МОДИФИКАЦИЯ ДВУХ ТИПОВ ЭЛЬ-НИНЬО И ЛА-НИНЬЯ В КЛИМАТАХ ПРОШЛОГО ПО ДАННЫМ РАСЧЕТОВ МОДЕЛЕЙ ССЅМ4 И CNRM-CM5

Т.А. Матвеева, Д.Ю. Гущина, А.И. Нарижная

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Кафедра метеорологии и климатологии, Россия, 119991, Москва, Ленинские Горы, ГСП-1; matania.777@gmail.com

Резюме. Проведено исследование изменения пространственно-временных характеристик двух типов Эль-Ниньо (восточно-тихоокеанского и центрально-тихоокеанского) и Ла-Нинья в период оптимума голоцена (теплая эпоха) и последнего максимума оледенения (холодная эпоха). Сравнение проводилось с современным климатом. Использовались результаты расчетов с помощью моделей CCSM4 и CNRM-CM5 проектов PMIP3 и CMIP5. Эти модели способны реалистично воспроизводить два типа Эль-Ниньо в настоящем климате и основные особенности рассматриваемых климатов прошлого. Показано, что в период оптимума голоцена и последнего максимума оледенения, как и в настоящем климате, отмечались два типа Эль-Ниньо. Амплитуды двух типов Эль-Ниньо и Ла-Нинья в палеоклиматах были меньше характерных для современного климата. Это ослабление заметнее выражено в холодную эпоху, при этом локализация максимумов аномалий оставалась без существенных изменений. Показано, что в период оптимума голоцена отмечалось некоторое уменьшение частоты возникновения экстремальных восточно-тихоокеанских Эль-Ниньо, а повторяемость центрально-тихоокеанских Эль-Ниньо в этот период не претерпевала значительных изменений. Проведено исследование изменений пространственной структуры аномалий океанологических и метеорологических параметров (температуры поверхности океана, осадков, скорости ветра в нижней и верхней тропосфере, вертикальных движений в средней тропосфере) в палеоклиматах.

Ключевые слова. Эль-Ниньо, Ла-Нинья, палеоклиматы, климатические модели, PMIP3, CMIP5.

MODIFICATION OF EL NIÑO AND LA NIÑA OF TWO TYPES IN PALEOCLIMATES IN CCSM4 AND CNRM-CM5 MODEL OUTPUTS

T.A. Matveeva, D.Yu. Gushchina, A.I. Narizhnaya

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Meteorology & Climatology, GSP-1, Leninskiye Gory, 119991, Moscow, Russia; *matania*.777@gmail.com

Summary. The spatial and temporal characteristics of two types of El Niño (Eastern Pacific and Central Pacific) and La Niña during the Holocene optimum

(warm epoch) and the last glacial maximum (cold epoch) are studied and compared to the modern climate conditions. The outputs of CCSM4 µ CNRM-CM5 models obtained in the PMIP3 and CMIP5 project are used. These models was demonstrated to simulate realistically two types of El-Niño under present-day climate, as well as main features in the analyzed past climates. It is shown that during the Holocene optimum and the last glacial maximum two abovementioned types of El Niño were observed as under present-day climate. The amplitude of both types of El Niño and La Niña in paleoclimates is less than that typically observed under present conditions. The weakening is more pronounced in the cold epoch, while localization of the anomaly maxima remained basically unchanged. The slight decrease in the frequency of occurrence of extreme Eastern Pacific El Niño is observed during the Holocene optimum, while the occurrence of Central Pacific El Niño does not show substantial changes. Changes in the spatial structure of the anomalies of oceanological and meteorological parameters (sea surface temperature, precipitation, low and upper troposphere wind, vertical velocity in the middle troposphere) in the paleoclimates are documented.

Keywords. El Niño, La Niña, paleoclimates, climate models, PMIP3, CMIP5.

Введение

Явление Эль-Ниньо-Южное колебание (ЭНЮК) – ведущая мода естественной межгодовой изменчивости глобального климата (Philander, 1990; Neelin et al., 1998; Петросянц и др., 2005). Оно проявляется в крупномасштабной перестройке всей системы тропический океан-атмосфера и определяет аномалии погоды и климата во многих районах мира. Климат планеты непрерывно изменяется, что сказывается на состоянии системы тропический океанатмосфера, соответственно, претерпевают изменения и характеристики ЭНЮК. Значительные изменения среднего состояния климатической системы происходили на больших временных масштабах в прошлом. По оценкам некоторых исследователей (например, (Tudhope et al., 2001)) высказывается предположение, что ЭНЮК существует в течение последних 130 тыс. лет. За столь большой временной период среднее состояние системы тропический Тихий океан-атмосфера, играющее важную роль в модификации явления Эль-Ниньо, многократно менялось.

Среди ярких событий в палеоклиматах последних десятков тысяч лет можно выделить климатический оптимум голоцена (midHolocene – MH) и последний максимум оледенения (Last Glacial Maximum – LGM). Несмотря на то, что в целом период климатического оптимума голоцена (5-7 тыс. лет назад) считается тёплой эпохой, низкие широты характеризуются небольшим похолоданием. Температура поверхности тропического Тихого океана в этот период была ниже на 0.3-0.5°C (Kitoh and Murakami, 2002; Zheng et al., 2007) по сравнению с настоящим климатом. Климатический оптимум голоцена характеризуется изменением орбитальных параметров и, соответственно, изменением инсоляции – в этот период Северное полушарие получает в летний сезон бо́льшее количество радиации по сравнению с настоящим време-

нем. Это ведёт к увеличению градиента температуры и атмосферного давления между тропическим океаном и сушей, что способствует усилению системы азиатского муссона. Интенсивная глубокая конвекция в районах летних муссонов усиливает циркуляцию в ячейке Уокера благодаря взаимосвязи между муссонной циркуляцией, циркуляцией Уокера и циркуляцией Хэдли над Индийским океаном (Goswami et al., 1999). Усиление ячейки Уокера ведёт к усилению пассатов, что благоприятствует усилению восточной компоненты ветра в экваториальной области над центральными районами Тихого океана, что приводит к интенсификации экваториального апвеллинга. Этот процесс препятствует заглублению термоклина, играющему ключевую роль в развитии явления Эль-Ниньо (Brown et al., 2008). Высказываются также гипотезы об уменьшении в период оптимума голоцена температурной стратификации в поверхностном слое, что могло привести к ослаблению так называемой «обратной связи через апвеллинг» (заглубление термоклина приводит в условиях Эль-Ниньо к подъему аномально теплых вод, что способствует повышению ТПО). Ослабление этого механизма может способствовать уменьшению амплитуды Эль-Ниньо и его повторяемости (Karamperidou et al., 2015). Также изменение характеристик Эль-Ниньо в голоцене могло происходить вследствие изменения сезонного цикла в тропиках Тихого океана (Timmermann et al., 2007). В некоторых исследованиях высказывается также предположение о влиянии внетропических процессов на изменение ЭНЮК в период оптимума голоцена (Chiang et al., 2009).

Значительное снижение амплитуды Эль-Ниньо в период климатического оптимума голоцена, а также уменьшение повторяемости явления отмечают многие исследователи - как по палеоклиматическим данным (Conroy et al., 2008), так и по данным глобальных климатических моделей проектов Paleoclimate Modelling Intercomparison Program 2, 3 (PMIP2, PMIP3) (Masson-Delmotte et al., 2013).

В недавних исследованиях обнаружено, что в то время как в палеоклиматических данных в восточной части Тихого океана прослеживается ослабление ЭНЮК в оптимуме голоцена вплоть до полного исчезновения явления (Koutavas and Joanides, 2012), ставшие недавно доступными данные ископаемых кораллов из центральной части Тихого океана показывают, что амплитуда ЭНЮК в оптимуме голоцена была сравнима с интенсивностью явления в последнее тысячелетие (Cobb et al., 2013). Это не согласуется с исследованиями по озёрным и океаническим отложениям в восточной части Тихого океана, которые свидетельствуют о значительном сокращении изменчивости ЭНЮК в оптимуме голоцена по сравнению с другими периодами голоцена. Палео-данные могут отражать различный отклик пространственной структуры аномалий ТПО при Эль-Ниньо, соответствующей двум типам явления, на изменения, обусловленные изменением орбитальных параметров в сезонном цикле. Таким образом, в течение оптимума голоцена события восточнотихоокеанского (ВТ) Эль-Ниньо по сравнению с настоящим климатом имели меньшую амплитуду и меньшую частоту (Karamperidou et al., 2015), в то время как интенсивность и частота явлений центрально-тихоокеанского (ЦТ)

Эль-Ниньо существенно не отличалась от современного климата. О преобладании ЦТ Эль-Ниньо по сравнению ВТ Эль-Ниньо в период 6.7 - 7.5 тыс. лет назад говорят и исследования раковин моллюсков из Перу и кораллов из центральной части Тихого океана (Carré et al., 2014).

Отметим, что между результатами, полученными по данным моделирования и по данным палеоклиматических реконструкций для периода оптимума голоцена существуют значительные разногласия. Уменьшение амплитуды ЭНЮК в моделях оказывается сильнее по сравнению с некоторыми палеоклиматическими данными (Masson-Delmotte et al., 2013). Однако ряд проблем с использованием палеоклиматических данных – наличие шума, короткий ряд доступных палео-данных, разное временное разрешение – создаёт значительную неопределенность в оценках предполагаемых изменений и осложняет сравнение между модельными и палеоклиматическими данными (Cobb et al., 2013). В настоящее время не представляется возможным говорить о главном факторе изменения ЭНЮК в течение оптимума голоцена – принадлежит ли основная роль внутренней изменчивости ЭНЮК на декадном и столетнем масштабах или же внешним орбитальным воздействиям в течение исследуемого периода голоцена (Wolff et al., 2011; Cobb et al., 2013).

Сравнительно мало исследований посвящено изменению Эль-Ниньо в период последнего максимума оледенения (около 19-25 тыс. лет назад). В эту эпоху на фоне общего уменьшения ТПО, которое в меньшей степени проявилось в тропиках, отрицательные аномалии ТПО (АТПО) в экваториальной зоне Тихого океана составляли по разным оценкам -2...-5°С (Zheng et al., 2007). Общее похолодание было связано со значительным снижением концентрации парниковых газов (Liu et al., 2000). Этот период характеризуется максимальным объёмом ледникового покрова за последнюю ледниковую эпоху, снижением уровня океана и значительными изменениями топографии по сравнению с настоящим климатом. В отличие от оценок изменения Эль-Ниньо в период климатического оптимума голоцена, исследователи не пришли к единому мнению о характере изменения Эль-Ниньо в холодную эпоху последнего максимума оледенения. В то время как некоторые исследователи (например, (Lea et al., 2000)) говорят о более сильном похолодании на востоке тропического Тихого океана по сравнению с центральной и западной его частями, в других работах предполагается, что среднее состояние системы тропический Тихий океан-атмосфера было близко к состоянию Эль-Ниньо (Koutavas et al., 2002). Модельные эксперименты также демонстрируют различные результаты изменения активности ЭНЮК (Otto-Bliesner et al., 2003; Zheng et al., 2007).

Целью настоящей работы является исследование изменения пространственно-временных характеристик ЭНЮК в палеоклиматах по сравнению с настоящим климатом. Поскольку в научном сообществе работ, посвященных двум типам Эль-Ниньо, а также изменениям Ла-Нинья в палеоклиматах, представлено крайне мало, в настоящей работе этим вопросам уделено особое внимание, подробно исследовано изменение в климатах прошлого таких характеристик двух типов Эль-Ниньо и Ла-Нинья, как амплитуда, повторяемость, частота возникновения экстремальных явлений. Также проведен анализ модификации полей аномалий метеорологических характеристик, которые отмечаются при двух типах Эль-Ниньо и Ла-Нинья, в атмосфере и океане. Исследования проводятся на основе данных двух климатических моделей, CNRM-CM5 и CCSM4, которые способны реалистично воспроизводить два типа Эль-Ниньо и особенности палеоклиматов.

В разделе Данные и методика приводятся сведения об используемых климатических сценариях, климатических моделях и методике выделения двух типов Эль-Ниньо и Ла-Нинья. В Результатах освещены основные результаты, полученные в настоящей работе согласно заявленной цели. В Дискуссии обобщаются основные результаты, а также приводится обсуждение возможных механизмов изменения ЭНЮК в палеоклиматах.

Данные и методика

Климатические эксперименты

Изучение изменений характеристик двух типов Эль-Ниньо в будущем климате проводится на основе данных климатических моделей. В исследовании использованы результаты климатического моделирования по данным моделей, входящих в проект CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) (Taylor et al., 2012). Был рассмотрен эксперимент piControl (peaлизация r1ilp1) с постоянным содержанием парниковых газов на доиндустриальном уровне в течение всего эксперимента и отсутствием тренда, обусловленного влиянием внешних условий (Taylor et al., 2012). В качестве палеоклиматических экспериментов использованы совместные эксперименты проектов PMIP3 и CMIP5 (https://pmip3.lsce.ipsl.fr/): mid-Holocene (MH) и Last glacial maximum (LGM). Эксперимент mid-Holocene представляет собой эксперимент с условиями климатического оптимума голоцена (примерно 5-7 тыс. лет назад) и включает сооторбитальных ветствующие этому периоду изменения параметров И концентрацию парниковых газов. Концентрация СО₂ установлена на уровне 280 ppm (доиндустриальные значения), эксцентриситет равен 0.018682 (в piControl – 0.016724), наклон относительно оси вращения 24.105° (23.446° в piControl) - орбитальные условия заданы таким образом, чтобы отразить влияние изменений параметров земной орбиты на инсоляцию в период 6 тыс. назад. Содержание аэрозолей, солнечная постоянная, растительность, ледниковые щиты, береговая линия и топография в эксперименте mid-Holocene представлены в таком же виде, как и в эксперименте piControl.

Эксперимент LGM – максимум последнего оледенения, период с максимальным объёмом ледникового покрова в течение последней ледниковой эпохи (19-25 тыс. лет назад). Ключевыми особенностями этого эксперимента являются существенно бо́льшее распространение ледникового покрова и пониженная концентрация парниковых газов, серьёзные изменения по сравнению с контрольным экспериментом наблюдаются также в характере растительности и топографии. В экспериментах midHolocene и LGM используются те же версии моделей, что и в эксперименте piControl, согласно протоколу PMIP3.

Климатические модели

Исследование изменения характеристик Эль-Ниньо и Ла-Нинья проведено по данным моделей CCSM4 (Gent et al., 2011) и CNRM-CM5 (Voldoire et al., 2013). В статье (Матвеева и Гущина, 2017) приводится детальный анализ моделей, воспроизводящих два типа Эль-Ниньо и Ла-Нинья и их основные характеристики. Из 23-х моделей, входящих в проект СМІР5, были выбраны 6, но из них только модели CCSM4 и CNRM-CM5 имеют реализации в палеоклиматических экспериментах в проекте CMIP5/PMIP3. Эти модели хорошо воспроизводят сезонный цикл АТПО при Эль-Ниньо двух типов (Taschetto et al., 2014) и характеристики двух типов Эль-Ниньо (Xu et al., 2017). В (Deser et al., 2012) также отмечено, что CCSM4 способна разделять два типа Эль-Ниньо, реалистично воспроизводить их пространственно-временные характеристики. Кроме того, модели CCSM4 и CNRM-CM5 корректно воспроизводят особенности климатов в экспериментах МН и LGM (Braconnot et al., 2012), а модель CCSM4 показывает хорошее соответствие в оценке изменчивости двух типов Эль-Ниньо по прокси-данным в эксперименте mid-Holocene (Karamperidou et al., 2015).

В табл. 1 приводится только разрешение атмосферного блока моделей, поскольку океанический блок в большинстве моделей не имеет постоянного шага по сетке. Для удобства вычислений данные океанического блока (данные о ТПО) климатических моделей были проинтерполированы на равномерную сетку с шагом 1° по долготе и 1° по широте в пределах тропического Тихого океана.

Модель	Организация, страна	Разрешение модели атмосферы, °	
		широта	долгота
CCSM4	National Center for Atmospheric Research, CIIIA	0.9424°	1.25°
CNRM- CM5	Centre National de Recherches Météorologiques, Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique, Франция	1.4008°	1.40625°

Таблица 1. Модели проекта СМІР 5

В качестве данных наблюдений ТПО использован архив Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature (HadISST) (Rayner et al., 2003) за период 1870-2015 гг., шаг сетки 1° х 1°.

Выделение двух типов Эль-Ниньо и Ла-Нинья

Для идентификации событий Эль-Ниньо и разделения их на два типа в научном сообществе существует несколько подходов.

Согласно определению ВМО (http://www.wmo.int/), явление Эль-Ниньо идентифицируется, когда положительная среднемесячная АТПО в регионе Nino3.4 (5°S - 5°N, 170°W - 120°W) равна или превышает 0.5°C по данным

наблюдений последовательно в течение трех месяцев. Впоследствии это определение было изменено с учётом особенностей двух типов Эль-Ниньо (Larkin and Harrison, 2005) – для ВТ Эль-Ниньо определение ВМО было применено для региона Nino3 (5°S - 5°N, 150°W - 90°W), для ЦТ Эль-Ниньо – для региона Nino4 (5°S - 5°N, 160°E - 150°W). Соответственно, явление Ла-Нинья выделяется, если отрицательная среднемесячная АТПО в регионе Nino3 по модулю равна или превышает 0.5°C по данным наблюдений последовательно в течение трех месяцев холодного периода.

Использовать стандартные границы регионов Nino3 и Nino4 при анализе результатов моделей представляется не совсем корректным, т.к. регионы максимальной изменчивости TПО в моделях различаются и могут смещаться по долготе относительно реально наблюдаемых. Причем в исследуемых моделях зоны максимальной изменчивости АТПО, соответствующие ВТ и ЦТ Эль-Ниньо, смещаются на запад относительно данных наблюдений, эта особенность отмечена во многих работах (например, (Kug et al., 2010; Choi et al., 2011; Taschetto al., 2014)), поэтому необходима корректировка границ регионов Nino3 и Nino4, которая выполнена на основании пространственной структуры первых двух мод ЭОФ-разложения АТПО. Первой моде разложения (ЭОФ1) соответствует структура АТПО при ВТ Эль-Ниньо, с максимумом на востоке Тихого океана, второй моде (ЭОФ2) – структура АТПО при ЦТ Эль-Ниньо, с наибольшей изменчивостью ТПО в центре Тихого океана (Ashok et al., 2007).

Границы регионов Nino3 и Nino4 по широте для моделей одинаковы (5°S - 5°N), в табл. 2 приведены только границы по долготе.

Модель	Nino3	Nino4
CCSM4	174°в.д 90°з.д.	150°в.д 170°з.д.
CNRM-CM5	150° - 90°з.д.	158°в.д 158°з.д.

Таблица 2. Регионы Nino3 и Nino4 (долгота) для используемых климатических моделей

Изменчивость ТПО в моделях может отличаться от наблюдаемой, поэтому необходима корректировка порогового значения АТПО для выделения Эль-Ниньо и Ла-Ннья в зависимости от модели. Расчёт пороговых значений для моделей производился по формуле (1):

$$T_{crit} = \frac{0.5}{\left(\frac{CKO_1}{CKO_2}\right)},\tag{1}$$

где T_{crit} – пороговое значение по модели, СКО₁ – среднеквадратическое отклонение индексов Nino3 и Nino4 по архиву HadISST (0.87 и 0.62, соответственно), СКО₂ – среднеквадратическое отклонение индексов Nino3 и Nino4 по данным модели. С учётом особенностей данных моделирования в данном исследовании ВТ Эль-Ниньо выделялось следующим образом: если индекс Nino3 в течение трёх последовательных месяцев холодного периода превышает пороговое значение для этого индекса и сохраняется выше индекса Nino4 в эти месяцы, то событие относится к ВТ Эль-Ниньо. Событие относится к ЦТ Эль-Ниньо, если индекс Nino4 в течение трёх последовательных месяцев превышает пороговое значение для этого индекса и сохраняется выше индекса Nino3 в эти месяцы. Вышеописанный метод применен для проведения композиционного анализа аномалий характеристик при двух типах Эль-Ниньо и при Ла-Нинья.

Второй подход для выделения двух типов Эль-Ниньо используется для построения непрерывных рядов индексов ВТ и ЦТ Эль-Ниньо. Применен метод, предложенный в (Ashok et al., 2007; Kao and Yu, 2009), основанный на разложении месячных АТПО в пределах тропического Тихого океана (20°ю.ш. - 20°с.ш., 120°в.д. - 80°з.д.) по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ). В настоящем исследовании использованы индексы Эль-Ниньо, рассчитанные по методике (Takahashi et al., 2011), представляющие собой линейные комбинации главных компонент *PC1* и *PC2* при первых двух модах разложения по ЭОФ:

$$E = \frac{PC1 - PC2}{\sqrt{2}}, C = \frac{PC1 + PC2}{\sqrt{2}}.$$
 (2)

Результаты

Изменение среднего состояния системы океан-атмосфера в палеоклиматах могло оказывать влияние на пространственную локализацию и интенсивность явления Эль-Ниньо.

Для исследования этих изменений был использован метод, предложенный в (Karamperidou et al., 2015; Takahashi and Dewitte, 2016). Данная методика основана на построении многофакторной регрессии ТПО на индексы Эль-Ниньо - E и C (см. формулу 2) в тропической зоне Тихого океана. Результаты регрессионного анализа для моделей CCSM4 и CNRM-CM5 для экспериментов piControl, mid-Holocene и LGM представлены на рис. 1.

Стоит отметить, что два типа Эль-Ниньо выделяются во всех экспериментах для двух исследуемых моделей. Это согласуется с недавними исследованиями Эль-Ниньо в палеоклиматах, основанными на сравнении проксиданных и модельных результатов, в которых отмечается существование двух типов Эль-Ниньо в период оптимума голоцена (Carré et al., 2014; Karamperidou et al., 2015). Для эксперимента LGM работ, которые подтверждали или опровергали бы наличие двух типов Эль-Ниньо, в современном научном сообществе не представлено. В палеоэкспериментах можно отметить общую для двух моделей и двух экспериментов особенность – по сравнению с контрольным экспериментом интенсивность Эль-Ниньо ослабевает при неизменной локализации максимумов аномалий.



Рисунок 1. Коэффициенты линейной регрессии (°C) ТПО на индексы Е и С для моделей CCSM4 (левая колонка) и CNRM-CM5 (правая колонка) для экспериментов piControl (a-г), midHolocene (д-з) и LGM (и-м)

Происходящие в палеоклиматах изменения среднего состояния системы океан-атмосфера могут оказывать влияние на частоту возникновения Эль-Ниньо, в особенности экстремальных явлений (Zheng et al., 2007; Karamperidou et al., 2015). В настоящей работе для исследования изменения повторяемости экстремальных событий Эль-Ниньо двух типов был использован метод, предложенный в (Karamperidou et al., 2015). В результате ЭОФ-анализа среднемесячных аномалий ТПО рассчитаны ряды главных компонент при первых двух модах ЭОФ (РС1 и РС2, соответственно). Проведено осреднение рядов для периода с октября по апрель (период с наибольшей вероятностью кульминации Эль-Ниньо), их нормирование на среднеквадратическое отклонение (СКО), и по полученным рядам значений построены диаграммы рассеяния в пространстве PC1 - PC2 для моделей CCSM4 и CNRM-CM5 (рис. 2, 3). Для расчёта повторяемости двух типов Эль-Ниньо и Ла-Нинья рассчитаны двумерные функции плотности вероятности РС1 и РС2 с использованием метода «Kernel density estimation» - непараметрического метода оценки плотности вероятности случайных величин (Cao et al., 1994; Botev et al., 2010). События ВТ Эль-Ниньо (в первую очередь, сильные ВТ Эль-Ниньо) соответствуют максимальным положительным значениям плотности вероятности в пространстве PC1 и PC2 вдоль оси индекса E, в то время как ЦТ Эль-Ниньо и Ла-Нинья соответствуют положительным и отрицательным значениям вдоль оси индекса С, соответственно. Для оценки изменения частоты возникновения двух типов Эль-Ниньо построены разности между двумерными плотностями вероятности PC1 и PC2 между экспериментами (piControl «минус» midHolocene, piControl «минус» Last Glacial Maximum). Предварительно для вычисления разностей поля плотности вероятности были проинтерполированы на единую сетку для всех экспериментов.



Рисунок 2. Диаграммы рассеяния и двумерная функция плотности вероятности (kernel density estimation) двух первых главных компонент (месячные значения за период октябрь-апрель) для экспериментов piControl (a), midHolocene (б) и LGM (в) и их разность (г, д) по модели CCSM4 Диагональные линии представляют собой оси Е и С индексов. Красные (синие) изолинии показывают положительные (отрицательные) разности значений функции плотности вероятности вероятности, изолинии проведены через 0.005

В первую очередь, можно отметить, что модели воспроизводят нелинейные связи между *PC1* и *PC2*, которые выявлены по данным наблюдений в (Такаhashi et al., 2011). Разности плотности вероятности позволяют оценить изменение повторяемости двух типов Эль-Ниньо и Ла-Нинья в палеоклиматических экспериментах относительно контрольного эксперимента. Можно отметить общую тенденцию, которая прослеживается для повторяемости ВТ Эль-Ниньо в эксперименте midHolocene, по двум исследуемым моделям (рис. 2r, 3r) – в период оптимума голоцена отмечается некоторое уменьшение частоты возникновения экстремальных ВТ Эль-Ниньо (чему соответствуют положительные разности в зоне максимальных положительных значений вдоль оси индекса *E*), такая особенность отмечена и в работе (Karamperidou et al., 2015).



Рисунок 3. То же, что и на рис. 2, но для модели CNRM-CM5

Повторяемость ЦТ Эль-Ниньо в эксперименте midHolocene не претерпевает значительных изменений – слабое уменьшение в этом палеоклимате прослеживается по модели CCSM4 (рис. 2г) (положительные разности в зоне максимальных положительных значений вдоль оси индекса *C*) и незначительно увеличение – по модели CNRM-CM5 (рис. 3г) (отрицательные разности). Повторяемость Ла-Нинья в этот период несколько увеличивается по модели CNRM-CM5 (отрицательные разности в области минимальных значений вдоль оси индекса *C*) и не обнаруживает изменений по модели CCSM4. Для эксперимента Last Glacial Maximum согласованности в оценках изменения повторяемости явлений не отмечается. По модели CNRM-CM5 происходит увеличение экстремальных ВТ Эль-Ниньо (отрицательные разности), но уменьшается повторяемость средних событий Эль-Ниньо этого типа, а для ЦТ Эль-Ниньо и Ла-Нинья в этом эксперименте изменений повторяемости не отмечается (рис. 3д). Модель CCSM4 демонстрирует другие результаты изменения повторяемости в эксперименте Last Glacial Maximum: прослеживается уменьшение повторяемости ЦТ Эль-Ниньо и Ла-Нинья (положительные разности), для ВТ Эль-Ниньо изменения частоты возникновения явления не отмечается (рис. 2д).

В палеоэкспериментах могут изменяться не только пространственные, но и временные характеристики ЭНЮК. Для выявления изменения в периодичности колебаний АТПО на востоке и в центре Тихого океана был применен одномерный Фурье-анализ к рядам Nino3 и Nino4, полученным по данным наблюдений и данным моделей (не показано). В целом, можно отметить, что не наблюдается значительных изменений в периодичности колебаний АТПО в центре и на востоке Тихого океана в палеоэкспериментах по сравнению с контрольным.

Изменение среднего состояния системы океан-атмосфера в палеоклиматах сказывается не только на частоте возникновения явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья, но и на интенсивности и распределении аномалий, возникающих в океане и в атмосфере. Процессы, ответственные за формирование аномалии Эль-Ниньо, наиболее ярко проявляются в полях таких параметров, как ТПО, осадки, скорость ветра в нижней и верхней тропосфере (зональная компонента скорости ветра на изобарической поверхности 850 и 200гПа – *U850, U200*, соответственно), вертикальные движения в средней тропосфере (аналог вертикальной скорости на изобарической поверхности 500 гПа – *w500*). Для оценки изменения аномалий, возникающих в период Эль-Ниньо двух типов и Ла-Нинья в экспериментах LGM и MH по сравнению с контрольным экспериментом, проанализированы разности композиционных разрезов аномалий перечисленных выше характеристик в приэкваториальной полосе (5°S- 5° N) для событий Эль-Ниньо двух типов и Ла-Нинья (рис. 4).

Анализ разностей ТПО показывает общую особенность для двух исследуемых моделей: по сравнению с контрольным экспериментом явления Эль-Ниньо двух типов и Ла-Нинья в рассматриваемых палеоклиматических экспериментах были ослаблены (по данным CCSM4, в среднем, ВТ Эль-Ниньо - на 0.5°С, ЦТ Эль-Ниньо – на 0.2-0.3°С и Ла-Нинья – на 0.4-0.5°С, в модели CNRM-CM5 ослабление проявляется в меньшей степени) (рис. 4 а,б). Как показывают результаты настоящего исследования, наибольшее ослабление проявляется в эксперименте LGM (рис. 4a). Однако в оценке абсолютных значений разностей АТПО модели демонстрируют разные результаты – в модели CCSM4 наибольшие изменения прослеживаются для ВТ Эль-Ниньо (ослабление в LGM на 0.4-0.6°С), в то время как в модели CNRM-CM5 – для ЦТ Эль-Ниньо (ослабление в LGM на 0.4-0.5°С). Что касается Ла-Нинья, то для двух моделей и двух экспериментов наблюдается схожие результаты – в центре тропического Тихого океана выделяется зона положительных разностей, для LGM она выражена сильнее (разность с контрольным экспериментом составляет 0.3-0.5°C (рис. 4a), что говорит об уменьшении амплитуды холодной фазы ЭНЮК.

Амплитуда между тёплой и холодной фазой ЭНЮК была больше в контрольном эксперименте по сравнению с палеоэкспериментами (меньше всего амплитуда была в эпоху последнего максимума оледенения).



Рисунок 4. Разница между экваториально (5°S - 5°N) осредненными аномалиями ТПО (a, б), ω500 (в, г), осадков (д, е), U850 (ж, з)

между экспериментами LGM and piControl (левый столбец) и midHolocene и piControl (правый столбец) для моделей CCSM4 (сплошная линия) и CNRM-CM5 (пунктирная линия) для BT (красная линия), ЦТ (зелёная линия) Эль-Ниньо и Ла-Нинья (синяя линия).

Вслед за изменениями АТПО происходят изменения интенсивности и локализации зон аномалий вертикальных движений в средней тропосфере ($\omega 500$) (рис. 4 в,г). Интенсификация восходящих (при Эль-Ниньо) и нисходящих (при Ла-Нинья) движений минимальна во время эксперимента LGM (рис. 4в). Ослабевание восходящих движений в LGM и MH по сравнению с контрольным экспериментом отмечается по двум моделям в центральной части Тихого океана – как для ВТ, так и для ЦТ Эль-Ниньо. Однако по модели CCSM4 при ЦТ Эль-Ниньо разности малы. Для Ла-Нинья можно отметить небольшое ослабление нисходящих движений в центре Тихого океана.

Изменения в структуре вертикальных движений в средней тропосфере отражают изменения интенсивности процессов глубокой конвекции, поэтому изменения полей аномалий осадков в целом согласуются с полями аномалий *ω500*. Наиболее значительное уменьшение аномалий осадков отмечается по данным модели CNRM-CM5 в эксперименте LGM в центре Тихого океана (отрицательные разности между LGM и контрольным экспериментом составляют 6-7 мм/сут) – в период ЦТ Эль-Ниньо (рис. 4д). Уменьшение аномалий

осадков при ЦТ Эль-Ниньо отмечается по двум моделям и для двух экспериментов (рис. 4 д,е) в центре и на западе Тихого океана. В условиях ВТ Эль-Ниньо аномалии осадков уменьшаются на востоке Тихого океана в обеих моделях в период голоцена и в модели CCSM4 в период ледниковья. Структура аномалий осадков в палеоэкспериментах в период Ла-Нинья почти не отличается от контрольного эксперимента, небольшое увеличение осадков прослеживается лишь в модели CCSM4 для LGM на западе Тихого океана близ морского континента Индонезия.

Атмосферная циркуляция чувствительна к изменениям в структуре АТПО при Эль-Ниньо, в первую очередь изменения в циркуляции выражаются через изменения зонального ветра в верхней (U200 – не показано) и нижней (U850) тропосфере. Уменьшение западных аномалий U850 отмечается для двух типов Эль-Ниньо в центральной части Тихого океана по двум моделям в тёплую и холодную эпохи (рис. 4 ж, з). Не столь сильное ослабление пассатов при Эль-Ниньо, как в контрольном эксперименте, обусловлено тем, что градиент ТПО между востоком и западом Тихого океана и при ВТ, и при ЦТ Эль-Ниньо в палеоэкспериментах был выражен сильнее. При Ла-Нинья в двух экспериментах отмечаются большие западные аномалии ветра в нижней тропосфере, т.е. пассат усиливается меньше, чем при Ла-Нинья в контрольном эксперименте, что согласуется с ослаблением Ла-Нинья в двух экспериментах. В поле зонального ветра в верхней тропосфере (не показано) и при ВТ, и при ЦТ Эль-Ниньо прослеживается ослабление восточных аномалий ветра. При Ла-Нинья в верхней тропосфере наблюдается зона отрицательных разностей зональной компоненты скорости ветра, что говорит об усилении восточных аномалий ветра. Анализ атмосферной циркуляции позволяет сделать предположение, что в палеоэкспериментах, особенно в LGM, ослабление циркуляция в ячейке Уокера в условиях Эль-Ниньо было выражено значительно меньше, чем в современном климате.

Стоит отметить важную особенность, наблюдающуюся для всех исследуемых характеристик для двух моделей: бо́льший отклик на изменение ТПО в других характеристиках обнаруживается в центральных районах Тихого океана по сравнению с восточной его частью.

Дискуссия

В настоящей работе были проанализированы пространственно-временные характеристики двух типов Эль-Ниньо и Ла-Нинья в трёх экспериментах – контрольном, последнем максимуме оледенения и оптимуме голоцена по данным моделей CCSM4 и CNRM-CM5. Выделены следующие основные особенности: - в климатах прошлого отмечаются два типа Эль-Ниньо;

- явление Эль-Ниньо двух типов и Ла-Нинья в эпоху последнего максимума оледенения и климатического оптимума голоцена было ослаблено (при неизменной локализации максимумов аномалий) по сравнению с настоящим климатом, сильнее ослабление выражено в холодную эпоху;

- в период оптимума голоцена отмечается некоторое уменьшение частоты

возникновения экстремальных ВТ Эль-Ниньо, повторяемость ЦТ Эль-Ниньо в эксперименте midHolocene не претерпевает значительных изменений.

В исследованиях, посвященных ЭНЮК в климатах прошлого, рассматриваются возможные механизмы его изменения в течение определенных периодов. Наиболее изученным является Эль-Ниньо в период оптимума голоцена. Кроме гипотезы об усилении муссонной циркуляции и пассатов, рассматривается также гипотеза влияния изменения стратификации верхнего слоя океана на ослабление цикла ЭНЮК через взаимодействие вертикальной адвекции и глубины залегания термоклина, (Karamperidou et al., 2015) Однако, стоит отметить, что данная гипотеза протестирована только в одной модели (CCSM4), тогда как в (Kim et al., 2014) показано, что оценки адвективной и термоклинной связи имеют большой межмодельный разброс даже в современном климате, вплоть до противоположных. В работах (Andreasen and Ravelo, 1997; Ishida et al., 2008) в качестве основной причины ослабления Эль-Ниньо рассматривается уменьшение глубины наклона термоклина в условиях палеоклиматов. В настоящем исследовании была проведена оценка средней глубины перемешанного слоя океана, хорошо аппроксимирующей глубину залегания термоклина (Marshall et al., 1991; McPhaden, 2012; Meinen and McPhaden, 2000) в условиях голоцена и периода максимального оледенения (рис. 5).



Рисунок 5. Толщины верхнего перемешанного слоя вдоль экватора по экспериментам piControl (синяя кривая), LGM (красная кривая) и midHolocene (оранжевая кривая) по моделям CCSM4 и CNRM-CM5

Модели не показывают уменьшения глубины залегания термоклина в палеолиматах. Более того, по данным модели CCSM4 разница толщины перемешанного слоя между центральными и восточными районами Тихого океана была максимальной именно в LGM, когда амплитуда цикла ЭНЮК была минимальной. Таким образом, делать определенные выводы о причинах изменения ЭНЮК в палеоклиматах на настоящий момент не представляется возможным. Существенное ограничение составляет, с одной стороны, доступность океанологических данных в проекте CMIP5 (в открытом доступе для палеореализаций есть данные только о толщине перемешанного слоя). С другой стороны, более полные исследования, проводимые для отдельных моделей (Karamperidou et al., 2015) также не дают надежных результатов, учитывая существенный межмодельный разброс. Более полные исследования механизмов модификации ЭНЮК в прошлом станут возможными при появлении результатов СМІР6, где будет расширен комплекс океанологических параметров, представленных в палеоэкспериментах.

Благодарности

Исследование было выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках проектов № 18-05-00767, № 15-05-06693, госбюджетной темы №АААА-А16-116032810086-4.

Список литературы

Матвеева Т.А., Гущина Д.Ю. 2017. Изменения характеристик центрально тихоокеанского и восточно-тихоокеанского Эль-Ниньо в условиях потепления климата (по результатам экспериментов RCP 2.6 и RCP 8.5 CMIP5). – Фундаментальная и прикладная климатология, Т. 2, с. 86–110.

Петросянц М.А, Семенов Е.К., Гущина Д.Ю., Соколихина Е.В., Соколихина Н.Н. 2005. Циркуляция атмосферы в тропиках. Климат и изменчивость. – М., Макс Пресс, 560 с.

Andreasen D.J., Ravelo A.C. 1997. Tropical Pacific Ocean thermocline depth reconstructions for the last glacial maximum. – Paleoceanography, vol. 12 (3), pp. 395-413.

Ashok K. et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. – Journal of Geophysical Research: Oceans, vol. 112 (11), pp. 1-27.

Botev Z. I. et al. 2010. Kernel density estimation via diffusion. – The annals of Statistics, vol. 38 (5), pp. 2916-2957.

Braconnot P. et al. 2012. Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. – Nature Climate Change, vol. 2 (6), pp. 1-8.

Brown J. et al. 2008. Mid-Holocene ENSO: Issues in quantitative model-proxy data comparisons. – Paleoceanography, vol. 23 (3), pp. 1-13.

Cao R., Cuevas A., Manteiga W.G. 1994. A comparative study of several smoothing methods in density estimation. – Computational Statistics & Data Analysis, vol. 17 (2), pp. 153-176.

Carré M. et al. 2014. Holocene history of ENSO variance and asymmetry in the eastern tropical Pacific. – Science, vol. 345(6200), pp. 1045-1048.

Chiang J.,Y. Fang and P. Chang. 2009. Pacific climate change and ENSO activity in the mid-Holocene. – Geophysical Research Letters, vol. 22, pp. 923–939, doi:10.1175/2008JCLI2644.1

Choi J. et al. 2011. The role of mean state on changes in El Nino's flavor. – Climate Dynamics, vol. 37 (5-6), pp. 1205-1215.

Cobb K., N. Westphal, H. Sayani, E.D. Lorenzo, C. Charles, H. Cheng, and R. Edwards . 2013. Highly variable El Nino-Southern Oscillation throughout the Holocene. – Science, vol. 339(6115), pp. 67–70.

Conroy J., J. Overpeck, J. Cole, T. Shanahan and M. Steinitz-Kannan. 2008. Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record. – Quat. Sci. Rev., vol. 27(11–12), pp. 1166–1180.

Deser C., A.S. Phillips, R.A. Tomas, Y.M. Okumura, M.A.Alexander, A. Capotondi, J.D. Scott, Y.O. Kwon, and M. Ohba. 2012. ENSO and Pacific decadal variability in the community climate system model version 4. – Journal of Climate, vol. 25, pp. 2622–2651.

Gent P. et al. 2011. The community climate system model version 4. – Journal of Climate, vol. 24, pp. 4973–4991.

Goswami B.N., Krishnamurthy V., Annmalai H.A. 1999. A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon. – Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 125 (554), pp. 611-633.

Ishida A. et al. 2008. North-south asymmetry of warm water volume transport related with El Niño variability. – Geophysical Research Letters, vol. 35, pp. L18612.

Kao H.Y., Yu J.Y. 2009. Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. – Journal of Climate, vol. 22(3), pp. 615-632.

Karamperidou C. et al. 2015. The response of ENSO flavors to mid-Holocene climate: implications for proxy interpretation. – Paleoceanography, vol. 30 (5), pp. 527-547.

Kim S.T. et al. 2014. ENSO stability in coupled climate models and its association with mean state. – Climate dynamics, vol. 42 (11-12), pp. 3313-3321.

Kitoh A., and Murakami S. 2002. Tropical Pacific climate at the mid-Holocene and the Last Glacial Maximum simulated by a coupled ocean-atmosphere general circulation model. – Paleoceanography, vol. 17 (2), pp. 19.1-19.13.

Koutavas A. and S. Joanides. 2012. El Nino-Southern Oscillation extrema in the Holocene and Last Glacial Maximum. – Paleoceanography, vol. 27, pp. PA4208, doi:10.1029/2012PA002378

Koutavas A. et al. 2002. El Nino-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. – Science, vol. 297 (5579), pp. 226-230.

Kug J.S., Choi J., An S.I., Jin F. F., and Wittenberg A.T. 2010. Warm pool and cold tongue El Niño events as simulated by the GFDL 2.1 coupled GCM. – Journal of Climate, vol. 23(5), pp. 1226-1239.

Larkin N.K. and Harrison D.E. 2005. On the definition of El Niño and associated seasonal average U.S. weather anomalies. – Geophysical Research Letters, vol. 32, pp. L13705.

Lea D.W., Pak D.K., Spero H.J. 2000. Climate impact of late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. – Science, vol. 289 (5485), pp. 1719-1724.

Liu Z., Kutzbach J., Wu L. 2000. Modeling climate shift of El Nino variability in the Holocene. – Geophysical Research Letters, vol. 27 (15), pp. 2265-2268.

Marshall J.C., Nurser A.J. G. 1991. A continuously stratified thermocline model incorporating a mixed layer of variable thickness and density. – Journal of physical oceanography, vol. 21 (12), pp. 1780-1792.

Masson-Delmotte V., et al. 2013. Information from paleoclimate archives, in Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Changes, edited by T. Stocker et al., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K., and New York.

McPhaden M.J. 2012. A 21st century shift in the relationship between ENSO SST and warm water volume anomalies. – Geophysical Research Letters, vol. 39, pp. L09706

Meinen C.S., McPhaden M.J. 2000. Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña. – Journal of Climate, vol. 13 (20), pp. 3551-3559.

Neelin J.D., et al. 1998. ENSO theory. – J. Geophys. Res., vol. 103, pp. 14261-14290.

Otto-Bliesner B.L., et al. 2003. Modeling El Niño and its tropical teleconnections during the last glacial-interglacial cycle. – Geophysical Research Letters, vol. 30 (23), pp. 2198.

Philander S.G. 1990. El Nino, La Nina, and the Southern Oscillation. – Academic Press, San Diego, CA, 293 c.

Rayner N.A., 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.

Takahashi K. and Dewitte B. 2016. Strong and moderate nonlinear El Niño regimes. – Climate Dynamics, vol. 46 (5-6), pp. 1627-1645.

Takahashi K., Montecinos A., Goubanova K. and Dewitte B. 2011. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Nino. – Geophys. Res. Let., vol. 38, pp. L10704.

Taschetto A.S. et al. 2014. Cold tongue and warm pool ENSO events in CMIP5: Mean state and future projections. – Journal of Climate, vol. 27 (8), pp. 2861–2885.

Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. – Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 93 (4), pp. 485-498.

Timmermann A.,S. Lorenz S. An, A. Clement and S.-P. Xie. 2007. The effect of orbital forcing on the mean climate and variability of the tropical Pacific. – Journal of Climate, vol. 20, pp. 4147–4159.

Tudhope A.W. et al. 2001. Variability in the El Niño-Southern Oscillation through a glacial-interglacial cycle. – Science, vol. 291 (5508), pp. 1511-1517.

Voldoire A. et al. 2013. The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. – Climate Dynamics, vol. 40 (9-10), pp. 2091-2121.

Wolff C. et al. 2011. Reduced interannual rainfall variability in east Africa during the Last Ice Age. – Science, vol. 333, pp. 743–747.

Xu K. et al. 2017. CMIP5 Projections of Two Types of El Niño and Their Related Tropical Precipitation in the Twenty-First Century. – Journal of Climate, 2017, vol. 30 (3), pp. 849-864.

Zheng W. et al. 2007. ENSO at 6ka and 21ka from ocean-atmosphere coupled model simulations. – Climate Dynamics, vol. 30 (7-8), pp. 745-762.

Статья поступила в редакцию: 24.04.2018 г.

После переработки: 21.05.2018 г.