдений (что связано с отсутствием данных по облачности над Антарктидой).

По данным наблюдений полушарная летняя облачность над сушей больше зимней (рис. 2). При этом годовая амплитуда количества облаков больше в ЮП, где доля суши меньше. Максимум облачности в ЮП приходится на январь–февраль (в диапазоне 0.58–0.74), минимум – на июль–август (0.41–0.47). В СП по данным ISCCP D2 и UW HIRS максимум проявляется в мае (0.61 и 0.74 соответственно), минимум в ноябре (0.54 и 0.66). По данным Patmos-X (0.52–0.64) и наземных наблюдений EECRA и CRU (0.52–0.58,) минимум облачности над сушей СП отмечается зимой, максимум летом. По данным MODIS, годовой ход облачности над сушей в СП выражен слабо. В целом облачность по спутниковым данным (за исключением MODIS-Terra) больше, чем облачность по наземным наблюдениям, главным образом за счет летних месяцев.

Облачность над сушей по данным реанализа ERA-40 близка к данным наблюдений (0.55 при глобальном осреднении). По другим данным реанализа значение облачности над сушей меньше, чем по наблюдениям (0.52 для NCEP/DOE реанализа, 0.5 по данным NCEP/NCAR и ERA-Interim,

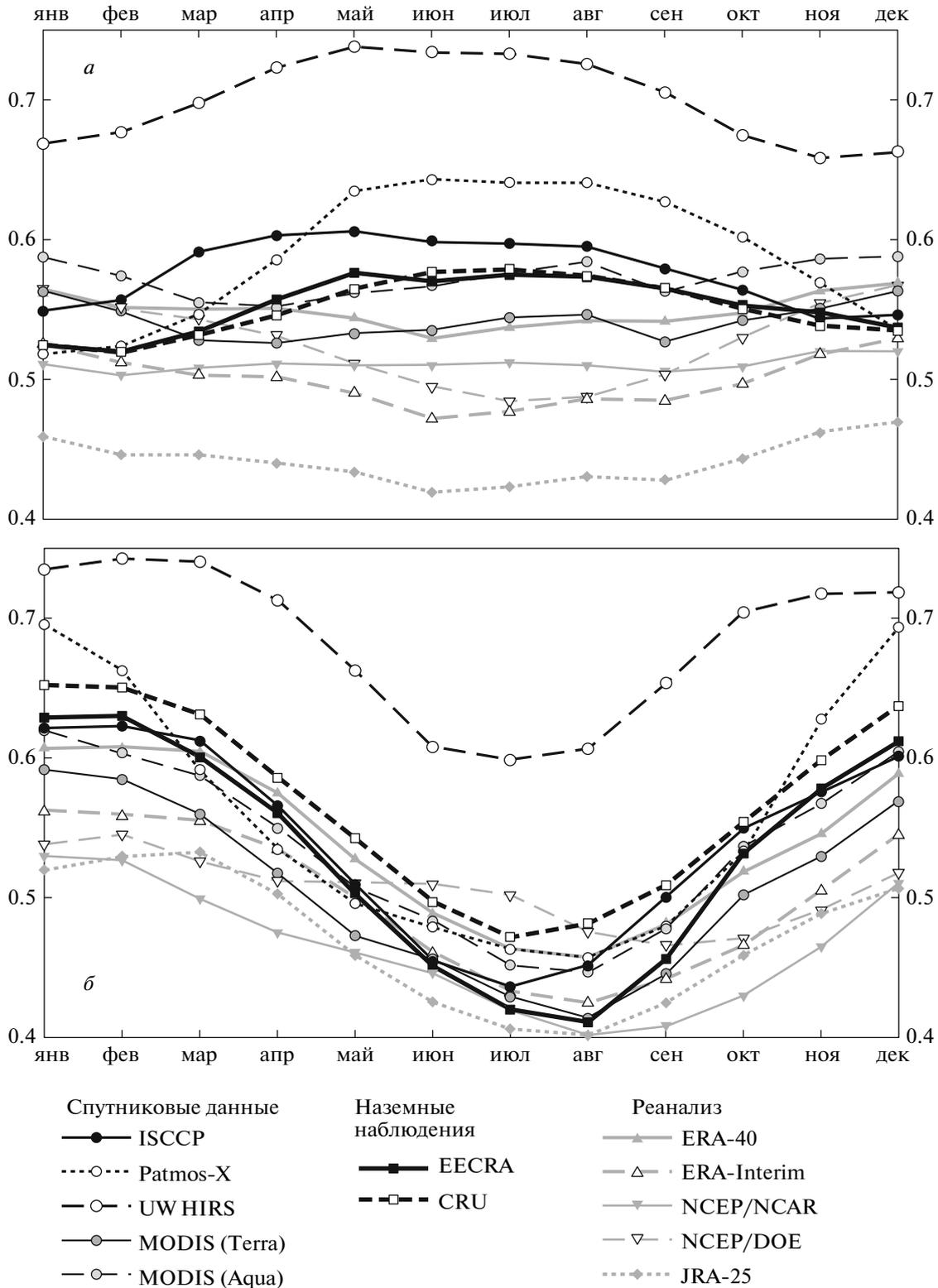


Рис. 2. Годовой ход полушарно-средней облачности над сушей в СП (а) и в ЮП (б).

и только 0.45 для реанализа JRA-25), в основном за счет летних месяцев. В то же время в зимние месяцы облачность по данным реанализа NCEP и

ERA-Interim достаточно хорошо соответствует наблюдаемой. Годовой ход облачности в ЮП по результатам реанализа в согласии с данными на-

Таблица 6. Среднегодовые значения облачности над океаном (в скобках указано стандартное квадратичное отклонение)

Данные	Глобальное осреднение	Северное полушарие	Южное полушарие
<i>Спутниковые данные</i>			
ISCCP D2	0.70 (0.013)	0.68 (0.017)	0.72 (0.011)
UW HIRS	0.77 (0.005)	0.75 (0.006)	0.77 (0.006)
Patmos-X	0.72 (0.009)	0.69 (0.011)	0.73 (0.009)
MODIS-Terra	0.72 (0.001)	0.70 (0.003)	0.74 (0.002)
MODIS-Aqua	0.72 (0.001)	0.71 (0.002)	0.74 (0.002)
<i>Данные наземных наблюдений</i>			
EECRA	0.68	0.66	0.69
ICOADS	0.66 (0.008)	0.64 (0.009)	0.68 (0.008)
<i>Данные реанализа</i>			
ERA-40	0.68 (0.014)	0.67 (0.017)	0.68 (0.013)
ERA-Interim	0.64 (0.004)	0.61 (0.007)	0.66 (0.005)
NCEP/NCAR	0.53 (0.006)	0.51 (0.013)	0.54 (0.009)
NCEP/DOE	0.56 (0.004)	0.52 (0.005)	0.60 (0.007)
JRA-25	0.59 (0.005)	0.59 (0.007)	0.59 (0.006)

блюдений выражен хорошо. В СП годовой ход облаков на суше проявляется по данным реанализа NCEP/DOE и JRA-25, при этом, в отличие от данных наблюдений, максимум зафиксирован зимой (0.57 и 0.47 соответственно), а минимум – летом (0.48 и 0.42). По другим данным реанализа годовой ход облачности над сушей СП выражен слабо.

Глобальная и полушарная облачность над океаном. Доля покрытия Мирового океана облаками по данным наблюдений (табл. 6) находится в диапазоне от 0.66 (ICOADS) до 0.77 (UW HIRS). В отличие от облачности над сушей, над океаном доля облаков больше в ЮП (от 0.68 до 0.77), чем в СП (от 0.6 до 0.75).

Годовой ход облачности над океаном (рис. 3) достаточно хорошо выражен в СП с максимумом в июне (в диапазоне 0.66–0.78) и минимумом в феврале–марте (0.54–0.71). Наибольшая амплитуда годового хода отмечена по данным Patmos-X (0.12). При этом облачность по данным наземных наблюдений (ICOADS и EECRA) в зимние месяцы несколько меньше облачности по спутниковым наблюдениям (за исключением облачности по данным Patmos-X).

Над океаном ЮП амплитуда годового хода в 2 раза меньше, чем в СП. Минимум облачности проявляется в июне–июле (в диапазоне 0.65–0.74), максимум – в январе–марте (0.69–0.79), при этом, как и в СП, облачность по данным на-

земных наблюдений несколько меньше наблюдаемой со спутников.

Доля облаков над океаном по данным двух версий европейского реанализа (0.68 для ERA-40 и 0.64 для ERA-Interim при глобальном осреднении) близка к полученным значениям наземных наблюдений (ICOADS и EECRA), но ниже, чем данные спутниковых наблюдений. По другим результатам реанализа глобальное значение облачности над океаном существенно меньше (0.59 для JRA-25, 0.56 для NCEP/DOE, 0.53 для NCEP/NCAR). При этом годовой ход облачности над океаном в целом соответствует наблюдаемому (с минимумом в конце зимы и максимумом в конце лета). Исключение составляют данные NCEP/DOE, согласно которым в СП проявляется два минимума – весной и осенью, и два максимума – зимой и летом, а в ЮП минимум смещен к ноябрю–декабрю, зимой же отмечается максимум (в июле).

Зональная облачность

На рис. 4а представлены зависимости среднегодовой облачности от широты. Анализируемые данные достаточно хорошо согласуются друг с другом и в целом адекватно характеризуют общие закономерности распределения зональной облачности в средних и низких широтах, с четко выраженными минимумами в тропиках и субтропиках (в диапазоне 0.5–0.65 для ЮП и 0.45–0.6 для СП) и максимумами в приэкваториальных (0.65–0.8) и умеренных широтах (0.85–0.95 для ЮП и 0.6–0.8 для СП).

В полярных широтах отмечаются заметные различия облачности по разным данным, достигающие 0.6 в ЮП и 0.5 в СП. Особенно значительны они во время полярной ночи. В частности, в арктических (рис. 4б) и в антарктических (рис. 4в) широтах согласно данным Patmos-X облачность составляет около 0.2, а по данным UW HIRS около 0.8. По другим данным облачность в этих широтах находится в диапазоне от 0.4 до 0.7. Летом существенных различий между разными данными не отмечено, за исключением арктических широт, где по данным ISCCP облачность уменьшается к полюсу (до 0.6), а по другим данным растет до 0.8–0.9.

Наибольшие вариации облачности между зимой и летом (рис. 4г) связаны со смещением внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) и муссонами. При этом в экваториальных, тропических и субтропических широтах отмечено подобие различных данных. В то же время в умеренных и полярных широтах выявлены существенные различия между имеющимися измерениями. В полярных широтах ЮП облачность по данным ISCCP D2, UW HIRS и MODIS больше

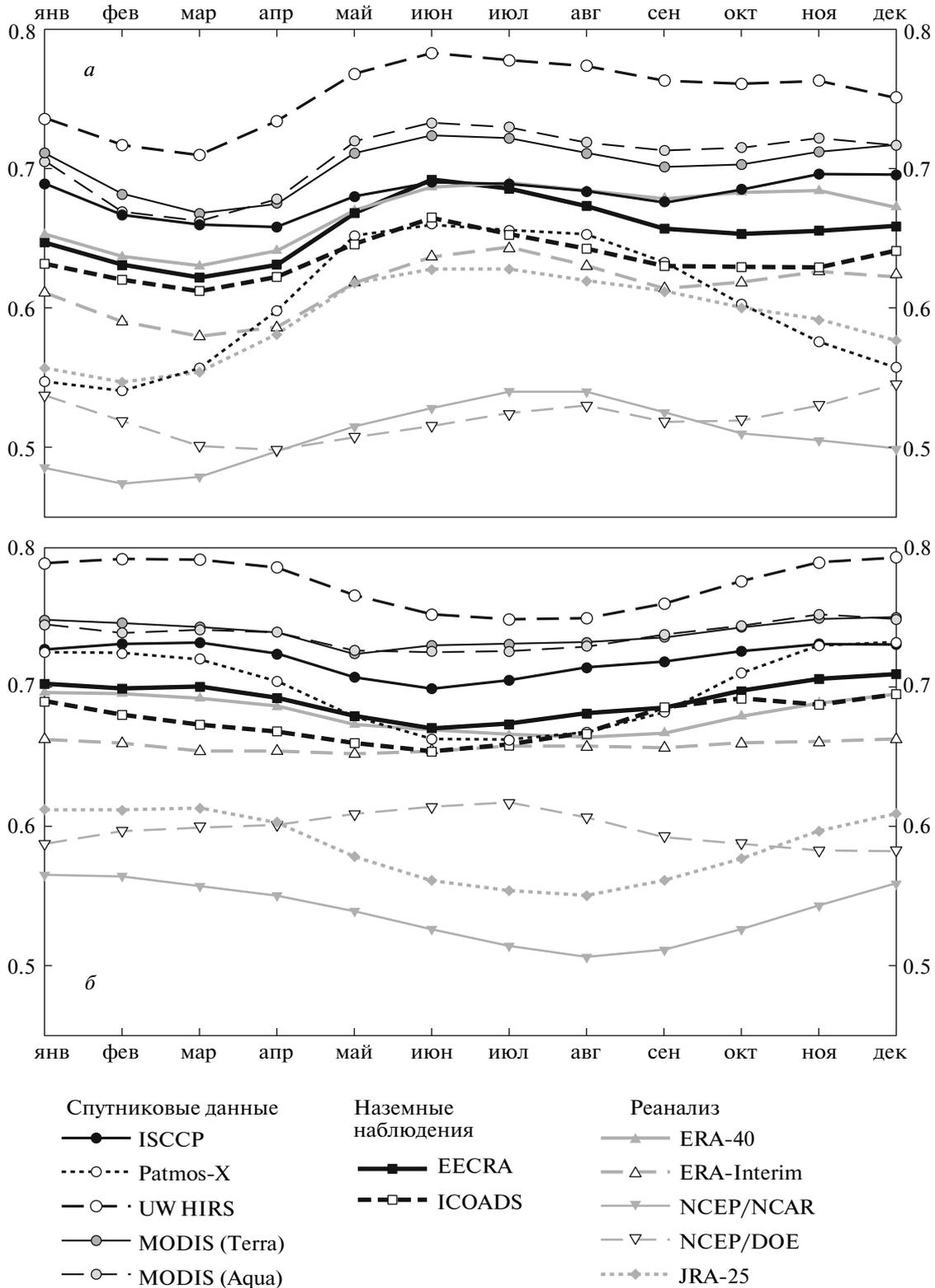


Рис. 3. Годовой ход полушарно-осредненной облачности над океаном в СП (а) и в ЮП (б).

зимой и меньше летом. По данным Patmos-X и EECRA, наоборот, облачность в зимние месяцы меньше, причем согласно Patmos-X общее коли-

чество облаков над Антарктидой уменьшается зимой практически до нуля. В умеренных широтах ЮП облачность по данным Patmos-X и MODIS

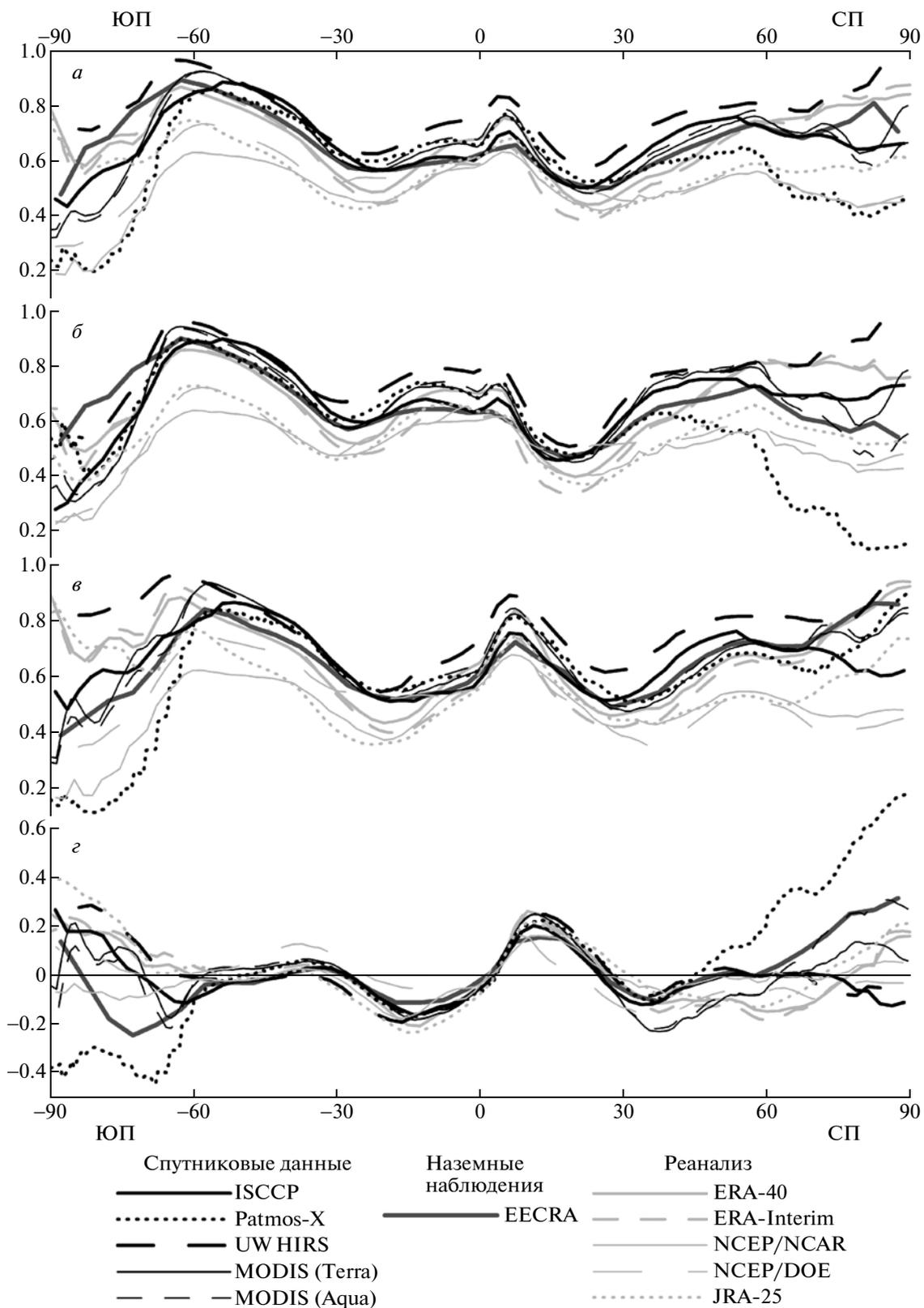


Рис. 4. Зональное распределение общего количества облаков над сушей и океаном: среднегодового (а); среднего для декабря–января–февраля (ДЯФ) (б); среднего для июня–июля–августа (ИИА) (в); для разницы между ИИА и ДЯФ (г).

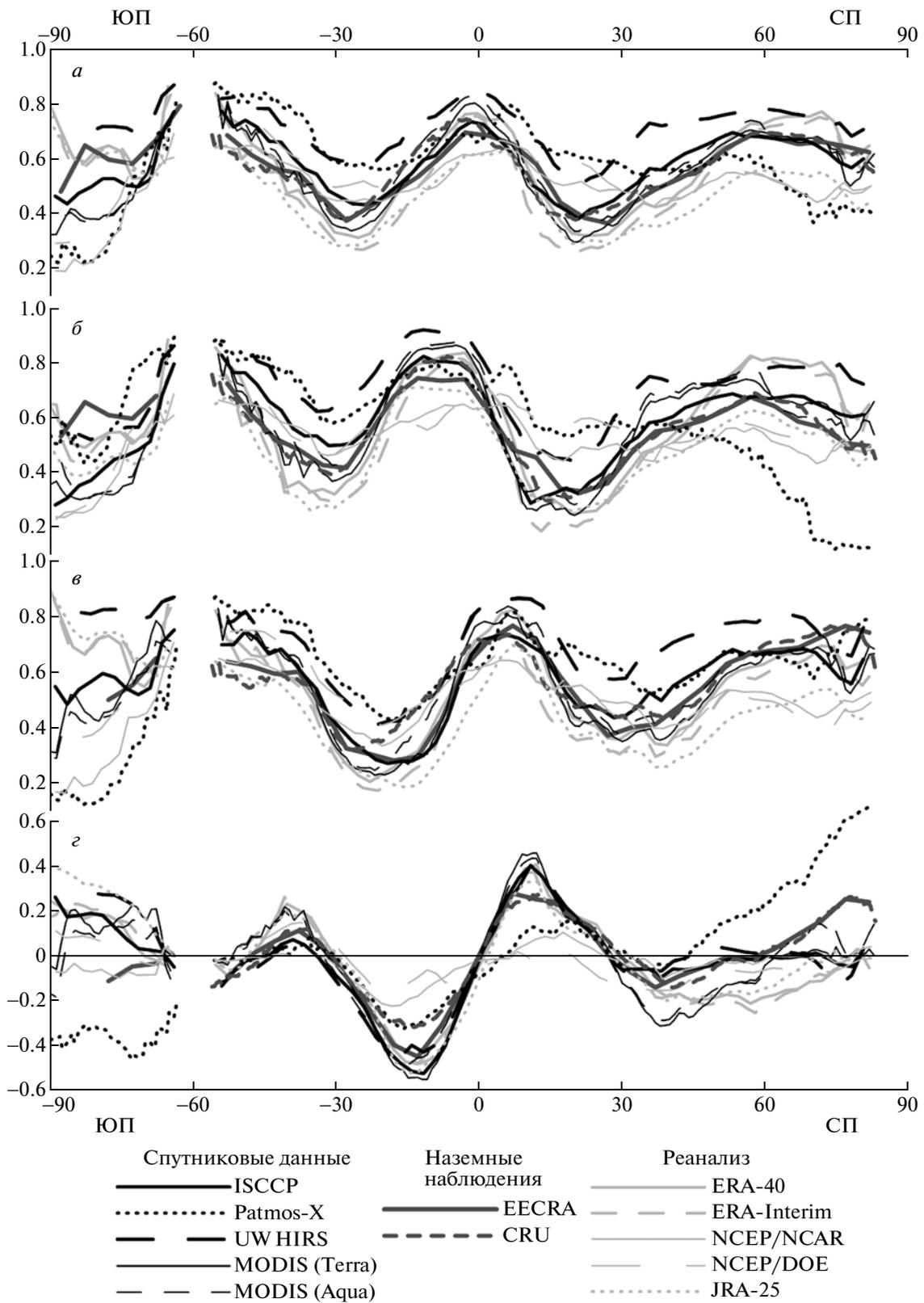


Рис. 5. Зональное распределение общего количества облаков над сушей: среднегодового (а); для ДЯФ (б); для ИИА (в); для разницы между ИИА и ДЯФ (г).

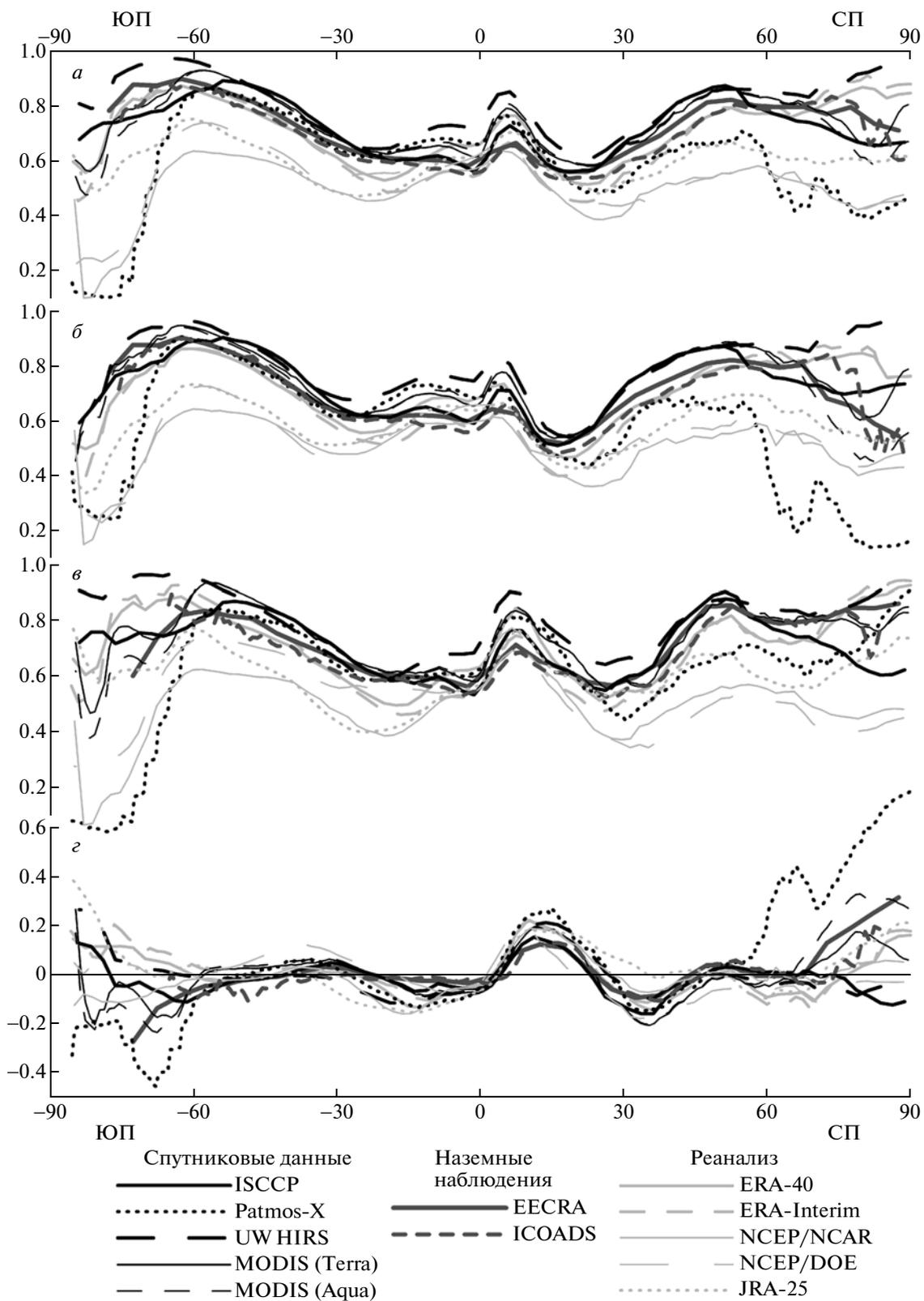


Рис. 6. Зональное распределение общего количества облаков над океаном: среднегодового (а); для ДЯФ (б); для ИИА (в); для разницы между ИИА и ДЯФ (г).

зимой больше, чем летом, тогда как по данным UW HIRS, наоборот, летняя облачность больше зимней. По остальным данным облачность в умеренных широтах ЮП в целом мало изменяется от зимы к лету. То же самое отмечается и в полярных широтах СП по данным ISCCP D2 и UW HIRS. По данным Patmos-X, MODIS (по данным Aqua в большей степени, чем по данным Terra) и EECRA летом в полярных широтах СП облаков больше, чем зимой.

Зональные значения облачности по данным реанализа ERA в целом согласуются с данными наблюдений (рис. 4а) в средних и низких широтах (ERA-40 в большей степени, чем ERA-Interim), а также в полярных областях в летнее время. В то же время в зимний период, в условиях полярной ночи облачность в высоких широтах по данным ERA заметно выше, чем по данным наблюдений (за исключением облачности по данным UW HIRS). По данным NCEP зональные значения облачности подобны значениям по данным наблюдений только в низких широтах для зимнего полушария, в других случаях доля облаков заметно меньше, чем по спутниковым и наземным данным (рис. 5а–в). Зональная облачность по данным реанализа JRA-25 близка к наблюдаемой в экваториальных и в полярных широтах, за исключением зимнего периода над Антарктидой (когда она заметно больше). В то же время в тропиках и в умеренных широтах доля облаков по данным JRA-25 меньше, чем по данным наблюдений.

Зональная облачность над сушей. На рис. 5а представлено зональное распределение среднегодовой облачности над сушей. Проявляются максимумы облачности в экваториальных (в диапазоне 0.65–0.85) и в умеренных широтах (0.75–0.85 в ЮП и 0.6–0.75 в СП), а также минимумы в тропиках и субтропиках (0.3–0.6). Исключение составляет облачность над сушей по данным Patmos-X, которая как в умеренных широтах СП, так и в субтропиках около 0.5–0.6. Летом (рис. 5б и рис. 5в) отмечаются заметный сдвиг экваториального максимума облачности в сторону тропических широт (связано с миграцией ВЗК) и сокращение области субтропического минимума. В зимнем полушарии, наоборот, отмечено увеличение области субтропического минимума. Наибольшее различие между летней и зимней облачностью проявляется около широты 15° в обоих полушариях (рис. 5г). Так, по данным MODIS–Terra летняя облачность на этой широте больше зимней на 0.46 в СП и на 0.55 в ЮП. В то же время по данным Patmos-X разница заметно меньше: 0.15 в СП и 0.3 в ЮП.

В полярных широтах проявляются существенные различия между разными данными, главным

образом в зимнее время над снежным покровом. Так, зимой над сушей полярных регионов, по данным Patmos-X, облачность около 0.1, а по данным UW HIRS – около 0.8.

Что касается результатов реанализа, то, по данным ERA-40 и ERA-Interim, облачность в средних и низких широтах подобна облачности по данным наблюдений, в то же время в высоких широтах она заметно больше (за исключением облачности по показателям UW HIRS), в основном за счет зимних месяцев. Облачность над сушей по данным NCEP подобна облачности по данным наблюдений в умеренных широтах, однако заметно выше в районах субтропических минимумов и экваториального максимума, при этом годовая амплитуда облачности в низких широтах относительно мала (рис. 5г). Облачность над сушей по данным JRA-25 подобна облачности по данным наблюдений только в экваториальных широтах. В полярных широтах ЮП она больше наблюдаемой (главным образом за счет зимних месяцев), а в остальных широтных зонах меньше.

Зональная облачность над океаном. В зональном распределении среднегодовой облачности над океаном (рис. 6а) экваториальный максимум (в диапазоне 0.65–0.8) смещен к широте 10° в СП, и по величине он меньше максимумов умеренных широт. Так, в умеренных широтах ЮП облачность достигает 0.85–0.95, в СП – 0.65–0.85. В тропических и субтропических широтах проявляется минимум облачности (0.5–0.6 в СП и 0.55–0.65 в ЮП). Годовой ход облачности (рис. 6г) над океаном выражен слабо, максимальная годовая амплитуда (до 0.2) проявляется около 15° с.ш.

Отмечено подобие среднегодовой облачности по различным данным практически на всех широтах, кроме области над Северно-Ледовитым океаном (где различия могут достигать 0.5). Исключение составляет облачность по данным Patmos-X полярнее 60° (как в СП, так и в ЮП), где ее значение заметно ниже, чем по остальным данным (в СП около 0.4, в ЮП около 0.1), главным образом – за счет зимних месяцев (рис. 6б, в). В зимний период в полярных широтах отмечается рассогласованность и других данных. Для летнего периода характерно лучшее согласие данных. Исключение составляет облачность, по данным ISCCP, которая в СП к полюсу уменьшается, а не растёт, как по остальным данным.

Данные двух версий реанализа ERA подобны данным наблюдений практически для всех широтных зон, за исключением тропических широт ЮП, где облачность по данным реанализа меньше, чем по данным наблюдений. Облачность, по данным ERA-Interim, меньше наблюдаемой и в тропических широтах СП. По данным двух вер-

сий реанализа NCEP и реанализа JRA-25, общее количество облаков над океаном в средних и высоких широтах заметно меньше общего количество облаков по данным наблюдений, подобие отмечается только в низких широтах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Согласно результатам проведенного сравнения различных современных данных по спутниковым и наземным наблюдениям, глобальное среднегодовое значение облачности составляет около 0.66 ± 0.02 , исключением является облачность по данным UW HIRS (около 0.75). При этом доля покрытия облаками ЮП составляет 0.68 ± 0.02 (0.76), а СП — 0.63 ± 0.03 (0.74). В скобках указаны значения облачности по данным UW HIRS. Доля покрытия облаками суши при этом составляет 0.56 ± 0.02 (0.69), а доля покрытия облаками Мирового океана 0.69 ± 0.03 (0.77).

Зональное распределение облачности связано с общей циркуляцией атмосферы. Максимальные значения облачности в области ВЗК (восходящая ветвь ячейки Хэдли), по разным данным, находятся в диапазоне 0.65–0.8 (главным образом за счет облачности над сушей), а в зоне восходящих ветвей полярной ячейки и ячейки Ферреля — около 0.85–0.95 в умеренных широтах ЮП и около 0.6–0.8 в умеренных широтах СП (главным образом за счет облачности над океанами). Минимальные значения облачности отмечаются в областях нисходящих ветвей меридиональных ячеек общей циркуляции, в частности в субтропической области повышенного давления, где над океанами проявляются антициклонические центры действия, а над сушей — области с аридным климатом. Количество облаков в этих широтах в среднегодовом режиме уменьшается до 0.45–0.6 в ЮП и 0.4–0.55 в СП. В приполярных областях минимум облачности по всем анализировавшимся данным отмечен только в летнее время в ЮП, где количество облаков уменьшается до 0.3–0.55. Зимой (в условиях полярной ночи), а в СП и летом, отмечается большая рассогласованность данных. При этом разброс между значениями по разным данным может достигать 0.8 (0.9 — по данным UW HIRS и 0.1 — по данным Patmos-X).

Количество облаков по данным Patmos-X, в целом согласуясь с остальными данными наблюдений в низких и средних широтах, заметно ниже в высоких, как над снежной поверхностью суши, так и над океанами. Это можно связать с недооценкой облаков над снежно-ледовой поверхностью (в связи с проблемой выделения облачности над поверхностью с высоким альбедо) и с большей пространственной дискретностью при определе-

нии разорванной облачности (благодаря выделению не только облачных и безоблачных пикселов, но и пикселов в промежуточном состоянии) (Thomas, 2004).

Количество облаков, по данным UW HIRS, практически на всех широтах (за исключением средних широт ЮП) на 10–15% больше, чем количество облаков по другим данным наблюдений. Следует отметить, что данные UW HIRS основаны только на измерениях в ИК-каналах, отдельные из которых, в отличие от остальных спутниковых данных, находятся в полосе поглощения CO₂, что позволяет диагностировать полупрозрачные перистые облака (Wylie, 2005). В то же время пространственное разрешение этих данных существенно хуже разрешения других данных (табл. 2), что может внести погрешность при определении малых по размеру облаков.

Данные ISCCP D2 имеют лучшее временное разрешение (3 ч) по сравнению с другими спутниковыми данными (табл. 2), что позволяет учесть суточный ход облачности (Rossow, Schiffer, 1999). Однако при этом используется только два канала (видимый и ИК), в связи с чем возможны, например, неточности в определении облаков нижнего яруса в ночные часы.

Облачность по данным MODIS в целом хорошо согласуется с данными ISCCP D2 и с наземными наблюдениями (EECRA). Различия между данными Aqua и Terra отмечаются главным образом в зимнее время (как над сушей, так и над океаном) и связаны с различиями в определении границы снежного покрова (Wang et al., 2005), а также с различием траекторий спутников (со сдвигом на 3 ч) (Ackerman et al., 2008).

Данные реанализов в целом адекватно воспроизводят зональное распределение облачности, однако если глобальная облачность по данным ERA-40 близка к результатам наблюдений (0.64) (Jakob, 1999), то облачность по данным других реанализов существенно ниже наблюдаемой (0.52 для NCEP/NCAR, 0.55 для NCEP/DOE и JRA-25, 0.6 для ERA-Interim) — главным образом за счет недооценки облачности над океаном в течение всего года и над сушей в летний период.

Следует отметить, что при определении характеристик облачности ключевой проблемой является отсутствие эталонных наблюдений, которыми не могут служить существующие спутниковые и наземные наблюдения. Редкая наземная сеть наблюдений не дает, например, достоверных данных об облачности в пустынных районах субтропиков, в центральных частях Гренландского и Антарктического ледовых щитов, в обширных океанических

областях, далеких от регулярных судовых маршрутов (Mokhov, Schlesinger, 1994; Bedacht et al., 2007). Кроме того, наземных наблюдений за облачностью, тем более надежных, в ночное время на порядок меньше, чем в дневное (Warren et al., 2007). В то же время облачность по спутниковым наблюдениям в существенной мере зависит от алгоритма детектирования облаков, имеются погрешности вблизи границ области зондирования (особенно у ГС), проблемы однородности покрытия при использовании ПС, неточности при определении облачности над снежным покровом (Mokhov, Schlesinger, 1994; Rossow, Schiffer, 1999), ряды спутниковых данных короче рядов наземных наблюдений.

Работа выполнена в рамках проектов по программам РАН, РФФИ, Минобрнауки и при поддержке гранта Президента РФ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берлянд Т.Г., Строчкина Л.А.* Глобальное распределение общего количества облаков. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 71 с.
- Герман М.А.* Спутниковая метеорология Л.: Гидрометеоздат, 1975. 368 с.
- Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Хворостьянов В.И.* Облака и климат. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 512 с.
- Матвеев Ю.Л., Матвеев Л.Т., Солдатенко С.А.* Глобальное поле облачности. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 278 с.
- Матвеев Ю.Л., Титов В.И.* Данные о структуре и изменчивости климата. Глобальное поле облачности. Обнинск: ВНИИГМИ–МЦД, 1985. 100 с.
- Мохов И.И.* О влиянии CO₂ на термический режим земной климатической системы // Метеорология и гидрология. 1981. № 4. С. 24–34.
- Мохов И.И.* Глобальная связь облачности и температуры по данным об их межгодовой изменчивости // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1985. Т. 21. № 9. С. 907–912.
- Мохов И.И.* Диагностика структуры климатической системы. СПб.: Гидрометеоздат, 1993. 272 с.
- Чернокульский А.В., Мохов И.И.* Сравнение современных глобальных климатологий облачности: Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса / Под ред. Лаверова Н.П. М.: Азбука-2000, 2009. Вып. 6. Т. 2. С. 235–243.
- Ackerman S.A., Holz R.E., Frey R. et al.* Cloud detection with MODIS. Part II: Validation // J. Atmos. Oceanic Technol. 2008. V. 25. P. 1073–1086.
- Ackerman S.A., Strabala K.I., Menzel P.W. et al.* Discriminating clear sky from clouds with MODIS // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № D24. P. 32141–32157.
- Avery T.E., Berlin G.L.* Fundamentals of remote sensing and airphoto interpretation. N.Y.: Macmillan, 1992. 472 p.
- Bedacht E., Gulev S.K., Mackea A.* Intercomparison of global cloud cover fields over oceans from the VOS observations and NCEP/NCAR reanalysis // Int. J. Climatol. 2007. V. 27. P. 1707–1719.
- Climate Change 2007: The physical science basis / Eds. Solomon S., Qin D., Manning M. et al. Cambridge/N.Y.: Cambridge Univ. Press, 2007. 996 p.
- Cracknell A.P.* The Advanced Very High Resolution Radiometer. L.: Taylor and Francis, 1987. 534 p.
- ECMWF Newsletter № 110 – Winter 2006/07. Reading: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts / Ed. Riddaway B. 2007. 53 p.
- Gupta S.K., Staylor W.F., Darnell W.L. et al.* Seasonal variation of surface and atmospheric cloud radiative forcing over the globe derived from satellite data // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. № D11. P. 20761–20778.
- Hahn C.J., Warren S.G.* Extended edited cloud reports from ships and land stations over the globe, 1952–1996. Tech. Rep. NDP-026C. Oak Ridge: Carbon Dioxide Information Analysis Center, 1999. 79 p.
- Hahn C.J., Warren S.G.* Cloud climatology for land stations worldwide, 1971–1996. Tech. Rep. NDP-026D. Oak Ridge: Carbon Dioxide Information Analysis Center, 2003. 35 p.
- Hahn C.J., Warren S.G.* A gridded climatology of clouds over land (1971–96) from surface observations worldwide. Tech. Rep. NDP-026E. Oak Ridge: Carbon Dioxide Information Analysis Center, 2007. 71 p.
- Heidinger A.* CLAVR-x cloud mask algorithm theoretical basis document. Washington D.C.: Office of Research and Applications, NOAA/NESDIS, 2004. 43 p.
- Henderson-Sellers A.* Continental cloudiness changes this century // GeoJournal. 1992. V. 27. № 3. P. 255–262.
- Hughes N.A.* Global cloud climatologies: A historical review // J. Appl. Meteor. 1984. V. 23. P. 724–751.
- Jacobowitz H., Stowe L.L., Ohring G. et al.* The Advanced Very High Resolution Radiometer Pathfinder Atmosphere (PATMOS) climate dataset: A resource for climate research // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2003. V. 84. P. 785–793.
- Jakob C.* Cloud cover in the ECMWF Reanalysis // J. Clim. 1999. V. 12. P. 947–959.
- Jin Y., Rossow W.B., Wylie D.P.* Comparison of the climatologies of high-level clouds from HIRS and ISCCP // J. Clim. 1996. V. 9. P. 2850–2879.
- Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J. et al.* NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2002. V. 83. P. 1631–1643.
- Kistler R., Kalnay E., Collins W. et al.* The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2001. V. 82. № 2. P. 247–267.
- Mitchell T.D., Jones P.D.* An improved method of constructing a database of monthly climate observations and

- associated high-resolution grids // *Int. J. Climatol.* V. 25. № 6. P. 693–712.
- Mokhov I.I.* Global cloudiness: Tendencies of change. ISPP-7 “Piero Caldirola”, Controlled Active Global Experiments (CAGE) / Eds. Sindoni E., Wong A.Y. Bologna: Societa Italiana di Fisica, 1991. P. 19–37.
- Mokhov I.I., Love P.K.* Diagnostic of cloudiness evolution in the annual cycle and interannual variability in the AMIP (Cloudiness diagnostics subproject 13) // *Proc. First Int. AMIP Sci. Conf. WCRP-92, WMO/TD – № 732.* 1995. P. 49–53.
- Mokhov I.I., Schlesinger M.E.* Analysis of global cloudiness. 1. Comparison of Meteor, Nimbus 7, and International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Satellite Data // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № D7. P. 12849–12868.
- Mokhov I.I., Schlesinger M.E.* Analysis of global cloudiness. 2. Comparison of ground-based and satellite-based cloud climatologies // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. № D8. P. 17045–17065.
- New M., Hulme M., Jones P.D.* Representing twentieth century space–time climate variability. Pt 2: development of 1901–96 monthly grids of terrestrial surface climate // *J. Clim.* 2000. V. 13. P. 2217–2238.
- Norris J.R.* Multidecadal changes in near-global cloud cover and estimated cloud cover radiative forcing // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. № D08206. P. 1–17.
- Onogi K., Tsutsui J., Koide H. et al.* The JRA-25 Reanalysis // *J. Meteor. Soc. Japan.* 2007. V. 85. P. 369–432.
- Ramanathan V., Cess R.D., Harrison E.F. et al.* Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment // *Science.* 1989. V. 243. P. 57–63.
- Rossow W.B., Garder L.C.* Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP // *J. Clim.* 1993. V. 6. P. 2341–2369.
- Rossow W.B., Duenas E.* The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) web site: An online resource for research // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2004. V. 85. P. 167–172.
- Rossow W.B., Schiffer R.A.* Advances in understanding clouds from ISCCP // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1999. V. 80. P. 2261–2287.
- Rossow W.B., Walker A.W., Garder L.C.* Comparison of ISCCP and Other Cloud Amounts // *J. Clim.* 1993. V. 6. P. 2394–2418.
- Rossow W.B., Zhang Y.-C.* Calculation of surface and top of atmosphere radiative fluxes from physical quantities based on ISCCP data sets 2. Validation and first results // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № D1. P. 1167–1197.
- Schiffer R.A., Rossow W.B.* The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The first project of the World Climate Research Programme // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1983. V. 64. P. 779–784.
- Stowe L., Wellemeyer C., Eck T. et al.* Nimbus-7 global cloud climatology. Part I: Algorithms and validation // *J. Clim.* 1988. V. 1. P. 445–470.
- Sun B., Groisman P.Y., Mokhov I.I.* Recent changes in cloud-type frequency and inferred increases in convection over the United States and the former USSR // *J. Clim.* 2001. V. 14. P. 1864–1880.
- Thomas S.M., Heidinger A.K., Pavolonis M.J.* Comparison of NOAA’s operational AVHRR-derived cloud amount to other satellite-derived cloud climatologies // *J. Clim.* 2004. V. 17. P. 4805–4822.
- Uppala S.M., Kellberg P.W., Simmons A.J. et al.* The ERA-40 reanalysis // *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* 2005. V. 131. P. 2961–3012.
- Wang L., Qu J.J., Xiong X. et al.* A new approach for snow coverage monitoring using simulated Aqua MODIS band 6. San-Francisco: AGU Fall Meeting Abstracts, 2005. P. A1062.
- Warren S.G., Eastman R.M., Hahn C.J.* A Survey of changes in cloud cover and cloud types over land from surface observations, 1971–96 // *J. Clim.* 2007. V. 20. P. 717–738.
- Weare B.C., Mokhov I.I., Project Members.* Evaluation of total cloudiness and its variability in the Atmospheric Model Intercomparison Project // *J. Clim.* 1995. V. 8. № 9. P. 2224–2238.
- Weaver C.P.* Efficiency of storm tracks an important climate parameter? The role of cloud radiative forcing in poleward heat transport // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № D1. P. 4018–4023.
- Williams K.D., Tselioudis G.* GCM intercomparison of global cloud regimes: Present-day evaluation and climate change response // *Clim. Dyn.* 2007. V. 29. № 2–3. P. 231–250.
- Worley S.J., Woodruff S.D., Reynolds R.W. et al.* ICOADS release 2.1 data and products // *Int. J. Climatol.* 2005. V. 5. № 7. P. 823–842.
- Wylie D., Jackson D.L., Menzel W.P., Bates J.J.* Trends in global cloud cover in two decades of HIRS observations // *J. Clim.* 2005. V. 18. P. 3021–3031.
- Wylie D.P., Menzel W.P.* 1999: Eight years of high cloud statistics using HIRS // *J. Clim.* 1999. V. 12. P. 170–184.
- Zhang M.H., Lin W.Y., Klein S.A. et al.* Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. № D15S02. P. 1–18.

Intercomparison of Global and Zonal Cloudiness Characteristics from Different Satellite and Ground-Based Data

A. V. Chernokulsky, I. I. Mokhov

A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow

Cloud climatologies are intercompared for different satellite (ISCCP D2, UW HIRS, Patmos-X, MODIS-Terra, MODIS-Aqua) and ground-based (EECRA, CRU, ICOADS) observations for last decades. Global cloudiness from different observations is about 2/3 (0.66 ± 0.02) and 0.75 for UW HIRS. Global cloudiness over land surface from satellite and ground-based observations is between 0.49 and 0.58 (0.69 for UW HIRS). Global cloudiness over ocean from satellite data and observations from ships is about 0.69 ± 0.03 (0.77 for UW HIRS). Large distinctions between different data are noted in high latitudes, especially in winter. Different reanalyses data (ERA-40, ERA-Interim, NCEP/NCAR, NCEP/DOE, JRA-25) are also used along side with observations. In general global cloudiness from reanalyses data (between 0.51 and 0.64) is less than from observations.

Key words: cloudiness, satellite data, ground-based observations, reanalysis, comparison of global cloud climatologies, cloudiness zonal distribution.