

УДК 551.581

АНСАМБЛЕВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ЛЕДОВЫХ ЩИТОВ
В ПОСЛЕДНЕМ ЛЕДНИКОВОМ ЦИКЛЕ© 2023 г. А. Н. Плосков^{1,2,*}, А. В. Елисеев^{1,2,3}, академик РАН И. И. Мохов^{1,2}

Поступило 19.12.2022 г.

После доработки 30.01.2023 г.

Принято к публикации 30.01.2023 г.

Проведены ансамблевые (с учетом неопределенности климатических палеорекоonstrukций) численные эксперименты с моделью динамики ледовых щитов для последнего ледникового цикла (128 тыс. лет). Модель в целом удовлетворительно воспроизводит пространственное распределение ледовых щитов и высоты их куполов в Северном полушарии, а также соответствующие изменения уровня океана. При возмущении с достаточно большой амплитудой палеоклиматических данных в модели выявляются существенные различия результатов моделирования ледовых щитов Северного полушария от полученных для исходной палеорекоonstrukции, в том числе для периода последнего ледникового максимума и для временного интервала 58–51 тыс. лет назад (начальная часть MIS3). Согласно модельным результатам, неопределенность глобальных реконструкций для последнего ледникового цикла составляет 2°C, что согласуется с имеющимися оценками.

Ключевые слова: изменение климата, модель ледовых щитов, ледниковые циклы плейстоцена, неопределенность палеоклиматических реконструкций, последний ледниковый максимум, MIS3

DOI: 10.31857/S2686739722602873, **EDN:** FFJOIY

ВВЕДЕНИЕ

Для более полного описания Земной климатической системы (ЗКС) необходимо включение в численные модели ледовых щитов (ЛЩ) [1–4]. Учет таких инерционных (и принципиально нелинейных) компонент может привести как к формированию новых обратных связей [5], так и к развитию мультстабильности в ЗКС [1]. Режим ЛЩ является значимым интегральным индикатором критического уровня изменений климата [6]. Таяние ЛЩ при изменениях климата привело к росту уровня океана – 21 ± 2 мм в 1992–2020 гг.; к 2150 г. их таяние может дополнительно повысить этот уровень на 5 м [7]. Связанное с таянием ЛЩ распреснение Мирового океана в регионах формирования глубоководной конвекции способствует ослаблению океанического конвейера с потенциально катастрофическими последствиями для Земной системы [7, 9]. Связанные с формированием и таянием ЛЩ региональные последствия в ЗКС могут проявляться даже через

десятки тысяч лет. В последние годы выявлено образование воронок (кратеров) на Ямале и в сопредельных регионах. В [8] их возникновение связывается с разложением метангидратов неглубокого залегания, сформированных при высоком давлении под существовавшим в этих регионах десятки тысяч лет назад ледовым щитом.

Реалистичное воспроизведение ЛЩ в большой степени зависит от неопределенности палеоданных для климатических изменений в плейстоцене. В частности, согласно [10] эта неопределенность существенна, особенно на региональном уровне, в сравнении с сильным похолоданием на глобальном уровне в период последнего ледникового максимума (ПЛМ) [10, 11].

С моделями ледниковых щитов проводится сравнение с прямыми данными о границах распространения основных ЛЩ в ПЛМ и в другие временные интервалы плейстоцена, а также с независимыми данными о снижении уровня океана. Такое сравнение позволяет поставить задачу о прямом расчете влияния неопределенности палеорекоonstrukций на динамику ЛЩ с оценкой верхней границы указанной неопределенности.

Цель данной работы – анализ результатов проведенных ансамблевых расчетов с моделью динамики ЛЩ для последнего ледникового цикла с оценкой влияния неопределенности палеорекоonstrukций на динамику ледовых щитов.

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Москва, Россия

³Казанский федеральный университет, Казань, Россия

*E-mail: ploskovanton92@mail.ru

ИСПОЛЬЗУЕМАЯ МОДЕЛЬ ЛЕДОВЫХ ШИТОВ И ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

В работе используется модификация двумерной изотермической по вертикали модели ледовых щитов IceBern2D, описанная в [12]. Исходный вариант модели характеризовался чрезмерно сильным ростом ледовых щитов вблизи горных массивов, в том числе на границе расчетного домена. Это связано с невозможностью переноса ледовой массы через эту границу в коде модели, так что уже небольшое превышение абляции над таянием способно на масштабах десятков тысяч лет накопить значительную массу льда на единицу площади. В связи с этим накопление массы льда было запрещено в Гималаях и в первых двух ячейках у границы расчетного домена (по направлению, перпендикулярному этой границе). Более сильный рост щитов можно связать с используемым в модели приближением тонкого льда [13] (подобным приближению мелкой воды в гидродинамике), и, следовательно, запрещение накопления массы льда в указанных областях – попытка грубого описания крутых границ щита и затрат выпадающих осадков на формирование ледового стока. Уравнения модели решаются на стереографической вычислительной сетке С Аракавы с разрешением по горизонтали 40 км (такое разрешение находится на верхней границе допустимого для типичных моделей ЛЩ [3]) и с шагом по времени 1 год.

С моделью поставлены численные эксперименты по эволюции ЛЩ за прошлые 128 тыс. лет. В экспериментах начальный уровень моря равен +7 м относительно современности и отсутствуют ЛЩ в северном полушарии, что соответствует состоянию Земной системы 128 тыс. л.н. (так называемое микулинское межледниковье; в англоязычной литературе для него используется термин Eemian). Подобно [12], восстановление климата для этого интервала времени было произведено с использованием данных содержания $\delta^{18}\text{O}$ в ледовых кернах на антарктической станции EPICA Dome C (https://www.ncei.noaa.gov/pub/data/paleo/icecore/antarctica/epica_domec/edc3deut-temp2007.txt):

$$Y_{\text{ctrl}}(t) = Y_0 + \delta^{18}\text{O}(t)(Y_{\text{LGM}} - Y_0)/(\delta^{18}\text{O}_{\text{LGM}} - \delta^{18}\text{O}_0). \quad (1)$$

Здесь Y – температура или осадки, индекс “0” соответствует современному режиму, индекс “LGM” соответствует режиму ПЛМ 21 тыс. л.н. Современный режим характеризовался средними многолетними значениями по данным реанализа ERA5 (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels-preliminary-back-extension?tab=form>) для 1950–1978 гг.). Режим ПЛМ характеризовался средними многолетними значениями по результатам соответствующего

равновесного расчета с климатической моделью IPSL-CM4-V1-MR, проведенного в рамках международного проекта PMIP3 (Paleoclimate Models Intercomparison Project, phase 3) (<https://pmip3.lscce.ipsl.fr/>). Далее этот численный эксперимент с моделью ЛЩ называется контрольным (КЧЭ) и характеризуется индексом “ctrl”. Следует отметить, что предлагаемый подход в общем случае может приводить к отклонениям начальных условий для модельного интегрирования от реконструкций для микулинского межледниковья.

Наряду с контрольным численным экспериментом с моделью были проведены ансамблевые численные расчеты с возмущением температуры и осадков в соответствии с

$$Y'(t) = Y_{\text{ctrl}}(t) + A \sin[t/(2\pi T) + \Phi_0], \quad (2)$$

с периодом T в диапазоне от 120 до 2400 лет и амплитудой A , изменяющейся соответственно от 1 до 20% от максимальной разности температуры (осадков) между современным периодом и периодом последнего ледникового максимума. При этом максимальное возмущение температуры согласно (2) около 2°C , что соответствует оценкам неопределенности палеорекоконструкций для последнего ледникового максимума [10]. Наряду с периодом и амплитудой возмущений в (2) варьировалась также начальная фаза Φ_0 – диапазоне от 0 до 2π .

РЕЗУЛЬТАТЫ

Воспроизведение последнего ледникового цикла. По результатам проведенных численных расчетов для современного периода с наличием в полушарии только Гренландского ЛЩ максимальная по пространству толщина H ледового щита близка к 3 км. Это согласуется с реальными данными (до 3.4 км). Площадь распространения щитов при этом, определенная как суммарная площадь регионов с $H > 0$, получена равной 1.85 млн km^2 – близкой к наблюдаемой (1.83 млн km^2).

На рис. 1 представлены изменения глобального уровня океана в контрольном численном эксперименте с моделью ЛЩ в сравнении с данными палеорекоконструкций [14] для последнего ледникового цикла. Согласно рис. 1, наиболее заметные различия модельных расчетов и результатов палеорекоконструкций проявляются в начале анализируемого периода – для первой трети последнего ледникового цикла ледникового цикла, тогда как для остальной части последнего ледникового цикла согласие существенно лучше. Это естественно связать с влиянием начальных условий, недостаточно хорошо соответствующих условиям микулинского межледниковья. Подобный эффект отмечен, в частности, для термофизических процессов в донных отложениях аркти-

ческого шельфа — другой инерционной компоненты ЗКС [15].

Во время последнего ледникового максимума (около 20 тыс. л.н.) уровень мирового океана, согласно модельным расчетам, опускался на 113 м относительно современного режима (рис. 1). Это значение попадает в диапазон неопределенности палеооценок суммарного вклада Лаврентийского, Скандинавского и Гренландского ледниковых щитов и ледников меньшего размера в ПЛМ (от -95 до -113 м) [16]. Вклад Антарктического ЛЩ и изменения уровня океана из-за увеличения плотности морской воды в данной работе не учитываются. Рассчитанные значения высоты куполов ледовых щитов в период максимума последнего ледникового цикла (до 5.3 км для Лаврентийского ЛЩ и 3.5 км для Скандинавского ЛЩ) в целом согласуются с данными PaleoMIST 1.0 (4.2 и 3 км соответственно; см. <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.905800>). Рассчитанная высота купола для Евразии также в целом согласуется с модельной реконструкцией GLAC-1 (3.1 км; один из вариантов реконструкции ICE-6G; подробнее см. <https://pmip3.lscce.ipsl.fr/>), но несколько меньше значения для Северной Америки по данным той же реконструкции (3.5 км).

Модельное увеличение площади распространения ледовых щитов в ПЛМ (23–18 тыс. л.н.) относительно современного режима равно 17.5 млн км², в том числе 13.9 млн км² в западном полушарии (Лаврентийский ЛЩ и Гренландский ЛЩ) и 3.6 млн км² в восточном (Скандинавский ЛЩ). Эта площадь меньше полученной по данным GLAC-1 (21.8 млн км² всего, в том числе 16.5 млн км² в западном и 5.3 млн км² в восточном полушариях соответственно).

Для интервала 51–58 тыс. л.н. (близкого к первой трети MIS3 — marine isotope stage 3) модельная высота купола Лаврентийского ЛЩ получена около 4.5 км, Гренландского ЛЩ — к 2.5 км, а Скандинавского ЛЩ — к 1.5 км. Для Лаврентийского и Гренландского щитов это согласуется с результатами [17], тогда как для высоты купола Скандинавского щита полученное в данной работе значение существенно ниже соответствующего значения в [17]. Отметим, что по данным ICESHEET 2.0 в западном полушарии максимальная высота ледового щита для временного интервала 51–58 тыс. л.н. меньше полученной модельной оценки (3.6 км), тогда как в восточном полушарии — больше (2.6 км). Площадь распространения этих щитов в Северном полушарии в модельных расчетах получена равной 16.6 млн км², в том числе 13.7 млн км² в западном полушарии и 2.9 млн км² — в восточном.

Влияние климатических вариаций на динамику ледовых щитов Северного полушария. Климатические вариации с амплитудой $A = 0.1$ (что соответ-

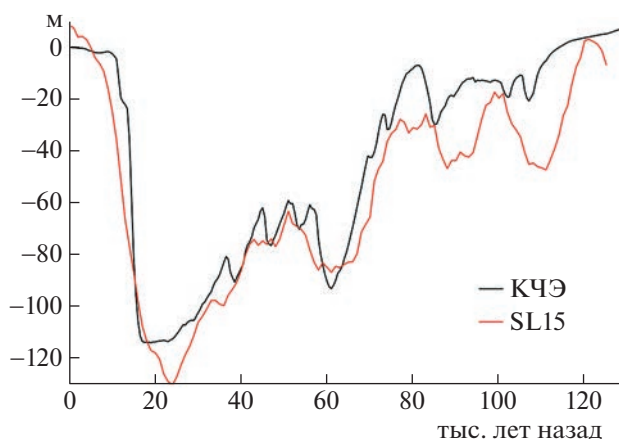


Рис. 1. Изменения глобального уровня океана в контрольном численном эксперименте (черная кривая) с моделью ледовых щитов в сравнении с данными палеорекоonstrуций [14] (красная кривая).

ствует неопределенности приповерхностной глобальной температуры в $\sim 1^\circ\text{C}$) не меняют значительно динамики ледовых щитов Северного полушария в последнем ледниковом цикле. При большей амплитуде $A = 0.2$ (что соответствует неопределенности приповерхностной глобальной температуры в $\sim 2^\circ\text{C}$) соответствующие климатические вариации уже приводят к качественным изменениям динамики ледовых щитов и уровня океана в последние 120 тыс. лет (рис. 4). В частности, при начальной фазе $\Phi_0 = 0$ глубина падения уровня океана в период максимума последнего оледенения в зависимости от периода T изменяется на 30 м — примерно на четверть глубины минимума уровня моря в контрольном численном эксперименте. При этом площадь распространения ЛЩ в Северном полушарии в ПЛМ значительно не изменяется относительно результатов контрольного эксперимента.

Наиболее заметные изменения отмечены для интервала 51–58 тыс. л.н., когда конфигурация орбиты Земли была близка к пороговой для выхода из режима оледенения [2]. Для этого интервала времени положительные вариации температуры могут привести к практическому полному таянию ледовых щитов Северного полушария, за исключением Гренландского ЛЩ (рис. 3, 4). В численном эксперименте с $A = 0.2$, $T = 2400$ лет, $\Phi_0 = \pi$ с минимальным распространением ледовых щитов в указанный интервал времени их площадь равна 14 млн км², в том числе 12 млн км² в западном полушарии и 2 млн км² в восточном с максимальной высотой куполов 3.2 и 1 км соответственно. Средняя толщина Лаврентийского и Скандинавского ЛЩ при этом составляет 0.7 и 0.3 км соответственно.

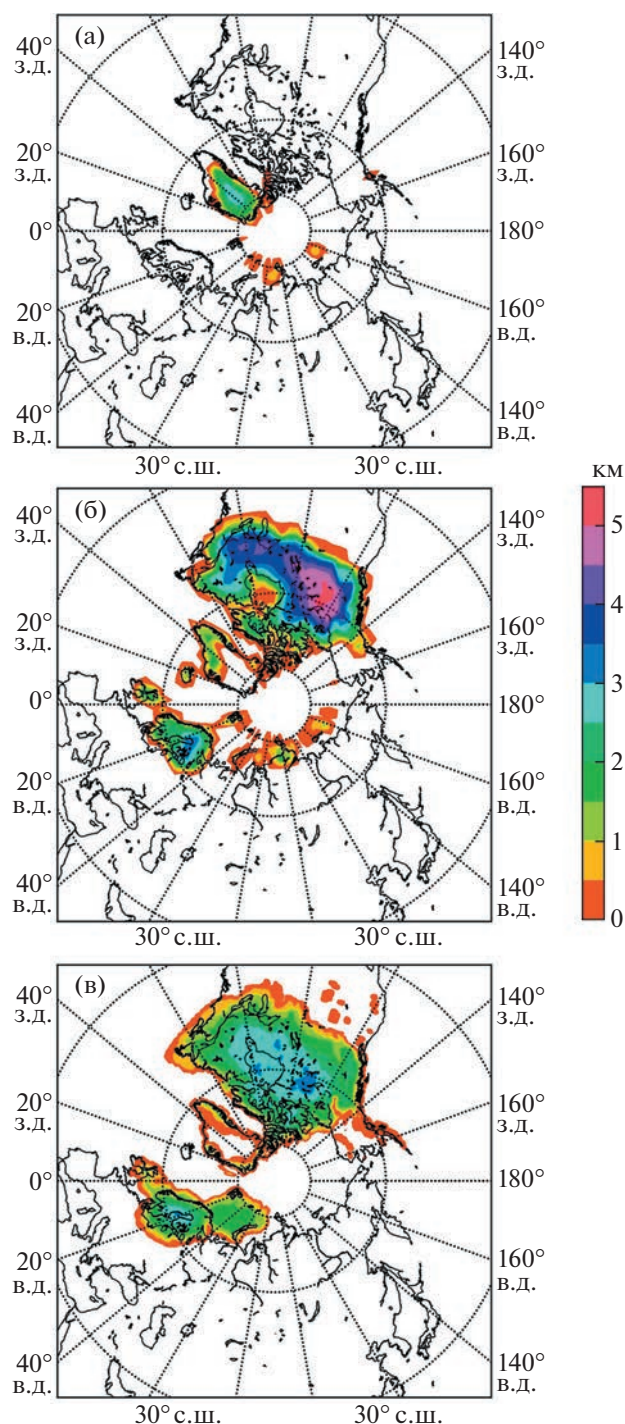


Рис. 2. Толщина ледового щита в контрольном численном эксперименте для современных условий (а) и для условий последнего ледникового максимума 20 тыс. л.н. (б) (в сравнении с палеорекоonstrukцией GLAC-1 (в)).

Изменения начальной фазы Φ_0 климатических вариаций могут привести к развитию холодной аномалии температуры в этот интервал времени с усилением оледенения Северного полушария и глубиной падения уровня океана, сравнимой с

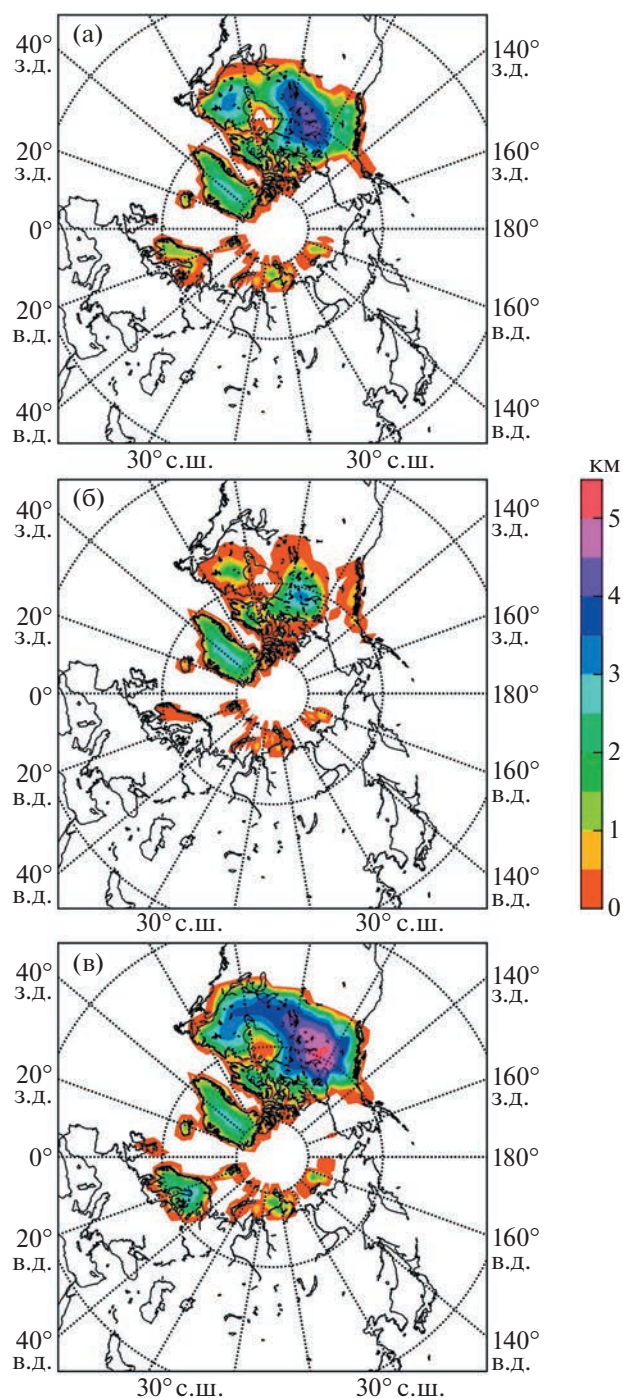


Рис. 3. Толщина ледовых щитов Северного полушария, осредненная для временного интервала 58–51 тыс. л. н., в контрольном численном эксперименте (а) и в численных экспериментах при $A = 0.2$, $T = 2400$ лет, $\Phi_0 = \pi$ (б) и $A = 0.2$, $T = 2400$ лет, $\Phi_0 = 0$ (в).

достигаемой в период последнего ледникового максимума. Например, в численном эксперименте при $A = 0.2$, $T = 2400$ лет, $\Phi_0 = 0$ с максимальным распространением ледовых щитов в указанный интервал времени их площадь равна 18.6 млн км², в

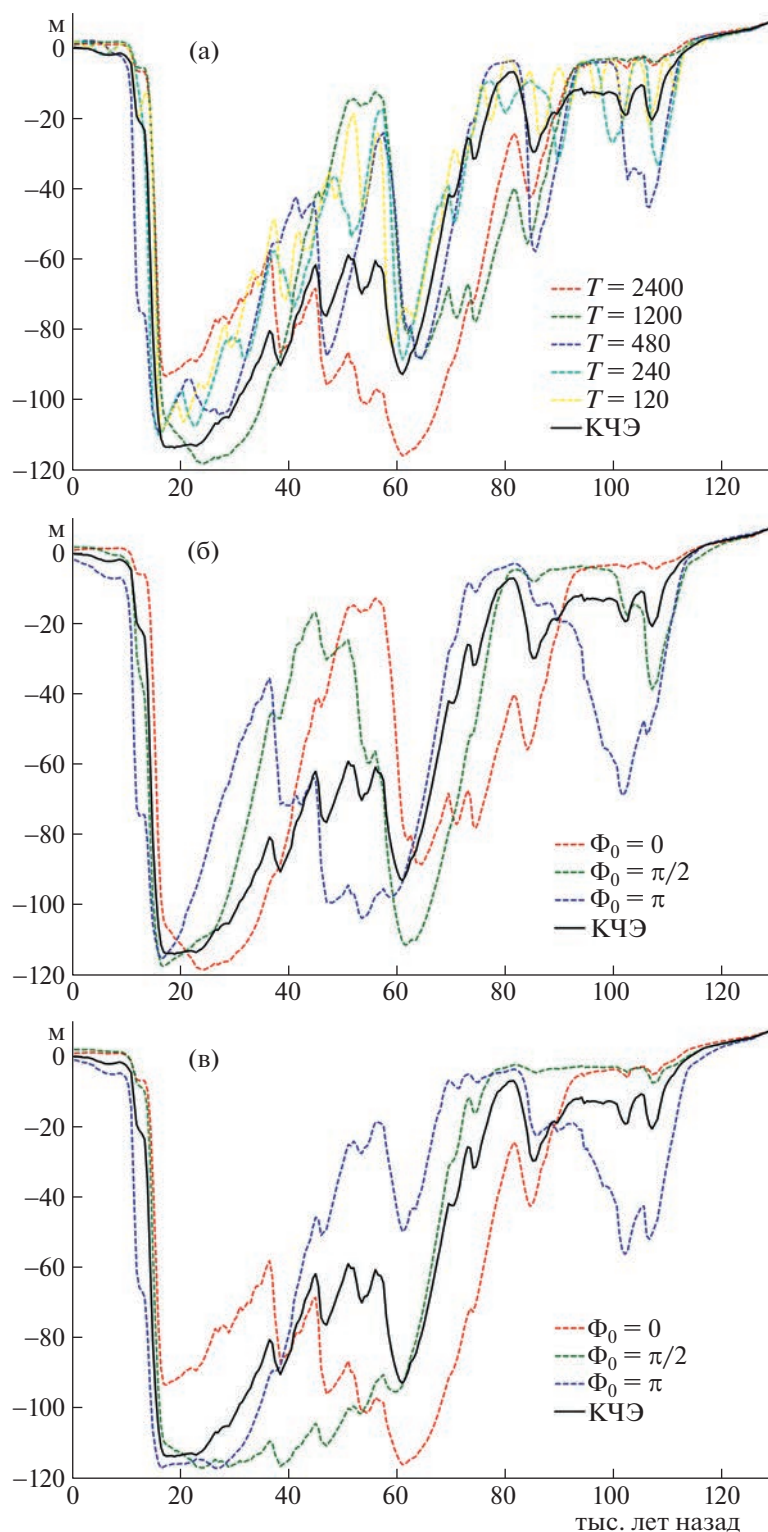


Рис. 4. Изменение уровня океана в численных расчетах с моделью ледовых щитов в зависимости от периода T (при начальной фазе $\Phi_0 = 0$) (а) и от начальной фазы Φ_0 (при $T = 1200$ лет (б) и $T = 2400$ лет (в)) температурных возмущений с амплитудой $A = 0.2$.

том числе 15.2 млн км² в западном полушарии и 3.6 млн км² в восточном с максимальной высотой куполов 5.2 и 3.1 км соответственно. Средняя тол-

щина Лаврентийского и Скандинавского ЛЩ при этом близка к 2 и к 1 км соответственно. Толщина и пространственное распространение

Гренландского ЛЩ существенно не меняются в этих численных экспериментах по сравнению с контрольным численным экспериментом.

При периоде климатических вариаций $T = 1200$ лет согласно модельным результатам в зависимости от начальной фазы Φ_0 формируется либо межледниковье, либо усиливается оледенение — до сравнимого с достигаемым в ПЛМ. Таким образом, полученные модельные результаты мало чувствительны к периоду климатических вариаций — существенно большую роль играют их амплитуда и начальная фаза.

Формирование модельного межледниковья в MIS3 и чрезмерное оледенение в этот же интервал времени являются примерами возможной аномальной динамики. Это не проявляется в модельных расчетах при глобальной амплитуде температурных вариаций (возмущений) $\leq 1^\circ\text{C}$, но возможно при соответствующей амплитуде $\geq 2^\circ\text{C}$. Последняя оценка может служить в качестве оценки сверху для условий проявления значимой неопределенности режимов ледовых щитов в зависимости от климатических вариаций. Эта оценка в целом согласуется с соответствующей оценкой [10].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе проведены ансамблевые численные эксперименты для последнего ледового цикла (128 тыс. лет) с моделью динамики ЛЩ в Северном полушарии. Согласно результатам численных расчетов в целом удовлетворительно воспроизводится пространственное распределение ледовых щитов Северного полушария и высоты их куполов, а также соответствующие изменения уровня океана. Наиболее заметные различия модельных расчетов и результатов палеорекоstructions проявляются в начале анализируемого периода, что естественно связать с влиянием начальных условий. В том числе реалистично моделируются режимы MIS3 и ПЛМ.

При учете возможных палеоклиматических вариаций (возмущений) с достаточно большой амплитудой выявляется заметная чувствительность результатов моделирования ледовых щитов Северного полушария. В частности, проявляется изменение глубины уменьшения уровня океана в ПЛМ примерно на четверть его значения в контрольном численном эксперименте, возможно либо почти полное таяние Лаврентийского и Скандинавского ЛЩ в MIS3, либо, наоборот, увеличение их площади и объема до значений, сравнимых с достигаемыми в ПЛМ. Анализ условий реализации подобных режимов динамики ледовых щитов позволяет оценить возможный диапазон неопределенности палеоклиматических реконструкций. Согласно полученным результа-

там значимая неопределенность режимов ледовых щитов для последнего ледникового цикла проявляется при температурных вариациях около 2°C , что согласуется с имеющимися оценками. За исключением отмеченных в тексте случаев неопределенность данных не приводит к качественному изменению системы.

Для уточнения полученных оценок необходимо в дальнейшем включение в модель ледовых щитов блока термофизических процессов в толще льда с учетом, в том числе, вертикального профиля температуры внутри щита и интерактивного его вычисления.

Существенным ограничением данной работы является использование изотермической по вертикали модели щитов. В частности, учет вертикального профиля температуры внутри щита (и интерактивное его вычисление в модели) способен повлиять на полученные в данной работе количественные оценки, в том числе для верхнего предела неопределенности реконструкций температуры в плейстоцене. В дальнейшем планируется расширение модели блоком термофизических процессов в толще льда с соответствующей возможностью уточнения полученных оценок.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность А. Борну за предоставление кода модели IceBern2D и данных модели IPSL-CM4-V1-MR, использованных при проведении численных экспериментов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Модификация модели IceBern2D и анализ динамики ледовых щитов в зависимости от временного масштаба возмущений входных данных проведены в рамках работ по проекту РНФ 21-17-00012. Особенности резких изменений режимов ледовых щитов в зависимости от возможных палеоклиматических вариаций оценивались в рамках проекта РНФ 19-17-00240.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Calov R., Ganopolski A. Multistability and hysteresis in the climate-cryosphere system under orbital forcing // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32 (21). L21717.
2. Berger A., Loutre M.F. Modeling the 100-kyr glacial-interglacial cycles // *Glob. Planet. Change.* 2010. V. 72 (4). P. 275–281.
3. Vizcaino M. Ice sheets as interactive components of Earth System Models: progress and challenges // *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Change.* 2014. V. 5 (4). P. 557–568.
4. Рыбак О.О., Володин Е.М. Использование энерго-влагобалансовой модели для включения криосферного компонента в климатическую модель. Часть I. Описание модели и расчеты климатических полей приземной температуры воздуха и

- осадков // Метеорология и гидрология. 2015. (11). С. 33–45.
5. *Fyke J., Sergienko O., Löfverström M., Price S., Lenaerts J.T.M.* An overview of interactions and feedbacks between ice sheets and the Earth system // *Rev. Geophys.* 2018. V. 56 (2). P. 361–408.
 6. *Мохов И.И., Малышкин А.В.* Аналитическая оценка критического уровня глобального потепления для перехода от роста к уменьшению массы Антарктического ледового щита // *ДАН.* 2011. Т. 436 (3). С. 397–400.
 7. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Pèan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., Zhou B.* Cambridge: Cambridge University Press, 2022. 2406 с.
 8. *Аржанов М.М., Мохов И.И.* Оценки степени устойчивости континентальных реликтовых метангидратов в оптимуме голоцена и при современных климатических условиях // *Доклады Академии наук.* 2017. № 4. С. 456–460.
 9. *Rahmstorf S., Crucifix M., Ganopolski A., Goosse H., Kamenkovich I., Knutti R., Lohmann G., Marsh R., Mysak L.A., Wang Z., Weaver A.J.* Thermohaline circulation hysteresis: A model intercomparison // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32 (23). L23605.
 10. *Annan J.D., Hargreaves J.C., Mauritsen T.* A new global surface temperature reconstruction for the Last Glacial Maximum // *Clim. Past.* 2022. V. 18. № 8. P. 1883–1896.
 11. *Tierney J.E., Zhu J., King J., Malevich S.B., Hakim G.J., Poulsen C.J.* Glacial cooling and climate sensitivity revisited // *Nature.* 2020. V. 584 (7822). P. 569–573.
 12. *Neff B., Born A., Stocker T.F.* An ice sheet model of reduced complexity for paleoclimate studies // *Earth Syst. Dyn.* 2016. V. 7 (2). P. 397–418.
 13. *Schoof C., Hewitt I.* Ice-sheet dynamics // *Ann. Rev. Fluid Dyn.* 2013. V. 45. P. 217–239.
 14. *Spratt R.M., Lisiecki L.E.* A Late Pleistocene sea level stack // *Clim. Past.* 2016. V. 12 (4). P. 1079–1092.
 15. *Malakhova V.V., Eliseev A.V.* The role of heat transfer time scale in the evolution of the subsea permafrost and associated methane hydrates stability zone during glacial cycles // *Glob. Planet. Change.* 2017. V. 157. P. 18–25.
 16. *Simms A.R., Lisiecki L., Gebbie G., Whitehouse P.L., Clark J.F.* Balancing the last glacial maximum (LGM) sea-level budget // *Quaternary Sci. Rev.* 2019. V. 205. P. 143–153.
 17. *Kleman J., Fastook J., Ebert K., Nilsson J., Caballero R.* Pre-LGM Northern Hemisphere ice sheet topography // *Clim. Past.* 2013. V. 9 (5). P. 2365–2378.

ENSEMBLE MODELLING OF ICE SHEET DYNAMICS IN THE LAST GLACIAL CYCLE

A. N. Ploskov^{a,b,#}, A. V. Eliseev^{a,b,c}, and Academician of the RAS I. I. Mokhov^{a,b}

^a*M.V. Lomonosov Moscow State University, Department of Physics, Moscow, Russian Federation*

^b*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^c*Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russian Federation*

[#]*E-mail: ploskovanton92@mail.ru*

Ensemble simulations (taking into account uncertainty of paleoclimate reconstructions) with a models for ice sheets dynamics for the last glacial cycle (last 128 kyr) are carried out. The model realistically reproduces spatial structure of major ice sheets and heights of their domes in the Northern hemisphere as well as the associated changes in global sea level. Perturbations with a sufficiently large amplitude applied to the initial paleo-reconstruction result in marked differences of the modelling, in particular, during the Last Glacial maximum and during 58–51 kyr before present (the initial part of MIS3). According to our simulations, the uncertainty of temperature reconstructions during the last glacial cycle is limited to 2°C in agreement with existing estimates.

Keywords: climate change, ice sheet model, Pleistocene glacial cycles, uncertainties in paleoclimate reconstructions, last glacial maximum, MIS3