

В данном разделе публикуются статьи, при оценке которых у членов редколлегии возникли существенные разногласия. Однако результаты исследований, приведенные в этих статьях, интересны и их целесообразно широко представить специалистам, что будет способствовать профессиональной дискуссии на страницах научных изданий.

DOI: 10.21513/2410-8758-2017-1-144-155

УДК 551(583.13+524.3)

СОПОСТАВЛЕНИЕ ВРЕМЕННЫХ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ СПЕКТРОВ ИНДЕКСОВ ЭЛЬ-НИНЬО – ЮЖНОГО КОЛЕБАНИЯ И ГЛОБАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ В ПРИПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ

И.В. Серых, Д.М. Сонечкин

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Россия, 117997, г. Москва, Нахимовский проспект, 36; iserykh@ocean.ru

Реферат. По данным ре-анализов рассчитаны эмпирические оценки временных энергетических спектров индексов Эль-Ниньо – Южного колебания (ENSO). В этих спектрах найдены многочисленные пики, соответствующие междугодовым колебаниям. Точно такие же пики найдены в спектрах глобальных полей приповерхностной температуры и атмосферного давления на уровне моря.

Ключевые слова. Эль-Ниньо – Южное колебание, приповерхностная температура, атмосферное давление на уровне моря, энергетический спектр, сходные пики.

AN INTERCOMPARISON OF TEMPORAL POWER SPECTRA OF THE EL NIÑO – SOUTHERN OSCILLATION INDICES AND OF THE GLOBAL TEMPERATURE AND PRESSURE FIELDS IN THE SURFACE LAYER

I.V. Serykh, D.M. Sonechkin

P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS,
36, Nakhimovski prospect, 117997, Moscow, Russia; iserykh@ocean.ru

Summary. Empirical estimates of the temporal power spectra for El Niño – Southern Oscillation (ENSO) have been obtained on the basis of present-day re-analyses. Numerous peaks related to the inter-annual variations were found in the spectra. The similar peaks were found in the spectra of fields of the surface temperature and atmospheric pressure at the sea level.

Keywords. El Niño – Southern Oscillation, surface temperature, atmospheric pressure at the sea level, power spectrum, similar peaks.

Введение

Метеорологам давно известна цикличность появления у тихоокеанских берегов Центральной и Южной Америки теплого течения, называемого Эль-Ниньо. С этим течением связано явление так называемого Южного колебания в тропической атмосфере. Оба эти явления часто объединяют под аббревиатурой ENSO (El Niño – Southern Oscillation, т.е. Эль-Ниньо – Южное колебание).

Эль-Ниньо может начинаться уже в мае-июне, но пик его сезонного развития приходится на декабрь-январь, а продолжительность явления, как правило, составляет один год. После событий Эль-Ниньо, довольно часто, но не всегда, происходят события Ла-Нинья, которые характеризуются отрицательными аномалиями температуры поверхности океана (ТПО).

Пока все попытки прогнозировать Эль-Ниньо – Ла-Нинья с более или менее приемлемой заблаговременностью остаются малоуспешными, поскольку эти явления не повторяются с простой периодичностью (McPhaden et al., 2006; Neelin and Latif, 1998). Например, Эль-Ниньо 1968/70, 1976/78 и 1986/88 начались осенью и длились до полутора лет. Недавний эпизод Эль-Ниньо 2014/16 также начался осенью и продлился около полутора лет. Это было неожиданным для метеорологов-прогнозистов, ибо это не соответствовало обычной трех - четырехлетней продолжительности всего цикла Эль-Ниньо – Ла-Нинья. Некоторые же события Эль-Ниньо (1979/80, 1994/95 и 2006/07) также начинались осенью, но длились менее полугода. Все эти отклонения от простой периодичности привели к возникновению понятия «весенний предел предсказуемости Эль-Ниньо» (Webster, and Yang, 1992).

Для количественного описания ENSO было предложено (Philander, 1985) несколько «индексов»: SOI – Southern Oscillation index, multivariate ENSO index (MEI) (Wolter and Timlin, 1993), Nino’s indices 1+2, 3, 4 и 3.4 (Rasmusson et al., 1982). Первые простые рассмотрения временных рядов этих индексов подтвердили, что Эль-Ниньо повторно появляются через 2-7 лет, чаще всего – через 3-6 лет (Trenberth, 1976). Последующие расчеты временных энергетических спектров индексов ENSO обнаружили многочисленные пики спектральной плотности, самые мощные из которых приходились на приблизительно трех- и четырехлетние периоды.

Цели данной работы:

– рассчитать положение пиков в энергетических спектрах междугодовых вариаций Эль-Ниньо – Южного колебания (ENSO), используя для этого обширные современные массивы данных ре-анализов, т.е. анализов гидрометеорологических полей, в которых для заполнения пробелов в наблюдениях были использованы модели климатической системы;

– сравнить положение пиков в спектрах ENSO с положением пиков в спектрах характеристик внетропической динамики климата, а именно, глобальных полей приповерхностной температуры и атмосферного давления на уровне моря;

– выдвинуть некоторые авторские гипотезы, объясняющие появление основных пиков, найденных во всех рассмотренных спектрах.

Исходные данные

Для анализа были выбраны глобальные среднемесячные поля давления на уровне моря (ДУМ) из следующих источников:

– Met Office Hadley Center HadSLP2 на сетке $5^\circ \times 5^\circ$ за период 1850-2014 гг. (Allan and Ansell, 2006);

– NOAA CIRES Twentieth Century Global Reanalysis Version 2c (20thC_RV2c) на сетке $2^\circ \times 2^\circ$ за период 1851-2011 гг. (Compo et al., 2011);

– европейского ре-анализа ECMWF ERA-20C на сетке $1^\circ \times 1^\circ$ за период 1900-2010 гг. (Stickler et al., 2014).

Глобальные среднемесячные поля температуры воздуха у поверхности (ТВП), приповерхностной температуры (ПТ) и ТПО были взяты из массивов:

– 20thC_RV2c, ERA-20C, Met Office Hadley Center HadCRUT.4.4 на сетке $5^\circ \times 5^\circ$ за период 1850-2014 гг. (Jones et al., 2012);

– Met Office Hadley Center HadISST на сетке $1^\circ \times 1^\circ$ за период 1870-2014 гг. (Stickler et al., 2014) и COBE SST2 Японского метеорологического агентства на сетке $1^\circ \times 1^\circ$ за период 1850-2014 (Hirahara et al., 2014).

Для сравнения с ре-анализами использованы результаты по ТВП и ДУМ эксперимента Historical за период 1860-2005 гг. совместной модели общей циркуляции океана и атмосферы GFDL-CM3 на сетке 90×144 , доступные к настоящему времени в рамках проекта CMIP5 (Taylor et al., 2012).

Также анализировались данные о высоте геопотенциала на основных изобарических поверхностях от 1000 до 10 гПа из уже упомянутых 20thC_RV2c и ERA-20C.

Для каждого из перечисленных массивов данных, за все доступные в них временные периоды, в каждом узле сетки рассчитывался средний годовой ход, который затем вычитался из исходных данных. По полученным таким образом полям аномалий рассчитывались два индекса.

Первый - температурный индекс Эль-Ниньо, названный Расширенным океаническим индексом Эль-Ниньо (EONI). Он представляет собой среднюю аномалию ТВП (или приповерхностной температуры - ПТ, или температуры поверхности океана - ТПО, в зависимости от массива данных) в области (5° с.ш. - 5° ю.ш., 170° - 80° з.д.), включающую в себя регион, примыкающий к Панамскому перешейку. По этому региону имеется много больше данных корабельных наблюдений, чем в учитываемых при оценке стандартного индекса Niño3.4 центральных областях тихоокеанской приэкваториальной полосы.

Второй - атмосферный индекс Южного колебания, называемый Экваториальным индексом Южного колебания (ESOI) (equatorial SOI, как в работе (Climate Diagnostic Bulletin, 1989-2016)). Он определялся по разности средних аномалий ДУМ между областями (5° с.ш. - 5° ю.ш., 90° - 140° в.д.) и (5° с.ш. - 5° ю.ш., 130° - 80° з.д.). На наш взгляд, этот индекс репрезентативнее стандартного SOI (разность ДУМ между г. Дарвин (Австралия) и о. Таити), поскольку охватывает более обширные территории у экватора.

Методы расчета спектров

Анализ энергетических спектров является одним из наиболее часто используемых средств исследования временных рядов в естествознании. В науках об атмосфере и океане такой анализ начали производить еще в середине XX века. Как пионерскую можно упомянуть работу (Kutzbach and Bryson, 1974), в которой спектр температуры воздуха был оценен по данным прямых и косвенных метеорологических наблюдений в очень широком диапазоне временных масштабов: от суток до миллиона лет. Среди отечественных исследователей большое внимание расчетам спектров уделял А.С. Монин (Колесникова, Монин, 1965; Монин, 1969). Позднее расчеты метеорологических энергетических спектров производились неоднократно. Как наиболее недавние, можно упомянуть расчеты в (Fraedrich et al., 2009; Huybers and Curry, 2006; Nicholls, 2001; Pelletier, 1998).

В самых первых работах расчет метеорологических спектров производился с помощью преобразования Фурье рассматриваемого временного ряда с последующим вычислением амплитуд его Фурье-гармоник. Такой спектр обычно называется периодограммой. Чтобы ускорить вычисления при этом стали использовать алгоритмы быстрого преобразования Фурье (БПФ). Позднее стали использовать методы, в которых предварительно оценивалась временная корреляционная функция рассматриваемого ряда (метод Блекмана-Тьюки) или вводились некоторые априорные предположения об оцениваемом спектре (метод максимальной энтропии и многооконный метод). Целью этих усовершенствованных методов было повысить достоверность получаемых оценок спектров. Это достигалось ценой некоторой потери разрешения получаемых оценок спектров по частоте по сравнению с периодограммами. Совсем недавно стали оценивать спектры с помощью вейвлетов. Это позволяет проследить за медленной эволюцией распределения спектральных плотностей по оси частот. Однако само это распределение при этом сильно заглаживается.

Климатическая система имеет континуум вариаций состояния, так что временные метеорологические спектры переменных, ее характеризующих, должны быть непрерывными. В принципе, такие спектры надо бы получать, представляя временные ряды, характеризующие состояние климатической системы, в виде интеграла Фурье. Однако, на практике любой метеорологический временной ряд имеет конечную длину и конечное временное разрешение. Такой ряд не может быть представлен интегралом Фурье, а только конечным рядом Фурье, коэффициенты которого определены для периодов, кратных общей длине рассматриваемого ряда.

В результате, если амплитуда какой-то Фурье-гармоники, период которой не кратен общей длине ряда, существенно отличается от амплитуд близких гармоник, то эта особенность реально непрерывного метеорологического спектра теряется при его оценке. Чтобы этого избежать, в настоящей работе был применен многократный расчет периодограмм по рядам, которые получались после последовательного укорачивания исходного ряда. Затем все такие

периодограммы складывались. Этот прием «максимального разрешения» позволяет улучшить обнаружение особенностей спектральной плотности на периодах, не кратных общей первоначальной длине ряда.

В настоящей работе временные энергетические спектры EONI и ESOI оценивались методом БПФ, а также методом косинус - преобразования Фурье автокорреляционных функций, вычисленных по последовательно укорачиваемому исходному ряду с применением фильтра Тьюки (Дженкинс, Ваттс, 1971). Чтобы обеспечить «максимальное разрешение», рассчитывалась целая группа спектров по рядам, выбранным в «окнах» исходного ряда, чья ширина варьировалась от полной до одной трети исходной длины ряда. При этом «окно» скользило по всей длине исходного ряда. Все полученные спектры упорядочивались по периодам и усреднялись скользящим средним. Эта процедура не увеличивает эффективное число степеней свободы, но позволяет получить спектр с «максимальным разрешением» и более точно оценить периоды его основных пиков. Насколько знают авторы настоящей статьи, прием «максимального разрешения» не был описан в литературе, хотя разделение исходного анализируемого ряда на несколько частей с последующим осреднением полученных по этим частям оценок спектров использовалось многими исследователями.

Для целей настоящей работы было интересно оценить спектры так называемых отображений значений рассматриваемых метеорологических характеристик («индексов») на годовом периоде (показаны на рис. 2 красными линиями). Для этого из исследуемого ряда выбиралась последовательность какого-то одного месяца, например, последовательность одних январей, одних февралей и т. д. Для каждой последовательности рассчитывался свой спектр с помощью вышеописанной техники «максимального разрешения». Затем все двенадцать спектров усреднялись вышеописанным образом. Такой расчёт спектров позволил уменьшить влияние годового хода на оценку статистической значимости пиков спектральной плотности, ибо спектры отображений являются менее «красными», чем спектры обычных непрерывных рядов. При расчете спектров с «максимальным разрешением» на годовом периоде существенно сокращается время вычислений по сравнению с расчетом спектров с «максимальным разрешением» для всех месяцев подряд. Обратим внимание, что диапазон рассматриваемых периодов у спектров отображений на годовом периоде ограничен снизу двумя годами. Этого достаточно, например, для исследования динамики Эль-Ниньо на характерных для него периодах от 2 до примерно 7 лет.

Спектры с «максимальным разрешением» аномалий глобальных метеорологических полей рассчитывались путем осреднения таких спектров, оцененных для каждого узла регулярной сетки, покрывающей почти всю Землю. При этом ряды аномалий предварительно нормировались в каждом узле сетки на среднее квадратичное отклонение ряда для этого узла. Затем для нормированных рядов в каждом узле по описанной выше методике рассчитывались спектры отображений на годовом периоде.

Полученные результаты

Анализируемые спектры, судя по их оценкам, оказались для всех рассмотренных массивов данных довольно сходными в отношении положения и мощности пиков (за исключением результатов модели GFDL-CM3). Из-за ограничения по объему этой статьи, эти спектры иллюстрируются ниже только для ре-анализа 20thC_RV2c, причем приводятся только результаты, полученные методом БПФ. Спектры, оцененные с помощью предварительного расчета автокорреляционной функции, демонстрируют пики практически на тех же самых периодах.

На рис. 1 показаны спектры EONI и ESOI для диапазона временных масштабов от 0.2 до 90 лет, рассчитанные по данным за 1920-2011 годы, для которых точность ре-анализов наиболее высока и сравнительно мало меняется год от года. Очень мощные пики годового периода и их супергармоники отсутствуют в обоих этих спектрах, поскольку из рассматриваемых временных рядов метеорологических характеристик («индексов») был удален сезонный ход. Это позволяет более четко представить детали в интересующем нас диапазоне масштабов от 2 до примерно 10 лет.

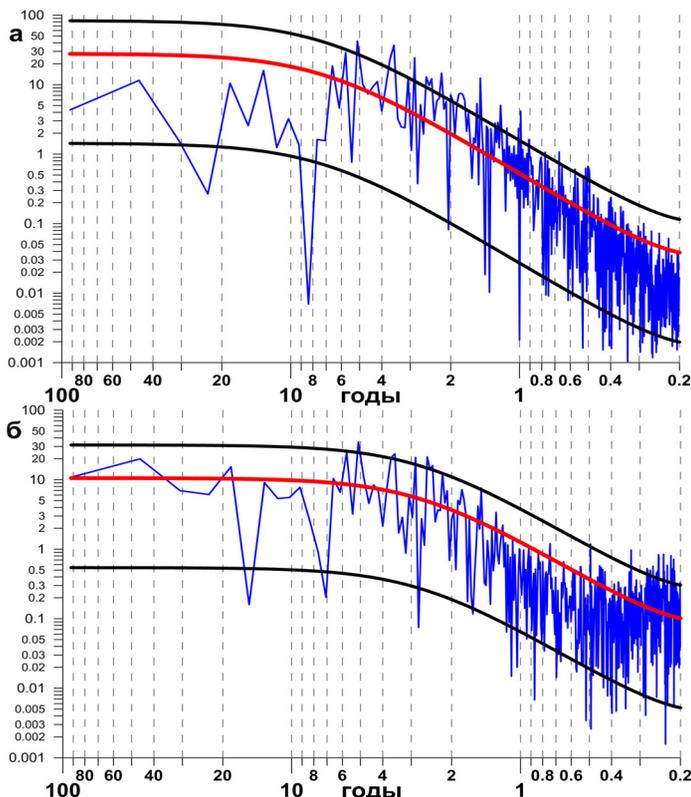


Рисунок 1. Оценки временных энергетических спектров Расширенного океанического индекса Эль-Ниньо – EONI (а) и Экваториального индекса Южного колебания – ESOI (б) по данным ре-анализа «20-й век» - NOAA-CIRES 20CRv2c за 1920-2011 годы

Красные линии, наложенные на спектры, являются аппроксимациями этих спектров спектрами «красного шума», а черные линии указывают 95 % и 5 %-квантили этих аппроксимаций.

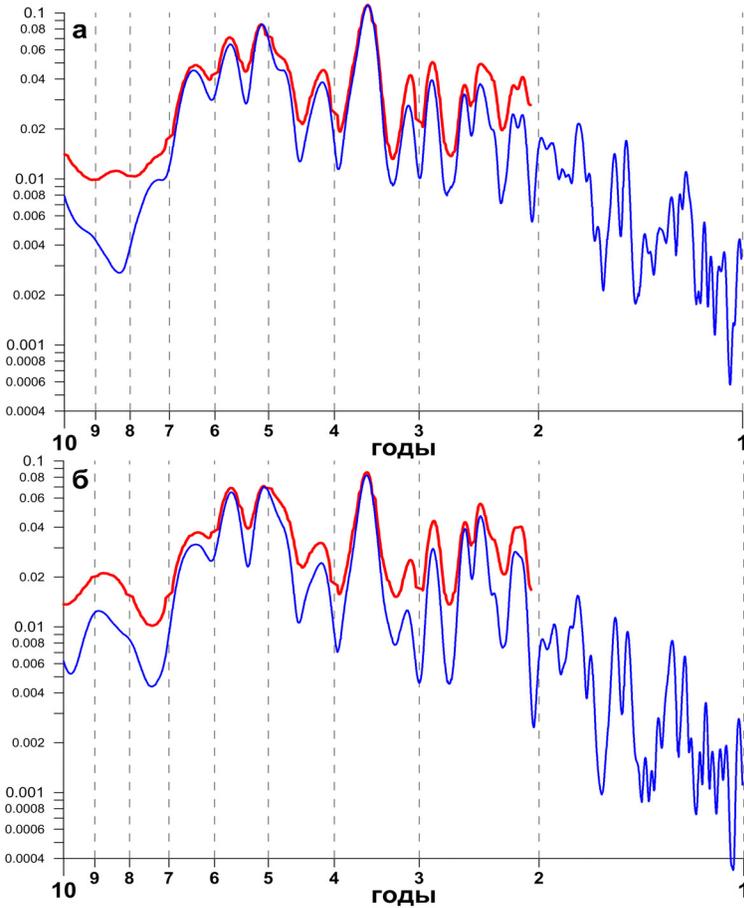


Рисунок 2. Оценки спектров EONI (а) и ESOI (б), выполненные по рядам среднемесячных значений отдельных месяцев года с последующим осреднением по всем месяцам (красные линии)

Оценки, выполненные для рядов, состоящих из среднемесячных значений всех месяцев, идущих друг за другом, показаны синими линиями. Исходные ряды охватывают временной интервал с 1920 по 2011 год.

Были рассчитаны также спектры с «максимальным разрешением» для значений рассматриваемых индексов последовательно по всем месяцам (рис. 2, синие линии) и отображений на годовом периоде (рис. 2, красные линии). Использован тот же временной интервал 1920-2011 гг., что и в расчете спектров на рис. 1. Полученные спектры имеют аналогичные пики.

Важно отметить, что аналогичные пики найдены в спектрах глобальных полей ТВП, ПТ и ТПО, а также ДУМ и высоты геопотенциала поверхности 500 гПа, оцененных для самых различных массивов данных (рис. 3).

Обнаруженные сходные пики в энергетических спектрах временных рядов различных переменных, характеризующих состояние климатической системы, говорит в пользу существования общего процесса, влияющего на изменчивость этих переменных.

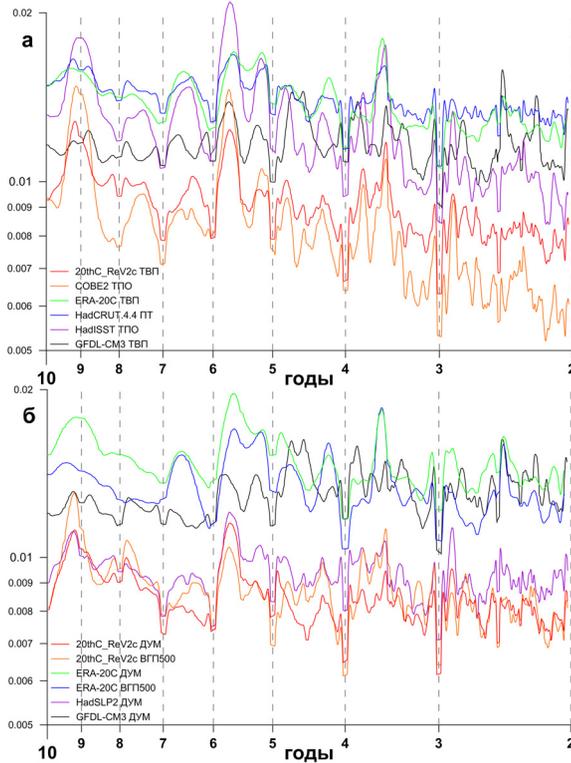


Рисунок 3. Оценки для различных массивов спектров глобальных полей: ТВП, ПТ и ТПО (а); ДУМ и высоты геопотенциала на изобарической поверхности 500 гПа (ВГП500) (б)

Обсуждение результатов

Красные линии, проведенные на рис. 1 поверх обоих спектров, соответствуют спектрам «красных шумов» (Gilman et al., 1963), определенных по значениям автокорреляций рассматриваемых индексов при временном сдвиге в один месяц.

Во всем диапазоне внутригодовых масштабов времени спектральная плотность EONI, в среднем, растет с увеличением периода быстрее, чем у «красного шума». Но у спектра ESOI она ведет себя совсем иначе: сначала она уменьшается с ростом периода от 0.2 до примерно 0.4 года, а затем, как и у спектра EONI, растет быстрее, чем у «красного шума». В диапазоне междугодовых масштабов спектральная плотность, наоборот, растет в обоих случаях медленнее, чем у «красного шума», а в масштабах десятилетий она совсем не растет (у спектра ESOI) или даже уменьшается (у спектра EONI). Все это означает, что модель «красного шума» мало подходит для рассматриваемых индексов.

Тем не менее, на рис. 1 над вышеупомянутыми красными линиями показаны черные линии, которые соответствуют 95 %-квантилям обоих «красных шумов», распределения вероятностей которых описываются, как известно,

χ^2 -распределением с $N/2$ степенями свободы, где N – длина ряда (Дженкинс, Ваттс, 1971). Видно, что у обоих спектров в диапазоне междугодовых масштабов шесть пиков превышают уровень 95 %-й квантили. Это почти точно совпадает с числом значимых пиков в ранее опубликованных спектрах индексов ENSO (см., например, (Torrence and Compo, 1997)). Заметим, что периоды значимых пиков примерно одинаковы у обоих спектров.

На рис. 2 видно, что в диапазоне от 2 до примерно 7 лет спектральная плотность, в среднем, почти не меняется. Значит, проверяя нулевую гипотезу о шумовой природе пиков в спектрах, надо выбирать не «красный», а «белый» шум. Этот шум характеризуется горизонтальной линией, которую можно провести на рис. 2 через ординату несколько менее 0.03. Соответственно, горизонтальной является 95 %-квантиль этого «белого» шума. При этом десять (у спектра EONI) и девять (у спектра ESOI) пиков спектральной плотности превышают уровень этой квантили, что позволяет считать их реальными с формальной статистической точки зрения.

Более важно, что эта статистическая значимость подтверждается тем, что аналогичные пики найдены в спектрах глобальных полей ТВП, ПТ и ТПО, а также ДУМ и высоты геопотенциала поверхности 500 гПа, оцененных для самых различных массивов данных (рис. 3).

Попытаемся теперь сформулировать гипотезу о происхождении представленных выше пиков в энергетических спектрах временных рядов.

Спектр нелинейной динамической системы, находящейся в состоянии детерминированного хаоса, является сплошным и непрерывным, если внешние воздействия на эту систему постоянны (такие системы называются автономными). Если же на систему воздействует периодическая внешняя сила, то даже в состоянии хаоса в спектре системы видны пики (или изломы, как предположено в (Ghil and Allen, 2002)) на суб-, супер- и/или комбинационных гармониках внешней силы. Такое поведение было фактически найдено в работах по численному моделированию процессов ENSO (Wang et al., 1999), когда в качестве единственной периодической внешней силы принимался годовой ход притока тепла к климатической системе.

Однако полученные в данной работе оценки климатических спектров противоречат представлению о полностью определяющей роли годового хода притока тепла к климатической системе. В полученных спектрах многие пики приходятся на периоды, явно отличающиеся от субгармоник годового периода (см. рис. 1, 2 и 3). Некоторое сомнение в этом имеется только для пика, расположенного вблизи пятилетнего периода. Конкретно, для спектра EONI, показанного на рис. 2, периоды найденных пиков составляют 2.1, 2.4, 2.5, 2.8, 3.1, 3.6, 4.2, 5.1, 5.6 и 6.2 года.

Для объяснения обнаруженных в данной работе пиков можно попытаться использовать еще одно представление из теории динамических систем, относящееся к системам, возбуждаемым сразу несколькими внешними силами с несоизмеримыми периодами. В этом случае вместо хаоса могут возникать выглядящие очень сложными, но фактически вну-

тренне согласованные многомасштабные колебания, которые получили название странного нехаотического аттрактора (СНА). Спектр СНА является дискретным счетным множеством периодов. Пики появляются на периодах, являющихся суб-, супер- и/или комбинационными гармониками, соответствующими внешним периодичностям. Иногда эти пики удается увидеть в оценках спектров, полученных по очень зашумленным исходным данным (Котляков, Сонечкин, 2015). Этот вопрос в математической теории динамических систем все еще находится на стадии теоретической разработки.

Назовем возможных «кандидатов» для объяснения обнаруженных в данной статье периодичностей. Среди предлагавшихся кандидатур (см., например, работу (Kim and Ostlund, 1985)) упомянем пару (1.00; 1.19...), которая хорошо соответствует паре годового периода и так называемого Чандлеровского колебания полюсов Земли (период около 435 дней, т.е. примерно 1.19 года). Колебания в климатической системе Земли с периодами 2.4 и 3.6 года, которые обсуждались выше в данной статье, можно считать субгармониками 1:2 и 1:3 Чандлеровского колебания.

Пики на периодах 5.6 и 2.8 года можно истолковать как супергармоники 1:2 и 1:4 известного примерно 11-летнего цикла числа пятен на Солнце. Период 2.1 можно считать комбинационной гармоникой Чандлеровского колебания и супергармоники 1:4 цикла солнечных пятен, а период 4.2 года его удвоением.

В отношении пика на периоде 5.1 года у нас пока нет никаких гипотез. Нет их и для возможной супергармоники 1:2 этого периода (около 2.5 года).

Что касается пика на периоде 6.2 года, то напрашивается предположение, что это – супергармоника 1:3 Лунно-Солнечной нутации полюсов Земли в 18.6 года (Sidorenkov, 2009). Заметим, что в спектрах, показанных на рис. 1, можно предположить существование пиков спектральной плотности вблизи самого главного периода этой нутации (18.6 года) и его супер-гармоники 1:2 (9.3 года), хотя спектральное разрешение спектров на рис. 1 для такого заключения явно недостаточно, из-за длительности использованных рядов всего в 90 лет.

Заключение

Используя ставшие недавно доступными ре-анализы метеорологических наблюдений за последние примерно 160 лет в данной работе проанализированы энергетические спектры временных рядов индексов Эль-Ниньо – Южного колебания (ENSO), а также глобальных полей давления на уровне моря и температуры в приповерхностном слое. В этих спектрах обнаружены сходные пики с несколькими преобладающими периодами в диапазоне от двух до семи лет. Высказаны авторские гипотезы о происхождении этих пиков.

Исследование выполнено частично при финансовой поддержке по гранту Российского научного фонда (проект №14-50-00095).

Список литературы

Дженкинс Г., Ваттс Д. 1971. Спектральный анализ и его приложения. – М., Мир, 448 с.

Колесникова В.Н., Монин А.С. 1965. О спектрах колебаний метеорологических полей. – Известия АН СССР, т. 1, № 7, с. 653-669.

Котляков В.М., Сонечкин Д.М. 2015. Современное прочтение истории ледниковых циклов плейстоцена. – Лёд и Снег, т. 55, № 2, с. 103-122.

Монин А.С. 1969. Прогноз погоды как задача физики. - М., Наука, 184 с.

Allan R. J., Ansell T. J. 2006. A new globally-complete monthly historical gridded mean sea level pressure data set (HadSLP2): 1850-2004. – J. Climate, vol. 19, pp. 5816-5846.

Climate Diagnostic Bulletin. – Wash. (D.C.), 1989-2016.

Compo, G. P., Whitaker J. S., Sardeshmukh P. D. et al. 2011. The Twentieth Century Reanalysis Project. – Quarterly J. Roy. Meteorol. Soc., vol. 137, pp. 1-28.

Fraedrich K., Blender R., Zhu X. 2009. Continuum climate variability: long-term memory, scaling, and 1/f-noise. – Intern. J. Modern Phys. B. vol. 23, pp. 5403-5416.

Ghil M., Allen R.M., Dettinger M.D. et al. 2002. Advanced spectral methods for climate time series. – Rev. Geophys., vol. 40, No. 1, pp. 3.1-3.14.

Gilman D.L., Fuglister F.J., Mitchell J.M. 1963. On the power spectrum of “red noise”. - J. Atmos. Sci., vol. 20, pp. 182-184.

Hirahara S., Ishii M., Fukuda Y. 2014. Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. – J. of Climate, vol. 27, pp. 57-75.

Huybers P., Curry W. 2006. Links between annual, Milankovitch and continuum temperature variability. – Nature, vol. 441, pp. 329-332.

Jones P. D., Lister D. H., Osborn T. J. 2012. Hemispheric and large-scale land surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2010. – J. Geophys. Res., vol. 117, D05127.

Kim S.-H., Ostlund S. 1985. Renormalization of mappings of the two-torus. – Physical Review Letters, vol. 55, No. 11, pp. 1165-1168.

Kutzbach J.E., Bryson R.A. 1974. A variance spectrum of Holocene climatic fluctuations in the North Atlantic sector. – J. Atmos. Sci., vol. 31, No. 8, pp. 1958-1963.

McPhaden, M.J., S.E. Zebiak, and M.H. Glantz. 2006. ENSO as an integrating concept in Earth Science. – Science vol. 314, pp. 1740-1745.

Neelin, J. D. and M. Latif. 1998. El Nino dynamics. – Physics Today, vol. 32, No. 6.

Nicholls N. 2001. The insignificance of significance testing. – Bull. Amer. Meteorol. Soc., vol. 82, pp. 981-986.

Pelletier J.D. 1998. The power spectral density of atmospheric temperature from scales of 10^{-2} to 10^6 yr. – Earth Planet. Sci. Lett., vol. 158, pp. 157-164.

Philander S.G.H. 1985. El Nino Southern Oscillation. – Nature, vol. 302, pp. 295-301.

Rasmusson, Eugene M., Thomas H. Carpenter. 1982. Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. – Mon. Wea. Rev., vol. 110, pp. 354-384.

Rayner N. A., Parker D. E., Horton E. B. et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. – *J. Geophys. Res.*, vol. 108(D14), pp. 4407.

Sidorenkov N.S. 2009. The interaction between Earth's rotation and geophysical processes. – Wiley-VCH, 317 p.

Stickler A., Bmnmann S., Valente M.A. et al. 2014. ERA-CLIM: Historical Surface and Upper-Air Data for Future Reanalyses. – *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 95, No. 9, pp. 1419-1430.

Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. 2012. Overview of CMIP5 and the experiment design. – *Bull. Am. Meteor. Soc.*, vol. 93, pp. 485-498.

Torrence C., Compo G.P. 1997. A practical guide to wavelet analysis. – *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 79, No. 1, pp. 61-78.

Trenberth K. 1976. Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation. – *Quat. J. Roy. Meteorol. Soc.*, vol. 102, No. 433, pp. 639-653.

Wang C. Z., Weisberg R. H., Virmani J. I. 1999. Western Pacific interannual variability associated with the El Nino- Southern Oscillation. – *J. Geoph. Res.*, vol. 104, pp. 5131-5149.

Webster, P. J., and S. Yang, 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive system. – *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 118, pp. 877-926.

Wolter, K., and M.S. Timlin. 1993. Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, OK, NOAA/NMC/CAC, NSSL. – Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma, pp. 52-57.

Статья поступила в редакцию: 28.06.2016

После переработки: 15.02.2017