

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПО ИНСОЛЯЦИИ ЗЕМЛИ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С ПАЛЕОКЛИМАТОМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

И.И. Смульский

Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия

Три проблемы, составляющие астрономическую теорию палеоклимата, решены по-новому. Две из них — изменение орбитального движения Земли и ее инсоляция — подтвердили результаты предшественников. По третьей проблеме — изменение вращательного движения Земли — получены колебания оси вращения Земли, амплитуда которых в 7–8 раз больше, чем в прежних решениях. Они приводят к изменениям инсоляции, которые объясняют колебание палеоклимата. Рассмотрены изменение инсоляции и ее структура за 200 тыс. лет. Показано, что ключевые события позднего плейстоцена Западной Сибири, например последние оледенения и потепление между ними, совпадают с экстремумами инсоляции. Приведены инсоляционные периоды изменения палеоклимата и дана их характеристика.

Угол наклона, инсоляция, палеоклимат, плейстоцен, Западная Сибирь.

NEW RESULTS ON THE EARTH INSOLATION AND THEIR CORRELATION WITH THE LATE PLEISTOCENE PALEOCLIMATE OF WEST SIBERIA

I.I. Smulsky

The three problems comprising the astronomical theory of paleoclimate have been solved in a new way. Two of them (changes in the orbital motion of the Earth and its insolation) have confirmed the results of previous research. In the third problem (a change in the rotational motion of the Earth), the obtained oscillations of the Earth's rotation axis have an amplitude 7–8 times higher than the earlier estimated one. They lead to changes in insolation, which explain the paleoclimatic fluctuation. The changes in insolation and its structure for 200 kyr are considered. It is shown that the Late Pleistocene key events in West Siberia, for example, the last glaciations and warming between them, coincide with the extremes of insolation. The insolation periods of paleoclimatic changes and their characteristics are given.

Obliquity, insolation, paleoclimate, Pleistocene, West Siberia

ВВЕДЕНИЕ

В начале XX в. М. Миланкович [1939] создал астрономическую теорию изменения климата. В ней на основании трех параметров: эксцентриситета e орбиты Земли, углового положения перигелия $\varphi_{\text{пр}}$ и угла наклона ε плоскости орбиты к плоскости экватора, рассчитывается инсоляция Земли на разных ее широтах. В астрономическую теорию климата Земли составными частями входят задачи об орбитальном движении тел, о вращательном движении Земли и задача об ее инсоляции в зависимости от параметров орбитального и вращательного движения.

Решения М. Миланковича последовательно повторяли несколько поколений исследователей [Вурком, 1958; Шараф, Будникова, 1969; Berger, Loutre, 1991; Edvardsson et al., 2002; Laskar et al., 2004]. Однако все они шли одним и тем же путем, который за столетия сложился в небесной механике. Уравнения орбитального и вращательного движений, начиная с их вывода, приспособлялись для решения приближенными аналитическими методами. Мы пошли другим путем. Мы не копировали уравнения предшественников, а сами их выводили из первоначальных основ [Smulsky, Smulsky, 2012]. Во-вторых, при выводе стремились ввести минимальные упрощения [Smulsky, 2011, 2012a]. И, в-третьих, задачи решались численными методами, при этом использовались самые высокоточные их варианты [Smulsky, Krotov, 2014; Смульский, 2014] или создавались новые [Smulsky, 2012b]. По первой и третьей задачам наши независимые исследования подтвердили выводы предшественников [Мельников, Смульский, 2009; Smulsky, Krotov, 2014]. А результаты вращательного движения — другие: амплитуда колебаний угла наклона ε экватора Земли к ее орбите в семь-восемь раз больше [Смульский, 2013а, 2014]. Эти колебания дают такие изменения инсоляции, которые могут объяснить имевшие место колебания климата в прошлом. Вначале рассмотрим изменения инсоляции по времени на северной широте 65° , а затем на других широтах.

ЭВОЛЮЦИЯ УГЛА НАКЛОНА И ИНСОЛЯЦИИ НА ШИРОТЕ 65° СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

На рис. 1 линией 1 показана эволюция угла наклона ε за прошедшие 200 тыс. лет. Изменения угла ε , по нашим решениям, вначале совпадают с аппроксимацией данных наблюдения, а также до 2000 лет — с результатами решений других авторов [Шараф, Будникова, 1969; Laskar et al., 2004]. Далее рассчитанный нами угол наклона ε начинает отличаться от результатов решений [Шараф, Будникова, 1969; Laskar et al., 2004]. По сравнению с расчетами по прежним теориям (линия 2) наши решения дают в 7—8 раз большие амплитуды колебаний. В начальный период несколько тысяч лет в прошлое, начиная с $T = 0$, угол наклона 1, как и угол наклона 2, увеличивается. Затем он начинает уменьшаться и достигает минимума, в то время как угол наклона 2 по прежним теориям находится в максимуме. На остальном интервале времени также максимумы и минимумы колебаний углов наклона 1 и 2 не совпадают. Однако более существенным являются величины этих экстремумов. По прежним теориям на этом интервале времени угол наклона изменяется от 22.21° до 24.43°. А по нашим решениям наклон плоскости экватора Земли к плоскости ее орбиты изменяется от 14.8° до 32.1°. Примерно такой же диапазон изменений угла ε получен при решении задачи за будущие 200 тыс. лет [Смутьский, 2013а].

Средний период колебаний угла наклона по прежним теориям равен 41.1 тыс. лет. Этот же период имеется в колебаниях инсоляции Q_s^{65N} (линия 2). Как видно из новой зависимости для угла наклона ε (линия 1), характерный период колебаний имеет в 1.5—2.0 раза меньшую длительность.

В астрономических теориях палеоклимата рассматривается инсоляция не за астрономические, а за равные калорические полугодия. Начало и конец летнего калорического полугодия определяется так, чтобы инсоляция за любой его день была больше инсоляции за любой день зимнего полугодия. Далее будем рассматривать инсоляцию на широте 65° Северного полушария, которое обозначается буквой N . Мы рассчитали изменение инсоляции Q_s^{65N} за 200 тыс. лет в прошлое как по определенным нами параметрам: e , ε и φ_{py} (линия 1, см. рис. 1), так и по тем же параметрам, рассчитанным Дж. Лясаром с соавторами [Laskar et al., 2004] (линия 2). Как видно из графиков, инсоляция Q_s^{65N} за летнее калорическое полугодие на северной широте 65°, по нашим решениям, имеет амплитуду колебаний также в 7—8 раз большую, чем по прежним теориям. Моменты потепления и похолодания по нашим расчетам (1) и по прежним теориям (2) также не совпадают. Вначале, начиная с $T = 0$, как видно из Q_s^{65N} на рис. 1, летняя инсоляция растет в течение 4—5 тыс. лет, затем начинает падать и достигает минимума 16 т. л. н. После

этого минимума идет потепление, которое завершается большим максимумом инсоляции 31 т. л. н.

Итак, по нашим решениям получены в 7—8 раз большие колебания инсоляции. Насколько они существенны? На этот вопрос может дать ответ представление инсоляции в эквивалентных широтах I , которая рассчитывается следующим образом. Если в эпоху T летняя инсоляция на широте φ была такая, как в современную эпоху на широте φ_0 , то инсоляция в эквивалентных широтах будет $I = \varphi_0$. На рис. 1 представлена инсоляция I в эквивалентных широтах, рассчитанная нами для широты 65° Северного полушария, как по нашим данным (линия 1), так и по данным [Laskar и др., 2004] (линия 2). Начиная с $T = 0$, инсоляция I , по нашим данным (1), с широты 65° уменьшается на несколько градусов, т. е. на широте 65° становится теплее. Затем после максимума величина I начинает увеличиваться до широт 80° и 90°. При $T = 15.88$ т. л. н.

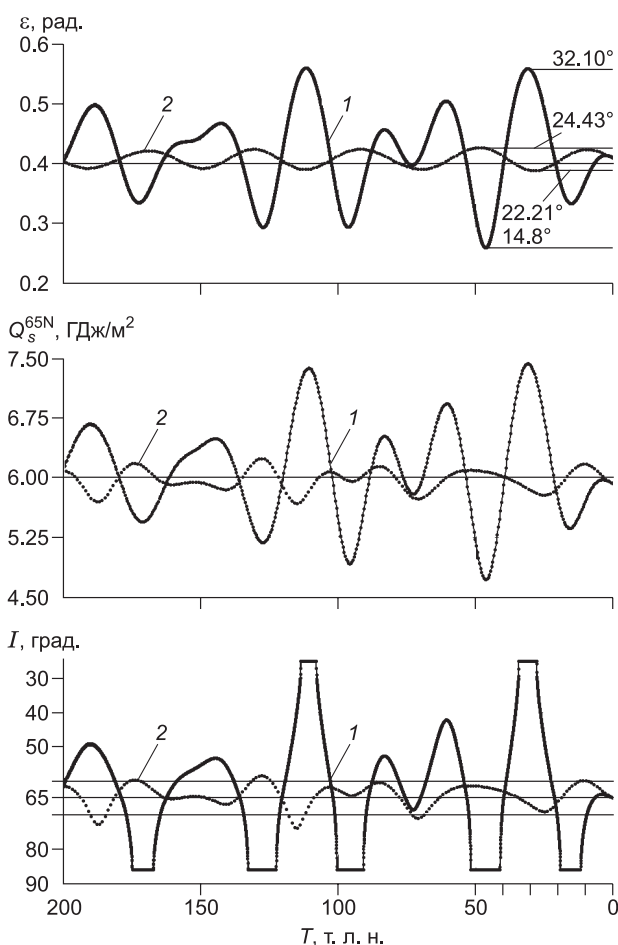


Рис. 1. Эволюция угла наклона ε , а также летних инсоляций Q_s^{65N} и I за 200 тыс. лет в прошлое.

Сравнение новых результатов (1) с результатами прежних теорий (2) на примере работы Дж. Ляскара с соавторами [Laskar et al., 2004]: ε — угол наклона экватора Земли к плоскости ее орбиты; Q_s^{65N} — инсоляция за летнее калорическое полугодие на 65° с.ш.; I — инсоляция в эквивалентных широтах за летнее калорическое полугодие на 65° с.ш. В градусах приведены максимальные и минимальные значения угла ε . T — время (тыс. лет назад (т. л. н.)) от 30.12.1949 г.

летняя инсоляция на широте 65° меньше, чем современная летняя инсоляция на полюсе, поэтому на графике I проведена горизонтальная линия. Таким образом, горизонтальная линия 12—19 т. л. н. означает, что инсоляция на широте 65° была меньше, чем сейчас на полюсе. Такое малое количество тепла могло привести к оледенению территорий на широте 65° .

При дальнейшем изменении времени до $T = 30$ т. л. н. летняя инсоляция I в эквивалентных широтах достигает широт 50° , 40° , 30° , т. е. на широте 65° становится значительно больше солнечного тепла. Горизонтальная линия в эпоху 28—34 т. л. н. означает, что на широте 65° поступает больше тепла, чем сейчас на экваторе.

Линией 2 приведена инсоляция I в эквивалентных широтах по прежним теориям. Как видно, на широте 65° летняя инсоляция I на рассмотренном отрезке времени в 50 тыс. лет изменяется в пределах от 60° до 70° . Маловероятно, что изменения количества тепла на широте 65° до таких величин, которые сейчас имеются на широтах 60° и 70° , могут привести к существенным потеплениям климата или его похолоданиям. Такие малые изменения инсоляции всегда вызывали сомнения [Большаков, Капица, 2011].

Полученные в наших расчетах колебания инсоляции могут вызвать наблюдавшиеся изменения климата. Уменьшение летней инсоляции I 19—12 т. л. н. до значений меньших, чем на полюсе (линия 1, см. рис. 1), могло привести к оледенению. А увеличение летней инсоляции I 34—28 т. л. н. до значений больших, чем в экваториальной области, могло привести к благоприятным условиям существования мамонтовой фауны.

ИЗМЕНЕНИЕ ИНСОЛЯЦИИ ПО ШИРОТЕ

Выше мы исследовали изменение инсоляции во времени на широте 65° Северного полушария. Теперь рассмотрим изменение инсоляции по широте в отдельные моменты времени. На рис. 2 показано изменение по широте φ летней Q_s , зимней Q_w и уменьшенной в два раза годовой инсоляции Q_T в эпоху $T = 31.28$ т. л. н. В это время на широте 65° Северного полушария была наибольшая за 200 тыс. лет летняя инсоляция Q_s (см. рис. 1).

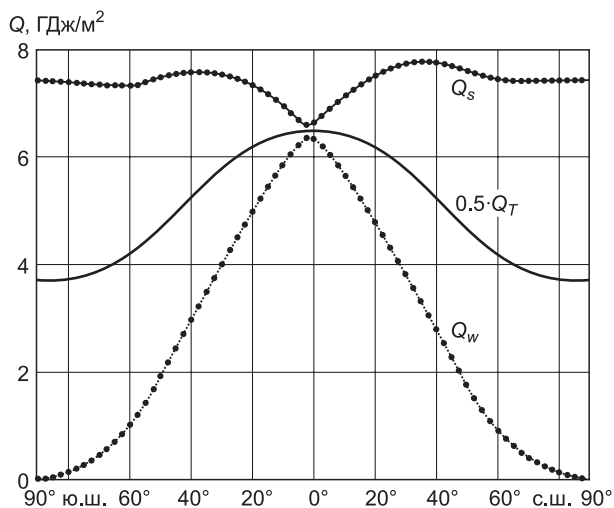
Инсоляция за год Q_T (см. рис. 2) изменяется симметрично относительно экватора ($\varphi = 0^\circ$). На полюсах она наименьшая — $Q_T = 7.43$ ГДж/м², а на экваторе наибольшая — $Q_T = 12.98$ ГДж/м². Летняя инсоляция Q_s в своем изменении по широте φ имеет несколько экстремумов. Вблизи экватора ($\varphi = 0^\circ$) она имеет минимум, а на тропиках — максимальные значения. В эту эпоху тропики находятся на больших широтах, чем в современную эпоху. Широта тропиков $\varphi = 32.1^\circ$ равна углу наклона ε на рис. 1 в эпоху $T = 31.28$ т. л. н. Как видно из рис. 2, летняя инсоляция Q_s в высоких широтах от 90° до 60° практически остается постоянной и она существенно больше, чем на экваторе. Зимняя инсоляция Q_w имеет максимальное значение вблизи экватора, а на полюсах стремится к нулю.

На рис. 3 представлено изменение этих же составляющих инсоляции в наиболее холодную за 200 тыс. лет эпоху $T = 46.44$ т. л. н. Годовая инсоляция Q_T , как и в предыдущую теплую эпоху, изменяется симметрично относительно экватора: на полюсах наименьшая — $Q_T = 3.58$ ГДж/м², а на экваторе наибольшая — $Q_T = 13.79$ ГДж/м². По сравнению с теплой эпохой в рассматриваемую холодную эпоху годовая инсоляция на экваторе немного увеличилась, а в высоких широтах уменьшилась более чем в два раза.

Летняя инсоляция Q_s (см. рис. 3) также имеет максимумы на тропиках, широта которых, согласно рис. 1, равна $\varepsilon = 14.8^\circ$. Однако в высоких широтах летняя инсоляция становится значительно меньше, чем на экваторе, почти в два раза. Характер зимней инсоляции Q_w не изменился: она имеет максимальное значение вблизи экватора и нулевые значения на полюсах. Максимум зимней инсоляции Q_w немного увеличился по сравнению с теплой эпохой. В эпоху $T = 46.44$ т. л. н. сменилось также положение максимума Q_w и минимума Q_s в экваториальной зоне: они находятся в Северном полушарии.

Рис. 2. Распределение по широте Земли удельного количества тепла в самую жаркую в высоких широтах эпоху $T = 31.28$ т. л. н.:

Q_s — за летнее калорическое полугодие, Q_w — за зимнее калорическое полугодие, Q_T — за весь год: на графике величина Q_T уменьшена в два раза.



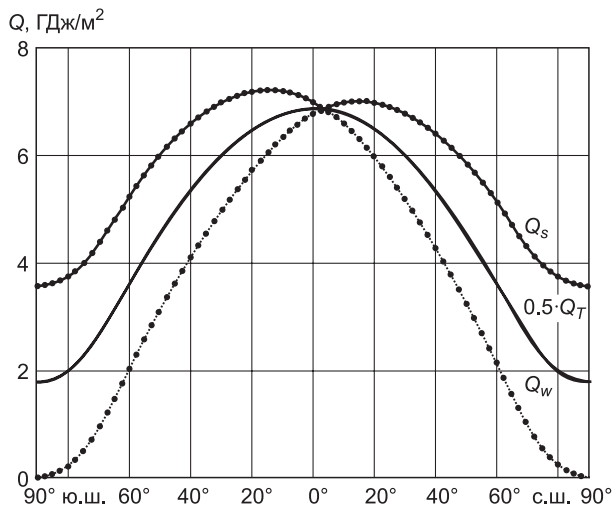


Рис. 3. Распределение по широте Земли удельного количества тепла в самую холодную в высоких широтах эпоху $T = 46.44$ т. л. н.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

В эпоху $T = 31.28$ т. л. н. эти экстремумы находятся в Южном полушарии.

На рис. 4, а сопоставлены распределения летних инсоляций Q_s по широте за три эпохи: современную (1), самую теплую (2) и самую холодную (3). Самые большие изменения летней инсоляции происходят на высоких широтах, например, на полюсах Q_s изменяется более чем в два раза. В экваториальной зоне летняя инсоляция изменяется мало. При этом на экваторе в самую жаркую эпоху (2) инсоляция меньше, нежели в самую холодную (3),

т. е. лето в жаркую эпоху может быть немного холоднее, нежели в холодную эпоху.

Из графиков на рис. 4, а следует, что принятая М. Миланковичем широта 65° в качестве опорной для характеристики климата является оправданной. На этой широте летняя инсоляция при переходе от холодной эпохи $Q_s^{65N} = 4.72$ ГДж/м² к теплой $Q_s^{65N} = 7.43$ ГДж/м² изменяется в 1.57 раза.

Изменения зимних инсоляций Q_w , как видно из рис. 4, б, происходят однотипно. На полюсах величины $Q_w = 0$. В наибольшей мере зимние инсоляции изменяются в средних широтах и в меньшей — на экваторе. При этом в более теплые эпохи зимняя инсоляция меньше, чем в холодные. Другими словами, в теплые эпохи зимы холоднее, а в холодные — теплее.

Изменение годовой инсоляции Q_T (см. рис. 4, в) четко разбивается на две зоны: высокоширотную ($\varphi > 45^\circ$) и низкоширотную ($\varphi < 45^\circ$). В высокоширотной зоне в более теплые эпохи тепла Q_T поступает

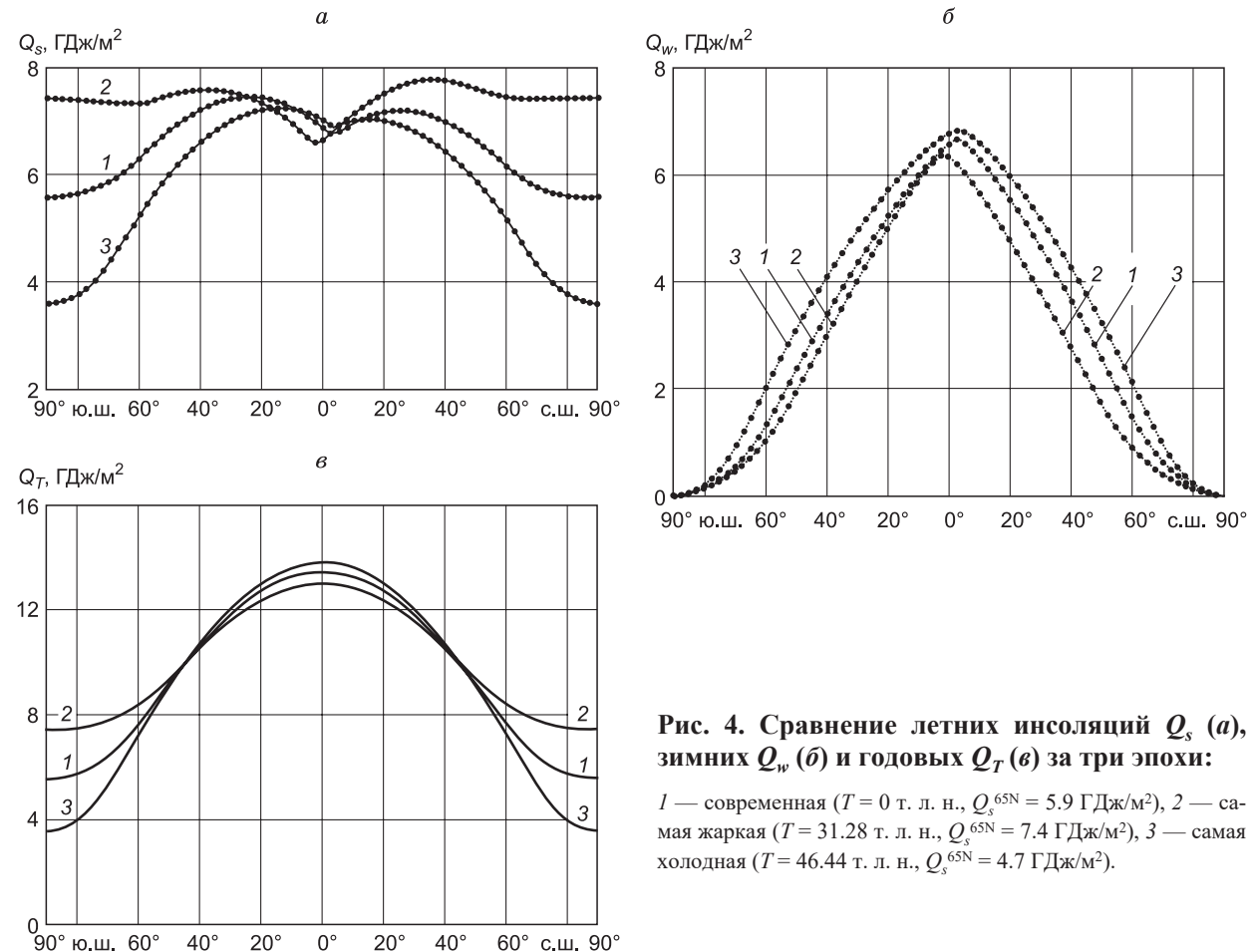


Рис. 4. Сравнение летних инсоляций Q_s (а), зимних Q_w (б) и годовых Q_T (в) за три эпохи:

1 — современная ($T = 0$ т. л. н., $Q_s^{65N} = 5.9$ ГДж/м²), 2 — самая жаркая ($T = 31.28$ т. л. н., $Q_s^{65N} = 7.4$ ГДж/м²), 3 — самая холодная ($T = 46.44$ т. л. н., $Q_s^{65N} = 4.7$ ГДж/м²).

больше, чем в холодные эпохи. Например, на полюсах в два раза больше. В низкоширотной области зависимость обратная: в более теплые эпохи тепла Q_T поступает меньше, чем в холодные. Однако величина этих изменений небольшая: она в четыре раза меньше, чем на полюсах.

На рис. 4, в, как уже отмечалось, приведены графики для двух эпох: самой теплой и самой холодной за прошедшие 200 тыс. лет. В будущие 200 тыс. лет [Смульский, 2013а] годовая инсоляция Q_T в самую теплую $T = 93.6$ тыс. лет и самую холодную $T = 109.1$ тыс. лет эпохи ведут себя аналогичным образом. Если две зависимости Q_T за эти эпохи добавить к трем, уже имеющимся на рис. 4, в, то все пять кривых Q_T будут пересекаться при $\varphi = 45^\circ$. Поэтому отмеченные закономерности справедливы на всем исследованном интервале ± 200 тыс. лет.

Как видно из графиков (см. рис. 4), отличие инсоляции Южного и Северного полушарий Земли в наибольшей мере проявляется для летней инсоляции (см. рис. 4, а). При этом в экваториальных широтах это различие более выражено, чем в высоких широтах. Графики по годовой инсоляции Q_T (см. рис. 4, в) симметричны по широте, т. е. одинаковое количество тепла за год поступает в Северное и Южное полушария. Поэтому вариации зимней инсоляции по полушариям будут обратные летним вариациям.

Итак, от теплой эпохи к холодной уменьшение летней инсоляции Q_s на широте 65° происходит в 1.57 раза. А на полюсе годовая инсоляция Q_T уменьшается еще сильнее, а именно в 2 раза. В то же время в экваториальной зоне происходят обратные по знаку изменения, но величина их в 4 раза меньшая. При этом на широте $\varphi = 45^\circ$ годовая инсоляция Q_T практически не изменяется, т. е. колебания летней инсоляции Q_s компенсируются вариациями зимней инсоляции Q_w .

ЭВОЛЮЦИЯ ИНСОЛЯЦИИ НА ДРУГИХ ШИРОТАХ

На рис. 1 была рассмотрена эволюция летней инсоляции Q_s на 65° с.ш. Теперь рассмотрим эволюцию годовой, летней и зимней инсоляций на других широтах. На рис. 5 сопоставлены изменения за прошедшие 200 тыс. лет инсоляций Q_T , Q_s и Q_w на пяти широтах 80° , 65° , 45° , 25° и 0° Северного полушария. На широте 65° летняя инсоляция Q_s хорошо отражает изменение годовой Q_T . А зимняя инсоляция Q_w изменяется в противофазе с летней: при теплом лете зима немного холоднее. Таким образом, для широты 65° годовая Q_T и летняя Q_s инсоляции изменяются софазно, а зимняя Q_w — в противофазе первым двум.

Такой же характер изменения инсоляций наблюдается для широт 80° и 45° . Для широты 25° почти софазно годовой инсоляции Q_T изменяется зимняя Q_w . Отличия заключаются в том, что короткопериодические колебания Q_w более ярко выражены. Летняя инсоляция Q_s изменяется почти в противофазе годовой Q_T на начальном отрезке времени. Затем проти-

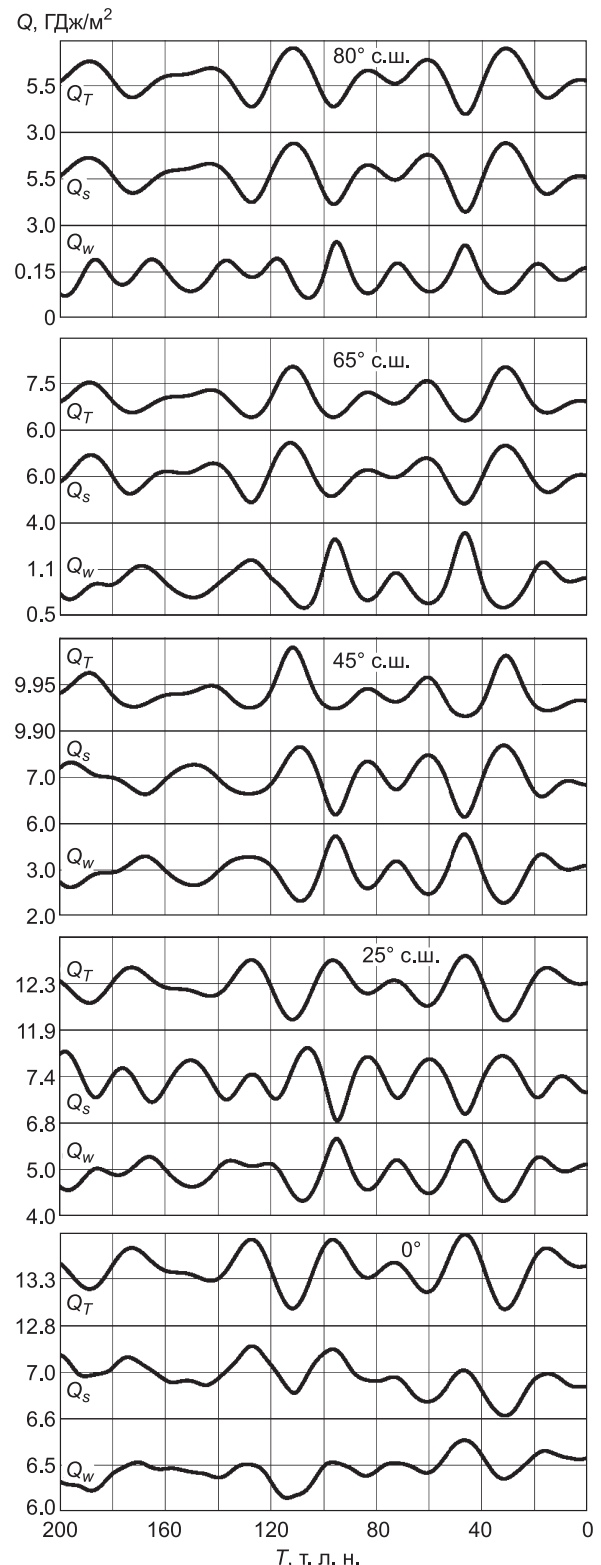


Рис. 5. Эволюция инсоляции за прошедшие 200 тыс. лет на пяти разных широтах Северного полушария:

Q_s — за летнее калорическое полугодие, Q_w — за зимнее калорическое полугодие, Q_T — за весь год.

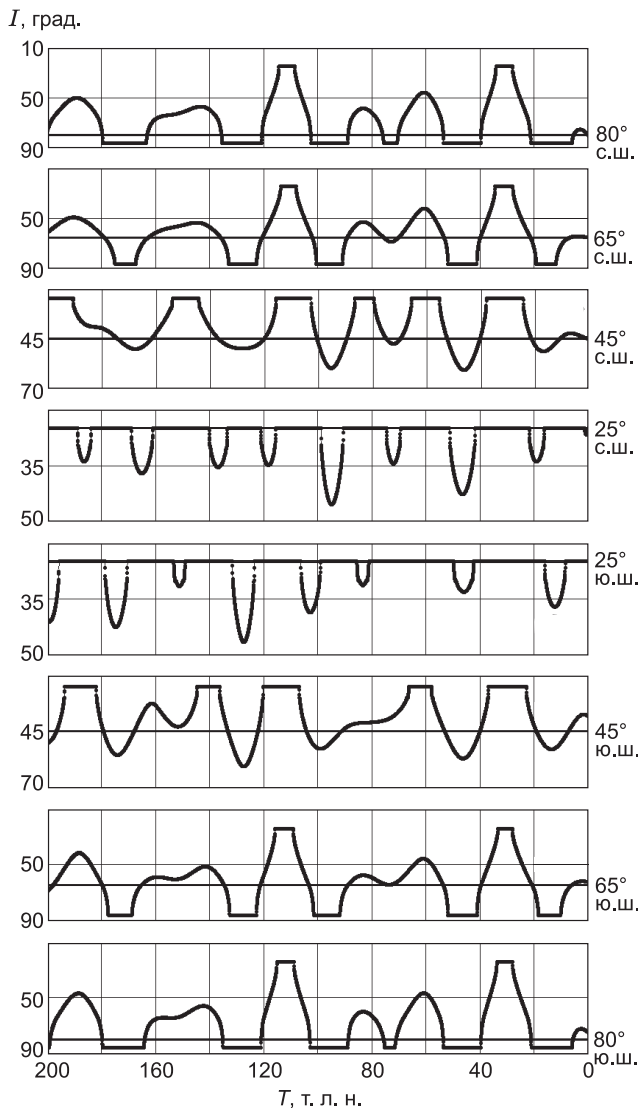


Рис. 6. Эволюция инсоляции I в эквивалентных широтах Северного полушария за 200 тыс. лет на восьми разных широтах Земли.

Горизонтальной прямой линией приведена широта, к которой относится изменение инсоляции I .

вофазность нарушается. На широте 0° снова софазно годовой инсоляции Q_T изменяется летняя Q_s и в некоторой степени зимняя Q_w .

Софазность и противофазность изменения свидетельствует, что на широте 45° и выше в теплую эпоху лето более теплое, а зима более холодная. А на широтах $\varphi < 45^\circ$ в теплую эпоху зимы более теплые.

Амплитуды колебаний инсоляций с широты 80° до 45° уменьшаются. А после широты 45° амплитуды снова увеличиваются. Количественный порядок изменения амплитуд отражается ценой деления на рис. 5 годовой инсоляции по широте φ : 2.5; 1.5; 0.05; 0.4; 0.5 ГДж/м² при $\varphi = 80^\circ; 65^\circ; 45^\circ; 25^\circ; 0^\circ$ соответственно.

Таким образом, отсюда следует, что в высоких широтах происходят наиболее существенные изменения инсоляции. Кроме того, подтверждается прежний вывод о том, что на 45° с.ш. годовая инсоляция практически не изменяется.

На рис. 6 показаны изменения летней инсоляции I в эквивалентных широтах на восьми разных широтах: $80^\circ, 65^\circ, 45^\circ, 25^\circ$ с.ш.; $25^\circ, 45^\circ, 65^\circ, 80^\circ$ ю.ш. земного шара. Напомним, что тонкой горизонтальной линией отмечена широта местности, к которой относится инсоляция I . Верхние горизонтальные участки графиков отмечают отрезок времени, когда инсоляция в эпоху T летом

больше, чем в экваториальной зоне в современную эпоху $T = 0$. А нижние горизонтальные, как уже отмечалось, участки отмечают эпохи, когда летняя инсоляция меньше, чем в области полюсов.

На 65° с.ш. (см. рис. 6) по горизонтальным участкам видно, что имеются две теплые эпохи при $T = 31.28$ и 110.8 т. л. н. и пять холодных. На 80° и 45° с.ш. инсоляция I изменяется подобным образом. Отличие заключается в том, что на широте 80° длительность холодных периодов увеличивается и добавляется еще один при $T = 75$ т. л. н. На 45° с.ш. нет холодных периодов с инсоляцией меньше, чем на полюсе. А теплые периоды с инсоляцией больше, чем на экваторе, становятся более продолжительными, и добавляются еще четыре теплых периода.

На 25° с.ш. продолжительность теплых периодов еще больше увеличивается, а по сравнению с 45° с.ш. добавляется еще три теплых периода. А в холодные периоды значение инсоляции I не опускается ниже широты 45° , т. е. на 25° с.ш. не бывает лета холодней, чем сейчас лето на 45° с.ш.

В Южном полушарии на широте 25° (см. рис. 6) амплитуды похолоданий имеют такой же порядок, как и на широте 25° в Северном полушарии. Однако моменты их наступлений, как правило, другие. Инсоляция в Южном полушарии на широте 65° примерно такая же, как в Северном. Немного лишь отличаются величины в экстремальных точках. Соотношение между инсоляцией на 65° ю.ш. с инсоляцией на широтах 80° и 45° ю.ш. остается такое же, как и в Северном полушарии: на 80° ю.ш. удлиняются холодные периоды, а на 45° ю.ш. удлиняются теплые периоды.

Инсоляция I на южной широте 80° аналогична инсоляции в Северном полушарии на той же широте. А на широте 45° ю.ш. инсоляция в ряде эпох может существенно отличаться от инсоляции в Северном полушарии на той же широте.

Итак, летняя инсоляция Q_s^{65N} на широте $\varphi = 65^\circ$ Северного полушария адекватно представляет периоды похолодания и потепления на высоких широтах $\varphi > 45^\circ$ как в Северном, так и в Южном полушариях. При этом годовая инсоляция Q_T изменяется софазно летней Q_s , а зимняя Q_w — противофазно. Амплитуда колебаний зимней инсоляции в 3 с лишним раза меньше колебаний летней Q_s . На широте 45° колебания инсоляции незначительны. А на широтах $\varphi \leq 45^\circ$ амплитуда колебаний инсоляции меньше, чем в высоких широтах. Кроме того, в этой области имеются различия между изменениями инсоляции в Северном и Южном полушариях.

ИНСОЛЯЦИЯ И ПОСЛЕДНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Самое значительное последнее оледенение

В табл. 1 приведены отдельные экстремумы инсоляции и их параметры. Потепления отмечены как максимумы (max), а похолодания как минимумы (min). В результате изучения разными специалистами палеоклимата Западной Сибири выработано согласованное представление о его эволюции в позднем плейстоцене [Svendsen et al., 1999; Гросвальд, 2009]. Особенно совпадает их мнение о двух последних оледенениях. Хорошо согласуются с их мнением наибольшие похолодания, приведенные в табл. 1, 15.88 и 46.44 т. л. н.

Большая часть исследователей считает, что на севере Западной Сибири на шельфе Баренцева и Карского морей и на островах неоднократно образовывался ледниковый щит. По М.Г. Гросвальду [2009], в ледниковые эпохи, которые многократно повторялись в последние 2.3—2.5 млн лет, Баренцево-Карский шельф превращался в сплошную область эрозии (экзарации) и сноса. Этот щит объединялся со Скандинавским щитом, а их ледосбросы на Печорский бассейн взаимодействовали между собой, периодически отклоняя друг друга. Имеются только различия относительно границ распространения ледниковых щитов и их положения в разные эпохи.

В поздний вейхелий, эквивалентный сартанскому оледенению [Svendsen et al., 1999], совместный ледниковый щит на востоке захватывал Новую Землю, на севере шел по шельфам северных морей, на западе достигал нижней трети Исландии и Британии, в Европе опускался до широт 56° , а в России поднимался на север по западной части Белого моря. Авторы работы [Svendsen et al., 1999] считают, что в Карском море могли быть островные оледенения с опорой на северную часть Таймыра. А в среднем—раннем вейхелии, который эквивалентен ермаковскому оледенению, восточная часть совместного ледникового щита распространялась по северной части шельфа Карского моря и захватывала почти весь Таймырский полуостров и плато Путорана в Восточной Сибири, а по югу опускалась чуть ниже полярного круга и соединялась с южной границей ледника в Европе. В отличие от работы [Svendsen et al., 1999], у М.Г. Гросвальда [2009] восточная граница этого ледника захватывает весь Таймыр и западную часть Среднесибирского плоскогорья, на юге опускается до 50° с.ш., а на западе захватывает всю Исландию и почти всю Британию. В связи с этим М.Г. Гросвальд считает, что Баренцево-Карский ледниковый щит существовал в обе последние ледниковые эпохи.

На определенном этапе образования ледникового щита в Западной Сибири сток рек бассейнов Оби и Енисея в Ледовитый океан прекращается [Гросвальд, 2009]. Низменные части Западной Сибири начинают заполняться водой. Исследователи отмечают образование Хантыйского, Енисейского и Путоранского озер [Волков и др., 1969; Волков, Архипов, 1978], которые в последующем соединялись между собой и образовывали озеро-море Западной Сибири. С ростом высоты ледникового щита и сменой похолодания на потепление начинался сток льда с ледникового щита. Сток льда происходил как на север в Ледовитый океан, так и на юг. Сток на север прослеживается по подводным желобам: Медвежинскому, Франц-Виктории, Св. Анны и Воронина. А сток на юг отмечен Сибирскими Увалами в Западной Сибири и их продолжениям в Восточной Сибири. Эту границу М.Г. Гросвальд назвал линией Волкова.

С дальнейшим потеплением начинается таяние ледникового щита и происходит дальнейшее увеличение пресноводного моря до такой степени, что начинается его сток через Тоболо-Тургайский желоб в Туранскую низменность Приаралья и, возможно, с проходами на юге в Каспийскую низменность.

С деятельностью ледника связаны морены, пути перемещения льда (троги), сдвиги, надвиги и прочие дислокации, переносы породы и грунта и множество других процессов. С деятельностью пресноводного моря связаны террасы, озерные отложения, конусы выноса входящих рек и эрозионные процессы на бортах выводных потоков (спилвеев).

В северной части Западной и Восточной Сибири обнаруживаются следы морских отложений. Они дали основания для утверждений о существовании периодов наступления моря (трансгрессий). Морские отложения на современной суше могут быть обусловлены

Таблица 1. Отдельные экстремумы инсоляции

Параметр	max	min	max	min	max
T , т. л. н.	4.16	15.88	31.28	46.44	111.8
Q_s^{65N} , ГДж/м ²	5.97	5.36	7.43	4.72	7.38

Примечание. max — потепления отмечены как максимумы, min — похолодания.

разными причинами. Уровень суши мог опускаться ниже уровня моря в результате опускания всего массива, на котором находится ледниковый щит. Морские отложения могут быть выпажаны ледником со дна шельфа и перенесены им на материк. В теплый период возможно также таяние всех покровных льдов, включая ледники Антарктиды и Гренландии, в результате чего уровень океана может превысить в отдельных местах уровень суши. На них в последствие образуются морские отложения. Каждая из этих причин имеет свои особенности. Например, максимальное опускание суши будет происходить при наибольшей толщине ледника, а поднятие уровня моря — в эпоху его отсутствия, т. е. в период максимального потепления.

Моренный пояс вдоль возвышенности Сибирские Увалы является самым южным [Архипов и др., 1980; Архипов, 2000]. Севернее, в зоне 65.5° и 67.0° с.ш., существуют еще несколько моренных поясов. Вследствие неоднократности похолоданий моренные пояса могли возникать в разные периоды. Пути перемещения ледников разных эпох могли не совпадать. Поэтому морены могут принадлежать к разным ледниковым эпохам. Если последний ледниковый максимум (ПЛМ) был менее мощный, чем предыдущие, то самый южный моренный пояс является результатом деятельности предыдущих ледниковых эпох. Самый южный пояс морен, доходящий до подножия Сибирских Увалов, относят к раннезырянскому времени [Архипов и др., 1980; Архипов, 2000], к ермаковскому горизонту. К этому ледниковому периоду относится максимальная стадия Баренцево-Карского щита около 50 т. л. н. [Svendsen et al., 1999]. После максимальной стадии в Печорском бассейне этот щит растаял к 40 т. л. н. Как видно из табл. 1, этому ермаковскому ледниковому периоду соответствует минимум инсоляции 46.44 т. л. н. Инсоляция летом была $Q_s^{65N} = 4.72$ ГДж/м² — самая низкая за весь период в 200 тыс. лет.

Последний ледниковый максимум

Последнюю ледниковую эпоху связывают с сартанским горизонтом [Архипов и др., 1980; Архипов, 2000]. В этот период сформировался ледниковый рельеф Западной Сибири, в том числе краевые морены в зоне 65.5 — 67.0° с.ш. по южному подножию Салехардских Увалов и Хадатейским грядам Тазовского полуострова. Севернее их расположены Ямало-Гыданские пояса морен на широте около 68° с.ш. от озер Яррото на Ямале к востоку вдоль Гыданской гряды. Севернее расположены морены, которые являются самыми молодыми. Последние две гряды морен связаны с деградацией сартанского ледника. Как видно из табл. 1, эта эпоха 15.88 т. л. н. с инсоляцией $Q_s^{65N} = 5.36$ ГДж/м² была теплее предыдущей на 12 %. Поэтому моренами последней ледниковой эпохи не был достигнут южный моренный пояс.

Одновременным сартанскому оледенению в Западной Сибири является последнее оледенение в Скандинавии, которое характеризуют горизонтом позднего вейхелия [Svendsen et al., 1999]. В Архангельском регионе максимум оледенения относят к 17 т. л. н. и дегляциацию — к 16 т. л. н. Восточнее оз. Онега дегляциация относится к 14.4 — 12.9 т. л. н. На Таймыре возраст ледника позднего вейхелия или сартанского времени относится к 18.0 — 7.5 т. л. н. Пространство между Норвегией и Новой Землей покрыто ледником — 10.7 т. л. н. По С.А. Архипову [1997], радиометрический возраст сартанского ледникового горизонта находится в пределах 23 — 10 т. л. н.

После прохождения максимума похолодания крупнейшие северные подводные желоба (Франц-Виктории, Св. Анны и Воронина) отводили ледяные потоки с Баренцево-Карского ледника в Ледовитый океан [Гросвальд, 2009]. Колонки, поднятые с глубины 470 м желоба Франц-Виктории, содержали материал морены, покрытый ледниково-морскими илами с возрастом 12.9 т. л. н. и голоценовыми отложениями — 10 т. л. н. Деграляция льда в желобе Св. Анны началась около 13 т. л. н. и завершилась к 10 т. л. н.

Последствия образовавшегося в сартанское время Мансийского озера имеют примерно такой же возраст 20 — 10 т. л. н. [Архипов, 1997; Пятосина, 2005]. Причем озеро сартанского времени занимало меньшие площади, чем более древнее. Отложения более древнего озера перекрыты отложениями с остатками мамонтов, возраст которых примерно 18 т. л. н. [Пятосина, 2005].

Возраст колпашевской террасы на Средней Оби на высоте 55 м, образованной Мансийским морем, находится в пределах 12.8 — 10.6 т. л. н. [Архипов, 1997]. К ней примыкает транзитная терраса-равнина [Арсланов и др., 1983], которая прослеживается через всю зону сартанского оледенения до устья Оби. Ее возраст 12.26 ± 0.17 т. л. н. На среднем Енисее терраса высотой 60 — 70 м у Фарково имеет возраст от 16.4 до 11.7 т. л. н.

По С.А. Архипову [1997], грандиозный конус выноса в бассейн верхней Оби выходит из Алтая по долинам рек Бии, Катунь и др., проходит по Бийско-Барнаульской впадине до Новосибирска и далее протягивается в акваторию Мансийского палеозера. Он формирует ряд террас, высота которых на Алтае достигает 220 — 240 м, у Новосибирска — 140 — 120 м, в Томском Приобье — 100 — 80 м. Далее конус выноса уходит по ложбинам Приобского плато в Кулундийскую равнину и в долину Иртыша. Возраст конуса выноса и его террас находится в пределах 17.6 — 10.4 т. л. н. [Панычев, 1979; Бутвиловский, 1993; Архипов, 1997].

Как видим, приведенные датировки сартанского оледенения и его последствий совпадают с минимумом инсоляции 15.88 т. л. н.

Теплый период между оледенениями

Между ермаковским оледенением с минимумом инсоляции 46.44 т. л. н. и сартанским с минимумом инсоляции 15.88 т. л. н. находится каргинский межледниковый горизонт с максимумом инсоляции 31.28 т. л. н. Во многих долинах Печорской низменности (Шапкиной, Хвостовой Созьвы и Соймы) древесина и торф из-под рельефообразующих морен имеет возраст от 25 до 40 т. л. н. [Гросвальд, 2009]. Под распространенной к северу от Сибирских Увалов мореной расположены озерно-болотные отложения возрастом от 25 до 40—50 т. л. н. [Арсланов и др., 1983]. Раковины на восточном Баренцево-Карском побережье и берегах Таймыра и Северной Земли имеют возраст от 24 до 38 т. л. н. [Гросвальд, 2009].

Как уже отмечалось [Svendsen et al., 1999], существовавший ранее Баренцево-Карский ледниковый щит к 40 т. л. н. полностью исчез. По С.А. Архипову [1997], казымская пачка каргинского горизонта (дер. Казым-Мыс, правый берег Нижней Оби) простирается по долине Оби до г. Колпашево и бассейна р. Васюган, а также до дер. Липовка на Тоболе. Ее возраст 33—31 т. л. н. На Нижнем Енисее от г. Игарка до устья Бахты прослеживаются конощельские слои, аналог казымскому слою с возрастом 33—32 т. л. н. Как правило, это озерно-аллювиальные отложения с прослойками торфа.

Третья терраса Иртыша и Тобола с абсолютными отметками 70—75 м у дер. Липовка сложена озерно-аллювиальными отложениями [Илларионов, 2013]. Возраст древесных и растительных остатков, имеющих в ней, составляет от 31.78 до 32.77 т. л. н. Такой же возраст имеют костные остатки бизонов, шерстистых носорогов и лошадей.

Аналогом липовской террасы на р. Обь является кирьянская терраса (левый берег Оби в 15 км выше дер. Покур). Она сложена озерно-аллювиальными отложениями с линзами торфа возрастом от 27.5 до 36.3 т. л. н. [Лаухин и др., 2006]. В Тургайском желобе из скважины с абсолютным уровнем 37 м (25 км южнее оз. Кушмурун) обломок древесины имел возраст 27.8 т. л. н. [Гросвальд, 1983]. В обнажении Красный Яр, в 15—20 км южнее Новосибирска, находятся укоренившиеся пни под озерной толщей слоем 8—10 м. Возраст пней 28—29 т. л. н. [Архипов и др., 1980]. В Кас-Кетском «проливе», между Енисейским и Мансийским древними озерами, под слоем озерно-аллювиальных отложений остатки древесины и торфа имеют возраст от 27.3 до 29.5 т. л. н. [Гросвальд, 2009].

Таким образом, максимум инсоляции $T = 31.28$ т. л. н. (см. табл. 1) соответствует периоду каргинского межледнековья.

ОПТИМУМ ИНСОЛЯЦИИ В ГОЛОЦЕНЕ

Как видно из табл. 1, в эпоху $T = 4.16$ т. л. н. имеется небольшой максимум инсоляции в голоцене (0—10 т. л. н.). Ему предшествовал сартанский ледниковый период, поэтому от него до этого максимума шло непрерывное потепление. Оптимум голоцена однозначно проявляется в интервале 9.0—3.3 т. л. н. [Васильчук, 1982; Ершов, 1988]. Исходя из полинологических данных, потепление в нем было выражено более слабо, чем в предыдущее межледнековье [Ершов, 1989]. С конца ледникового периода до оптимума голоцена, т. е. 8—5 т. л. н., принято считать, что происходила трансгрессия моря, с 5 т. л. н. и по настоящее время море отступает [Ломанченков, 1966]. В связи с этим, формирование новой современной террасы и пойменных террас в долинах рек происходит после оптимума голоцена [Сакс, 1953; Ломанченков, 1966]. Возраст древесины из пойменных отложений Индигирки — 4.125 т. л. н., а с отложений ее притока, р. Большая Эрга — 4.770 т. л. н.

В процессе анализа данных по Западной Сибири было установлено [Баулин, 1959; Некрасов, 1990], что верхняя толща многолетнемерзлых пород (ММП) сформировалась за последние 5—6 т. л. н. Формирование бугристых торфяников в южной зоне распространения ММП Западной Сибири началось примерно 3 т. л. н. [Шполянская, Евсеев, 1970; Некрасов и др., 1990].

Кроме приведенных свидетельств существует множество других о наличии потепления, которое совпадает по времени $T = 4.16$ т. л. н. с максимумом летней инсоляции на широте 65° с.ш. (см. табл. 1). Чтобы облегчить специалистам интерпретацию палеоданных, рассмотрим более детально изменение инсоляции за последние 5 тыс. лет. На рис. 7 представлены изменения инсоляций Q_T , Q_S и Q_W на пяти широтах 80° , 65° , 45° , 25° и 0° Северного полушария. Эти данные получены с интервалом 1 год. Для 65° с.ш. видно, что годовая Q_T и летняя Q_S инсоляции изменяются однотипно с наличием максимума. Однако максимумы их наступают в разное время: летней Q_S — 4.16 т. л. н., а годовой Q_T — 3 т. л. н. В то же время зимняя инсоляция Q_W на всем интервале 5 тыс. лет монотонно увеличивается.

На 80° с.ш. максимумы Q_T и Q_S смещены ближе к современной эпохе, а в зимней инсоляции Q_W в эпоху $T = 0.499$ т. л. н. появляется максимум. На 45° с.ш. по сравнению с 65° с.ш. летняя инсоляция Q_S

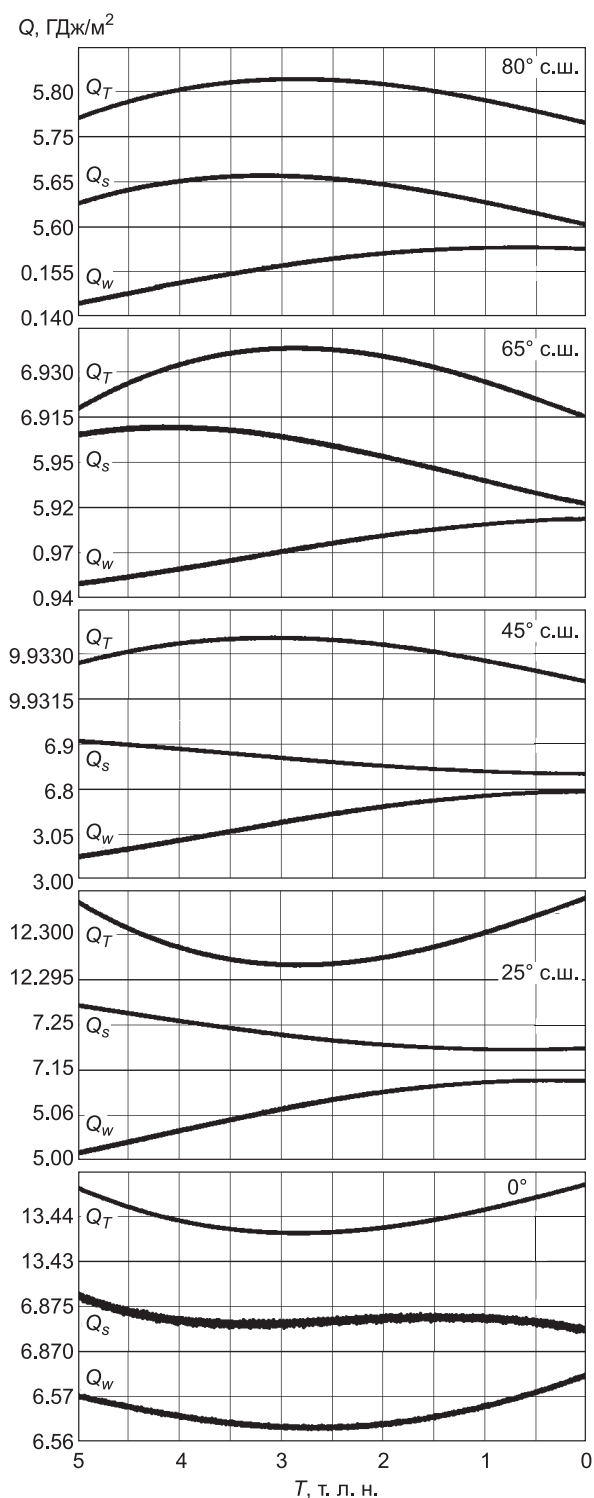


Рис. 7. Эволюция инсоляции за прошедшие 5 тыс. лет на пяти разных широтах Северного полушария:

Q_s — за летнее калорическое полугодие, Q_w — за зимнее калорическое полугодие, Q_T — за весь год. Интервал между точками по времени — один год.

имеет минимум в современную эпоху $T = 0$, а зимняя Q_w монотонно увеличивается и в недалеком времени в будущем достигнет максимума.

На 25° с.ш. инсоляция за год Q_T имеет ярко выраженный минимум при $T = 2.8$ т. л. н., а летняя достигает минимума при $T = 0.7$ т. л. н. У зимней инсоляции Q_w наблюдается максимум примерно при $T = 0.5$ т. л. н. На экваторе годовая Q_T и зимняя Q_w инсоляции минимумы имеют примерно при $T = 2.5$ — 2.8 т. л. н., а летняя инсоляция Q_s — минимум при $T = 3.0$ т. л. н. и максимум при $T = 1.5$ т. л. н.

Амплитуды колебаний инсоляций на этом интервале, так же как на интервале 200 т. л. н., с 80° до 45° с.ш. уменьшаются. Качественный порядок величин изменения ΔQ_T годовой инсоляции по 80° , 65° , 45° , 25° и 0° с.ш. имеют такой вид: $\Delta Q_T = 0.06$, 0.023 , 0.0015 , 0.008 и 0.012 ГДж/м² соответственно.

Как было показано в работе [Smulsky, Krotov, 2014], существуют колебания инсоляции с периодами: полумесячным, полугодовым, 2.75, 3.58, 11.86 и 18.6 года. Амплитуды колебаний возрастают с увеличением их периода. Наибольший период 18.6 года обусловлен воздействием прецессионного движения орбиты Луны на вращательное движение Земли. Для 80° с.ш. амплитуда колебаний годовой инсоляции Q_T с периодом 18.6 года составляет 532 КДж/м², а с периодом 0.5 года — 31 КДж/м². Амплитуды этих колебаний по сравнению с величиной годовой инсоляции Q_T порядка $5.8 \cdot 10^6$ КДж/м² малы и на графиках не видны. На рис. 7 наличие колебаний с периодом 18.6 года наблюдается на графиках Q_s и Q_w для 0° . Как уже отмечалось, данные на рис. 7 получены с интервалом 1 год, поэтому колебания инсоляции с периодом 18.6 года содержатся в них с хорошим разрешением по времени.

Изменение инсоляции на других широтах, в Южном полушарии, а также другие ее составляющие могут быть получены любым исследователем с помощью программы `Ins12bd.mcd`, которая имеется в свободном доступе [Смульский, 2013б]. Теория расчета инсоляции содержится в работе [Smulsky, Krotov,

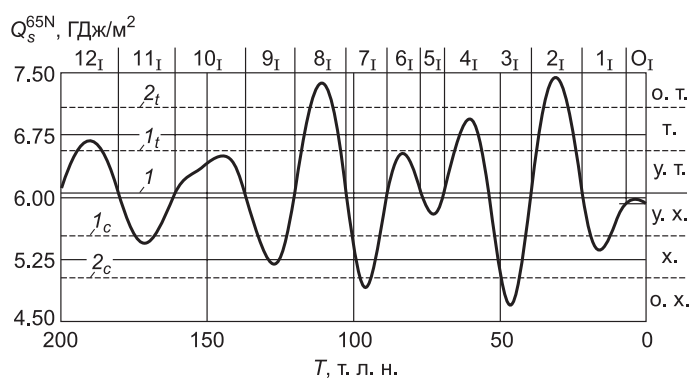
2014], а параметры орбитального и вращательного движений Земли за 5 т. л. н. представлены в файле `OrAl-5kyr.prn`, а за 200 т. л. н. в файле `OrAl-200ky.prn` [Смульский, 2013б].

ИНСОЛЯЦИОННЫЕ ПЕРИОДЫ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Экстремумы инсоляции за 50 т. л. н., как показано выше, хорошо согласуются с колебаниями палеоклимата. На рис. 8 пронумерованы все экстремумы инсоляции, за исключением первого, цифрами от 1_1 до 12_1 . Первый экстремум в эпоху $T = 4.16$ т. л. н., связанный с оптимумом голоцена, обозначен буквой O_1 .

Рис. 8. Периоды инсоляции $O_1, 1_1, 2_1, \dots, 12_1$ за 200 т. л. н. и границы их смены.

I — средняя инсоляция $Q_{s,m}$; I_1 и 2_1 — первая и вторая границы теплых уровней; I_c и 2_c — первая и вторая границы холодных уровней; у. т., т., о. т. — теплые уровни; у. х., х., о. х. — холодные уровни.



Как было показано выше, эволюция летней инсоляции отличается от эволюции зимней и инсоляции за год. По-разному также изменяется инсоляция по широтам Земли. Тем не менее летняя инсоляция Q_s^{65N} на широте 65° Северного полушария адекватно отражает колебания инсоляции на высоких широтах $\varphi > 45^\circ$ как в Северном, так и в Южном полушариях. Именно на этих широтах наблюдаются существенные изменения палеоклимата. Поэтому колебания инсоляции Q_s^{65N} были приняты за основу для установления инсоляционных периодов и их границ. При этом следует отметить, что при выборе другой характеристики инсоляции, например Q_T^{65N} или Q_s^{80N} , моменты наступления экстремумов и их границы будут немного изменены. Об этом необходимо помнить при интерпретации палеособытий, в большей мере определяющихся не летней инсоляцией, а годовой Q_T или зимней Q_w , или тех событий, для которых их широта является определяющим фактором. В этих случаях возможна ситуация, что событие обусловлено потеплением, а его необходимо относить к более холодному периоду на широте 65° Северного полушария или наоборот.

Итак, инсоляционные периоды будут устанавливаться по характеристике инсоляции Q_s^{65N} . Чтобы установить границы периодов, необходимо выбрать среднее значение Q_s^{65N} . Тогда по отклонению от среднего можно определять начало и конец периода. Для качественной характеристики инсоляционного периода необходимо выбрать количество градаций величины инсоляции. Для этого воспользуемся градацией климата в работе С.М. Фотиева [2009] из трех уровней для холодного и трех уровней для теплого периодов, например, для холодного климата: умеренно холодный (у. х.), холодный (х.) и очень холодный (о. х.). При выборе среднего значения Q_s^{65N} мы руководствовались не математическим средним, а максимальным и минимальным значениями за 20 млн лет: $Q_{s,max} = 7.581$ ГДж/м² при $T = 9.2475$ млн л. н. и $Q_{s,min} = 4.505$ ГДж/м² при $T = 18.95$ млн л. н. Тогда среднее значение инсоляции можно записать так:

$$Q_{s,m} = 0.5 \cdot (Q_{s,max} + Q_{s,min}) = 6.043 \text{ ГДж/м}^2. \quad (1)$$

При шести уровнях инсоляции величина ступени между уровнями будет:

$$\Delta Q_s = (Q_{s,max} - Q_{s,min})/6 = 0.5127 \text{ ГДж/м}^2. \quad (2)$$

Тогда границы уровней холодного климата запишутся так:

$$Q_{sc,k} = Q_{s,m} - k \cdot \Delta Q_s, \text{ где } k = 1, 2, 3, \quad (3)$$

а границы уровней теплого климата запишутся аналогично:

$$Q_{st,k} = Q_{s,m} + k \cdot \Delta Q_s, \text{ где } k = 1, 2, 3. \quad (4)$$

Следует отметить, что при выборе $Q_{s,m}$ по экстремальным инсоляциям на интервале 200 тыс. лет его значение равно 6.075 ГДж/м², т. е. близкое к величине (1). Для современной эпохи $T = 0$ значение инсоляции $Q_{s,0}^{65N} = 5.922$ ГДж/м², т. е. меньше среднего значения 6.043 ГДж/м². Таким образом, современная эпоха является немного colder по сравнению со средним уровнем инсоляции. В связи с этим для оптимума голоцена начальная эпоха T_b определена по пересечению инсоляционной кривой со значением $Q_{s,0}^{65N}$ в современную эпоху. Для остальных инсоляционных периодов их границы начала T_b и конца T_f определены по пересечению инсоляционной кривой со средней инсоляцией $Q_{s,m}$. На рис. 8 средний уровень инсоляции $Q_{s,m}$ указан позицией 1 , границы первого и второго теплых уровней отмечены I_1 и 2_1 , а границы холодных уровней — I_c и 2_c . В табл. 2 приведены границы периодов: T_b и T_f , а также величины инсоляции $Q_{s,ex}^{65N}$ в экстремальные эпохи T_{ex} .

Следует отметить, что по аналогичному алгоритму были введены уровни загрязнения атмосферы города [Смульский, 1987]. Они хорошо согласовались с уровнями, которые опытно-чувственным путем специалисты разработали при ежедневной оценке качества атмосферы на протяжении многих лет.

Таблица 2. Периоды инсоляции и их характеристика за последние 200 тыс. лет

№ периода	Интервал $T_b - T_f$ т. л. н.	Экстремум инсоляции		Градация климата	Корреляция с горизонтами Западной Сибири
		T_{ex} т. л. н.	Q_s^{65N} , ГДж/м ²		
O ₁	6.86—0	4.16	5.973	у. х.	Оптимум голоцена
1 ₁	22.08—6.86	15.88	5.364	х.	Сартанский (I ледниковый)
2 ₁	39.50—22.08	31.28	7.4316	о. т.	Каргинский
3 ₁	53.8—39.5	46.44	4.7174	о. х.	Поздняя фаза ермаковского оледенения (II ледниковый)
4 ₁	69.1—53.8	60.8	6.929	т.	Поздняя фаза казанцевского потепления
5 ₁	76.96—69.10	72.8	5.7946	у. х.	
6 ₁	88.52—76.96	83.4	6.5197	у. т.	
7 ₁	102.56—88.52	95.92	4.9187	о. х.	Ранняя стадия ермаковского оледенения (III ледниковый)
8 ₁	120.08—102.56	110.8	7.3757	о. т.	Ранняя фаза казанцевского потепления
9 ₁	137.00—120.08	127.56	5.1832	х.	
10 ₁	161.08—137.00	144.8	6.4903	у. т.	
11 ₁	180.24—161.08	171.08	5.4419	х.	?
12 ₁	200.6—180.24	190.36	6.6781	т.	?

Примечание. T — время от 30.12.1949 г. T_b — начало периода, T_f — конец периода, T_{ex} — эпоха экстремума, Q_s^{65N} — инсоляция за летнее полугодие на 65° с.ш. Градации климата: х. — холодный, т. — теплый, у. — умеренно, о. — очень.

КОРРЕЛЯЦИЯ ИНСОЛЯЦИОННЫХ ПЕРИОДОВ С СУЩЕСТВУЮЩИМИ КЛАССИФИКАЦИЯМИ ПАЛЕОКЛИМАТА

Как уже отмечалось, главные экстремумы инсоляции 1₁, 2₁ и 3₁ (см. рис. 8, табл. 2) за 50 т. л. н. хорошо согласуются с последними двумя ледниковыми периодами: сартанским и ермаковским и каргинским межледниковьем между ними. Каждый ледниковый период перекрывает следы предыдущего, поэтому обнаружение и датировка более ранних колебаний палеоклимата затруднена. Перед ермаковским похолоданием отмечают казанцевское межледниковье. По словам С.А. Архипова [1997], оно было одним из самых теплых в плейстоцене. В современной южно-таежной зоне наряду с хвойными породами произрастали липа, вяз, дуб и орешник. В лесостепной зоне формировались черноземные почвы [Волкова, 1991; Архипов и др., 1995]. Как видно из рис. 8, в течение 50 тыс. лет, начиная с экстремума 3₁, похолоданий не было. Были два небольших потепления 60.8 т. л. н. (4₁) и 83.16 т. л. н. (6₁). Это, по-видимому, подтверждается двумя слоями торфа, возрастом 65 и 80 т. л. н. в отложениях Белогорской возвышенности по правому берегу Нижней Оби [Архипов, 1997]. Эти слои с включением торфа перекрывают морену возрастом 100 т. л. н. Как видно из рис. 8, в то время 96 т. л. н. был пик похолодания 7₁. Это похолодание в литературе также относят к нижним слоям ермаковского горизонта. В долине Средней Оби, в разрезе Кирьяс, нижние озерно-ледниковые отложения ермаковского горизонта подстилаются палеопочвами 120 т. л. н. [Архипов, 1997]. Последние согласуются с пиком потепления 8₁, который наступил 110.8 т. л. н.

Все периоды инсоляции 4₁—12₁ перед самым значительным похолоданием 3₁ в настоящее время не могут быть надежно связаны с палеособытиями. С одной стороны, это обусловлено тем, что первыми двумя ледниковыми периодами следы более древних палеособытий во многих местах уничтожены. А с другой, — исследователи не имели перед собой руководящей линии, которая бы позволяла им привязать разнообразные палеособытия в отдаленных друг от друга местах к одной и той же причине их возникновения. Мы рассчитываем, что инсоляционная кривая, представленная на рис. 8, станет для палеоклиматологов инструментом, позволяющим более определенно согласовывать разрозненные палеособытия.

В табл. 2 приведена корреляция инсоляционных периодов с некоторыми горизонтами верхнего и среднего плейстоцена Западной Сибири. Период O₁ соответствует оптимуму голоцена. Период 1₁ согла-

суется с сарганским оледенением. Ему, согласно [Никифорова, Пензнер, 1982; Svendsen et al., 1999], также соответствуют горизонты других регионов: верхний вюрм, верхний вейхелий, верхний висконсин и ошастковский ледниковый период.

Периоду 2₁ соответствует каргинское потепление. С ним согласуется средний вюрм, средний вейхелий и средний висконсин. Периоду 3₁ следует сопоставить позднюю холодную фазу ермаковского похолодания. С ней согласуется нижний вюрм, нижний вейхелий, нижний висконсин и днепровский ледниковый период.

С периодами 4₁—6₁, по-видимому, необходимо связать позднюю фазу казанцевского потепления. Возможно, ей соответствует эем, рисс-вюрм и сангамон. Период 7₁ можно сопоставить с ранней фазой ермаковского похолодания, а фазы 8₁—10₁ — с ранней фазой казанцевского потепления, которой, по-видимому, соответствуют микулинское и земское межледниковья.

При рассмотрении периодов 4₁—10₁ мы разбили ермаковское похолодание и казанцевский теплый период на две фазы: верхнюю и нижнюю, пересекающиеся между собой. Но это пересечение обусловлено теми свойствами, которыми наделили исследователи ермаковский и казанцевский горизонты при их введении. По-видимому, в дальнейшем с детализацией наших знаний о палеоклимате идентификация горизонтов и палеоклиматических периодов будет уточняться.

Изменение инсоляции Земли является причиной изменения палеоклимата. Поэтому выше причина сравнивалась со следствиями, происходящими в Западной Сибири. Изотопные стадии изменения отложений в океане также являются следствием. С ними тоже необходимо сравнить изменение инсоляции. Как известно, набор бентосных записей изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$ за 5.3 млн лет, например LR4 в работе [Lisiecki, Raymo, 2005], составлен из данных, полученных в 57 местах Мирового океана. С помощью статистических методов он был подогнан к изменениям инсоляции по прежним теориям за один день, а именно 21 июня на 65° с.ш. Экстремумы набора LR4 на интервале 500 т. л. н. обозначены как морские изотопные стадии МИС-1—МИС-13. Сейчас они широко используются при анализе палеоклимата. Например, по ним определяют объемы льда на Земле [Imbrie et al., 2011].

Однако, как было показано выше, инсоляция имеет широкий спектр изменения как по времени, так и по пространству. В холодную эпоху для высоких широт в экваториальной зоне теплее. При теплом лете зима холоднее. Имеется отличие в инсоляции Северного и Южного полушарий. Поэтому необходимо устанавливать обусловленные инсоляцией механизмы изменения изотопного состава морских отложений. Полученная таким образом зависимость его от инсоляции позволит более достоверно изучать изменение климата и понимать его. В статье мы рассматриваем изменение инсоляции за 200 тыс. лет. В 2016 г. планируется получить изменение инсоляции за период, больший 5 млн лет. Это позволит произвести сопоставление инсоляции как причины изменения климата с реакцией донных отложений не только по изотопу кислорода $\delta^{18}\text{O}$, но и по другим параметрам.

Выражаю признательность рецензентам: академику РАН Н.Л. Добрецову и чл.-кор. РАН М.В. Кабанову за тщательный анализ статьи, полезные рекомендации и замечания.

Задачи об орбитальном и вращательном движении Земли решались на суперкомпьютерах Сибирского суперкомпьютерного центра СО РАН (г. Новосибирск).

ЛИТЕРАТУРА

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Новые данные о позднеплейстоценовом оледенении севера Западной Сибири // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск, Наука, 1983, с. 27—35.

Архипов С.А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (12), с. 1863—1884.

Архипов С.А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (6), с. 792—799.

Архипов С.А., Астахов В.И., Волков И.А., Волкова В.С., Панычев В.А. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в эпоху позднезырянского ледникового максимума. Новосибирск, Наука, 1980, 110 с.

Архипов С.А., Волкова В.С., Зыкина В.С., Бахарева В.А., Гуськов С.А., Левчук Л.К. Природно-климатические изменения в Западной Сибири в первой трети будущего столетия // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (8), с. 51—71.

Баулин В.В. История развития многолетнемерзлых пород в районе Нижней Оби в четвертичный период: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., МГУ, 1959, 19 с.

Большаков В.А., Капица А.П. Уроки развития орбитальной теории палеоклимата // Вестн. РАН, 2011, т. 81, № 7, с. 603—612.

- Бутвиловский В.В.** Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая. Событийно-катастрофическая модель. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1993, 218 с.
- Васильчук Ю.К.** Закономерности развития инженерно-геологических условий севера Западной Сибири в голоцене: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., МГУ, 1982, 27 с.
- Волков И.А., Архипов С.А.** Четвертичные отложения района Новосибирска: оперативно-информационный материал. Новосибирск, Наука, 1978, 90 с.
- Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И.** Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск, Наука, 1969, 332 с.
- Волкова В.С.** Колебания климата в Западной Сибири в позднеплиоценовое и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск, ОИГГМ СО АН СССР, 1991, с. 30—39.
- Вурком А.** Астрономическая теория изменения климата // Изменение климата. М., ИИЛ, 1958, с. 168—178.
- Гросвальд М.Г.** Покровные ледники континентальных шельфов. М., Наука, 1983, 216 с.
- Гросвальд М.Г.** Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания. Материалы гляциологических исследований. Вып. 106. М., Наука, 2009, 152 с.
- Ершов Э.Д.** Геокриология СССР. Западная Сибирь. М., Недра, 1989, 454 с.
- Илларионов А.Г.** Тургайский спиллвей. Ижевск, 2013, 103 с.
- Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Шилова Г.Н., Величкевич Ф.Ю., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Чернов С.Б., Тертычная Т.В.** Палеоклиматы и хронология средневюрмского мегаинтерстадиала на Западно-Сибирской равнине // ДАН, 2006, т. 411, № 4, с. 540—544.
- Ломанченков В.С.** Об основных этапах геологического развития Лено-Колымской Приморской низменности в позднечетвертичную и современную эпохи // Четвертичный период Сибири. Материалы докладов Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. II. М., Наука, 1966, с. 283—288.
- Мельников В.П., Смутьский И.И.** Астрономическая теория ледниковых периодов. Новые приближения. Решенные и нерешенные проблемы. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2009, 98 с.
- Миланкович М.** Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.; Л., ГОНТИ, 1939, 207 с.
- Некрасов И.А., Коновальчик Н.Г., Семенова Г.В., Скорбилин Н.А.** История геофизиологического исследования Западной Сибири. Новосибирск, Наука, 1990, 270 с.
- Никифорова К.В., Певзнер М.А.** Проблемы стратиграфии, геохронологии и корреляции четвертичной системы // Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М., Наука, 1982, с. 5—99.
- Панычев В.А.** Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск, Наука, 1979, 132 с.
- Пятосина Н.** Мансийское озеро-море оказалось древнее, чем думали // Наука и жизнь, 2005, № 2, с. 138—139.
- Сакс В.Н.** Четвертичный период в Советской Арктике. М.; Л., Морское и речное изд-во, 1953, 627 с.
- Смутьский И.И.** Комплексный показатель и уровни загрязнения атмосферы в периоды неблагоприятных метеорологических условий // Метеорология и гидрология, 1987, № 8, с. 48—56.
- Смутьский И.И.** Анализ уроков развития астрономической теории палеоклимата // Вестн. РАН, 2013а, т. 83, № 1, с. 31—39.
- Смутьский И.И.** Программа расчета инсоляции Земли в среде MathCad. Тюмень, Институт криосферы Земли СО РАН, 2013б, <http://www.ikz.ru/~smulski/Data/Insol/>.
- Смутьский И.И.** Основные положения и новые результаты астрономической теории изменения климата. Тюмень, Институт криосферы Земли СО РАН. 2014, 30 с.
- Фотиев С.М.** Геофизиологические летописи Сибири // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 3, с. 3—16.
- Шараф Ш.Г., Будникова Н.А.** Вековые изменения элементов орбиты Земли и астрономическая теория колебаний климата // Тр. ИТА АН СССР. Вып. XIV. Л., Наука, 1969, с. 48—109.
- Шполянская Н.А., Евсеев В.П.** Выпукло-бугристые торфяники северной тайги Западной Сибири // Тезисы докладов Всесоюзного совещания по мерзлотоведению. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 125—126.
- Berger A., Loutre M.F.** Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quat. Sci. Rev., 1991, № 10, p. 297—317.

Edvardsson S., Karlsson K.G., Engholm M. Accurate spin axes and Solar System dynamics: Climatic variations for the Earth and Mars // *Astron. Astrophys.*, 2002, v. 384, p. 689—701.

Imbrie J.Z., Imbrie-Moore A., Lisiecki L.E. A phase-space model for Pleistocene ice volume // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2011, v. 307 p. 94—102.

Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B. A long-term numerical solution for the Earth // *Icarus*, 2004, v. 170, Iss. 2, p. 343—364.

Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanography*, 2005, v. 20, PA1003, p. 1—17.

Smulsky J.J. The influence of the planets, Sun and Moon on the evolution of the Earth's axis // *Int. J. Astron. Astrophys.*, 2011, v. 1, p. 117—134.

Smulsky J.J. The system of free access Galactica to compute interactions of N-bodies // *Educ. Comput. Sci.*, 2012a, v. 11, p. 1—20.

Smulsky J.J. Galactica software for solving gravitational interaction problems // *Appl. Phys. Res.*, 2012b, v. 4, № 2, p. 110—123.

Smulsky J.J., Smulsky Ya.J. Dynamic problems of the planets and asteroids, and their discussion // *Int. J. Astron. Astrophys.*, 2012, v. 2, p. 129—155.

Smulsky J.J., Krotov O.I. New computing algorithm of the Earth's insolation // *Appl. Phys. Res.*, 2014, v. 6, № 4, p. 56—82.

Svendsen J.I., Astakhov V.I., Bolshiyakov D.Yu., Demidov I., Dowdeswell J.A., Gataffin V., Hjort C., Hubberten H.W., Larsen E., Mangerud J., Melles M., Moller P., Saarnisto M., Siegert M.J. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian // *Boreas*, v. 28, № 1, 1999, p. 234—242.

*Рекомендована к печати 30 октября 2015 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию 29 апреля 2015 г.,
после доработки — 19 октября 2015 г.*