ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2019, № 1, с. 3–13

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ИЗМЕНЕНИЯ ОБЛАЧНОСТИ В ПЕРИОД ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МЕЖДУНАРОДНОГО СПУТНИКОВОГО ПРОЕКТА

© 2019 г. О. М. Покровский

Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург
E-mail: pokrov_06@mail.ru

Поступила в редакцию 05.09.2018 г.

Представлены результаты анализа климатических рядов глобальной и региональной облачности за 1983–2009 гг. Данные получены в рамках международного спутникового проекта ISCCP. Описывается технология статистического анализа временных рядов, включающая алгоритм сглаживания и вейвлет-анализ. Обе методики предназначены для анализа нестационарных рядов. Результаты анализа показывают, что как глобальная, так и региональная облачность демонстрируют убывание на 2–6%. Наибольшее убывание наблюдается в тропиках и над океанами. Над сушей убывание минимально. Коэффициент взаимной корреляции рядов глобальной облачности с одной стороны и рядов глобальных температур воздуха и поверхности океана, с другой стороны, достигает значений (–0.84)–(–0.86). Коэффициент детерминации, характеризующий точность регрессии для прогноза изменений глобальной температуры на основе данных об изменениях нижней облачности, составляет в этом случае 0.316.

Ключевые слова: климатология, глобальная и региональная облачность, климатические ряды, ISCCP, линейный и нелинейный тренд, вейвлет анализ

DOI: https://doi.org/10.31857/S0205-9614201913-13

ВВЕДЕНИЕ

Облачность относится к числу феноменов, с которым каждый человек сталкивается ежедневно с момента рождения. Это также один из ключевых метеорологических элементов. Облачность определяющим образом влияет на энергетический баланс Земли, поскольку определяет приход солнечной радиации и регулирует уходящее тепловое излучение. Через осадки, выпадающие из облаков, запускается глобальный круговорот воды. Тем не менее до сих пор физика образования и эволюции облаков остается недостаточно исследованной областью знаний.

Общая отражательная способность (альбедо) планеты Земля составляет около 30%, что означает, что около 30% приходящей коротковолновой солнечной радиации отражается обратно в космос. Если бы все облака были удалены, глобальное альбедо уменьшилось бы до 15%, а количество коротковолновой энергии, доступной для нагревания поверхности планеты, увеличилось бы с 239 до 288 Вт/м^2 (Hartmann, 1994). В этом гипотетическом случае также будет затронуто длинноволновое излучение, из которого 266 Вт/м^2 уходило бы в космос по сравнению с настоящим 234 Вт/м^2 (Hartmann 1994). Таким образом, полный эффект удаления всех облаков по-прежнему привел бы к увеличению притока тепла, характеризуемого величиной около 17 Вт/м^2. Таким образом, глобальное облачное покрытие обладает явным общим эффектом охлаждения на планете, хотя чистый эффект высоких и низких облаков противоположный.

Облака нижнего яруса, как правило, оказывают охлаждающее воздействие на глобальный климат. Они часто имеют значительную оптическую толщину и отражают большую часть приходящего коротковолнового излучения. Кроме того, из-за их малой высоты и высокой температуры они генерируют большое количество длинноволнового излучения, идущего в космос и в более высокие уровни атмосферы. И наоборот, облака верхнего яруса, как правило, дают эффект потепления, поскольку они из-за их большой высоты и низкой температуры лишь излучают меньшее длинноволновое излучения в космос. Кроме того, они обычно тонкие и лишь незначительно отражают приходящую коротковолновую радиацию. Это не чисто теоретическое рассмотрение, но демонстрируется наблюдениями, о которых будет сказано ниже.

Наблюдения облаков с метеостанций имеют ряд серьезных недостатков. Прежде всего, оценка балла облачности осуществляется субъективно наблюдателем. Кроме того, с учетом того, что масштаб горизонтальной изменчивости облачности колеблется от нескольких километров до нескольких

десятков километров, эффективное покрытие территории Земного шара с помощью наземной метеорологической сети составляет сотые доли одного процента.

Появление метеорологических спутников принципиально изменило положение дел в части сбора информации о пространственно-временном распределении облачности в глобальном масштабе. Особенно важным оказалось постоянное функционирование геостационарных спутников «Метеосат», которые обеспечивали непрерывное слежение по времени за каждым фрагментом облачного покрова с высоким пространственным разрешением. Использование многоканальной спутниковой аппаратуры дистанционного зондирования (ДЗ) обеспечило более обоснованный анализ вертикального распределения облачности. Впервые появилась возможность приступить к климатическим обобщениям данных об облачности в глобальном масштабе. Однако сравнение результатов анализа полей облачности, полученных с разных спутников и с применением различных алгоритмов обработки, показало существенные различия. Особенно заметными такие расхождения обнаружились в полярной области (Чернокульский 2012; Chernokulsky, Mokhov, 2012).

Для реализации важнейшей задачи согласования и единообразной обработки данных наблюдений облачности со спутников в 1982 г. в США стартовал «международный спутниковый проект облачной климатологии» — International Satellite Cloud Climatology Project, ISCCP (Schiffer and Rossow, 1983). Этот проект был запущен как часть климатической программы ВМО–World Climate Research Programme (WCRP). Цель проекта состояла в сборе и анализе данных радиационных спутниковых измерений для контроля глобального распределения облачности, получения сведений о физических свойствах облаков, их суточной, сезонной и межгодовой изменчивости. Сбор и анализ данных был начат 1 июля 1983 г. и продолжается до настоящего времени. Отметим, что автор статьи (Norris, 2000) высказывал критику в адрес алгоритма обработки облачности в рамках проекта ISCCP в части, касающейся угловой коррекции данных наблюдений.

К настоящему времени в рамках ISCCP был сформирован ряд взаимодействующих компьютерных и научных экспериментальных центров. Центр первичной обработки данных — Satellite Processing Center (SPC) — направляет свои результаты в центр глобальной обработки — Global Processing Center (GPC), где данные интегрируются в соответствии с пространственной и временной зависимостями. На следующем этапе происходит географическая привязка данных в Correlative Data Center (CDC). Далее данные подвергаются калибровке и верификации в Satellite Calibration Center (SCC). На заключительном этапе данные архивируются в the ISCCP Central Archive (ICA) и в NASA Langley Research Center (LARC). В настоящее время данные наблюдений размещены на интернет-сайтах ISCCP, NCEP, NOAA, а также ряда мировых исследовательских центров и доступны для всех ученых и специалистов. К 2011 г. было выполнено обобщение глобальных данных об облачности для климатических исследований с месячным временным разрешением в период 1983–2009 гг.

Данная работа посвящена анализу климатических рядов облачности в глобальном и региональном масштабах, полученных в рамка проекта ISCCP. В первой части изложен оригинальный метод анализа климатически рядов, включающий процедуру сглаживания и исследование спектральных компонентов исследуемого ряда. Далее представлены результаты исследования трендов глобального поля облачности, а также ряды для ряда регионов и широтных зон. В заключении представлено обсуждение полученных результатов в связи с климатическими изменениями за последние три десятилетия.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИХ АНАЛИЗА

В рамках проекта глобальные данные по облачности собраны с 30 метеорологических спутников США: GMS1-5; GOES5-12; METEOSAT 2-9; NOAA 7, 10-12, 14-18. Проведена специализированная обработка полученных данных измерений в соответствии со схемой, указанной выше. Доступные для пользователей массивы климатических данных об облачности представлены в виде значений доли облачного покрытия (%) в узлах регулярной сетки с шагом 280 км и временным разрешением 3 ч. Месячный массив данных занимает 216 Мб. Каждый файл среднемесячных значений занимает 7.5 Мб. Отметим, что имеются также и исходные поля облачности, которые имеют пространственное разрешение 30 км. В этом случае каждый месячный массив данных занимает 1.1 Гб. Все данные и их описание находятся в свободном доступе на сайте https://isccp.giss.nasa.gov/products/onlineData.html. Наряду с данными об облачности архивы ISCCP содержат сопутствующие данные по температуре и влажности воздуха.

Важной особенностью любых климатических рядов является их нестационарность, т.е. изменение не только характера поведения, но и статистической структуры от временной координаты.

Это обстоятельство требует разработки новых методов анализа таких рядов. Традиционные методы позволяли работать со стационарными рядами. Ниже мы рассмотрим некоторые альтернативные подходы, позволяющие извлечь более содержательную информацию из климатических рядов. Особое внимание уделяется фильтрации межгодовой изменчивости, именуемой «климатическим шумом», и выявлению медленных колебаний, которые обычно называют трендами. До сих пор обычно шла речь о линейных трендах, характеризующих монотонное убывание или возрастание климатических характеристик. При отклонении изменений климатических индикаторов от монотонного поведения техника линейного тренда становится малоэффективной. Поэтому нами предлагается метод нелинейного сглаживания, который позволяет более точно отслеживать изменения тенденций климатических рядов. Другой традиционный метод анализа спектрального состава рядов — Фурье-анализ, также предназначен для исследования стационарных процессов. Поэтому нами предлагается использовать более современный метод вейвлет-анализа, который обеспечивает получение информации о спектральных характеристиках климатического ряда, меняющихся во времени.

Для анализа климатических рядов обычно используются техника линейного тренда для оценки общей тенденции изменений на заданном временном интервале и метод скользящего среднего для фильтрации высокочастотных колебаний, связанных с межгодовой изменчивостью, которая рассматривается как климатический шум. Техника линейного тренда эффективна в случае, когда процесс развивается более или менее монотонно. В случае нарушения тенденции процесса оценки и даже знак тренда становятся зависимыми от выбора базового интервала времени. При анализе длинных нестационарных рядов тенденции и знаки тренда процесса меняются многократно. В таких обстоятельствах применение линейного тренда оказывается явно недостаточным для содержательного анализа рядов.

Для выявления статистически значимых изменений тенденций климатических рядов нами была разработана и опробована методика оценки нелинейного тренда (Покровский, 2004; Pokrovsky, 2009а, 2009б, 2009с). Предложенный подход основан на комбинации трех известных методик: 1) локального полиномиального сглаживания Кливленда (Cleveland, 1979); 2) регуляризации Тихонова (Тихонов, 1963); 3) оптимизации процедуры сглаживания на основе критерия кросс-валидации Вахбы (Wahba, 1985). Вместо обычной минимизации отклонений измерений y_i от сглаженной кривой, полученной с помощью сплайна (локального полинома) f методом наименьших квадратов, предлагается использовать сглаживающий функционал

$$S(f,\lambda)=\sum_i\{y_i-f(t_i)\}^2+\lambda\int_{t_1}^{t_n}f''(t)^2\,dt\,, \qquad (1)$$

зависящий от параметра сглаживания λ и от квадрата от второй производной сглаживаемой функции f. Здесь, как правило, предполагается использование локальных полиномов минимальной степени с выбором «влияющих» узлов t_i, отбор которых проводится с использованием кросс-валидации. Выбор λ и аппроксимирущего полинома (сплайна) осуществляется на основе минимизации критерия кросс-валидации Вахбы

$$v(\lambda)=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\{\hat{f}^{(-i)}(t_i)-y_i\}^2\,. \qquad (2)$$

Здесь $\hat{f}^{(-i)}$ — приближение, полученное при исключении результатов измерений y_i в i-й момент времени. Таким образом, сглаживающая процедура, основанная на решении $(n+1)$-го уравнения с $(n+1)$-м неизвестным, определяет набор локальных полиномов минимальной степени, включая «влияющие узлы» t_i, а также значение λ, которые дают минимальную погрешность при восстановлении «пропущенных» данных.

Принципиальное отличие описанной процедуры (1)–(2) от метода скользящего среднего состоит в том, что здесь кроме сглаживания с помощью (1) осуществляется отбор «влияющих узлов» $x($ по критерию (2). Напомним, что при скользящем среднем используются все узлы вне зависимости от характера поведения временного ряда. Таким образом, предложенный метод оказывается более гибким по отношению к изменениям статистической структуры изучаемого временного ряда.

Стандартный Фурье-анализ временных рядов (как и метод скользящего среднего) ориентирован на применение к стационарным рядам. Отклонение от стационарности влечет за собой зависимость Фурье-спектров от базового интервала анализа. Фурье-спектры зависят от фазы изучаемого процесса, которая изменяется в нестационарном случае. Для того чтобы полностью охватить все особенности нестационарного процесса, был разработан метод получения вейвлет (wavelet)-спектров, которые в отличие от одномерных Фурье-спектров оказываются двумерными. При каждом значении временной координаты t вейвлет-спектр дает представление об обычном Фурье-анализе. Остановимся на кратком описании данного метода спектрального анализа временных рядов.

Рассмотрим временной ряд $x(t)$. Вейвлет-преобразование данного ряда имеет следующий общий вид:

$$\psi_x^{\psi}(\tau,s)=\int x(t)\cdot\psi_{\tau,s}^{*}(t)dt \qquad (3)$$

(* — знак комплексного сопряжения) с функцией спектрального преобразования

$$\psi_{\tau,s}=\frac{1}{\sqrt{s}}\psi(\frac{t-\tau}{s}), \qquad (4)$$

зависящей от двух переменных: обычной спектральной переменной τ и масштабирующей переменной s. Наиболее распространенной считается функция спектрального преобразования (4) Морли, имеющая вид

$$\psi(t)=\frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^3}}\left(e^{\frac{-t^2}{2\sigma^2}}\cdot\left(\frac{t^2}{\sigma^2}-1\right)\right). \qquad (5)$$

Формулы (3)–(5) обеспечивают алгоритм расчета вейвлет-спектров временных рядов. Соответствующая конечноразностная аппроксимация интеграла в (3) позволяет получить метод расчета вейвлет-спектров для климатических рядов. По данному вопросу имеется обширная литература. Можно рекомендовать, например, статью (Goupillaud, et al., 1984), где представлена подробная библиография по данному вопросу.

Располагая изложенным математическим аппаратом исследования нестационарных процессов, переходим к его применению для изучения климатических рядов.

ДИНАМИКА ГЛОБАЛЬНОЙ ОБЛАЧНОСТИ

В рамках международного проекта ISCCP были получены данные о распределении облачности по уровням нижнего, среднего и верхнего ярусов (Rossow, Schiffer, 1991). Кроме того, получены пространственно-временные распределения общей облачности. Все оценки даны в долях облачного покрытия, т.е. в процентах пространственного покрытия облачностью заданной территории в определенный момент времени (Rossow, Garder, 1993a). При месячном обобщении речь идет о среднемесячной доле покрытия данной территории облачностью (Rossow, Garder, 1993b). Следует отметить ряд зарубежных исследований по анализу данных об облачности ISCCP и выявлению связей между динамикой облачности и важнейшими климатическими индексами (Lindzen et al., 2001; Lindzen, Choi, 2009, 2010; Pielke et al., 2007; Spencer et al., 2007). В настоящей работе мы уделим основное внимание анализу данных об общей облачности (https://isccp.giss.nasa.gov/products/onlineData.html). В этом разделе мы рассмотрим данные по динамике величины доли глобального облачного покрытия, которые усреднены за месячные и годовые интервалы и выражены в процентах.

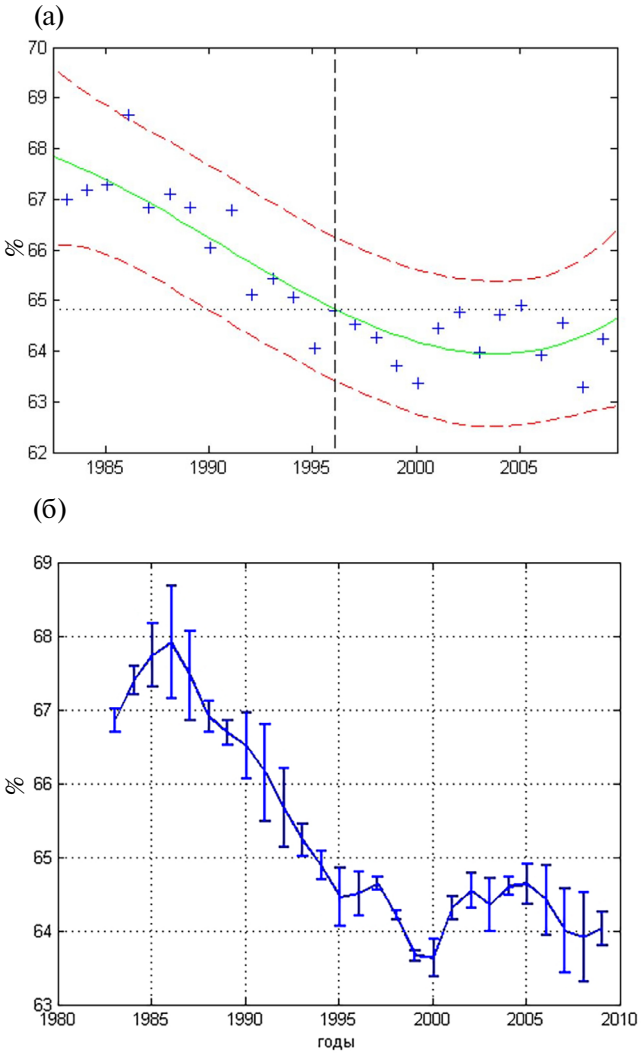

Рис. 1. Анализ ряда глобальной общей облачности (%) по данным ISCCP: (а) — крестики — исходные данные, кривая — нелинейный тренд (результат сглаживания ряда с помощью кубической регрессии); (б) — нелинейный тренд (результат сглаживания ряда с помощью нелинейного алгоритма), доверительные интервалы для 10%-ного уровня значимости.

На рис. 1(а) представлен климатический ряд годовых значений глобальной общей облачности за 1983–2009 гг. (обозначаемых крестиками). Кроме того, здесь дана кривая регрессионной аппроксимации межгодовой изменчивости глобальной облачности полиномом третьей степени и соответствующих доверительных интервалов для результатов регрессионного анализа. Доля среднемесячного глобального облачного покрытия варьирует, в среднем, от 63 до 70%. При этом линейный тренд показывает снижение общей

облачности с 68 до 64.6% за указанный период. Снижение составило 3.4%. На рис. 1 (б) представлены результаты сглаживания, выполненного с помощью оригинального метода, изложенного выше (сплошная линия).

На рис. 1 и ряде последующих иллюстраций показаны меняющиеся доверительные интервалы разброса среднемесячных величин с 10%-ным уровнем статистической значимости. Кривая нелинейного тренда позволяет выделить период роста облачности в 1983–1986 гг., последующее монотонное убывание вплоть до 2000 г. Затем следует небольшой рост до 2004 г., который переходит в убывание в период 2005–2009 гг. В период 1986–2000 гг. нелинейная аппроксимация демонстрирует снижение общей облачности на 4%, что несколько превышает результаты для линейного тренда. По ширине доверительных интервалов можно судить о внутригодовом разбросе среднемесячных значений для данного года.

Таким образом, на примере сравнения традиционного регрессионного метола со сглаживанием по авторской методике показано, что мы получаем два улучшения стандартного подхода: 1 — описание локализации статистически значимых минимумов и максимумов, 2 — уменьшение ширины доверительных интервалов.

В статье (Scafetta, 2009) путем расчетов показано, что наблюденное уменьшение облачности за 13-летний период 1987–2000 гг. на 4% равносильно увеличению потока приходящей солнечной радиации на 0.9 вт/м^2. Интересно отметить, что согласно отчету IPCC-2007, за период 1750–2006 гг. после малого ледникового периода рост приходящей солнечной радиации составил 1.6 Вт/м^2.

Таким образом, за последние три десятилетия произошло увеличение приходящей солнечной радиации, сопоставимое с периодом увеличения солнечной активности от ее исторических минимальных значений. Возникает вопрос о том, как распределилось отмеченное изменение в облачном покрове Земли по регионам.

ИЗМЕНЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ОБЛАЧНОСТИ

Данные, полученные на наземной актинометрической сети, демонстрируют весьма пеструю картину при анализе трендов климатических рядов приходящей солнечной радиации. До сих пор не была проведена систематизация таких исследований. Основная причина состоит в том, что до сих пор не были стандартизированы приборы, которые осуществляют актинометрические наблюдения в разных странах мира. И это препятствует разработке единого подхода к решению задачи стандартизации баз данных. Кроме того, актинометрическая сеть преимущественно расположена на суше, а большая часть территории Земли покрыта океанами. Поэтому спутниковые наблюдения становятся безальтернативными в задаче изучения изменений глобального климата (Rossow et al., 2002). С учетом того, что масштаб изменчивости поля облачности в среднем составляет не более 30 км, наземная метеорологическая сеть Росгидромета, состоящая примерно из 1600 станций, может охватить не более нескольких сотых долей от одного процента территории России (Покровский, 2004).

На рис. 2 представлены обобщенные данные о динамике облачного покрова над сушей. Линейный тренд показывает снижение доли облачного покрытия с 58.3 до 56%. Таким образом, уменьшение облачности над сушей меньше, чем в масштабе всей планеты. Нелинейный тренд показывает, что тенденции изменения облачности над сушей имеют наиболее выраженную временную зависимость в 90-е годы. Уменьшение облачного покрытия с 57 до 54% произошло за пятилетний период 1989–1994 гг. Это был период наибольшего темпа глобального потепления. В остальное время над сушей убывание облачности происходит более равномерно по времени. Сами значения облачности над сушей заметно ниже глобальных значений. Однако межгодовая изменчивость ширины доверительных интервалов над сушей превышает соответствующую глобальную изменчивость. Это, вероятно, связано с межгодовой изменчивостью циклонической активности над материками.

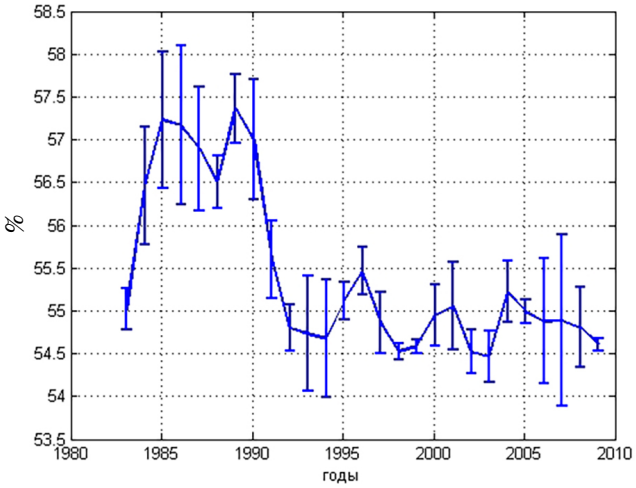

Рис. 2. Анализ ряда общей облачности над сушей (%) по данным ISCCP: кривая — нелинейный тренд (результат сглаживания ряда с помощью нелинейного алгоритма), доверительные интервалы для 10%-го уровня значимости.

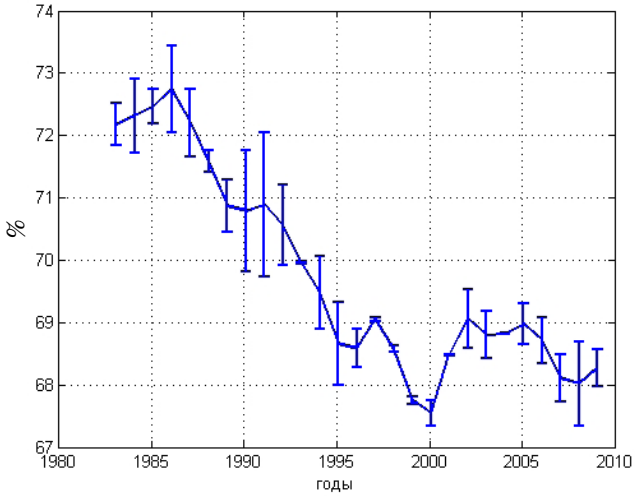

Рис. 3. Анализ ряда общей облачности над акваториями (%) по данным ISCCP: кривая — нелинейный тренд (результат сглаживания ряда с помощью нелинейного алгоритма), доверительные интервалы для 10%-го уровня значимости.

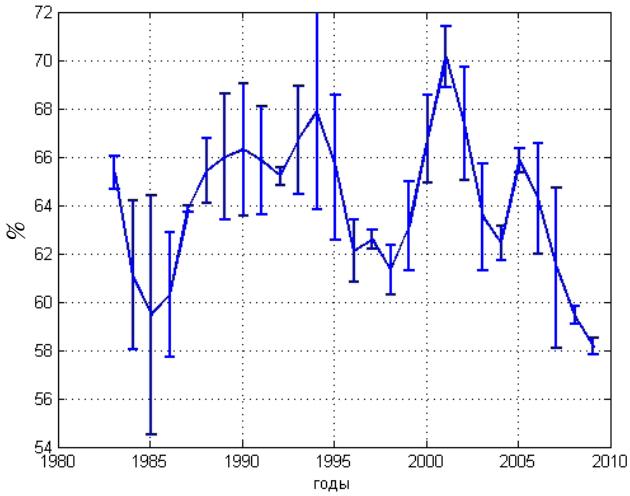

Рис. 4. Анализ ряда общей облачности в полярной зоне (%) по данным ISCCP: кривая — нелинейный тренд (результат сглаживания ряда с помощью нелинейного алгоритма), доверительные интервалы для 10%-го уровня значимости.

На рис. 3 даны соответствующие значения общей облачности для совокупности всех морей и океанов. Здесь значения облачности выше, чем над сушей, примерно на 15%. Над акваториями снижение облачности также более заметно. По линейному тренду, общая облачность снижается на 4% — с 72.5 до 68.5%. Доверительные интервалы изменения временных тенденций в динамике облачности над акваториями оказываются сходными с динамикой глобальных тенденций (рис. 1(а)).

Тропический пояс вызывает повышенный интерес, поскольку именно здесь наиболее интенсивно реализуется обмен влагой между атмосферой и океаном. Облачность в этом случае играет роль посредника. Поэтому очень важно знать, как она меняется в тропиках (Sud l., 1999). Линейный тренд в тропиках демонстрирует максимальное убывание облачности на 6% за рассматриваемый период — с 62 до 56%. Это значит, что приток солнечной радиации в тропиках возрастает быстрее, чем в среднем по планете, и этот рост составляет более чем 1 вт/м^2. Поскольку в тропиках доминируют акватории, указанный факт говорит о том, что увеличивающийся приток солнечной радиации прежде всего влечет повышение температуры поверхности океана (ТПО). Неудивительно, что сами значения облачного покрова и их временные тенденции близки к глобальным характеристикам (рис. 1).

Наземная сеть наиболее развита в Европе. Поэтому в качестве следующего примера был рассмотрен ход общей облачности над Европой. Линейный тренд демонстрирует существенно более скромное убывание облачности на 2.1% — с 72.1 до 70%. Нелинейный тренд показывает снижение облачности до 1991 г. и последующее медленное возрастание, которое лишь частично компенсирует предыдущее убывание облачности. Таким образом, на территории Европы не следует ожидать заметных изменений в приходящей солнечной радиации.

Другой регион, исследованный нами,— Арктика. На рис. 4 представлен сглаженный временной ход годовых значений облачности в полярной зоне, расположенной к северу от 70° с.ш. Линейный тренд не обнаруживает заметного снижения облачности. Однако нелинейный анализ позволяет отметить значительную межгодовую и внутригодовую изменчивость. Обнаруживается несколько локальных минимумов и максимумов. Начиная с 2005 г., наблюдается самое заметное снижение облачности. Оно согласуется по времени с наступлением самого значительного минимума площади ледового покрова в 2007 г.

Рассматривая другие регионы, следует отметить, что наибольшее снижение облачности обнаруживается на территории Африки и Южной Америки. Над Антарктидой облачность возрастает, что оправдывает существующую тенденцию по увеличению ледового покрова в этой части мира.

ВЕЙВЛЕТ АНАЛИЗ РЯДОВ ОБЛАЧНОСТИ

Ряды облачности, как и другие климатические ряды, являются нестационарными. Поэтому для выявления явных и скрытых периодичностей необходимо использовать адекватный аппарат

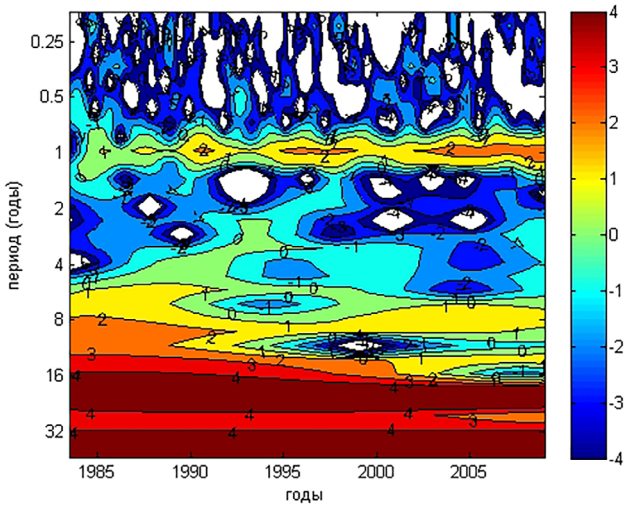

Рис. 5. Вейвлет-анализ ряда глобальной общей облачности по данным ISCCP (значения спектральной плотности).

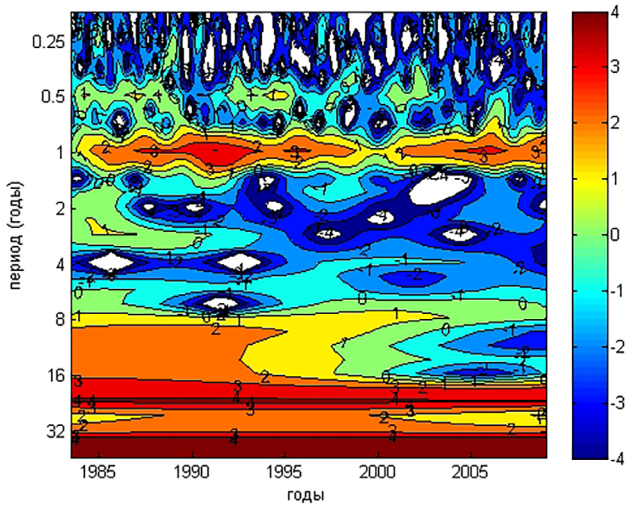

Рис. 6. Вейвлет-анализ ряда общей облачности для суши по данным ISCCP (значения спектральной плотности).

спектрального анализа. В настоящее время наиболее распространен метод вейвлет-анализа, изложенный в первой части работы и использованный нами ранее в предыдущих климатических исследованиях (Покровский, 2010; Pokrovsky, 2009a, b, c, d).

На рис. 5 представлен вейвлет-спектр ряда глобальной общей облачности (рис. 1). По оси абсцисс отложены годы, а по оси ординат периодичности. На поле рисунка получены значения спектральной плотности, отвечающие одновременно и периодичностям, и годам. Среди протяженных (по времени) периодичностей выделяется годовой ход с периодичностью, равной 1. Кроме того, протяженная и интенсивная периодичность относится к масштабу, составляющему около 32 лет, что соответствует общей тенденции по убыванию облачности, которая доминирует. Следующая аномалия спектральной плотности относится к периодичности около 12 лет и привязана к периоду 1990–2005 гг. Эта периодичность описывает изменение монотонности убывания ряда после 2000 г. Наконец, 16-летняя периодичность обнаруживается в интервале 2004–2009 гг.

Аналогичный анализ был проведен и для региональных рядов облачности. На рис. 6 представлены результаты вейвлет-анализа для хода облачности над сушей (рис. 2). В этом случае большие значения спектральной плотности отвечают годовому ходу. «Пробел» в больших значениях соответствует 1998 г., когда происходило аномальное явление Эль-Ниньо. 16-летняя составляющая несколько слабее, чем у глобального распределения, но 32-летняя компонента имеет аналогичные (со случаем глобального распределения) значения спектральной плотности.

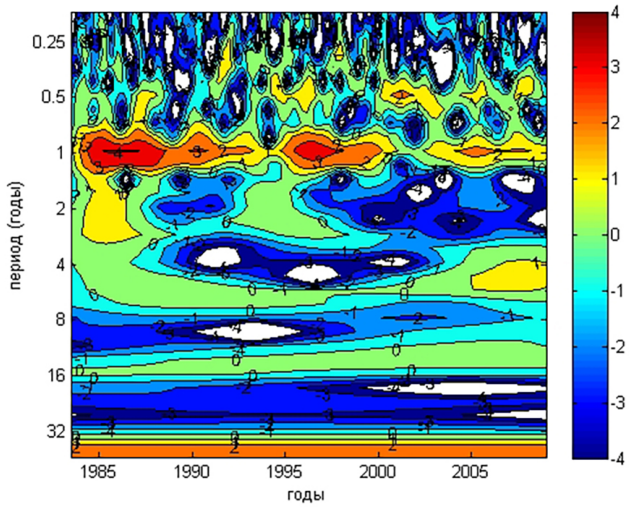

Рис. 7. Вейвлет-анализ ряда общей облачности для полярной зоны по данным ISCCP (значения спектральной плотности).

«Особняком» стоит вейвлет спектр для полярной зоны (рис. 7). Здесь отсутствуют аномалии, отвечающие за 16-летнюю компоненту, а 32-летняя компонента имеет в 2 раза меньшие значения. Объясняется это ослаблением статистически значимых трендов облачности. Годовая компонента также представляется менее интенсивной по сравнению с тем, что имеет место в других широтах.

Получены сходные результаты, свидетельствующие о фундаментальности свойств рядов облачности в период потепления климата. Аппарат вейвлет-анализа может быть весьма эффективным при прогнозировании временных рядов. К сожалению, пока его эффективность не оценивалась при прогнозе климатических

рядов, и это составляет предмет для дальнейших исследований.

Полученные результаты означают, что общий линейный тренд на убывание облачного покрова подтверждается несколькими независимыми метода анализа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представленные результаты необходимо сопоставить с основными климатическими индикаторами. Остановимся здесь на двух важнейших параметрах климатической системы: температура приземного воздуха (ТПВ) и температура поверхности океана (ТПО). В нашем исследовании мы использовали данные о глобальных ТПВ и ТПО — CRUTEM3v, представленные климатическим центром Хедли при Британской метеорологической службе на их официальном сайте (https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/crutem3/).

Из общих соображений следует ожидать, что уменьшение облачности должно приводить к повышению как ТПВ, так и ТПО. Известно, что глобальная ТПВ повышалась в конце 20-го века и демонстрировала существенную межгодовую изменчивость в первом десятилетии этого столетия. На рис. 8 представлен ход глобальной среднегодовой температуры за тот же период времени, за который имеются данные о глобальной облачности. Линейный тренд указывает на увеличение глобальной ТПВ на 0.6° С. Нелинейный тренд показывает, что в начале 21-го века рост ТПВ приостановился. Максимальные значения ТПВ наблюдались 1998–1999 гг., когда произошло сильнейшее за последние десятилетия Эль-Ниньо.

Сопоставляя рис. 1(а) и рис. 8, можно увидеть обратную зависимость: уменьшению облачности соответствует рост температуры и прекращению снижения облачности соответствует ослабление роста температуры. Естественно, возникает желание вычислить коэффициент взаимной корреляции (КВК) между рядами. Можно ожидать, что он имеет отрицательный знак, но существенную абсолютную величину. Действительно, так и получается. КВК для исходных значений составляет –0.62. Процедура сглаживания рядов позволяет отфильтровать «шум», характеризующий случайную межгодовую изменчивость. КВК для сглаженных рядов достигает величины –0.86.

Нами также проведен анализ значений глобальной среднегодовой ТПО за 1983–2009 гг. ТПО, согласно графику линейного тренда, возрастает на 0.4° С, т.е. в 1.5 раза меньше, чем ТПВ. ТПО, как и ТПВ, возрастала в конце 20-го века и прекратила

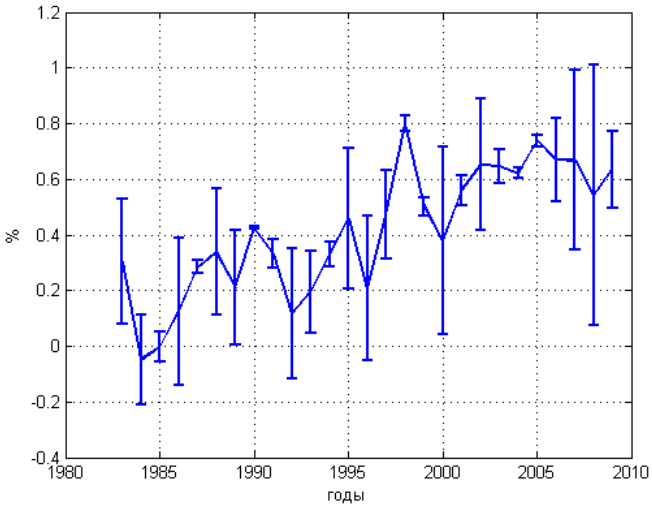

Рис. 8. Анализ ряда аномалии глобальной температуры CRUTEM3 (°С) по данным по данным Британского климатического центра: кривая — нелинейный тренд (результат сглаживания ряда с помощью нелинейного алгоритма), доверительные интервалы для 10%-го уровня значимости.

рост в начале этого столетия. Поэтому неудивительно, что КВК между облачностью и ТПО также достигает большого значения –0.84.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что фактор влияния облачности на изменение климата до настоящего времени был недооценен (IPCC, 2007). Одна из причин этого заключается в том, что только недавно стали доступны климатические обобщения данных проекта ISCCP. Другая причина заключается в том, наши знания о механизмах образования и эволюции облачности являются явно недостаточными, а способы и параметризации, используемые в климатических моделях, неточными (см. Rossow, Zhang and Wang, 2005). Тот факт, что одновременно с увеличением температуры океана, которое влечет за собой усиление испарения с водной поверхности, наблюдается уменьшение облачности и, прежде всего над океанами, требует критического анализа существующих представлений о механизмах образования облаков на разных широтах и высотах.

СВЯЗЬ ИЗМЕНЕНИЙ ОБЛАЧНОСТИ И ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ

Приведенные выше результаты указывают на наличие, по крайней мере, качественной связи между изменениями облачности и глобальной температуры в рассмотренный период глобального потепления. Установление количественных связей посредством климатических моделей достаточно

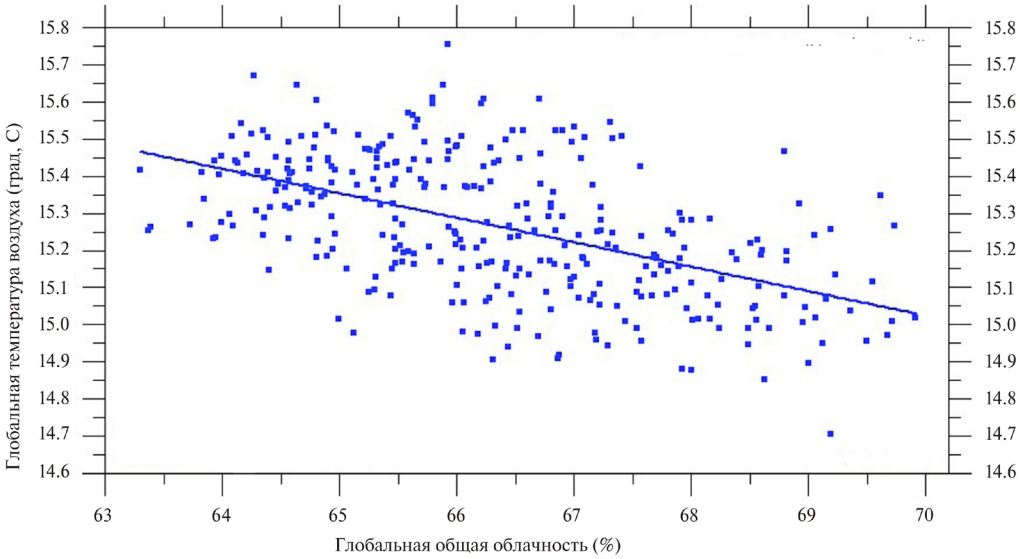

Рис. 9. Результаты регрессионного анализа рядов глобальной облачности (ISCCP) и температуры приземного воздуха (CRUTEM3).

затруднительно из-за появления определенных погрешностей при параметризации свойств облачности и расчетах потоков коротковолновой и длинноволновой радиации. Однако имеется возможность установления статистических связей путем корреляционного анализа рядов глобальной облачности и температуры приземного воздуха.

На рис. 9 представлены соответствующие результаты регрессионного анализа. В качестве глобальных температур использовались данные CRUTEM 3 (университета Восточной Англии, Великобритания, http://www.uea.ac.uk). Число точек для статистического анализа составило 318. Уравнение регрессии имеет вид $Y = -0.0659\,X + 19.637$. Коэффициент детерминации, характеризующий точность регрессии, составляет 0.277. Последнее означает, эта модель объясняет около 28% наблюдаемой дисперсии температуры приземного воздуха. Высокие значения глобального облачного покрова связаны с низкими глобальными температурами, демонстрируя охлаждающий эффект облаков. Регрессионная модель линейной аппроксимации предполагает, что увеличение глобального облачного покрова на 1% соответствует глобальному снижению температуры примерно на 0.07°С и наоборот.

В случае глобальной облачности нижнего яруса уравнение регрессии немного меняется: $Y = -0.062\,X + 16.962$. Коэффициент детерминации, характеризующий точность регрессии, возрастает и составляет в этом случае 0.316. Со статистической точки зрения эта модель объясняет около 31% наблюдаемой дисперсии температуры приземного воздуха. Высокие значения облачности нижнего яруса связаны с низкими глобальными температурами, демонстрируя охлаждающий эффект низких облаков. Простая модель линейной регрессии предполагает, что увеличение глобального низкого облачного покрова на 1% соответствует глобальному снижению температуры около 0.06°С и наоборот.

Таким образом, изменения облачности на протяжении трех десятилетий в период глобального потепления могут объяснить не только линейный тренд глобальной температуры, но и определенную межгодовую изменчивость. Но включение блока, описывающего временную эволюцию облачности, в климатические модели остается проблемой из-за стохастической природы изменчивости облачности. Однако климатические модели являются детерминированными и не могут быть непосредственно совмещены со стохастическими блоками облачности. Тем не менее, фактор влияния облачности на изменение климата не может игнорироваться из-за существенного вклада данного климатообразующего параметра и должен быть более внимательно изучен для совершенствования климатических прогнозов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Покровский О.М. Композиция наблюдений атмосферы и океана. СПб.: Гидрометеоиздат, 2004. 323 с.

Покровский О.М. Анализ факторов изменения климата по данным дистанционных и контактных измерений // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 5. С. 11–24.

Тихонов А.Н. Решение обратной задачи методом регуляризации // ДАН СССР. 1963. Т. 153. № 1. С. 49–53.

Чернокульский А.В. Климатология облачности в арктических и субарктических широтах по спутниковым, наземным наблюдениям и данным реанализа // Солнечно-земная физика. 2012. Вып. 21 (2012) С. 73–78.

Chernokulsky A.V., Mokhov I.I. Climatology of total cloudiness in the Arctic: An intercomparison of observations and reanalyses // Adv. Meteor. 2012. V. 2012. Article ID542093. 15 p.

Cleveland W.S. Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots // J. Amer. Statist. Assoc. 1979. V. 74. P. 829–836.

Goupillaud P., Grossman A., Morlet J. Cycle-Octave and Related Transforms in Seismic Signal Analysis. // Geoexplorat. 1984. V. 23. P. 85–102.

Hartmann D.L. Global Physical Climatology. Acad. Press, 1994. 357 p.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). The Fourth Assessment Rep. (AR4). Geneva, Switzerland: WMO, 2007. 1134 p.

Lindzen R.S., Chou M.-D., Hou A.Y. Does the earth have an adaptive infrared iris? // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2001. V. 82. P. 417–432.

Lindzen R.S., Choi, Y.-S. On the determination of climate feedbacks from ERBE data // Geophys. Res. Lett 2009. V. 36. P. L16705. doi:10.1029/2009GL039628.

Lindzen R.S., Choi Y.-S. On the observational determination of climate sensitivity and its implications // J. Geophys. Res. 2010.

Norris J.R. What can cloud observations tell us about climate variability? // Space Sci. Rev. 2000. V. 94. P. 375–380.

Pielke Sr., R.A. et al. Unresolved issues with the assessment of multi-decadal global land surface temperature trends // J. Geophys. Res. 2007. V.112. P. D24S08. doi:10.1029/2006JD008229.

Pokrovsky O.M. A coherency between the North Atlantic temperature nonlinear trend, the eastern Arctic ice extent drift and change in the atmospheric circulation regimes over the northern Eurasia // Influence of Climate Change and Sub-Arctic Conditions on the Changing Arctic / Ed. J.C.J. Nihoul, A.G. Kostianoy. Springer Science Publ., 2009a.P. 25–36.

Pokrovsky O.M. Relationship between the SST trends in the North Pacific, the ice extent changes in Pacific sector of Arctic and corresponding shifts in the marine ecosystem in subarctic area // Proceedings of the Arctic Frontiers Science Conf. Tromso, Norway, 18–23 January, 2009. Tromso Univ., 2009б. P. 72–73.

Pokrovsky O.M. Coherence between the winter Pacific Decadal Oscillation and the Surface Air Temperature trends in the continental regions adjoining the North Pacific // CLIVAR Exchanges, Southhampton, UK, 2009c. V. 49–50. P. 32–35.

Pokrovsky O.M. The North Atlantic SST impact on the Ice Extent in the Kara and Barents Seas // Sea Technol. Arlington, COMPASS Publ., 2009d. V. 50. № 9. P. 27–32.

Rossow W.B., Schiffer R.A. ISCCP cloud data products // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1991. V. 72. P. 2–20.

Rossow W.B., Garder L.C. Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP // J. Clim. 1993a. V. 6. P.2341–2369.

Rossow W.B., Garder L.C. Validation of ISCCP cloud detections // J. Clim. 1993b. V. 6. P. 2370–2393.

Rossow W.B., Delo C., Cairns B. Implications of the observed mesoscale variations of clouds for Earth's radiation budget // J. Clim. 2002. V. 15. P. 557–585.

Rossow W.B., Zhang Y-C., Wang J-H. A statistical model of cloud vertical structure based on reconciling cloud layer amounts inferred from satellites and radiosonde humidity profiles // J. Clim. 2005. V. 18. P. 3587–3605.

Scafetta N. Empirical analysis of the solar contribution to global mean air surface temperature change // J. Atm. and Solar-Terrestr. Phys. 2009. V. 71. P. 1916–1923. doi:10.1016/j.jastp.2009.07.007.

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.

Spencer R.W. et al. Cloud and radiation budget changes associated with.tropical intraseasonal oscillations // Geophys. Res. Lett. 2007. № 34. P. L15707. doi:10.1029/2007GL029698.

Sud Y.C., Walker G.K., Lau K.-M. Mechanisms regulating deep moist convection and sea-surface temperatures in the tropics // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26. № 8. P. 1019–1022.

Wahba G. A comparison of GCV and GML for choosing the smoothing parameter in the generalized spline smoothing problem // Ann. Statist. 1985. V. 13. P. 1378–1402.

Cloud Changes in the Period of Global Warming: the Results of the International Satellite Project

O. M. Pokrovsky

Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg

E-mail: pokrov_06@mail.ru

The results of analysis of climatic series of global and regional cloudiness for 1983–2009. Data were obtained in the framework of the international satellite project ISCCP. The technology of statistical time series analysis including smoothing algorithm and wavelet analysis is described. Both methods are intended for the analysis of non-stationary series. The results of the analysis show that both global and regional cloudiness show a decrease of 2–6%. The greatest decrease is observed in the tropics and over the oceans. Over land, the decrease is minimal. The correlation coefficient between the global cloud series on the one hand and the global air and ocean surface temperature series on the other hand reaches values (–0.84) — (–0.86). The coefficient of determination that characterizes the accuracy of the regression for the prediction of global temperature changes based on data on changes in the lower cloud, in this case is 0.316.

Keywords: cloudiness, ISCCP data, climate change, global and regional scale, climate series analysis, linear and nonlinear trends, wavelet analysis

REFERENCES

Chernokul'skiy A.V. Klimatologiya oblachnosti v arkticheskikh i subarkticheskikh shirotakh po sputnikovym, nazemnym nablyudeniyam i dannym reanaliza [Climatology of cloudiness in the arctic and subarctic latitudes using satellite, ground-based observations and reanalysis data] // Solnechno-zemnaya fizika. 2012. V. 21. S. 73–78. (In Russian).

Chernokulsky A.V., Mokhov I.I. Climatology of total cloudiness in the Arctic: An intercomparison of observations and reanalyses // Adv. Meteor. 2012. V. 2012. Article ID542093. 15 p.

Cleveland W.S. Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots // J. Amer. Statist. Assoc. 1979. V. 74. P. 829–836.

Goupillaud P., Grossman A., Morlet J. Cycle-Octave and Related Transforms in Seismic Signal Analysis. // Geoexplorat. 1984. V. 23. P. 85–102.

Hartmann D.L. Global Physical Climatology. Acad. Press, 1994. 357 p.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). The Fourth Assessment Rep. (AR4). Geneva, Switzerland: WMO, 2007. 1134 p.

Lindzen R.S., Chou M.-D., Hou A.Y. Does the earth have an adaptive infrared iris? // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2001. V 82. P. 417–432.

Lindzen R.S., Choi, Y.-S. On the determination of climate feedbacks from ERBE data // Geophys. Res. Lett 2009. V. 36. P. L16705. doi:10.1029/2009GL039628.

Lindzen R.S., Choi Y.-S. On the observational determination of climate sensitivity and its implications // J. Geophys. Res. 2010.

Norris J.R. What can cloud observations tell us about climate variability? // Space Sci. Rev. 2000. V. 94. P. 375–380.

Pielke Sr., R.A. et al. Unresolved issues with the assessment of multi-decadal global land surface temperature trends // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. P. D24S08. doi:10.1029/2006JD008229.

Pokrovskiy O.M. Kompozitsiya nablyudeniy atmosfery i okeana. [The composition of observations of the atmosphere and ocean.] SPb.: Gidrometeoizdat, 2004. 323 s. (In Russian).

Pokrovskiy O.M. Analiz faktorov izmeneniya klimata po dannym distantsionnykh i kontaktnykh izmereniy [Analysis of climate change factors from remote and contact measurements] // Issled. Zemli iz kosmosa. 2010. № 5. S. 11–24. (In Russian).

Pokrovsky O.M. A coherency between the North Atlantic temperature nonlinear trend, the eastern Arctic ice extent drift and change in the atmospheric circulation regimes over the northern Eurasia // Influence of Climate Change and Sub-Arctic Conditions on the Changing Arctic / Ed. J.C.J. Nihoul, A.G. Kostianoy. Springer Science Publ., 2009a. P. 25–36.

Pokrovsky O.M. Relationship between the SST trends in the North Pacific, the ice extent changes in Pacific sector of Arctic and corresponding shifts in the marine ecosystem in subarctic area // Proceedings of the Arctic Frontiers Science Conf. Tromso, Norway, 18–23 January, 2009. Tromso Univ., 2009б. P.72–73.

Pokrovsky O.M. Coherence between the winter Pacific Decadal Oscillation and the Surface Air Temperature trends in the continental regions adjoining the North Pacific // CLIVAR Exchanges, Southhampton, UK, 2009c. V. 49–50. P. 32–35.

Pokrovsky O.M. The North Atlantic SST impact on the Ice Extent in the Kara and Barents Seas // Sea Technol. Arlington, COMPASS Publ., 2009d. V. 50. № 9. P. 27–32.

Rossow W.B., Schiffer R.A. ISCCP cloud data products // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1991. V. 72. P. 2–20.

Rossow W.B., Garder L.C. Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP // J. Clim. 1993a. V. 6. P. 2341–2369.

Rossow W.B., Garder L.C. Validation of ISCCP cloud detections // J. Clim. 1993b. V. 6. P. 2370–2393.

Rossow W.B., Delo C., Cairns B. Implications of the observed mesoscale variations of clouds for Earth's radiation budget // J. Clim. 2002. V. 15. P. 557–585.

Rossow W.B., Zhang Y-C., Wang J-H. A statistical model of cloud vertical structure based on reconciling cloud layer amounts inferred from satellites and radiosonde humidity profiles // J. Clim. 2005. V. 18. P. 3587–3605.

Scafetta N. Empirical analysis of the solar contribution to global mean air surface temperature change // J. Atm. and Solar-Terrestr. Phys. 2009. V. 71. P. 1916–1923. doi:10.1016/j.jastp.2009.07.007.

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.

Spencer R.W. et al. Cloud and radiation budget changes associated with.tropical intraseasonal oscillations // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. P. L15707. doi:10.1029/2007GL029698.

Sud Y.C., Walker G.K., Lau K.-M. Mechanisms regulating deep moist convection and sea-surface temperatures in the tropics // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26. № 8. P. 1019–1022.

Tikhonov A.N. Resheniye obratnoy zadachi metodom regulyarizatsii [Solution of the inverse problem by the regularization method] // DAN SSSR. 1963. T. 153. № 1. S. 49–53. (In Russian).

Wahba G. A comparison of GCV and GML for choosing the smoothing parameter in the generalized spline smoothing problem // Ann. Statist. 1985. V. 13. P. 1378–1402.