

Моделирование палеоклиматов

А.В. Кислов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

27 декабря 2003 г.

Исследуется проблема моделирования климата прошлых климатических эпох. Обсуждается иерархическая структура моделирования - от глобальных моделей общей циркуляции атмосферы и океана до локальных моделей, позволяющих адаптировать сигнал к микроклиматическим условиям.

Результаты моделирования различных срезов плейстоцена и голоцена, показывают важную роль сезонного перераспределения поступающей солнечной энергии (механизм Миланковича).

В свете результатов моделирования обсуждается генезис крупных изменений климата в прошлом.

Введение

Изучение климатов прошлого проводится для решения следующих проблем. Во-первых, для того, чтобы лучше понять современное состояние климата и окружающей среды, а также генезис будущих изменений. Во-вторых, изучение экстремальных событий прошлого дает представление о том, каковы были (и могут быть) масштабы изменений. Иногда этого достаточно для практического решения задачи прогноза. В третьих, на климатах прошлого проводится проверка математических моделей климата, предназначенных для воспроизведения будущих климатических условий. То есть климаты прошлого (наряду с данными современной наблюдательной сети) являются своеобразным эталоном.

При изучении климатов прошлого акцент делается на крупные события. Именно они, оставив отчетливый след в палеоиндикаторах, хорошо документированы, что позволяет задавать наборы параметров и исходных данных в моделях климата, и выполнять оценку качества результатов моделирования. С удалением в прошлое убывает временная разрешающая способность реконструкций, уменьшается их информативность. Менее достоверны становятся и различного рода геофизические и геохимические теории, привлекаемые для объяснения вариаций климата. Поэтому, фактически, моделирование климатов прошлого осуществляется для воспроизведения крупных аномалий, продолжительностью от тысяч до сотен тысяч лет, имевших место в последний миллион лет (плейстоцен и голоцен). События вне этого интервала привлекаются для целей моделирования редко и их анализ носит умозрительный характер.

Климатические условия плейстоцена и голоцена складывались в условиях неизменного (отвечающего современному) расположения материков и океанов. Угловая скорость вращения Земли была постоянна (ее постепенное замедление ощущается на существенно больших интервалах времени). Светимость Солнца, характеризуемая величиной солнечной постоянной ($I_0=1367$ Вт/м²), оставалась неизменной, испытывая, вероятно, вариации

того же масштаба, которые имеют место в настоящее время и происходят параллельно с эффектами солнечной активности [1]. Несмотря на неизменность фонового состояния, географическая среда и состояние климата не были стабильны. На рис. 1 [2] в качестве примера происходящих природных изменений показана климатическая шкала второй половины плейстоцена, основанная на вариациях тяжелого изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах планктонных фораминифер, отражающая глобальные вариации температуры и объема льда, заключенного в ледниках суши. Аналогичные в главных чертах результаты получены и при анализе ледникового антарктического керна [3]. Видно, что главной особенностью климата плейстоцена являются крупные климатические циклы, следующие друг за другом с периодичностью в ~ 100 тыс.лет. Спектральный анализ показывает также наличие небольших пиков, соответствующих периодичности в 41 тыс. лет и примерно 20 тыс.лет; кроме этого обращает на себя внимание то, что флуктуации климата имеют характер красного шума.

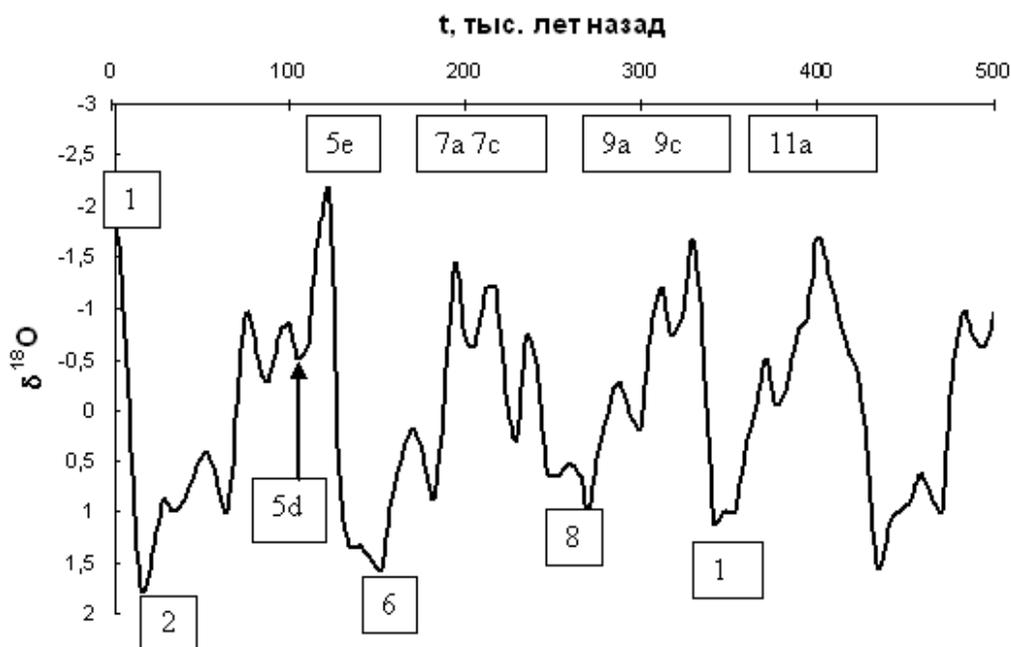


Рис. 1. Кривая изменений содержания тяжелого изотопа кислорода [2]. Цифры отмечают некоторые морские изотопные стадии

Теоретической основой изучения генезиса событий прошлого (по крайней мере, некоторой их части) является теория Миланковича [4, 5]. Суть ее составляют представления о том, что сезонное перераспределение инсоляции на ВГА могло управлять изменениями климата соответствующего масштаба, причем, в условиях, когда годовая сумма радиации остается постоянной, главная роль в этом процессе отводилась аномалиям инсоляции летнего полушария.

Геофизическими параметрами, определяющими режим инсоляции, являются следующие величины: ϵ , ω и $e \cos \varpi$. ϵ — так называемый угол наклона (или просто наклонение) — угол наклона плоскости экватора к плоскости орбиты планеты; e — эксцентриситет орбиты, ϖ — долгота перигелия (характеризующая момент максимальной приближенности планеты к Солнцу). Расчеты показывают, что на протяжении миллиона лет наклонение колебалось между 22° и 25° с периодом в 41 тыс. лет. Перигелий смещается относительно

положения равноденствия с ритмичностью в 19 и 23 тыс. лет. Величина эксцентриситета с характерными периодами в 100 и 400 тыс. лет варьирует от 0 до 0.0607. Последние из перечисленных изменения слишком малы, чтобы значимо изменить годовое количество энергии, поступающей к планете от Солнца ($0.25I_0$).

Как уже отмечалось, спектральный анализ вариаций климатических индикаторов обнаруживает присутствие периодичностей, предсказанных теорией Миланковича. Однако, как показывают оценки, они обеспечивают только 15–25% общей изменчивости.

Проверка теории Миланковича может быть осуществлена только с помощью климатических моделей. При этом решается задача определения того, насколько чувствительны для климатической системы вариации внешних факторов. Результирующий модельный эффект, включающий вклад обратных связей, реализуемых в модели, сопоставляется с эмпирическими данными. В результате можно оценить значимость или незначимость того или иного климатообразующего фактора или группы факторов.

Методика моделирования климата

Современные модели климата это так называемые модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) и океана (МОЦО). Они основаны на уравнениях термогидродинамики [6]. Современные модели успешно воспроизводят климатическое распределение температуры и режима увлажнения, а также их изменчивость. В то же время, различные модели (в мире сейчас около 30 активно эксплуатируемых моделей примерно одного класса) воспроизводят отклик на одни и те же заданные граничные условия несколько по-разному, то есть имеет место межмодельный разброс результатов моделирования. В этом случае частично преодолеть трудности интерпретации результатов позволяет предположение, что результаты моделирования образуют статистический ансамбль. Если принять эту концепцию, то данные разных моделей можно усреднить — то есть, например, для каждой широты и долготы можно вычислить среднее по ансамблю модельных полей значение того или иного метеорологического элемента считая, что оно будет более надежно характеризовать ситуацию, чем данные отдельной модели. Межмодельный разброс при этом охарактеризуется рассчитываемым в каждой точке территории значением стандартного отклонения.

Для практической реализации уравнения моделей заменяются конечномерными аналогами, так что вычисляемые поля представляются на некоторой сетке точек, покрывающей Земной шар. Шаг сетки по горизонтали составляет при моделировании климата 3–5° широты и долготы. Такое довольно грубое разрешение не позволяет описывать важные явления меньшего масштаба. Это приводит, во-первых, к проблеме параметризации их вклада в крупномасштабную (сеточную) динамику. Во-вторых, необходимо детализировать информацию, то есть перейти к более высокому пространственному разрешению, учитывающему конкретные особенности топографии и свойства ландшафтов.

Решение последней проблемы (problem of downscaling) может быть достигнуто различными методами. Так, широко распространено применение региональных моделей высокого разрешения, использующих выходную информацию МОЦА в качестве граничных и начальных условий. Другой подход — статистический, при котором эмпирически устанавливаются соотношения между информацией разного пространственного уровня. Здесь, однако, рискованно использовать регрессионные уравнения, параметры которых определяются статистически по современным данным. Дело в том, что не гарантируется, что они не бу-

дут меняться при изменении климата. Рассмотрим кратко вариант физико-статистической методики, практически лишенный этого недостатка [7].

Предположим, что элементарная ячейка МОЦА разделена на мелкие микроячейки. Зная информацию МОЦА, требуется рассчитать потоки радиации, температуру, осадки и др., во всех микроячейках. Рассмотрим сперва, как решается эта проблема для радиационных потоков. Поток прямой солнечной радиации трансформируется на основе известных геометрических соотношений. На основе средних соотношений учитывается уменьшение с высотой оптической толщины атмосферы. Предполагая, что рельеф, аппроксимированный цифровой моделью, не содержит узких долин (с наклонами склонов $\alpha < 50^\circ$), можно считать, что поток рассеянной солнечной радиации не меняется, а поток встречного длинноволнового излучения атмосферы запишется как $F_\alpha = F \cos \alpha$, где F — поток, поступающий на горизонтальную поверхность.

Рассмотрим осадки. Обозначим p суточную сумму осадков на ячейке МОЦА, причем $p = p_C + p_L$ — конвективная и «крупномасштабная» составляющие, рассчитываемые в модели. Обозначим y_i количество осадков в i -й микроячейке. Тогда для любого интервала времени (удобно использовать сутки) можно записать следующее выражение

$$y_i = f_{i,j} p_i + g_{i,j} + \varepsilon_{i,j} \quad (1)$$

Индекс j , характеризующий номер дня, не включен в y_i и p_i , поскольку предполагается, что выполняется моделирование стационарных условий (зима или лето). Последнее слагаемое в (1) есть случайная величина, характеризующая ошибки данного представления, но f и g — функции, определяемые на основе известных соотношений, аппроксимирующих различия осадков на наветренном и подветренном склонах различной крутизны. Выражения вида (1) суммируются для всех $i = 1, \dots, n$. Поскольку $\sum_{i=1}^n p_i = pn$, можем записать для одного дня уравнение с n неизвестными, а для всех рассматриваемых m дней получить систему уравнений, имеющую в матричной форме следующий вид:

$$\xi = Ay + \nu \quad (2)$$

При построении физико-статистической модели даунскайлинга для температуры в приповерхностном слое (T) основная роль принадлежит уравнению теплового баланса, записанного для каждой микроячейки в следующей форме:

$$\frac{d\Psi}{dt} = Q(1 - \alpha) + F_\alpha - \sigma T^4 - LE - H - k(T - \tilde{T}) \quad (3)$$

Здесь $\Psi \sim T$. Последнее слагаемое описывает обмен теплом между разными ячейками в соответствии с законом Ньютона (\tilde{T} — средняя по всем микроячейкам температура). В результате линеаризации можно получить: $F_\alpha - \sigma T^4 \sim (T - T_M)$, $H \sim (T - T_M)$, $LE \sim (q - q_M) \sim (T - T_M)$. Здесь переменные с индексом «М» есть данные с нижнего уровня МОЦА. Таким образом, для m дней получается система из m уравнений, содержащая n неизвестных $(T - T_M)_i$, которая в матричном виде представляется уравнением вида (2).

Уравнение (2) отражает связь между крупномасштабными (ξ) и локальными (y) переменными. Нахождение решения такой системы представляет собой специфическую проблему, поскольку данная система уравнений относится к так называемым некорректным задачам. Для ее решения можно использовать метод, основанный на принципе максимального правдоподобия, в результате которого оценка искомого вектора имеет следующий вид:

$$\hat{y} = (A^* A)^{-1} A^* \xi \quad (4)$$

Это решение может быть скорректировано используя процедуру регуляризации [8]. Она эффективно применяется в случае, если распределение вероятности искомой величины и ошибки гауссово. В этом случае решение (4) трансформируется в

$$\hat{y} = (A^*A + \sigma^2C^{-1})^{-1} A^*\xi, \quad (5)$$

где $C_{i,j} = \langle y_i y_j \rangle_{apr}$ — корреляционная матрица, которая должна быть априорно задана.

Моделирование климата позднего плейстоцена и голоцена

Крупные эпизоды истории климата (см.рис. 1) сменяли друг друга подчиняясь колебаниям инсоляции на внешней границе атмосферы, влияние которых усиливалось внутренними связями, приводящими к изменениям концентрации ρ_2 в атмосфере. «Тонкую структуру» этих основных событий составляют флуктуации меньшего масштаба.

Рассмотрим результаты численных экспериментов по воспроизведению климатических условий 6 тыс.лет назад. Данный срез палеовремени характерен тем, что на верхней границе атмосферы существовала заметная аномалия инсоляции (см. рис. 2). Она сохранялась значимой на протяжении раннего и среднего голоцена. Ответственными за ее появление явилось увеличение, по сравнению с современным значением, наклона ($\epsilon = 24.105^\circ$ вместо 23.446°) и изменение долготы перигелия (вместо современного $\varpi = 282^\circ$ было $\varpi = 181^\circ$). Эти эффекты вызвали совпадение середины астрономического лета северного полушария, создаваемого эффектом наклона ($\epsilon > 0$), с моментом перигелия земной орбиты.

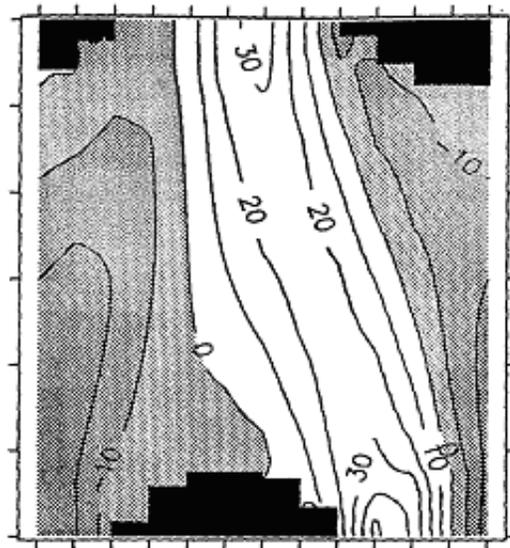
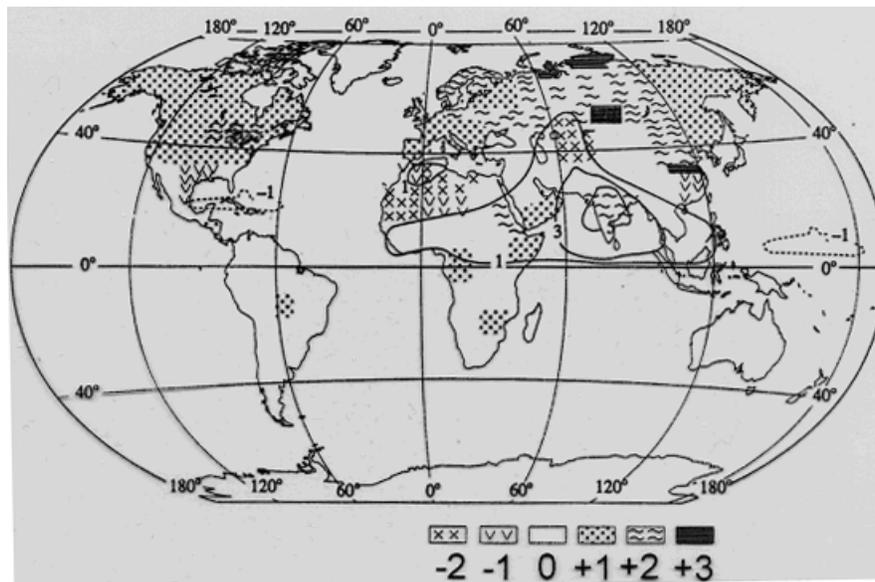


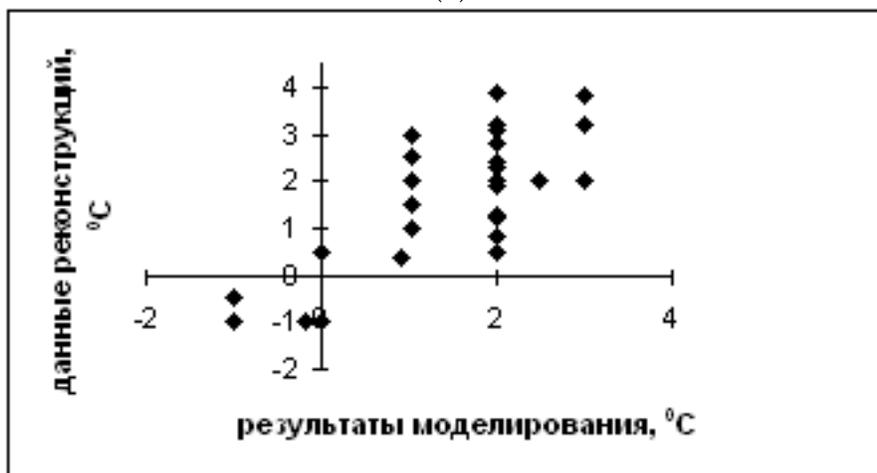
Рис. 2. Инсоляции ($Вт/м^2$) на верхней границе атмосферы: отклонения 6 тыс.лет назад от современных значений

В математической модели Московского университета (модель MSU) при моделировании условий 6 тыс. лет назад был задан соответствующий режим инсоляции, изменены условия распространения морского льда в Арктике, изменены, в соответствии с реконструкциями, свойства ландшафтов в сухих субтропиках Африки и Азии. На рис. 3

показано распределение модельных аномалий температуры и осадков. Сопоставление с данными реконструкций показывает, что температурные аномалии воспроизведены верно не только с качественной, но и с количественной точки зрения. Что касается осадков, то модельные осадки оказались занижены в засушливых районах - например, в Северной Африке их оказалось недостаточно, чтобы обеспечить то превращение современной пустыни в ландшафты сухих степей, которые произошли 6 тыс. лет назад. Отметим, что не только по модели MSU, но и по данным других 18 моделей (в рамках международного проекта PMIP (Paleoclimate Modeling Intercomparison Project)) были получены аналогичные результаты [1].



(a)



(б)

Рис. 3. Аномалии температуры ($^{\circ}\text{C}$) и осадков (мм/сут, изолинии) для условий июля 6 тыс. лет назад, воспроизведенные моделью MSU, по сравнению с современным состоянием (а) и сопоставление модельных и реконструированных аномалий температуры в различных районах Земли (б)

Моделирование показало, что и более ранние, доголоценовые теплые события (аллеред, беллинг), представляли собой реакцию на орбитальные возмущения инсоляции, являясь

этапами послеледникового потепления [1]. Однако оно не было монотонно — процесс потепления был разорван эпохами дриасовых похолоданий.

Рассмотрим одно из наиболее ярких событий — дриас-3 (молодой дриас). Распространенная концепция, объясняющая возникновение этого похолодания, заключается в следующем [9]. За время предшествующего теплого периода (аллереда) в Северной Америке край покровного оледенения отступал на север, и все это время талые воды по системе рек бассейна Миссисипи переносились в Мексиканский залив. При смещении края ледника к Великим озерам, талые воды образовали ледниковое озеро (так называемое озеро Агассиз, его фрагментами считаются современные озера Манитоба и Виннипег). Отсюда вода поступала в Атлантический океан по долине реки Св.Лаврентия. Причем в ряде работ развивается представление о том, что имели место катастрофические прорывы озера Агассиз с скоростью истечения воды, оцениваемой как 0.35 Sv за время порядка 10 лет [10]. Это вызывает распреснение поверхностных вод Гренландского моря, вызывая ослабление конвективной деятельности и поэтому уменьшение притока поверхностных вод в Северную Атлантику в системе Северо-Атлантического течения. А последнее событие приводило к похолоданию северной части Атлантики и Европы.

Обратимся к результатам моделирования, выполненного на объединенной МОЦА/МОЦО GFDL [11]. Чтобы создать возмущения циркуляции, в модели осуществлялось распреснение вод — предполагалось, что приток пресной воды равен 0.1 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$), равномерно распределен в охватывающем Атлантику поясе 50-700 с.ш. и действует 500 лет. Через 500 лет интегрирования модели источник отключался, и эксперимент продолжался еще 750 модельных лет.

Моделирование показало, что в результате распреснения соленость вод Северной Атлантики резко уменьшилась в первые сотни лет, затем, до конца действия источника пресных вод (500 лет), ее ход был более спокойный. Температура понижалась все 500 лет; поведение морских льдов следует за аномалиями температуры. После того, как распреснение было остановлено, соленость стала быстро расти и вернулась к нормальному состоянию уже к 750 году эксперимента. Температура повела себя иначе, она не возрастала еще примерно 100 лет — низкие температуры сохранялись, пока не растаял лед, и только после этого она быстро вернулась к прежнему уровню (примерно на 750 году эксперимента). Этап снижения и роста температуры, и солености был осложнен флуктуациями с характерной периодичностью в нескольких десятков лет. Распреснение привело к уменьшению плотности воды верхнего слоя океана и к ослаблению, а затем и прекращению конвективной деятельности. Одновременно снизилась интенсивность термохалинной циркуляции в Северной Атлантике — за 500 лет с $18,5$ до $4,5 \text{ Sv}$, причем за первые 100 лет ее интенсивность уменьшилась в 3 раза.

В период 400–500 лет эксперимента, отрицательные аномалии температуры воздуха у поверхности ($-3 \div -7^\circ$) существовали главным образом над Северной Атлантикой и Гренландией; Скандинавия и Западная Европа оконтуриваются изоаномалой -1° . Эта картина не отражает реконструированное распределение аномалий — похолодание на суше было гораздо существеннее ($-2 \div -6^\circ$ летом и $-6 \div -12^\circ$ зимой [12]).

Значимость результатов рассмотренного численного эксперимента снижает то, что приток пресных вод был задан на несколько порядков превышающим реконструированные значения. Фактически это означает, что к гораздо меньшим впрыскиваниям пресной воды циркуляция океана мало чувствительна. В этом смысле более реалистичный эксперимент был выполнен на МОЦО ИВМ РАН [13]. Компьютерный эксперимент был организован так, что в ячейки модели океана, примыкающие к устью р. Св.Лаврентия, в течение 10

модельных лет добавлялась пресная вода с суммарной интенсивностью 0.35 Sv. Затем приток пресных вод отключался, а модель интегрировалась еще несколько сотен лет, чтобы оценить возможные долгоживущие эффекты. Главный результат эксперимента — практически полное отсутствие реакции климатического режима. Таким образом, результаты получились не в пользу основной концепции — количества талых вод недостаточно для инициирования глобальных нарушений циркуляции вод Северной Атлантики и изменений климата.

Для климата голоцена также типично существование короткопериодных пульсаций, правда, не со столь резких, как флуктуация аллеред — дриас-3. Например, кульминацию атлантического потепления связывают с его фазами АТ3 или АТ5, при этом разделяющее их холодное событие диагностируется четко. В это время никаких дополнительных к Гренландии и Антарктиде ледников уже не существовало, так что если пытаться оставаться в рамках концепции о возбуждении аномалий Мирового океана ледниковыми покровами суши, то единственным источником такого рода возмущений остается (учитывая относительные размеры современных ледников) Антарктида. Однако, по мнению гляциологов, никаких резких изменений объема ее ледников не происходило.

В конце плейстоцена (21 тыс. календарных лет назад) произошло одно из самых глубоких за плейстоцен похолоданий климата (см.рис. 1). В это время содержание CO_2 было существенно снижено (200 ppmv). Площади и объем континентального оледенения увеличились за счет появления новых ледниковых щитов [14] в Северной Америке (Лаврентийский ледниковый щит, с максимальной высотой около 2.5 км) и в Скандинавии (Скандинавский щит, с максимальной высотой в 1.5 км). Уровень Мирового океана понизился и уменьшилась его площадь, увеличилась площадь морских льдов, понизилась температура поверхности океана [15, 16]. Альbedo поверхности континентов возросло за счет ее аридизации. Последний процесс способствовал тому, что замутненность атмосферы существенно возросла.

В настоящее время накапливаются данные о том, что данная каноническая картина не вполне соответствует реальности. Имеются проблемы, связанные с реконструкциями размеров ледниковых щитов, учетом роли подземного оледенения и определением уровня океана [17]. Помимо этого имеются представления о том, что температуры поверхности океана в низких широтах должны быть ниже тех, что даны в стандартной реконструкции [18, 19]. Существенные отрицательные аномалии температуры реконструированы и на суше, причем не только в высоких и умеренных широтах, но и в тропиках [20, 21]. Возможно, что и представления о размерах полей морских льдов также должны быть подвергнуты ревизии - существуют данные о том, что летом поверхность Северной Атлантики могла быть покрыта льдами только частично [22].

Позднеплейстоценовое похолодание, как и другие климатические аномалии плейстоцена, возникло в ответ на орбитально-инициированные изменения распределения инсоляции на ВГА и вариации содержания атмосферного CO_2 . Причем инерционность климатической системы порождает запаздывание ее отклика в 10-20 тыс. лет. Принимая это во внимание, не кажется противоречащим реальности то, что отличия в распределении на ВГА инсоляции 21 тыс. лет назад от современного составляли менее одного процента.

Рассмотрим результаты моделирования климата 21 тыс. лет назад. На рис. 4 представлено пространственное распределение среднегодовых отклонений приземной температуры воздуха 21000 лет назад от современной (температура модельного климата 21 тыс. лет назад минус температура модельного климата современной эпохи). Значения отклонений получены по каждой модели PMIP и усреднены. Рассчитанный межмодельный разброс

отклонений температуры составил (для всех сезонов) в среднем 30–50% от величины самих средних модельных аномалий. Оценка статистической значимости аномалий, выполненная традиционным путем с использованием t- критерия Стьюдента показывает, что получившиеся аномалии на 99% уровне значимости характеризуют различия в состояниях температурного режима 21 тыс. лет назад и современного.

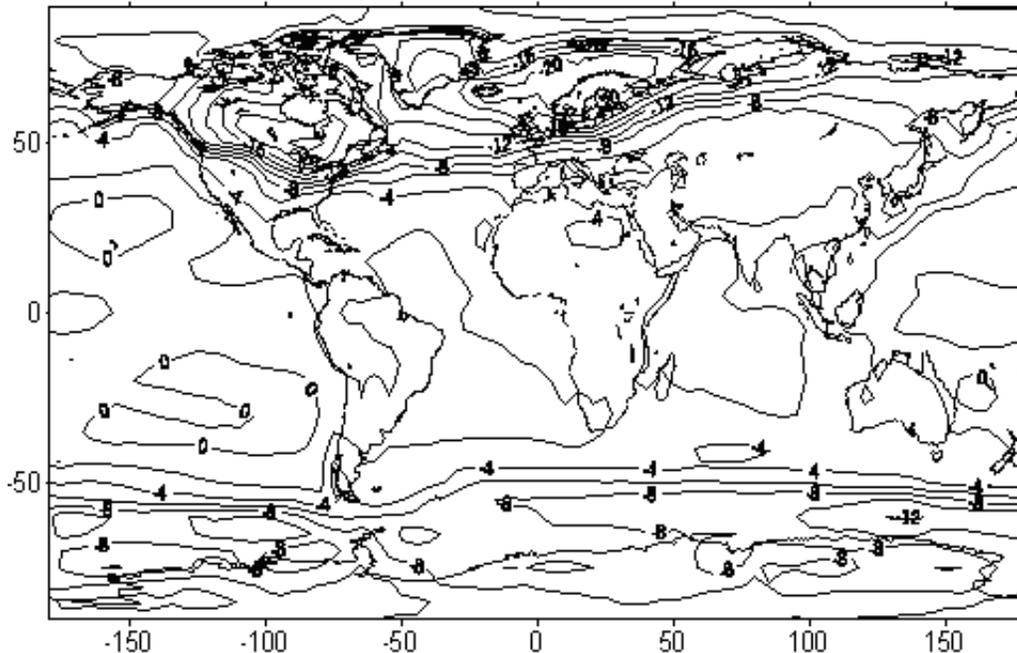


Рис. 4. Построенное на основе моделирования пространственное распределение отклонений среднегодовой приповерхностной температуры воздуха 21 тыс. лет назад от современной.

Для среднегодовой картины (и вообще говоря, для всех четырех сезонов) характерно наличие трех основных областей, где сконцентрированы максимальные по абсолютному значению отрицательные аномалии температуры - северо-запад Евразии, северо-восток Северной Америки и Южный океан. Такое распределение объясняется тем, что в континентальной части этих районов в качестве граничного условия были заданы ледники (Лаврентийский и Скандинавский щиты). В приполярных зонах океанов обоих полушарий было учтено расширение области плавучих льдов. Для зимы и весны максимум похолодания смещен со Скандинавии на север Атлантики. Здесь в это время года 21 тыс. лет назад поверхность океана покрывалась льдами, которые, смыкаясь с континентальным ледниковым щитом, образовывали единый ледяной покров. Летом же и осенью по модельным данным наибольшие отличия от современных температур совпадают с районом расположения ледниковых щитов. Охлаждающее влияние ледникового покрова очень быстро затухает при удалении от него. В тропической зоне над сушей аномалии температуры составили в среднем -2 – -4°

Для оценки качества моделирования, модельные аномалии температуры были сопоставлены с данными реконструкций [23, 24]. Для этого и данные реконструкций, и результаты моделирования были усреднены по равнинным территориям, географически относящиеся к единым регионам. При этом результаты практически совпали, что свидетельствует о высокой степени надежности модельных данных.

Рассмотрим осадки. Максимальные (по абсолютной величине) отклонения осадков от современных значений наблюдаются в тропической зоне. Во внетропических широтах аномалии составляют, как правило, около 1 мм/сут по абсолютным значениям и имеют отрицательный знак. Конечно, здесь и сами суммы осадков гораздо меньше, чем в низких широтах, так что кажущиеся небольшими аномалии могут на самом деле составлять около 50% от современных значений.

Изучение особенностей циркуляции океана во время криохрона 21 тыс. лет назад выполнено с помощью экспериментов на МОЦО. В этом случае климатическое распределение напряжения ветра на поверхности океана и данные о потоке пресной воды берутся из соответствующих экспериментов с МОЦА. Все модельные результаты демонстрируют, что во время криохрона произошли существенные изменения циркуляции вод в Северной Атлантике [1]. Так, регион образования североатлантических глубинных вод сместился далеко к югу, на 55–60° с.ш. В Гренландском, Исландском и Норвежском морях, где в современных условиях главным образом протекает этот процесс, конвекция полностью прекращается. Интенсивность образования североатлантических глубинных вод уменьшилась с 19 до 14 Sv (25%), и их перенос в Южный океан снизился с 14 до 10 Sv (~30%) по сравнению современным.

100-тысячелетние колебания климата и эффект Миланковича

Информация о сравнительно небольшом вкладе эффекта Миланковича в общую дисперсию (первый раздел) и убедительные результаты моделирования климата, основанные на использовании орбитально-инициированных аномалий инсоляции (третий раздел), кажутся противоречащими друг другу. Суть в том, что эффект Миланковича только тогда существенен, когда определяющие его факторы действуют согласованно. Так, большие положительные аномалии летом северного полушария возникают при больших значениях наклона и долготы перигелия, соответствующей моменту летнего солнцестояния. Такая ситуация возникает достаточно редко — за последние 200 тыс. лет она повторялась, фактически, всего два раза, и оба раза обеспечивала существенное потепление климата: таков генезис теплого события 125 тыс. лет назад (изотопная стадия 5e) и голоцена. Причем и здесь существенная роль в формировании больших температурных аномалий принадлежит положительным обратным связям, связанным с альбедо поверхности и изменениям в содержании CO_2 в атмосфере.

Отсутствие периодичности в 100 тысяч лет в орбитальных изменениях, и ее наличие в вариациях климата, ставит проблему объяснения происхождения этих флуктуаций. Можно указать на то, что это колебание отвечает одной из комбинационных частот $(1/19 - 1/23 \approx 1/100 \text{ (.)}^{-1})$. Однако непонятно, почему именно эта частота возбуждается. Совсем иная трактовка этой цикличности дана в [25]. Здесь она увязывается с пространственными вариациями прозрачности межпланетной среды.

Для объяснения генезиса 100-тысячелетних колебаний климата обратим внимание на то, что климатические события типично запаздывают по отношению к изменениям аномалий инсоляции. Это позволяет применить для формального построения теоретической схемы модель с запаздыванием. Рассмотрим динамику глобальной температуры (T). Опишем ее динамику дифференциальным уравнением, учитывающим линейные обратные связи [1]

и эффект погашения аномалий с большой амплитудой:

$$T' = \lambda T - \beta T^3 \quad (6)$$

Выбирая в качестве масштаба времени величину λ^{-1} , а для температуры $\sqrt{\lambda/\beta}$, можем переписать выражение (6) в безразмерной форме. Добавим в уравнение эффект запаздывания, записываемый в безразмерной форме как $\alpha T(t - \tau)$. Кроме того, учтем возможность существования источника стохастических флуктуаций [1], который может иметь различную физическую природу, в частности, аппроксимировать эффект взаимодействия процессов разных масштабов. Теперь окончательно получим:

$$T' = T - T^3 - \alpha T(t - \tau) + v \quad (7)$$

Здесь $v = v(t)$ — случайный процесс.

В этом уравнении ритмическое решение может быть получено и без учета слагаемого, содержащего эффект запаздывания [26]. Если исключить случайность, то уравнение $T' = T - T^3$ имеет два устойчивых стационарных состояния $T = \pm 1$. В присутствии малых случайных возмущений динамическая система сперва придет в окрестность одного из стационарных состояний, затем будет переброшена в окрестность другого состояния и т.д.

Рассмотрим уравнение (7). В линеаризованном случае и при отсутствии случайности, оба стационарных решения $T_0 = \pm\sqrt{1 - \alpha}$ оказываются неустойчивыми при определенных значениях параметров (α, τ) . Это означает, что решение стремится к стационарному решению, но не имея возможности оставаться вблизи него, стремится к другому решению, однако вскоре покидает и его окрестности и возвращается к первому, и т.д. Так получается ритмический режим изменений температуры.

Численное решение уравнения (7) было осуществлено с помощью известного метода, когда на первом шаге уравнение решается с начальным условием, заданным при $t = -\tau$, и продолжается до момента времени $t = 0$. Полученное значение (0) используется теперь как начальное условие на этапе интегрирования от 0 до $t = \tau$ и т.д. При разумном выборе параметров, удалось в численном решении воспроизвести режим колебаний, близких к 100-летней периодичности. Роль случайной функции, выбранной малой величиной по сравнению с другими слагаемыми уравнения (7), заключается в некотором искажении кривой и непохожести (в деталях) одного 100-тысячелетнего ритма на другой.

Таким образом, несмотря на отсутствие вынуждающей функции, 100-тысячелетнюю периодичность удастся объяснить моделью запаздывающих обратных связей.

Заключение

Результаты моделирования показывают, что климатические модели способны воспроизводить основные особенности климатов плейстоцена и голоцена. Достаточно хорошее совпадение результатов моделирования с данными реконструкций объясняется тем, что внешний сигнал, возбуждающий аномалию, весьма велик, и поэтому отклик климатической системы хорошо воспроизводится любой моделью, не искажаясь сильно индивидуальным модельным шумом.

На основе результатов моделирования и анализа эмпирического материала создана теория колебаний климата плейстоцена-голоцена, позволяющая в главных чертах описать основные этапы вариации климата этого этапа истории Земли.

Список литературы

- [1] КИСЛОВ А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем // М.:МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. 352 с.
- [2] IMBRIE J., HAYS J., MARTINSON D.J., ET AL. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine 180 record // In «Milankovitch and Climate». Reidel. 1984. PP. 269–305.
- [3] КОТЛЯКОВ В.М., ЛОРИУС К. Четыре климатических цикла по данным ледяного керна из глубокой скважины «Восток» в Антарктиде // Изв.РАН. Сер.Геогр. 2000. № 1. С. 7–19.
- [4] BERGER A. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes // J.Atmos.Sci. 1978. V.35. PP. 390–403.
- [5] LASKAR J., ROBUTEL P. The chaotic obliquity of the planets //Nature. 1993. V. 361. P. 608–612.
- [6] МАРЧУК Г.И., ДЫМНИКОВ В.П., ЗАЛЕСНЫЙ В.Б., ЛЫКОСОВ В.Н., ГАЛИН В.Я. Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана // Л.: Гидрометеиздат. 1984. 320 с.
- [7] KISLOV A. To what extent features of microclimate can be simulated in the framework of a GCM? //Proc. The 2nd workshop on regional climate modeling for monsoon system. Yokohama. Japan. 2003. FRSGC/GAME. P. 127–132.
- [8] ЧАВРО А.И., ДЫМНИКОВ В.П. Методы математической статистики в задачах физики атмосферы // М. 2000. 212 с.
- [9] BROECKER W.S., ANDREE W., WOLLI H., ET AL. A case in support of meltwater diversion as the trigger for the onset of the Younger Dryas // Paleoceanography. 1988. V. 3. P. 1–19.
- [10] LEVERINGTON D.W., MANN J.D., TELLER J.T. Changes in the bathymetry and volume of glacial lake Agassiz between 11.000 and 9.300 ¹⁴C yr B.P. // Quater.Res. 2000. V. 54. P. 174–181.
- [11] MANABE S., STOUFFER R.J. Coupled ocean-atmosphere model response to freshwater input: comparison to Younger Dryas event // Paleoceanography. 1997. V. 12. P. 321–336.
- [12] КЛИМАНОВ В.А. Количественные характеристики климата Северной Евразии в позднеледниковье. // Изв. РАН. Сер. геогр. 1990. № 4. С. 116–126.
- [13] КИСЛОВ А.В., МОШОНКИН С.Н., ТОРОПОВ П.А. О генезисе похолодания верхнего дриаса // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 2001. № 1. С. 3–10.
- [14] PELTIER W.R. Ice age paleotopography // Science. 1994. V. 265. P. 195–201.
- [15] CLIMAP project members // Science. 1976. V. 191. P. 1131–1137.

- [16] Seasonal reconstruction of the Earth's surface at the last glacial maximum // *Geology Soc. Amer. Map. Chart. Ser. MC-36*. 1981.
- [17] ВАСИЛЬЧУК Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов. // *М. Т. 1,2*. 1992. 420, 246 с.
- [18] ANDERSON D.M., WEBB R.S. Ice-age tropics revisited // *Nature*. 1994. V. 367. P. 548–551.
- [19] HOSTETLER S.W., MIX A.C. Reassessment of ice-age cooling of the tropical ocean and atmosphere // *Nature*. 1999. V. 399. P. 673–676.
- [20] BUSH M.B., COLINVAUX P.A., WIEMANN M.C., ET AL. Late Pleistocene temperature depression and vegetation change in Ecuadorian Amazonia // *Quater.Res.* 1990. V. 34. P. 330–345.
- [21] HELMENS K.F., KUHR Y P., RUTTER N.W. ET AL. Warming at 18000 yr B.P. in the tropical Andes // *Quaternary Res.* 1996. V. 45. № 3. P. 289–299.
- [22] WEINELT M., SARTHEIN M., PFLAUMANN U., ET AL. Ice-free Nordic Seas during the Last Glacial Maximum? Potential sites of deepwater formation // *Palaeoclimates*. 1996. V. 1. P. 283–309.
- [23] КИСЛОВ А.В., СУРКОВА Г.В., ТАРАСОВ П.Е., КОНСТАНТИНОВ И.С. Новые данные сопоставления результатов численного моделирования и палеореконструкций для климатических условий позднеплейстоценового криохрона // *Изв. РАН. Сер. Географическая*. 2002. № 3.
- [24] KISLOV A.V., TARASOV P.E., SOURKOVA G.V. Pollen and other proxy-based reconstructions and PMIP simulations of the Last Glacial Maximum mean annual temperature: an attempt to harmonize the data-model comparison procedure // *Acta Palaeontologica Sinica*. 2002. 41. P. 539–545.
- [25] MULLER R.A., McDONALD G.J. Glacial cycles and orbital inclination // *Nature*. 1995. V. 377, P. 107–108.
- [26] Кляцкин В.И. Стохастические уравнения глазами физика // *М.:ФИЗМАТЛИТ*. 2001. 528 с.