

УДК 551.465

ПРОБЛЕМА 400-ТЫСЯЧЕЛЕТНЕЙ ПЕРИОДИЧНОСТИ ПРИРОДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА: АНАЛИЗ ЭМПИРИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО ГЛУБОКОВОДНЫМ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫМ РАЗРЕЗАМ

© 2015 г. В. А. Большаков

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва
e-mail: vabolshakov@mail.ru

Поступила в редакцию 20.01.2014 г., получена после доработки 30.03.2014 г.

Эмпирические данные об изменениях природной среды плейстоцена, полученные по палеоклиматическим записям глубоководных и континентальных разрезов, проанализированы на предмет выявления в них климатической цикличности, обусловленной 400-тысячелетней компонентой вариаций эксцентриситета земной орбиты. Показано, что 400-тысячелетний цикл практически не проявляется в записях палеоклиматических индикаторов, непосредственно отражающих климатические колебания плейстоцена как в глубоководных, так и в континентальных разрезах. Сообщения о наличии 400-тысячелетней цикличности в плейстоценовых записях изменения природной среды в большинстве случаев внутренне противоречивы. Отсутствие указанной эксцентриситетной цикличности в палеоклиматических записях плейстоцена может служить подтверждением предложенного ранее В.А. Большаковым механизма среднеплейстоценового перехода.

Ключевые слова: плейстоцен, палеоклиматические записи, циклы эксцентриситета земной орбиты.

DOI: 10.7868/S0869592X15010044

ВВЕДЕНИЕ

Начавшееся примерно в середине прошлого века глубоководное бурение Мирового океана дало исследователям новый объект изучения геологического прошлого — глубоководные осадки, которые выгодно отличаются от континентальных отложений прежде всего гораздо меньшим количеством перерывов в седиментационной записи, а также большей в целом однородностью условий (среды) осадконакопления. Широкое распространение в океанских водах микроорганизмов с карбонатной (планктонные и бентосные фораминиферы) и кремниевой (радиолярии) раковинами позволило, помимо их непосредственного использования в качестве палеоклиматических индикаторов, применить для глубоководных осадков наиболее информативный метод изучения глобальных палеоклиматических изменений — изотопно-кислородный (ИК) анализ.

Как известно, вариации тяжелого изотопа кислорода, содержащегося в раковинах фораминифер, отражают изменения глобального объема льда, а также температуры. Важно то, что эти изменения фиксируются в удобной для анализа численной форме, позволяющей провести достаточно точные количественные оценки, по край-

ней мере, относительных вариаций указанных палеоклиматических параметров. И в первую очередь ИК-данные по глубоководным колонкам позволили подтвердить орбитальную гипотезу палеоклимата об обусловленности глобальных колебаний климата последнего миллиона лет вариациями орбитальных элементов (Hays et al., 1976; Imbrie et al., 1984; Большаков, 2003 и мн. др.). Наличие орбитальных периодичностей в палеоклиматических записях привело к созданию ИК-хронологической шкалы и бурному развитию астрохронологии, или циклостратиграфии, основание которой следует связывать с именем Кролля (Croll, 1875; Bol'shakov et al., 2011; Большаков, Капица, 2011).

Однако ИК-записи выявили и существенные противоречия с принимаемой большинством современных исследователей версией орбитальной теории палеоклимата — теорией М. Миланковича (1939) и его последователей. Среди наиболее известных противоречий — проблема 100-тысячелетнего цикла последнего миллиона лет, проблема “среднеплейстоценового перехода”, проблема 400-тысячелетней периодичности. К последней можно отнести и так называемую “проблему 11-й морской изотопной стадии”

(МИС), заключающуюся в несоответствии между пониженной амплитудой изменения инсоляции в интервале времени от примерно 430 до 370 тыс. лет назад и наиболее значительной амплитудой изотопно-кислородного сигнала при переходе в этом же интервале времени от МИС 12 к МИС 11 (Большаков, 2010). Обычно рассматривается среднемесячная (июньская или июльская) или даже суточная (для дня летнего солнцестояния) инсоляция под 65° с.ш. За последний миллион лет отмечается 3 периода времени — около 800, 400 и 10 тыс. лет назад, когда амплитуда колебания среднемесячной инсоляции была пониженной, что определяется минимальными значениями эксцентриситета земной орбиты e в эти же периоды времени (рис. 1а).

Дело в том, что в изменения среднемесячной, а тем более суточной, инсоляции практически всех широт, за исключением инсоляции зимнего времени высоких широт, определяющий вклад дает прецессия земной оси (Berger, Loutre, 1991; Stucifix et al., 2006). Изменения прецессионной инсоляции модулируются вариациями эксцентриситета (e), а вариации e характеризуются в основном двумя периодами, один из которых около 400 тыс. лет, другой — около 100 тыс. лет. В свою очередь, 100-тысячелетний цикл имеет несколько гармоник, главные из которых 95 и 123 тыс. лет, согласно Berger et al. (2004). Для исследуемого нами интервала 0–2.6 млн лет эти гармоники составляют около 95 и 124 тыс. лет, согласно рис. 1б–1г настоящей работы.

С 400-тысячелетними минимумами эксцентриситета и связаны наиболее продолжительные интервалы времени с минимальными амплитудами вариаций среднемесячной инсоляции. Наличие 400-тысячелетних минимумов e в преддверии МИС 11 и МИС 1 (“сходство орбитальной конфигурации”, как несколько неопределенно пишут некоторые зарубежные и следом за ними российские специалисты) позволило многим исследователям сделать предположение о глобальном сходстве климатических условий, соответствующих времени МИС 11 и современному межледниковью (Droxler, Farrel, 2000; Berger, Loutre, 2002; Loutre, 2003; Loutre, Berger, 2003; McManus et al., 2003; Болиховская, 2007). Такое предположение оказалось особенно привлекательным из-за декларируемой возможности столь актуального теперь прогнозирования будущих климатических изменений.

“Сходство орбитальной конфигурации”, связанное с 400-тысячелетними минимумами e , привело и к предположению о существовании в плейстоцене глобальных колебаний климата такой же продолжительности, по аналогии с хорошо выраженными в течение последнего миллиона лет 100-тысячелетними эксцентриситетными цикла-

ми оледенение–межледниковье (Зубаков, 1986, 2005; Болиховская, 2007; Sun et al., 2006). Однако уже первые достаточно длительные плейстоценовые ИК-записи глубоководных колонок показали отсутствие 400-тысячелетней периодичности. Таким образом, из всех основных гармоник вариаций орбитальных элементов только 400-тысячелетняя периодичность не была обнаружена в ИК-записях последнего миллиона лет. Данное обстоятельство и привело к выделению “проблемы 400-тысячелетнего периода” (Imbrie, Imbrie, 1980; Imbrie et al., 1993; Wang et al., 2010).

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Исследование вопроса о существовании 400-тысячелетнего климатического цикла плейстоцена важно как минимум в двух аспектах. Первый, прикладной, касается уточнения наших знаний о глобальной динамике изменений природной среды четвертичного периода. Кроме того, в случае надежного установления существования такой цикличности может быть уточнена периодизация этих изменений и, соответственно, хроностратиграфическая шкала данного геологического периода. Второй аспект, теоретический, имеет несомненное значение для понимания причин глобальных изменений и, следовательно, для корректной разработки теории палеоклиматических колебаний плейстоцена.

Поскольку рассматривается 400-тысячелетний цикл, связанный с соответствующей гармоникой вариаций эксцентриситета, то, по аналогии с 100-тысячелетним эксцентриситетным циклом, предполагается, что он хорошо выражен в палеоклиматических записях и проявляется глобально. Следовательно, изучение указанного вопроса должно быть основано на анализе эмпирических палеоклиматических данных, полученных и по глубоководным, и по континентальным отложениям плейстоцена различных регионов. Ранее выполнен такой предварительный анализ по континентальным отложениям (Большаков, Каревская, 2013). Цель данной работы — проанализировать на наличие 400-тысячелетнего климатического цикла прежде всего данные по глубоководным осадкам, о преимуществах изучения которых сказано выше, и уже с позиции полученных по глубоководным осадкам результатов вновь обратиться к анализу данных по континентальным отложениям, география которых в данном исследовании несколько изменена.

Обращаясь к рис. 1, отметим, что хорошо выраженные периодичности (в данном случае периоды около 100 и 400 тыс. лет) можно выделить уже на исходном графике рис. 1а, без проведения спектрально-временного анализа имеющихся данных. Спектральный анализ уточняет значения выделенных периодов (например, на рис. 1б

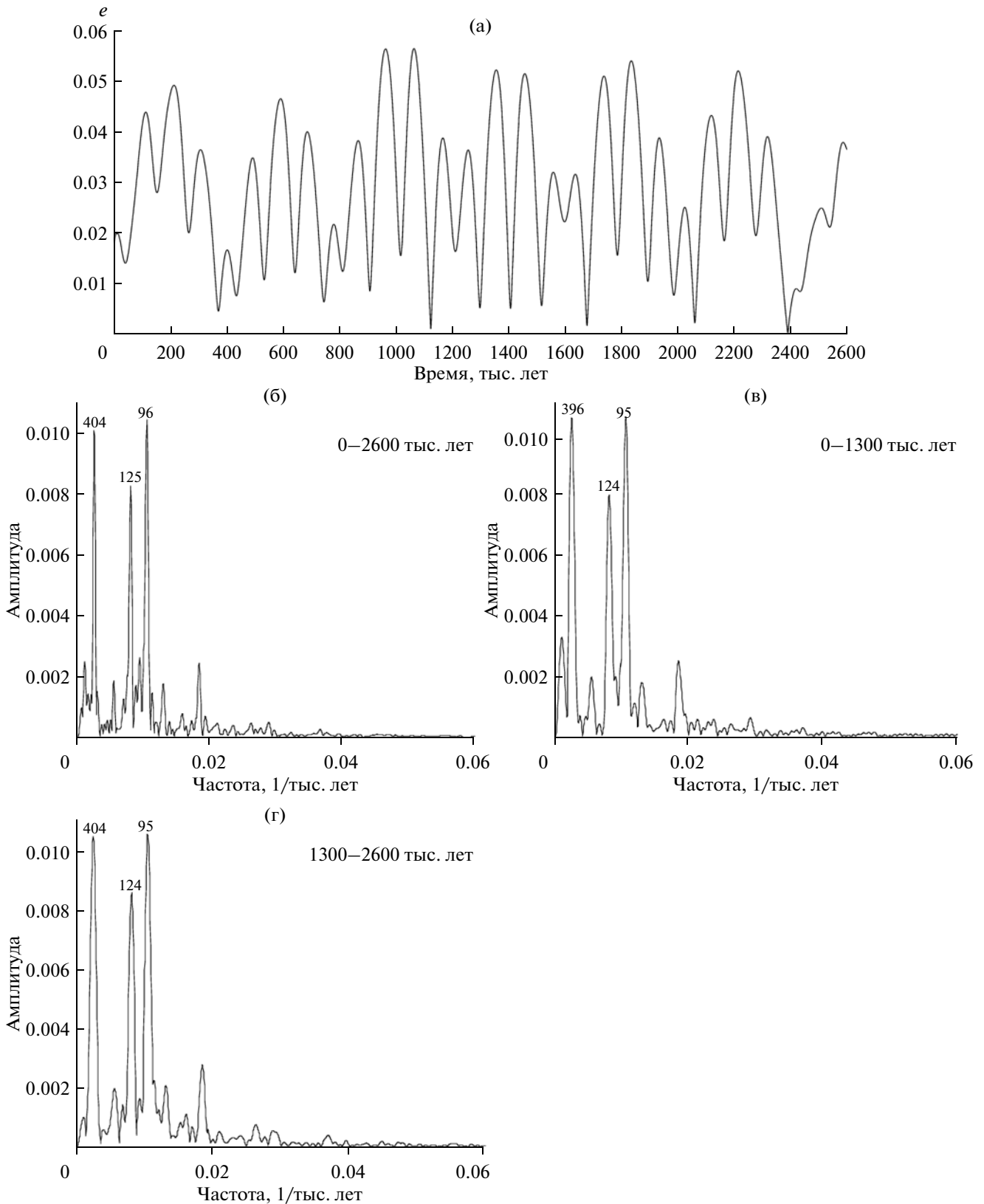


Рис. 1. Изменения эксцентриситета земной орбиты (по Berger, Loutre, 1991) (а) и амплитудно-частотные спектры этих изменений для интервалов времени: 0–2600 тыс. лет (б), 0–1300 тыс. лет (в), 1300–2600 тыс. лет (г).

Цифры у максимумов амплитудно-частотных спектров указывают периоды (в тыс. лет) наиболее значимых гармоник изменений эксцентриситета.

представлены главные гармоники 100-тысячелетнего периода — около 125 и 96 тыс. лет) и выявляет более скрытые периодичности в изменении рассматриваемого элемента. Правда, в последнем случае возможны и артефакты, обусловленные разными факторами, такими как качество анализируемых записей, надежность и точность временной шкалы, длительность и шаг временных рядов, чисто стохастические причины. Так, фактор длительности временного ряда, в частности, проявляется в результатах спектрального анализа, показанных на рис. 1б–1г.

400-ТЫСЯЧЕЛЕТНИЙ КЛИМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ В ГЛУБОКОВОДНЫХ РАЗРЕЗАХ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Рассмотрим наиболее показательные данные об изменениях природной среды плейстоцена по глубоководным осадкам. Предварительно заметим, что выявление аналогий в климатических условиях МИС 11 и МИС 1, которому уделялось много внимания в публикациях начала 21-го столетия, не является надежным доказательством наличия 400-тысячелетней периодичности климатических изменений в плейстоцене. Таким доказательством может быть только выделение многократной (не менее чем двукратной) цикличности природных изменений, желательное с выделением закономерно повторяющихся в целом элементов (фаз) развития природной обстановки внутри каждого цикла. Например, должно быть доказательство подобия ИК-стадий 19, 11 и 1, на которые приходятся 400-тысячелетние минимумы e , а также подобие соответствующих стадий внутри циклов МИС 19–МИС 11 и МИС 11–МИС 1, т.е. подобие МИС 18 и 10, МИС 17 и 9 и т.д. (рис. 2а).

Глубоководные записи наиболее общепризнанного, глобального и информативного палеоклиматического индикатора — вариаций тяжелого изотопа кислорода — показывают в основном отсутствие 400-тысячелетней компоненты в ИК-кривых плейстоцена, полученных прежде всего по бентосным фораминиферам. Данный результат подтвержден многими исследователями, использовавшими различные методики выделения периодичностей в седиментационных записях разных районов Мирового океана — от обычного метода разложения Фурье до вейвлет-анализа (Большаков, 2003; Imbrie et al., 1993; Lisiecki, 2010). Для примера приведу результаты спектрального анализа одной из наиболее широко используемых сейчас ИК-кривых — LR04 (Lisiecki, Raymo, 2005). Она получена по 57 глобально-осредненным бентосным записям для интервала времени от современности до 5.3 млн лет назад (на рис. 2а запись LR04 показана для интервала плейстоцена, 0–2.6 млн лет назад). На рис. 2б

видно, что главный вклад в изотопные вариации дают циклы с орбитальными периодами 41 тыс. лет, связанные с влиянием изменений угла наклона земной оси, преобладающим в интервале времени 2.6–1.3 млн лет назад (рис. 2г), и циклы с периодами 95 и 122 тыс. лет, близкие к главным гармоникам 100-тысячелетнего цикла эксцентриситета (95 и 123 тыс. лет), дающего основной вклад в ИК-вариации последних 1.3 млн лет (рис. 2в). Для этого же интервала времени наблюдаются гармоники климатической прецессии (23.6, 22.4 и 19 тыс. лет), дающие наименьший среди орбитальных элементов вклад в глобальные колебания климата.

Обнаружение Клеменсом и Тидеманом (Clemens, Tiedemann, 1997) в ИК-записи колонки ODP 659 эксцентриситетных, в том числе и 400-тысячелетнего, периодов в плиоцене–эоплейстоцене (1.2–5 млн лет назад), с одной стороны, может быть артефактом, так как амплитуда соответствующих климатических вариаций очень мала, близка к уровню шумов. С другой стороны, малая амплитуда указывает на незначительность климатического влияния вариаций эксцентриситета в указанный период времени, что согласуется со многими другими данными и, в частности, видно на кривой LR04 (рис. 2г).

Считается, что полученные по бентосным фораминиферам ИК-кривые отражают в большей степени изменения глобального объема льда. В ИК-кривых по планктонным фораминиферам, особенно для средних-высоких широт, значительно отражены изменения температуры поверхности океана в районе отбора колонки. Тем не менее ИК-кривые по бентосным и планктонным фораминиферам проявляют высокую степень подобия (McManus et al., 1999; Shackleton et al., 1990). Поэтому 400-тысячелетний период не выявляется для плейстоценовых колонок и в ИК-данных по планктонным фораминиферам.

Для определения палеотемператур океана есть специальные методы, основанные на изучении составов комплексов планктонных фораминифер, измерении различных геохимических параметров. Полученные такими способами палеотемпературные кривые по глубоководным колонкам плейстоцена также не демонстрируют наличие 400-тысячелетней периодичности, хотя более короткие орбитальные периоды в этих данных выделяются. В качестве примера можно привести высокоразрешающую запись поверхностной температуры в экваториальной части Тихого океана для последних 1.75 млн лет (колонка MD97-2140, координаты 2°02' с.ш., 141°46' в.д.), полученную по отношению Mg/Ca планктонных фораминифер (de Garidel-Thoron et al., 2005). В этой колонке с помощью спектрального анализа и изотопно-кислородных и палеотемпературных данных вы-

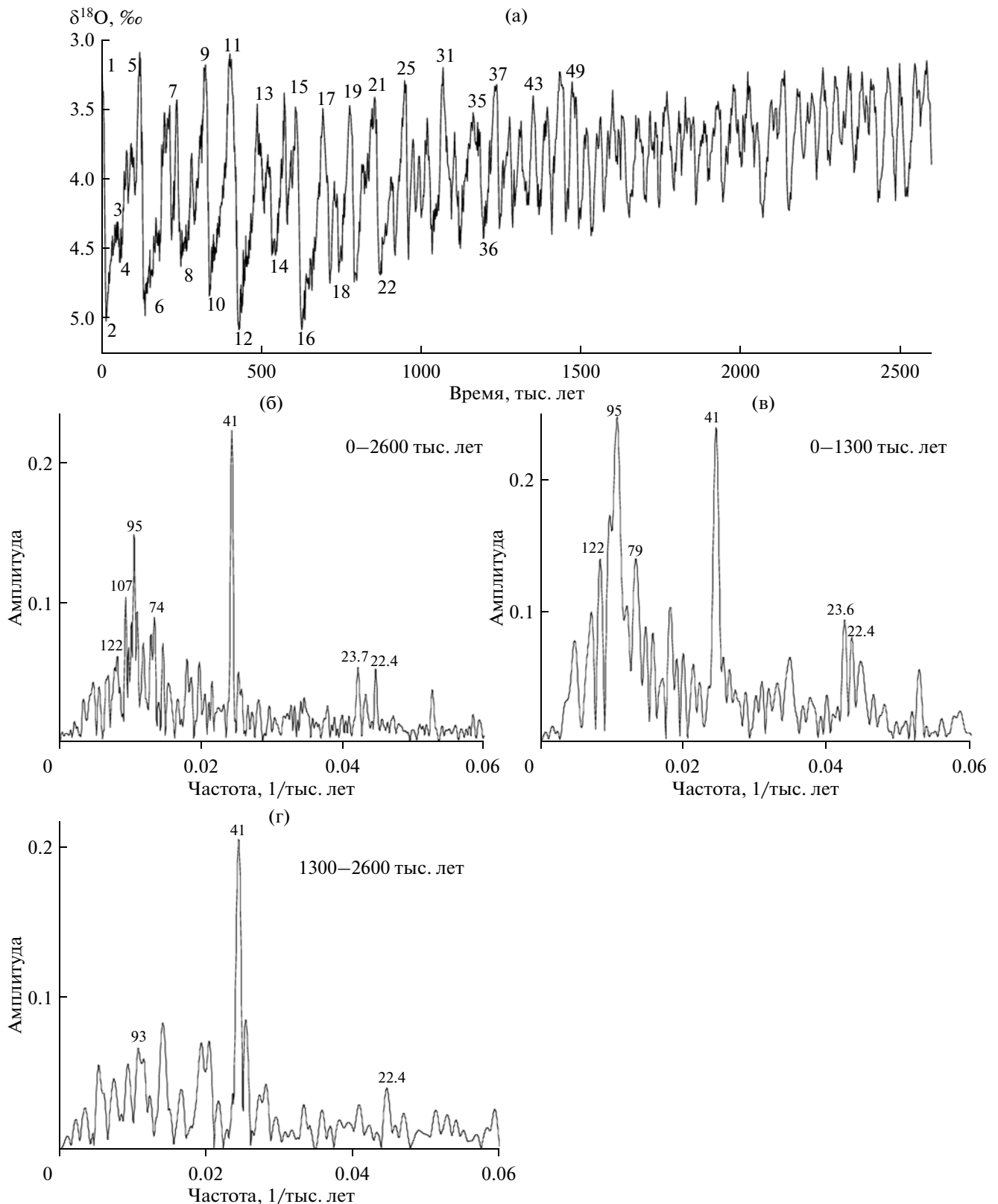


Рис. 2. Изотопно-кислородная кривая LR04 (по Lisiecki, Raymo, 2005) для интервала времени 0–2.6 млн лет (а) и амплитудно-частотные спектры изменений $\delta^{18}\text{O}$ для интервалов времени: 0–2600 тыс. лет (б), 0–1300 тыс. лет (в), 1300–2600 тыс. лет (г).

Цифры у кривой LR04 – общепринятые номера морских изотопных стадий (МИС). Цифры у максимумов амплитудно-частотных спектров указывают периоды (в тыс. лет) наиболее значимых орбитальных (или близких к ним) гармоник в изменениях $\delta^{18}\text{O}$.

деляются практически одни и те же периодичности, среди которых преобладают орбитальные — 100, 41, 23 и 19 тыс. лет. Знаменательным отличием палеотемпературных изменений является то, что в них относительно больший вклад, чем в изотопно-кислородные вариации, вносит прецессионная компонента, что отмечалось и для других донных колонок (Большаков и др., 2005). Другой особенностью температурной записи в колонке MD97-2140 является отсутствие тренда понижения средней температуры в интервале 1.75 млн лет назад—современность.

Такой тренд обнаружен в колебаниях поверхностной температуры восточной экваториальной Пацифики, полученных при изучении осадков глубоководной колонки ODP 846 (координаты 3° ю.ш., 91° з.д.). В отложениях колонки зафиксированы изменения природной среды для последних 5 млн лет (Lawrence et al., 2006). Колебания поверхностной температуры океана, определенные по алкенам, показали для этого интервала времени ее направленное уменьшение со средним градиентом 1°C/млн лет. Спектральный временной анализ выявил в целом похожую картину в колебаниях $\delta^{18}\text{O}$ и поверхностной температуры. Наиболее стабильным для изученного временного интервала является климатическое проявление 41-тысячелетних вариаций наклона земной оси, 400-тысячелетняя эксцентриситетная компонента не была выявлена.

Еще одна длительная тихоокеанская палеотемпературная запись, но для придонных экваториальных вод сконструирована Siddall et al. (2010) с использованием ИК-записи (Shackleton et al., 1990) для интервала времени 5 млн лет назад—современность. В этой записи хорошо проявляется тренд уменьшения температуры в интервале времени примерно от 3.5 до 1.3 млн лет назад, при этом не зафиксирована 400-тысячелетняя цикличность в ее изменении. В то же время проведенный Фурье-анализ показал наличие в вариациях температуры всех остальных основных орбитальных гармоник.

В публикации (Lawrence et al., 2010) представлены изменения поверхностной и придонной температуры Атлантического океана для последних 3.2 млн лет, полученные по глубоководной колонке станции DSDP 607 (координаты 41° с.ш., 33° з.д.), и изменения поверхностной температуры для станции ODP 982 (58° с.ш., 16° з.д.). Все температурные кривые демонстрируют похолодание в указанном временном интервале. При этом отмечаются два интервала относительно резкого понижения температуры — от 3.1 до 2.4 млн лет назад, который авторы относят к так называемому “позднеплиоценовому” переходу, и от 1.5 до 0.8 млн лет назад, который они ассоциируют со

“среднеплейстоценовым” переходом (СПП). Еще более резкие колебания температуры характеризуют 41- и 100-тысячелетние циклы, хорошо выделяемые во всех палеотемпературных записях. 400-тысячелетние циклы в изменениях температуры авторами (Lawrence et al., 2010) обнаружены не были.

Интересные данные по изучению придонной температуры Тихого океана были получены в работе (Elderfield et al., 2012). Авторы изучали глубоководную температуру по колонке ODP 1123, поднятой в районе Новой Зеландии (координаты 41°47' ю.ш., 171°30' з.д.), с помощью определения отношения Mg/Ca в раковинах бентосных фораминифер. Было показано, что минимальная (соответствующая оледенениям) температура не изменялась в интервале времени от 1.5 до 0.6 млн лет назад, включающем в себя СПП. Более того, из данных, приведенных в (Elderfield et al., 2012, Fig. 1), следует, что и средняя глубоководная температура Тихого океана в изученном районе, и глобальный объем льда увеличились в процессе СПП. На наш взгляд, это очевидное противоречие.

Представляется, что глобальный объем льда и глобальная (в том числе глубоководная) температура взаимосвязаны, поскольку характеризуют единую, взаимосвязанную климатическую систему. Известно, что средняя температура поверхности планеты, включающей поверхность океанов и морей, континентальной суши, ледников Антарктиды и Гренландии, морских и высокогорных льдов, существенно выше 0°C. Поэтому увеличение глобального объема льда, температура которого ниже этой величины, обязательно должно привести к уменьшению глобальной, а также и глубоководной температуры. Поскольку минимальная (соответствующая оледенениям) температура уменьшаться уже не может, так как она близка к температуре замерзания морской воды (около -2°C), то уменьшение средней температуры в данном случае должно происходить за счет уменьшения максимальной (межледниковой) температуры в цикле оледенение—межледниковье. Однако, по данным работы (Elderfield et al., 2012, Fig. 1), уменьшение межледниковой глубоководной температуры не происходит (скорее, она даже увеличивается), что никак не объясняется авторами. Это тем более удивительно, поскольку в каждом отдельном 100-тысячелетнем цикле изменения объема льда закономерно следуют за изменениями температуры: увеличение температуры сопровождается уменьшением объема льда, уменьшение температуры — его увеличением.

Вейвлет-анализ показал наиболее надежно проявление 100-тысячелетней периодичности как в ИК, так и в палеотемпературных изменени-

ях. Хуже выделяются циклы, связанные с колебаниями наклона земной оси и ее прецессией. В самом начале палеотемпературной записи, около 1.5–1.3 млн лет назад, авторы (Elderfield et al., 2012) выделяют период около 380 тыс. лет, который отсутствует в ИК-записи. (Конечно, интервал времени 1.5–1.3 млн лет слишком мал для надежной фиксации периода 380 тыс. лет.)

Полученные для Северной Атлантики по комплексам планктонных фораминифер кривые изменения поверхностной температуры за последние 500 тыс. лет также не дают оснований для выделения 400-тысячелетней периодичности в ее изменениях (McManus et al., 1999; Kandiano, Bauch, 2003). Спектральный анализ представленных в работе (Imbrie et al., 1973) для последних 550 тыс. лет палеотемпературных данных по Карибскому бассейну не выявил наличия близкой к 400-тысячелетней периодичности (Большаков и др., 2005). Строго говоря, как уже отмечалось выше, проводить спектральный анализ для выделения 400-тысячелетней периодичности по ряду длительностью 500–600 тыс. лет некорректно, когда ставится задача точного определения периода. Однако в данном случае имеется в виду выделение близкой к 400-тысячелетней и хорошо выраженной периодичности, как в приводившемся выше примере с изменениями эксцентриситета (рис. 1).

Нет оснований для выделения указанного цикла и по палеотемпературным кривым, полученным по донным осадкам южного сектора Атлантики для последних 640 тыс. лет (Schneider-Mor et al., 2005). В данной работе палеотемпературы определялись по комплексам диатомей. В публикации (Schneider-Mor et al., 2005, p. 2) говорится о “прекрасном соответствии между $\delta^{13}\text{C}_\text{D}$ и SPECMAP $\delta^{18}\text{O}$ ” во всем изученном временном интервале. Однако, как непосредственно следует из приведенных в публикации рисунков, подобие вариаций полученного по диатомеям изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}_\text{D}$, или ИСУ) ИК-вариациям имеет место только до середины МИС 13, т.е. примерно в пределах 500 тыс. лет.

Заметим, что такого же хорошего соответствия вариаций ИСУ с ИК-вариациями в последние 500 тыс. лет не обнаружено в колонке ODP 980 для Северной Атлантики (McManus et al., 1999). Исходя из представленных в обеих публикациях (McManus et al., 1999; Schneider-Mor et al., 2005) графиков изменения ИСУ, выделение 400-тысячелетней компоненты вариаций в них весьма проблематично. Это согласуется с выводами работы (Wang et al., 2010) о том, что для последних 1600 тыс. лет данная периодичность изотопно-углеродных колебаний в донных колонках Тихого, Атлантического и Индийского океанов не зафик-

сирована, хотя она присутствует в плиоценовых отложениях. Без сомнения, наличие большого эксцентриситетного цикла в изменениях ИСУ плиоценовых отложений — интересный факт, требующий дополнительных исследований. Особенно важно выявить механизм связи этих долгопериодных колебаний ИСУ с соответствующими вариациями эксцентриситета. Добавим, что в работе (Wang et al., 2010) при исследовании изменений показателей, непосредственно отражающих колебания климата ($\delta^{18}\text{O}$, содержание карбонатов, эоловой пыли), 400-тысячелетние циклы для последних трех миллионов лет не обнаружены.

По мнению Рикаби с соавторами (Rickaby et al., 2007), 400-тысячелетний цикл выявлен по отношению Sr/Ca кокколитов, их изотопно-углеродному составу, в колонке MD962077 из юго-восточной части субтропической зоны Индийского океана, а также в колонках V 28-239 из экваториальной области Тихого океана и ODP 982 из Северной Атлантики. Эти данные получены для довольно короткого для надежного выделения такого цикла интервала в 1 млн лет. Тем не менее прямое обращение к первичным данным, показанным на рис. 2–4 публикации (Rickaby et al., 2007), не подтверждает сделанный ее авторами вывод. Действительно, максимальные значения ИСУ и отношения Sr/Ca приходятся на время минимального значения эксцентриситета в 400-тысячелетнем цикле, однако расположенные по обеим сторонам минимума ИСУ и Sr/Ca соотносятся с временными метками около 120 и 700 тыс. лет, что означает наличие периодичности заведомо большей 500 тыс. лет. Это заключение подтверждается и непосредственно результатами спектрального анализа изменений Sr/Ca по трем колонкам, показанными на рис. 4с анализируемой публикации: цикл Sr/Ca соответствует частоте заметно меньшей (т.е. большему периоду), по сравнению с частотой большого эксцентриситетного цикла.

Отметим противоречивость данных в части подобия косвенных палеоклиматических показателей, характеризующих природные условия периодов времени, соответствующих ИК-стадиям 11 и 1. Например, в публикации (Кандиано и др., 2009), где проанализировано распределение поверхностных температур северного сектора Атлантики, сообщается об отсутствии такого подобия, тогда как авторы статьи (McManus et al., 1999) считают возможными аналогии между МИС 11 и 1. Однако, как отмечалось выше, даже доказательство подобия каких-либо палеоклиматических параметров, соотносящихся со стадиями МИС 11 и МИС 1, не является доказательством наличия 400-тысячелетних периодичностей в изменении этих параметров.

400-ТЫСЯЧЕЛЕТНИЙ КЛИМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РАЗРЕЗАХ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Прежде чем анализировать палеоклиматические данные по континентальным разрезам, заметим следующее. Напомним, что одна из существенных проблем изучения динамики палеоклиматических изменений плейстоцена — отсутствие для большинства континентальных разрезов надежной и достаточно точной временной шкалы в объеме всего плейстоцена (последние 2.6 млн лет). Прежде всего, это связано с известным отсутствием хорошо апробированных методов абсолютного датирования осадочных пород, сформировавшихся в указанном промежутке времени. Следовательно, для выделения периодических изменений во многих случаях, строго говоря, нельзя использовать методы спектрального временного анализа — выделяемые периоды будут неточны. Отметим здесь, что часто используемый метод орбитальной настройки (*orbital tuning*) для установления хронологии палеоклиматических записей имеет два существенных недостатка. С одной стороны, обычно недостаточно надежно устанавливается причинно-следственная связь между изменениями используемых показателей и вариациями соответствующих орбитальных элементов, и такая связь принимается априорно. С другой стороны, указанный метод не является независимым, поскольку он предопределяет выявление орбитальных периодичностей в любом анализируемом интервале времени (Большаков, 2003, 2014).

Второе, что обычно препятствует точному и объективному выделению палеоклиматических периодичностей в большинстве континентальных разрезов, — отсутствие палеоклиматических индикаторов, отражающих изменения природной обстановки в численной, удобной для математического анализа форме (в градусах температурной шкалы, в количестве осадков, мм/год и т.д.). Палеоботанические, а тем более палеонтологические, литолого-минералогические и др. данные не дают пока возможности точной численной оценки непрерывных палеоклиматических изменений по разрезу. Поэтому активно ведется поиск таких индикаторов, причем используются числовые характеристики самих индикаторов, в предположении, что они напрямую отражают какие-либо палеоклиматические параметры. Примером являются величина магнитной восприимчивости (k) или средний размер зерен кварца (СРЗК) в осадочной породе (Beget, Hawkins, 1989; Heller, Liu, 1984; Kashiwaya et al., 2001; Sun et al., 2006 и мн. др.).

Очевидно, при условии эоловой поставки седиментационного материала размер его зерен может быть косвенным показателем силы ветра, изменение которой, в свою очередь, связывается,

например, с палеоклиматическими изменениями, оледенениями и межледниковьями. Однако в случае водной поставки или переработки осадочного материала указанная однозначная палеоклиматическая интерпретация вариаций СРЗК усложнится. Еще более сомнительным является частое использование в качестве палеоклиматического индикатора величины магнитной восприимчивости осадочных слоев, особенно лёссово-почвенных отложений.

В самом деле, как показано в публикациях (Большаков, 2000, 2002a), например, спектрально-временной анализ данных каппаметрии, выполненный в работах (Beget, Hawkins, 1989; Kukla et al., 1990), выявил в изменениях величины k лёссово-почвенных разрезов Аляски и Китая наличие периодов, близких к периодам вариаций орбитальных элементов. Однако в первом случае не учитывались различия скорости осадконакопления лёссовых и почвенных горизонтов, а во втором была сделана попытка учета этих различий, но основанная на неверных физических предположениях. Иными словами, был получен парадоксальный результат: временная шкала изученных отложений лёссовой формации в обоих случаях была заведомо неточной, имелись существенные недостатки в разработке механизма связи вариаций магнитной восприимчивости с глобальными климатическими изменениями, однако результаты спектрального анализа все равно показали, что периоды вариаций k в разрезах близки к орбитальным. Подобные примеры использования каппаметрии могут вызвать только недоверие к этому методу.

Замечу здесь, что я не подвергаю сомнению влияние на магнитную восприимчивость осадочных пород глобальных климатических колебаний, которые во многом определяют условия седиментации. Как и другие, например литолого-минералогические, характеристики осадков, величина k будет зависеть от этих колебаний. Но она зависит и от неклиматических факторов, например от местных геохимических и геоморфологических условий. Необходимо также понимать, что и многосторонние проявления глобальных климатических изменений могут приводить к разным трендам изменения k (Большаков, 2002b). Более того, величина магнитной восприимчивости может измениться уже после образования (захоронения) осадочных слоев, в процессе диагенетических изменений. Поэтому в работах (Большаков, 2000, 2002a, 2002b) сделан вывод, что в общем случае величина k не является палеоклиматическим индикатором, а ее использование в отдельных случаях в качестве такового требует обязательной разработки конкретного механизма связи вариаций k с палеоклиматическими изменениями, что обычно не делается.

Рассмотрим известные нам данные изучения палеоклиматов плейстоцена по континентальным разрезам различных регионов. Наиболее информативными, непрерывными и представительными среди них являются разрезы озерных и лёссово-почвенных отложений. Одной из наиболее известных, длительных и хорошо изученных озерных записей природных изменений является палеоклиматическая запись по донным осадкам озера Байкал, извлеченным в процессе выполнения проекта “Байкал-бурение” в 90-х годах XX века. (Десятилетним итогом проекта “Байкал-бурение” посвящен специальный выпуск журнала “Геология и геофизика”, 2001, т. 42, № 1–2.) Полученные данные охватывают временной интервал до 12 млн лет (Kashiwaya et al., 2001).

Наиболее надежно палеоклиматические вариации в байкальских колонках отражают хорошо коррелирующие с ИК-вариациями в глубоководных колонках изменения содержания биогенного кремнезема (BioSi), извлеченного из остатков диатомовых водорослей (Карабанов и др., 2001; Кузьмин и др., 2002; Williams et al., 1997). В палеоклиматических вариациях авторами указанных публикаций выделяются орбитальные периодичности, аналогичные полученным в глубоководных колонках по ИК-данным, т.е. периоды около 100, 41, 23 и 19 тыс. лет. Таким образом, непосредственный 400-тысячелетний сигнал в палеоклиматической записи озера Байкал не выделяется. Более того, в работе (Кузьмин и др., 2002, с. 309) отмечено, что содержание BioSi в колонке BDP96-2 “откликается на изменение инсоляции только в интервале 0–1600 тыс. лет”.

Тем не менее вывод о наличии 400-тысячелетней периодичности в изменении среднего размера осаждающихся зерен, связываемом с палеоклиматическими флуктуациями, сделан в публикации (Kashiwaya et al., 2001) на основе спектрального временного анализа изменений указанного параметра по байкальской колонке BDP98. Есть три обстоятельства, снижающие значимость этого заключения. Во-первых, это противоречие в самой работе, в которой на стр. 72 говорится, что “размер зерна был относительно большой во время теплых периодов и маленький во время холодных периодов”, в то время как на рис. 1а публикации показана обратная тенденция. Скорее всего, сказанное на стр. 72 – описка.

Во-вторых, для периода времени 0–3 млн лет амплитуда “четырёхсоттысячелетнего” сигнала много ниже амплитуды двух других выделенных сигналов с периодами около 600 и 1000 тыс. лет, причем последние относятся авторами (Kashiwaya et al., 2001) почему-то тоже к орбитальным сигналам, хотя они таковыми не являются. Впрочем, это не единственная странность вольного использования орбитальной гипотезы при интерпрета-

ции байкальской записи. Например, в статье (Williams et al., 1997) выделенные периоды от 166 до 333 тыс. лет также почему-то предполагают относящимися к 400-тысячелетнему периоду, а в публикации (Prokopenko et al., 2001) в записи BioSi выделены временные реперы, соответствующие экстремумам июньской инсоляции без корректного обоснования возможности такого проявления. Поэтому выделенные сигналы вряд ли имеют существенную, сравнимую с 100-тысячелетним сигналом (который, видимо, по этой причине в работе не показан) амплитуду. Следовательно, 400-тысячелетний сигнал изменения среднего размера зерна (если он на самом деле есть – см. ниже) будет, в сравнении со 100-тысячелетним, еще слабее, что, согласно сказанному во введении, для нас интереса не представляет.

В-третьих, точность результатов спектрального временного анализа определяется во многом точностью временной шкалы изучаемой седиментационной записи. В работе (Kashiwaya et al., 2001) временная шкала выведена для возраста более 1 млн лет на основе преимущественно палеомагнитных данных, что не представляется достаточно точным без привлечения других методов, прежде всего оценок абсолютного возраста. Последнее обстоятельство оставляет открытым вопрос о точном количественном определении рассматриваемой гармонике колебаний среднего размера зерен. Более того, согласно рис. 4а публикации (Kashiwaya et al., 2001), она заметно превышает величину 400 тыс. лет и, таким образом, строго говоря, не может соотноситься с вариациями эксцентриситета.

Байкальская запись природных изменений в плейстоцене представляется как эталонная для сибирского региона. В частности, в работе (Карабанов и др., 2001) говорится о преимуществах анализа этой записи по сравнению с анализом записей, например, лёссово-почвенных отложений Западной Сибири, проведенном в публикации (Архипов и др., 1997). Заметим, однако, что в разрезах Приобского плато Белово и Володарка, вероятно, зафиксирована одна из наиболее полных для лёссово-почвенных разрезов планеты записей циклов оледенение–межледниковье в пределах хрона Брюнес и даже, не исключено, до окончания субхрона Харамильо (Большаков, 2008).

В упомянутом выше обширном исследовании лёссовых разрезов Западной Сибири (Архипов и др., 1997) отмечено определенное сходство климатостратиграфических циклитов этого региона с аналогичными данными по глубоководным осадкам. При этом 400-тысячелетний цикл в изменении природной обстановки плейстоцена не выявлен. Данный цикл не выявлен и в специальном исследовании (Добрецов и др., 2003), посвященном изучению периодичности формирования

лѣссово-почвенной последовательности Западной Сибири. Спектрально-временному анализу было подвергнуто изменение интенсивности педогенеза, выраженное в баллах. Были получены периодичности, близкие к уже упоминавшимся периодам орбитальных параметров, – около 100, 40 и 20 тыс. лет. И хотя и в данном случае временную шкалу лѣссово-почвенной последовательности в пределах хрона Брюнес нельзя считать точной, отсутствие 400-тысячелетней периодичности, исходя из эмпирических данных, представленных в работе (Добрецов и др., 2003), достаточно очевидно уже на качественном уровне.

Наибольшее количество публикаций по лѣссовым отложениям связано с разрезами лѣссового плато Китая, которые изучались палеомагнитным и магнитным, палинологическим, минералогическим, биостратиграфическим и другими методами палеогеографического анализа, включая определение абсолютного возраста отложений (Лю Дуншен и др., 1984; Heller, Liu, 1984; Kukla et al., 1988, 1990; Liu et al., 1985, 2008; Loess..., 1991; Zhang et al., 2007). Тем не менее до сих пор не решены окончательно некоторые важные вопросы климатохроностратиграфии Лѣссового плато. Один из важнейших – известное климатостратиграфическое противоречие положения палеомагнитной инверсии Матуяма–Брюнес (М–Б) в глубоководных осадках и лѣссовых разрезах (Большаков, 1996; Tauxe et al., 1996).

Поскольку до сих пор ведутся дискуссии о положении инверсии М–Б (в восьмом лѣссе–седьмой погребенной почве (ПП) или в восьмой ПП) (Heller, Liu, 1984; Kukla et al., 1988; Zhou, Shackleton, 1999; Большаков, 2004, 2008; Liu et al., 2008; Wang et al., 2014), остаются нерешенными и вопросы хронологии и корреляции Лѣссового плато, в частности такие, как соотношение наиболее развитой и мощной ПП5 с одной наиболее слабо выраженной в ИК-записи межледниковой тринадцатой ИК-стадией или с двумя стадиями, МИС 13 и 15. (В последнем случае обычно не обсуждается вопрос, чему внутри трехслойной погребенной почвы ПП5 будет соответствовать ледниковая МИС 14.) Понятно, что отсутствие точной хронологии разрезов приводит к неточностям, например, при проведении спектрально-временного анализа изменений каких-либо палеоклиматических параметров и, соответственно, определении периодичностей этих изменений.

Близкий к 100-тысячелетнему эксцентриситетный период может быть выделен более-менее определенно из-за его яркой выраженности в виде лѣссово-почвенных циклов последнего миллиона лет, соотносимых обычно с циклами оледенение–межледниковье. Если инверсия М–Б проходит в ПП8, получается хорошее соответствие с ИК-шкалой; если же она соответствует ПП7, то

на 780 тыс. лет приходится 7 циклов оледенение–межледниковье. Следовательно, в этом случае длительность цикла составляет около 110 тыс. лет, что также можно отнести к стотысячелетнему циклу. Однако в этом случае ПП5 обычно соотносится с тремя ИК-стадиями, МИС 13–МИС 15, что требует специального обоснования.

400-тысячелетний цикл в этих разрезах мог бы быть выделен (при условии отсутствия значительных седиментационных перерывов) по закономерной смене природных условий формирования представляющих 100-тысячелетние циклы лѣссово-почвенных горизонтов. За последние 1.0–1.2 млн лет 400-тысячелетних циклов должно быть два-три. Однако, несмотря на активное изучение отложений Лѣссового плато, указанных циклов найдено не было. В пределах плейстоцена были выделены сверху вниз следующие подразделения лѣссово-почвенной серии (Liu et al., 1985): голоценовый лѣсс; Маланьский (Malan) лѣсс (до ПП1); лѣсс Верхний Лиши (Upper Lishi) (до ПП5); лѣсс Нижний Лиши (Lower Lishi), заканчивающийся 15-м лѣссом; лѣсс Вученг (Wucheng) (до границы с красными глинами, почти совпадающей с инверсией Гаусс–Матуяма). Длительности этих подразделений различные, доходящие до примерно 1 млн лет.

В публикации (Sun et al., 2006) утверждается о проявлении 400-тысячелетней периодичности в записи летнего и зимнего муссонов для последних 3.6 млн лет в разрезах Lingtai и Zhaojiachuan Лѣссового плато. При этом, по мнению авторов, запись эволюции летнего муссона представлена изменениями по разрезам магнитной восприимчивости, а зимнего муссона – вариациями среднего размера зерен кварца (СРЗК). Такая интерпретация основана на логичных, вообще говоря, представлениях авторов о том, что приносящий влагу летний муссон влияет на величину к отложений, а дующий с северо-западных горных и пустынных районов зимний муссон – на размер приносимых зерен кварца. Чем больше влаги, тем больше величина к, и чем сильнее ветер, тем больше СРЗК. (Напомню, что автор настоящей работы не считает величину к параметром, количественно отражающим изменение выпадающих в прошлом водных осадков.)

Интенсивность палеомуссонов связывается с прецессионными вариациями и будет тем больше, чем больше вызываемые последними сезонные контрасты инсоляции. Сезонные контрасты, в свою очередь, будут увеличиваться с возрастанием эксцентриситета земной орбиты, что и является основанием для выделения 100-тысячелетних циклов, модулирующих прецессионные изменения, и 400-тысячелетних циклов, модулирующих еще и сами 100-тысячелетние циклы. Тем не менее выделение 400-тысячелетнего цикла в

работе (Sun et al., 2006) не представляется бесспорным по нескольким причинам. (Прежде чем переходить к их рассмотрению, отметим, что 400-тысячелетний цикл не обнаружен в записях в интервале 0–1.24 млн лет назад, приходящемся на наиболее значительные колебания климата в плейстоцене.)

Во-первых, в работе (Sun et al., 2006) говорится о возможных искажениях “палеоклиматических”, как считают авторы, записей, основанных на измерениях величины k и среднего размера зерен, и о неопределенности положения палеомагнитных границ (что подчеркивалось нами выше). Тем не менее они делают “орбитальную подгонку”, используя именно эти параметры и, конечно, получают орбитальные периоды. Уже этот факт говорит о некоей предопределенности конечных результатов, по крайней мере при выделении более коротких орбитальных периодов 19, 23 и 41 тыс. лет, которые как раз и используются в орбитальной подгонке. Во-вторых, наиболее значительная амплитуда 400-тысячелетнего периода приходится на временной интервал 1.26–2.59 млн лет, где не проявляется 100-тысячелетний период. Данный факт требует разъяснения, так как оба периода модулируют в конечном итоге прецессионные вариации, а выявляется только один.

Третье, что дает повод усомниться в наличии 400-тысячелетней периодичности, это несоответствие амплитуд прецессионных и 400-тысячелетних колебаний, приведенных на амплитудно-частотном спектре (Sun et al., 2006, fig. 12) для указанного интервала времени. Слова авторов о том, что “в раннем плейстоцене вариации восточноазиатского муссона отвечали нелинейно (асимметрично) на воздействие прецессионной инсоляции, вследствие чего происходила трансформация спектральной изменчивости из прецессионного уровня в модулирующий эксцентриситетный уровень” (Sun et al., 2006, p. 46), ничего не объясняют. (Кстати, аналогично “объяснялся” и 100-тысячелетний период (Hays et al., 1976), однако проблема столетнего периода, как известно, не решена и поныне.) Возникает только новый вопрос: почему воздействие прецессионной инсоляции вызывает столь малую амплитуду изменения в соответствующем ей по частоте 23-тысячелетнем седиментационном сигнале и столь большую амплитуду в эксцентриситетном сигнале? Недоумения по поводу столь большой амплитуды 400-тысячелетнего сигнала подтверждаются и обращением к рис. 11 статьи (Sun et al., 2006), где изображены изменения самих “составных” параметров СРЗК и k . Там практически не видны их колебания с 400-тысячелетним периодом, тогда как колебания с гораздо меньшей спектральной амплитудой (например, с периодом около 75 тыс. лет, который часто фиксируется в палеоклиматических записях) проявляются хоро-

шо. Как в спектре оказалась 400-тысячелетняя гармоника большой амплитуды — загадка.

Для европейской части России существуют различные точки зрения на существование 400-тысячелетнего цикла. С одной стороны, например, в работах А.А. Величко с коллегами (2007), С.М. Шика (2014) такая цикличность не отмечается. С другой стороны, вывод о наличии близкой к 400-тысячелетней цикличности климатических изменений сделан в публикациях В.А. Зубакова (1986, 2005), Н.С. Болиховской (2007). Обратим здесь внимание и на сложность изучения рассматриваемого региона, связанную не в последнюю очередь с тем, что он вмещает в себя зону распространения покровных оледенений и перигляциальные области плейстоцена. Это обстоятельство, естественно, на мой взгляд, уменьшает полноту геологической седиментационной летописи, что выражается в наличии известных разногласий в составлении стратиграфической схемы неоплейстоцена данного региона. Возвращаясь непосредственно к указанным работам, отметим некоторые слабые стороны утверждений о наличии 400-тысячелетней периодичности климатических колебаний плейстоцена.

В позиции В.А. Зубакова недостаточно строго обоснованы как выделение самой цикличности, т.е. сопоставимость и последовательность отдельных ступеней развития внутри разных циклов, так и временная оценка цикла. Например, учитывая известные трудности хроностратиграфического разделения морен и определения границ их распространения, трудно согласиться с утверждением, что “максимальное в предшествующем звене донское оледенение на 400 т.л. древнее днепровского, морены оледенения лика (900 т.л.) лежат в тех же границах, что и морены окского оледенения (460–500 т.л.)” (Зубаков, 2005, с. 214).

Также необходимо отметить наличие неточного представления В.А. Зубаковым точек зрения авторов, на которых он ссылается для обоснования своих выводов. Приведем две цитаты из его работы (Зубаков, 2006, с. 263): “Седиментационный цикл ориентировочной длительностью в первые сотни тысяч лет... давно отмечали многие геологи. Однако ни причины его, ни точная длительность не были известны. Попытка связать его с изменением орбитальных астропараметров была предпринята в XIX веке Дж. Кроллем, выделившим ритм эксцентриситета в 330 тыс. лет. Однако М. Миланкович не поддержал его. Тем не менее, энтузиаст ритмологии геолог Н.Ф. Балуховский увязал эмпирически выделенный им в кайнозойских разрезах цикл именно с ритмом эксцентриситета”. А на стр. 265 той же работы отмечено: “Эксцентриситетная гипотеза 400-тысячелетнего ритма обсуждалась на русском в обзорных работах В.И. Шмуратко и В.А. Большакова”.

В публикации Н.Ф. Балуховского выделяются два геологических “ритма” плейстоцена длительностью 330–360 тыс. лет, однако их природа не связывается с циклом эксцентриситета, как утверждает В.А. Зубаков. Балуховский (1973, с. 40) пишет: “Исходной причиной ритмичности и цикличности физико-географических процессов служат пульсационные и волновые колебания земной коры”, и далее, еще более глобально-неопределенно на стр. 58 той же публикации: “Космические процессы, среди которых видное место занимают возмущения планет, неумолимо нарушают физико-химическое и энергетическое равновесие земных оболочек. Это обстоятельство служит исходной причиной циклически поступательной эволюции нашей планеты”. (Заметим, что в результате и сам В.А. Зубаков принимает новую, “гравитационно-океаническую” гипотезу изменений климата (Зубаков, 2006, с. 322).)

Далее, Дж. Кроль, хотя и рассчитал изменения эксцентриситета на 3 млн лет назад и 1 млн лет в будущее, не выделял “ритмов эксцентриситета” длительностью 330 тыс. лет. Он выделил “три великих периода, два в прошлом и один в будущем... отделенных друг от друга интервалом около 1.7 млн лет” (Croll, 1875, p. 313). Известно, что с этими “великими периодами” высокого значения эксцентриситета Кроль связывал возможность наступления оледенений. Что же до В.А. Большакова (2003), то он не просто “обсуждал гипотезу”, но и конкретно указывал на отсутствие 400-тысячелетнего эксцентриситетного цикла в ИК-записях плейстоцена и предлагал объяснение этого отсутствия.

В публикации (Болиховская, 2007) выделен палеоклиматический цикл 450 тыс. лет, который, очевидно, значительно отличается по длительности от эксцентриситетного 400-тысячелетнего цикла. Поэтому отпадает одно из главных обоснований — “сходство орбитальной конфигурации” (Болиховская, 2007, с. 12) — для объяснения указанной климатической цикличности. Кроме того, сопоставление внутренней структуры выделенных циклов также не представляется идеальным. Прежде всего, интерпретация палинологических спектров может быть неоднозначна. Так, Н.С. Болиховская (2007, с. 16), сопоставляя выделенные ею 450-тысячелетние циклы, попарно коррелирует отложения, соотносимые соответственно с МИС 11 и 1, МИС 15 и 5 и МИС 17 и 7. У В.А. Зубакова (2005, с. 214) корреляция иная: он считает подобными межледниковые биоценозы, соотносимые с МИС 11 и 1, МИС 13 и 5 и МИС 15 и 7. Также, на мой взгляд, неудовлетворительна корреляция окского и валдайского оледенений, соотносимых в работе (Болиховская, 2007) с ИК-стадиями 14–12 и 4–2 соответственно. Ведь МИС 14–МИС 12 содержат 2 самостоятельных оледенения, соотносимых с МИС 14 и

МИС 12, и одно межледниковье — МИС 13, тогда как МИС 4–МИС 2 — это валдайское оледенение, включающее интерстадиальное потепление МИС 3, соотносимое с брянской ПП.

Одни из наиболее мощных разрезов лёссовой формации расположены в Средней Азии, в частности в Таджикистане. Они изучались различными методами палеогеографического анализа в течение длительного времени большими коллективами исследователей (Додонов, 1986, 2002; Додонов и др., 1999; Лазаренко и др., 1977). Монографию (Додонов, 2002) можно считать представительным итогом этих исследований, поэтому будем опираться на сделанные в ней заключения.

В хроне Брюнес выделено 9 погребенных почвенных комплексов (ПК), условия формирования которых ассоциируются с климатическими оптимумами межледникового типа. Исходя из этого, можно заключить, что в лёссово-почвенной последовательности Южного Таджикистана, в отличие от ИК-шкалы, выделяется не 8, а 9 межледниковых горизонтов (не включая современный). Для согласования с ИК-шкалой 8-й ПК коррелируется с “теплой” подстадией 18.3 ледниковой стадии МИС 18 ИК-шкалы (Додонов, 2002). Более убедительное обоснование такой корреляции дано в статье (Лазаренко и др., 1980). В ней описаны результаты исследования лёссовой формации Приташкентского района, разрезы которого хорошо коррелируют с разрезами Южного Таджикистана. В частности, в хроне Брюнес тоже выделено 9 ПК, однако 8-й ПК, как следует из рис. 1 статьи (Лазаренко и др., 1980), является “среднеразвитым”, наряду с остальными восьмью “полноразвитыми” почвенными комплексами. Отсюда очевидно выделение 100-тысячелетней цикличности, связываемой с циклами лёсс–почва. Однако более длительная, 400-тысячелетняя цикличность выделена не была. Это подтверждают и представленные в монографии многочисленные данные палеопедологического, палинологического, геохимического, литолого-минералогического и других анализов погребенных почв и лёссов Таджикистана.

В заключение обратимся к данным по уникальным континентальным разрезам — ледовым кернам Антарктиды по станциям “Dome C” и “Восток” (EPICA..., 2004; Loulergue, et al., 2008; Petit et al., 1999). Так же как и в глубоководных осадках, в них в численной форме зафиксированы изменения температуры (по дейтерию) либо вариации содержания метана или двуокиси углерода для длительных интервалов времени (соответственно около 800 и 400 тыс. лет). Помимо этого, в кернах зафиксированы изменения содержания атмосферной пыли. Все эти данные также демонстрируют наличие орбитальных периодич-

ностей в изменении указанных параметров, кроме периода 400 тыс. лет.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Выше проанализированы эмпирические данные об изменениях природной среды плейстоцена, зафиксированные в глубоководных и континентальных записях, на предмет выявления в них 400-тысячелетней глобальной цикличности. Интерес к этой проблеме обусловлен не только теоретическими и прикладными аспектами, указанными во введении, но и некоторым кажущимся парадоксом, связанным с тем, что в палеоклиматических записях плейстоцена проявляются периодичности всех наиболее значимых гармоник вариаций каждого орбитального элемента, кроме 400-тысячелетней эксцентриситетной. Не исключено поэтому, что именно данное обстоятельство привело к направленному (и не всегда корректному) стремлению выделить и 400-тысячелетний цикл в седиментационных записях различных параметров, характеризующих состояние природной среды плейстоцена.

Иными словами, рассмотренная ситуация может быть аналогом той, которая была названа Н. Воткинсом (Watkins, 1972) “синдромом подтверждения”, когда некое утверждение, недостаточно строго обоснованное, тем не менее принимается за истинное большинством исследователей и затем начинает “подтверждаться” последующими исследователями, несмотря на появление фактов, этому утверждению противоречащих. В нашем случае данная ситуация, скорее всего, связана с непониманием сути теории Миланковича (которая тем не менее провозглашена и принимается большинством правильной), ее соотношения с орбитальной теорией палеоклимата. Выскazanное предположение подкрепляется прежде всего фактом отсутствия корректной общепринятой формулировки понятия “теория Миланковича” (Большаков, 2003, 2011; Большаков, Капица, 2011; Рое, 2006).

В подтверждение сказанного приведем цитаты из двух работ, в которых сделан вывод о наличии близкой к 400-тысячелетней периодичности в плейстоценовых седиментационных записях. Так, в публикации (Rickaby et al., 2007, p. 83) написано: “Несоответствие между 100- и 400-тысячелетними компонентами климата плейстоцена и относительными мощностями этих гармоник эксцентриситета земной орбиты остается сложной проблемой для гипотезы Миланковича”. А в статье (Болиховская, 2007, с. 15) сообщается: “Основопологающей признается гипотеза Миланковича, согласно которой изменения эксцентриситета орбиты Земли соответствуют циклу в 90–100 тысяч лет...”.

Очевидно, авторы указанных, да и многих других публикаций не знают, что Миланкович не занимался вычислением периодов орбитальных циклов. Более того, согласно его теории, эксцентриситетные циклы не должны непосредственно, напрямую, проявляться в вариациях вычисленной им инсоляции и, следовательно, в записях глобальных палеоклиматических изменений. Наличие эксцентриситетной 100-тысячелетней периодичности в палеоклиматических записях — это одно из главных, наряду с проблемой “среднеплейстоценового перехода”, противоречий теории Миланковича эмпирическим данным (Большаков, 2003). Дело в том, что прямым вкладом в инсоляцию за счет вариаций эксцентриситета Миланкович в своих расчетах пренебрег, он учитывал эксцентриситет только как фактор, модулирующий прецессионные изменения. А такая модуляция практически не выделяется в виде отдельного периода при проведении спектрального анализа вариаций прецессии и определяемой ею инсоляции (Berger, Loutre, 1991; Большаков, 2003, 2010).

Как известно, ни преобладание 100-тысячелетней цикличности в палеоклиматических записях последнего миллиона лет, ни проявление практического одного, 41-тысячелетнего, периода в аналогичных записях эоплейстоцена (рис. 2в, 2г) не имеют пока строгого теоретического объяснения. Отсюда можно заключить, что и ожидание обязательного проявления 400-тысячелетней эксцентриситетной цикличности, так же хорошо выраженной в палеоклиматических записях последних 2.6 млн лет, как и две указанные орбитальные цикличности, не является обоснованным. Поэтому нет ничего удивительного в том, что 400-тысячелетняя периодичность не проявляется достаточно четко в непосредственно относящихся к палеоклиматическим показателям изменениях глобального объема льда и температуры, как было показано выше, и для глубоководных, и для континентальных палеоклиматических записей плейстоцена. Не проявляется эта периодичность и в эволюции климатически обусловленных глобальных циклов оледенение—межледниковье, записанных в чередованиях лёссовых и почвенных горизонтов широко представленной на планете лёссовой формации.

Имеющиеся сообщения о проявлениях 400-тысячелетней периодичности в седиментационных записях изменения природной среды не представляются достаточно убедительными доказательствами глобальной и значительной роли этого цикла в палеоклиматических изменениях плейстоцена. Во-первых, потому, что они часто фиксируются по индикаторам, не относящимся непосредственно к показателям палеоклимата, таким как отношение Sr/Ca, ИСУ, СРЗК. Первые два параметра отражают вариации первичной

продукции и глобального цикла углерода (не идентичного изменению содержания CO_2 в атмосфере), третий — силу ветра в регионе. Во-вторых, вклад этого цикла (амплитуда) в изменения рассматриваемого индикатора обычно существенно меньше вкладов, определяемых 100- и 41-тысячелетними циклами. В-третьих, как было показано выше, нередко численное определение периода “400-тысячелетних” вариаций оказывается неверным. Сказанное приводит к заключению, что утверждение о значимости 400-тысячелетнего эксцентриситетного цикла в палеоклиматических колебаниях плейстоцена и даже о его наличии может быть проявлением “синдрома подтверждения”. Замечу, что о влиянии “синдрома подтверждения” на исследователей глобальных изменений четвертичного периода уже писал Д. Боуэн (1981).

В заключение несколько слов по поводу обоснованности палеоклиматических аналогий, опирающихся на тезис о “сходстве орбитальной конфигурации”. В аннотации к статье (Loutre, Berger, 2003) декларируется: “Мы полагаем, что период от 405 до 340 тыс. лет назад, включая большую часть морской изотопной стадии 11, может быть хорошим аналогом будущего климата. Инсоляция в этом интервале показывает сильную линейную корреляцию с инсоляционным сигналом недавнего прошлого и будущего”. Но в более поздней публикации с участием тех же авторов (Stuřifix et al., 2006, p. 220), где приведенная аналогия уже подвергается некоторому сомнению, сказано: “Однако вариации инсоляции, предваряющие стадию 11, существенно отличаются от вариаций, предваряющих современное межледниковье”. Следовательно, с позиций взаимообусловленности развития палеоклиматического процесса (последующие изменения во многом предопределяются предшествующим состоянием системы) и инсоляционные аналогии для МИС 11 и 1 оказываются недостаточно обоснованными.

Ранее неоднократно была показана необоснованность использования вариаций дискретной (июльской или июньской, под одной широтой) инсоляции для палеоклиматических интерпретаций и моделирования (Большаков, 2003, 2010, 2012). В этом легко убедиться, сравнив вариации обычно рассматриваемой июньской инсоляции под 65° с.ш. с эмпирическими данными, например с ИК-кривой LR04.

Из проведенного исследования и глубоководных, и континентальных записей можно сделать следующие выводы.

Связанный с вариациями эксцентриситета земной орбиты 400-тысячелетний цикл практически не проявляется в записях палеоклиматических индикаторов, непосредственно отражающих

климатические колебания плейстоцена как в глубоководных, так и в континентальных разрезах.

Сообщения о наличии 400-тысячелетней цикличности в плейстоценовых записях изменения природной среды во многих случаях внутренне противоречивы и требуют обязательной разработки механизма связи вариаций эксцентриситета с исследуемыми изменениями природной среды.

Отсутствие значимых проявлений 400-тысячелетней периодичности в глобальных изменениях климата плейстоцена служит подтверждением предложенного ранее (Большаков, 2003) объяснения явления СПП, включающего наличие резонансного отклика климатической системы на орбитальное инсоляционное воздействие.

Благодарности. Благодарю коллег, которые выслушали мой доклад по данной теме на заседании Четвертичной комиссии в ГИН РАН, за ценные вопросы, предложения и замечания. Также благодарю А.С. Тесакова и Ю.Б. Гладенкова за полезные замечания по тексту рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипов С.А., Зыкина В.С., Круковер А.А. и др.* Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лёссово-почвенных отложений Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 6. С. 1027–1048.
- Балуховский Н.Ф.* Периодичность процессов палеогеографического развития юга Русской платформы в кайнозойе // Доклады на ежегодных чтениях памяти Л.С. Берга. Гл. ред. С.В. Калесник. Л.: Наука, 1973. С. 40–58.
- Болховская Н.С.* Пространственно-временные закономерности развития растительности и климата Северной Евразии в неоплейстоцене // Археология, этнография и антропология Евразии. 2007. № 4 (32). С. 2–28.
- Большаков В.А.* Использование методов магнетизма горных пород при изучении новейших отложений. М.: ГЕОС, 1996. 192 с.
- Большаков В.А.* Использование каппаметрии при изучении плейстоцена: физические и палеогеографические аспекты // Физика Земли. 2000. № 6. С. 76–86.
- Большаков В.А.* Об использовании каппаметрии в палеогеографических исследованиях // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002а. Т. 10. № 3. С. 100–110.
- Большаков В.А.* Физические аспекты использования магнетизма горных пород (и палеомагнетизма) при изучении плейстоцена. Автореф. дисс. ... докт. физ.-мат. наук. М.: ОИФЗ РАН, 2002б.
- Большаков В.А.* Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. М.: МГУ, 2003. 256 с.
- Большаков В.А.* Определение климатостратиграфического положения инверсии Матуяма–Брюнес в отложениях лёссовой формации как комплексная проблема наук о Земле // Физика Земли. 2004. № 12. С. 58–76.
- Большаков В.А.* О палеомагнетизме лёссов и корреляции разрезов Белово и Володарка на реке Обь // Физика Земли. 2008. № 7. С. 85–96.

- Большаков В.А.* Проблема межледниковой 11-й морской изотопной стадии с позиций новой концепции орбитальной теории палеоклимата // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 2. С. 236–247.
- Большаков В.А.* Что такое “теория Миланковича”? // *Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода*. Аптиты, Санкт-Петербург, 2011. Т. 1. С. 77–80.
- Большаков В.А.* Орбитально-климатическая диаграмма как альтернатива использования дискретных инсоляционных кривых для палеоклиматических интерпретаций и корреляций // *Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода*. 2012. Т. 83. С. 95–103.
- Большаков В.А.* Связь глобальных колебаний климата в плейстоцене с вариациями орбитальных параметров Земли // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2014. Т. 22. № 5. С. 97–112.
- Большаков В.А., Капица А.П.* Уроки развития орбитальной теории палеоклимата // *Вестник РАН*. 2011. Т. 81. № 7. С. 603–612.
- Большаков В.А., Каревская И.А.* О наличии 400-тысячелетнего эксцентриситетного цикла в изменениях природной среды плейстоцена // *Изв. РАН. Сер. географ.* 2013. № 2. С. 83–90.
- Большаков В.А., Иванова Е.В., Прудковский А.Г.* Некоторые результаты применения нового метода хронометрирования палеоклиматических записей глубоководных колонок донных осадков // *Океанология*. 2005. Т. 45. № 6. С. 916–926.
- Боуэн Д.* Четвертичная геология. М.: Мир, 1981. 272 с.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Панин П.Г.* Почвенные полигенетические комплексы как системный феномен плейстоценовых макроциклов // *Изв. РАН. Сер. географ.* 2007. № 2. С. 44–54.
- Добрецов Н.Л., Зыкин В.С., Зыкина В.С.* Структура и периодичность формирования лёссово-почвенной последовательности плейстоцена Западной Сибири и ее сопоставление с байкальской и глобальными записями изменения климата // *Докл. АН*. 2003. Т. 391. № 6. С. 821–824.
- Додонов А.Е.* Антропоген Южного Таджикистана. М.: Наука, 1986. 168 с.
- Додонов А.Е.* Четвертичный период Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеогеография. М.: ГЕОС, 2002. 250 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 546).
- Додонов А.Е., Шеклтон Н., Жоу Л.П. и др.* Лёссово-почвенная стратиграфия квартера Средней Азии: геохронология, корреляция и эволюция палеосреды // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1999. Т. 7. № 6. С. 66–80.
- Зубаков В.А.* Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 288 с.
- Зубаков В.А.* Климатостратиграфия (последних 7.5 млн лет) как наука о становлении современной географической среды (и тезисно о 400-тысячелетнем ритме как сути ледниковой теории) // *Горизонты географии. К 100-летию К.К. Маркова*. М.: МГУ, 2005. С. 208–218.
- Зубаков В.А.* О вкладе климатостратиграфии и исторической геоэкологии в прочтение геологической летописи и в прогностику будущего // *Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. Памяти Е.Н. Анановой*. Ред. Зубаков В.А. СПб.: Недра, 2006. С. 227–338.
- Кандиано Е.С., Баух Х., Фаль К. и др.* Можно ли считать аналогами MIS 11 и голоцен? // *Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (школы) по морской геологии*. Москва, 2009. С. 341–343.
- Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И. и др.* Оледенения и межледниковья Сибири – палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с Западно-Сибирской стратиграфией (эпоха прямой полярности Брюнес) // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 48–63.
- Кузьмин М.И., Кербер Е.Б., Карабанов Е.Б., Гелетий В.Ф.* Вариации климата позднего кайнозоя, установленные по осадкам озера Байкал // *Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 3. Природные и социальные сферы как части окружающей среды и как объекты воздействий*. М.: Янус-К, 2002. С. 304–309.
- Лазаренко А.А., Пахомов М.М., Пеньков А.В. и др.* О возможности климатостратиграфического расчленения лёссовой формации Средней Азии // *Поздний кайнозой Северной Евразии*. М.: ГИН АН СССР, 1977. Ч. 1. С. 70–32.
- Лазаренко А.А., Болиховская Н.С., Семёнов В.В.* Опыт дробного стратиграфического расчленения лёссовой формации Приташкентского района // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1980. № 5. С. 53–66.
- Лю Душшен, Дун Гуанжун, Ан Чжишшен.* Природная обстановка пустынных и лёссовых областей Китая // *Четвертичная геология и геоморфология. Доклады 27-го Международного геологического конгресса*. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 82–88.
- Миланкович М.* Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.–Л.: ГОНТИ, 1939. 207 с.
- Шук С.М.* Неоплейстоцен центра Европейской России: современные представления о стратиграфии и палеогеографии // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2014. Т. 22. № 2. С. 108–120.
- Beget J., Hawkins D.* Influence of orbital parameters on Pleistocene loess deposition in Central Alaska // *Nature*. 1989. V. 337. P. 151–153.
- Berger A.L., Loutre M.F.* Insolation values for the climate of the last 10 million years // *Quat. Sci. Rev.* 1991. V. 10. P. 297–317.
- Berger A., Loutre M.F.* An exceptionally long interglacial ahead? // *Science*. 2002. V. 297. P. 1287–1288.
- Berger A., Loutre M., Melice J.* Milankovitch and beyond // *Paleoclimate and the Earth climate system. Milutin Milankovitch Anniversary Symposium. Abstracts*. Belgrade: Serbian Academy of Sciences and Arts, 2004. P. 31–50.
- Bol'shakov V.A., Kapitsa A.P., Rees W.G.* James Croll: a scientist ahead of his time // *Polar Record*. 2011. Doi: 10.1017/S0032247411000301
- Clemens S., Tiedemann R.* Eccentricity forcing of Pliocene–Early Pleistocene climate revealed in a marine oxygen-isotope record // *Nature*. 1997. V. 385. P. 801–804.

- Croll J.* Climate and time in their geological relations: a theory of secular changes of the Earth's climate. London: Edward Stanford, 1875. 577 p.
- Crucifix M., Loutre M.F., Berger A.* The climate response to the astronomical forcing // *Space Sci. Rev.* 2006. V. 125. P. 213–226.
- de Garidel-Thoron T., Rosenthal Y., Bassinot F., Beaufort L.* Stable sea surface temperatures in the western Pacific warm pool over the past 1.75 million years // *Nature.* 2005. V. 433. P. 295–298.
- Droxler A.W., Farrel J.W.* Marine isotope stage 11 (MIS 11): new insights for a warm future // *Global Planet. Change.* 2000. V. 24. P. 1–5.
- Elderfield H., Ferretti P., Greaves M. et al.* Evolution of ocean temperature and ice volume through the mid-Pleistocene climate transition // *Science.* 2012. V. 337. P. 704–709.
- EPICA community members.* Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // *Nature.* 2004. V. 429. P. 623–628.
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.* Variation in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages // *Science.* 1976. V. 194. P. 1121–1132.
- Heller F., Liu T.* Magnetism of Chinese loess deposits // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1984. V. 77. P. 125–141.
- Imbrie J., Imbrie J.Z.* Modelling the climatic response to orbital variations // *Science.* 1980. V. 207. P. 943–953.
- Imbrie J., van Donk J., Kipp N.G.* Paleoclimatic investigation of a Late Pleistocene Caribbean deep-sea core: comparison of isotopic and faunal methods // *Quaternary Res.* 1973. V. 3. P. 10–38.
- Imbrie J., Hays J., Martinson D. et al.* The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record // *Milankovitch and Climate.* NATO ASI Ser. C. 126. Eds. Berger A.L. et al. Dordrecht: Reidel, 1984. P. 269–305.
- Imbrie J., Berger A., Boyle A. et al.* On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000-year cycle // *Paleoceanography.* 1993. V. 8. P. 699–735.
- Kandiano E.S., Bauch H.A.* Surface ocean temperatures in the Northeast Atlantic during the last 500,000 years: evidence from foraminiferal census data // *Terra Nova.* 2003. V. 15. P. 265–271.
- Kashiwaya K., Ochial S., Sakai H., Kawai T.* Orbit-related long-term climate cycles revealed in a 12-Myr continental record from Lake Baikal // *Nature.* 2001. V. 410. P. 71–73.
- Kukla G., Heller F., Liu X. et al.* Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility // *Geology.* 1988. V. 16. P. 811–814.
- Kukla G., An Z.S., Melice J.L. et al.* Magnetic susceptibility record of Chinese loess // *Trans. R. Soc. Edinburg. Earth Sci.* 1990. V. 81. P. 263–288.
- Lawrence K.T., Liu Z., Herbert T.D.* Evolution of the eastern Tropical Pacific through Plio-Pleistocene glaciations // *Science.* 2006. V. 312. P. 79–83.
- Lawrence K.T., Sosdian S., White H.E., Rosenthal Y.* North Atlantic climate evolution through the Plio-Pleistocene climate transitions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 300. P. 329–342.
- Lisiecki L.E.* Links between eccentricity forcing and the 100,000-year glacial cycle // *Nature Geoscience.* 2010. V. 3. P. 349–352.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanography.* 2005. V. 20. PA 1003, doi: 10.1029/2004PA001071
- Liu Q., Roberts A., Rohling E. et al.* Post-depositional remanent magnetization lock-in and the location of the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal boundary in marine and Chinese loess sequences // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 275. P. 102–110.
- Liu T., An Z., Yuan B., Hun J.* The loess-paleosol sequence in China and climatic history // *Episodes.* 1985. V. 8. № 1. P. 21–28.
- Loess, Environment and Global Change. The Series of the XIII INQUA Congress. Ed.-in-Chief Liu T. Beijing: Science Press, 1991.
- Loulergue L., Schilt A., Spahni R. et al.* Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH_4 over the past 800,000 years // *Nature.* 2008. V. 453. P. 383–386.
- Loutre M.F.* Clues from MIS 11 to predict the future climate – a modeling point of view // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 212. P. 213–224.
- Loutre M.F., Berger A.* Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial // *Global Planet. Change.* 2003. V. 36. P. 209–217.
- McManus J., Oppo D., Cullen J.* A 0/5-Million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic // *Science.* 1999. V. 283. P. 971–975.
- McManus J., Oppo D., Cullen J., Healey S.* Marine Isotope Stage 11 (MIS 11): analog for Holocene and future climate? // *Geophys. Monograph.* 2003. V. 137. P. 69–85.
- Petit J., Jouzel J., Raynaud D. et al.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature.* 1999. V. 399. P. 429–436.
- Prokopenko A., Karabanov E., Williams D. et al.* Biogenic silica record of the Lake Baikal response to climatic forcing during the Brunhes // *Quaternary Res.* 2001. V. 55. P. 123–132.
- Rickaby R.E.M., Bard E., Sonzogni C. et al.* Coccolith chemistry reveals secular variations in the global ocean carbon cycle? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 253. P. 83–95.
- Roe G.* In defense of Milankovitch // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L24703, doi: 10.1029/2006GL027817
- Schneider-Mor A., Yam R., Bianchi C. et al.* Diatom stable isotopes, sea surface temperature records of the past 640 ka in the Atlantic sector of the Southern Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L10704, doi: 10.1029/2005GL022543
- Shackleton N.J., Berger A., Peltier W.* An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time scale based on ODP Site 677 // *Trans. R. Soc. Edinburg.* 1990. V. 81. P. 251–261.
- Siddall M., Hönisch B., Waelbroeck C., Huybers P.* Changes in deep Pacific temperature during the mid-Pleistocene transition and Quaternary // *Quat. Sci. Rev.* 2010. V. 29. P. 170–181.
- Sun Y., Clemens S., An Z., Yu Z.* Astronomical timescale and palaeoclimatic implication of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau // *Quat. Sci. Rev.* 2006. V. 25. P. 33–48.
- Tauxe L., Herbert T., Shackleton N., Kok Y.* Astronomical calibration of the Matuyama–Brunhes boundary: consequences for magnetic remanence acquisition in marine car-

- bonates and Asian loess sequences // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 140. P. 133–146.
- Wang P., Tian J., Lourens L.J.* Obscuring of long eccentricity cyclicity in Pleistocene oceanic carbon isotope records // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 290. P. 319–330.
- Wang X., Lovlie R., Chen Y. et al.* The Matuyama-Brunhes polarity reversal in four Chinese loess records: high fidelity recording of geomagnetic field behavior or a less than reliable chronostratigraphic marker? // *Quat. Sci. Rev.* 2014. V. 101. P. 61–76.
- Watkins N.* Review of the development of the geomagnetic polarity time scale and discussion of prospects for its finer definition // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1972. V. 83. P. 551–574.
- Williams D.F., Peck J., Karabanov E.V. et al.* Lake Baikal record of continental climate response to orbital insolation during the past 5 million years // *Science.* 1997. V. 278. P. 1114–1117.
- Zhang W., Yu L., Lu M., Zheng X., Shi Y.* Magnetic properties and geochemistry of the Xiashu Loess in the present subtropical area of China, and their implications for pedogenic intensity // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 260. P. 86–97.
- Zhou L.P., Shackleton N.J.* Misleading positions of geomagnetic reversal boundaries in Eurasian loess and implications for correlation between continental and marine sedimentary sequence // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 168. P. 117–130.

Рецензенты А.С. Тесаков, Ю.Б. Гладенков