

ГОРООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ И ВАРИАЦИИ КЛИМАТА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк\*

*Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

*\* Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
109017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия*

В геологической истории Земли выделяются три климатических этапа: безледниковый (архейский), эпизодически ледниковый, продолжавшийся до позднего рифея, и этап периодических оледенений, охвативший поздний рифей и весь фанерозой. Изменения климата прежде всего были связаны с постепенным снижением температуры поверхности планеты. Важную роль в образовании крупных климатических этапов играл вулканизм. Высокоэксплозивный магматизм в зонах конвергентных границ благоприятствовал возникновению ледниковых эр. С внутриплитным магматизмом сопряжены эры потепления. Существенное влияние на климат, особенно в эры похолодания, оказывало также расположение континентов и наличие или отсутствие в их пределах крупных горных систем, определявших атмосферную и океаническую циркуляцию и влиявших на масштабы химического выветривания. Наконец, наиболее регулярную периодичность в вариациях климата определяют особенности положения Земли на солнечной орбите (циклы Миланковича).

Вариации климата в позднем кайнозое Земли в значительной степени были связаны с орогеническими процессами в зоне коллизионного взаимодействия Индостанской и Северо-Азиатской литосферных плит. Первое глубокое похолодание Северного полушария, имевшее место 2,8—2,5 млн лет назад, совпало со временем окончательного оформления Тибетского плато в его современном виде и с образованием многочисленных горных цепей в Центральной Азии. Совокупный размер области новейшего горообразования в Центральной и Южной Азии составил более 9 млн км<sup>2</sup>.

На протяжении последних 3 млн лет климат в Центральной Азии контролировался орбитальными параметрами Земли и изменялся согласно циклам Миланковича (ледниковые и межледниковые периоды). Установлено соответствие между возрастом климатических событий байкальской осадочной записи и возрастом межледниковых и ледниковых периодов, реконструированных по лавовым образованиям Восточного Саяна и Байкальской горной области. Это позволило предположить, что все периоды похолодания, зафиксированные в Байкальской палеоклиматической записи последних 1,8 млн лет, сопровождались горными оледенениями. Только в эпоху Брюнес их было не менее восьми.

*Климат, вулканизм, магматизм, химическое выветривание, горообразование, ледниковые и межледниковые периоды.*

GEOLOGICAL FORCING OF CLIMATE IN THE EARTH'S HISTORY

M.I. Kuz'min and V.V. Yarmolyuk

The Earth has lived through three major climate stages: the Archean stage, when no glaciation appeared on the hot Earth, the Late Archean-Middle Riphean stage of occasional glacial spells, and the stage of periodic glacials from Late Riphean to Present. The general climate trend was controlled by gradual cooling of the Earth's surface, and alternation of cold and warm cycles was influenced by volcanism. Eruptions along convergence plate boundaries provoked glacial events, while pulses of within-plate magmatism corresponded to warm times. More control, especially during cold cycles, came from the position of continents and the presence of large continental mountain systems, which governed the circulation of air and oceanic currents and the scale of chemical weathering. Finally, the most regular climate periodicity has been due to orbital forcing (Milankovitch cycles).

The Late Cenozoic climate events in Asia were related mostly to mountain growth in the zone of the India/Eurasia collision. The earliest strong cooling in the Northern Hemisphere at 2.8–2.5 Myr fits the time when the Tibetan Plateau shaped up in its present form and numerous ridges rose in Central Asia. The Late Cenozoic mountain building in South and Central Asia covered a total area exceeding  $9 \times 10^6$  km<sup>2</sup>.

The Central Asian climate for the past 3 Myr was controlled by orbital forcing and changed in Milankovitch cycles (glacials and interglacials). The climate events in the Baikal record match the glacials and interglacials corresponding to pulses of flood-basalt magmatism in the mountains around Lake Baikal. Volcanics coeval to cold periods bear signature of eruption upon glaciers, i.e., all glacial cycles recorded in the Baikal climate archive for the past 1.8 Myr were accompanied by mountain glaciation. The Brunhes chron included at least eight such glacials.

*Climate, volcanism, magmatism, chemical erosion, mountain growth, glacials and interglacials*

## ВВЕДЕНИЕ

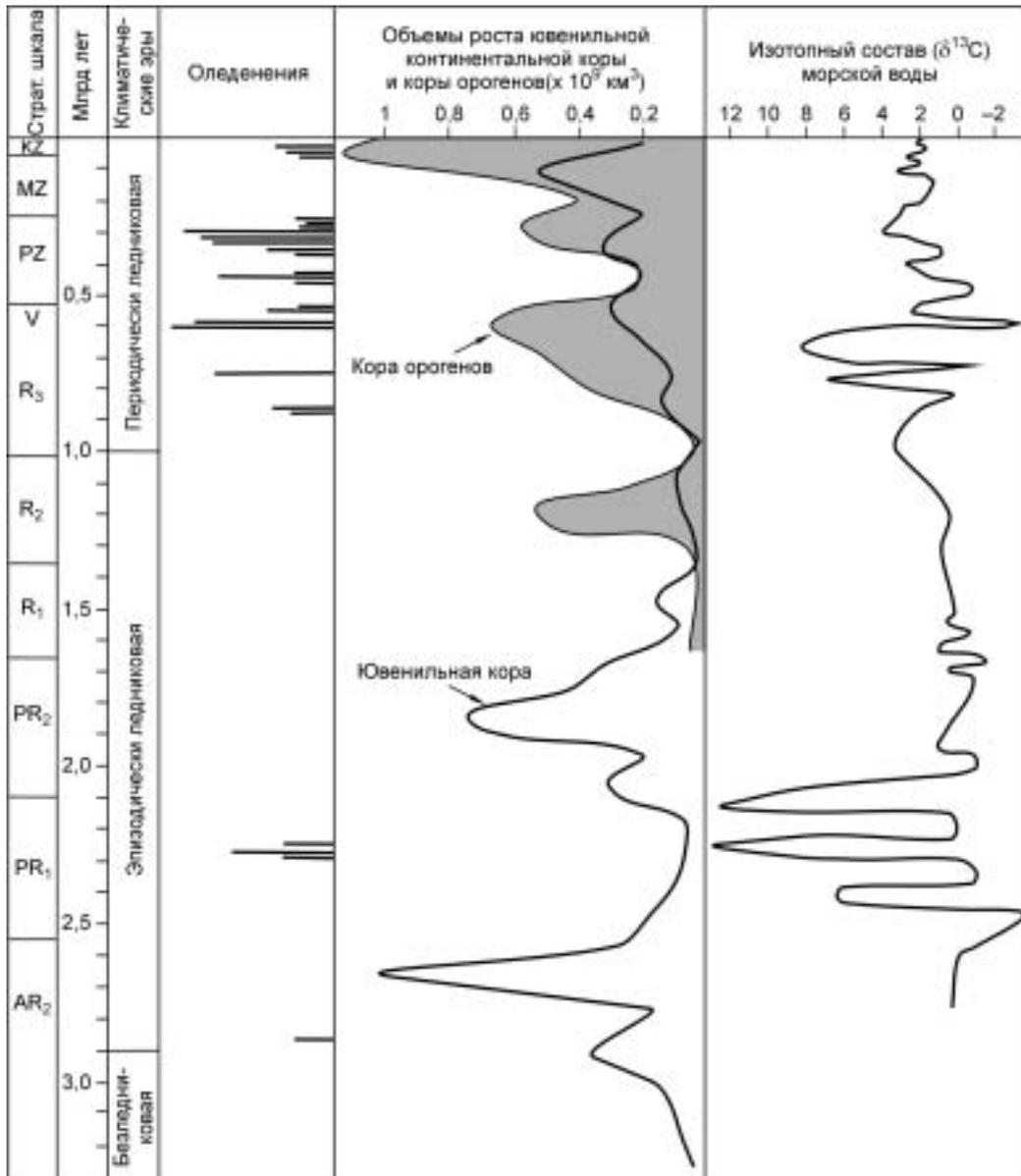
Климат на Земле постоянно меняется, что заметно даже на протяжении истории одного поколения. Многие изменения климата, его цикличность связаны с положением Земли на солнечной орбите, что теоретически доказал М. Миланкович [1, 2], а в дальнейшем было убедительно показано при изучении изменения изотопного состава кислорода в фораминиферах из морских осадков. В последние несколько миллионов лет похолодания, связанные с циклами Миланковича (19, 23, 41, 100, 400 тыс. лет), в Европе и Азии приводили к покровным оледенениям, последние из которых названы гюнц, миндель, рисс и вюрм. Все эти оледенения четко фиксируются в морских, континентальных и ледовых (Гренландия, Антарктида) записях [3—6]. Детальные исследования гренландских ледяных кернов показали быстрые потепления и похолодания, происходившие буквально в течение десятков сотен лет. В результате внезапного потепления, которое было около 5 тыс. лет тому назад, Сахара из края озер и пышной растительности превратилась в песчаную пустыню, какой она и остается до последнего времени [7]. В гренландской ледовой записи зафиксирован малый ледниковый период, который начался в XIII—XIV веках нашей эры и длился около 500 лет. После него наступило потепление, которое продолжается до настоящего времени. Еще более мелкие по продолжительности климатические циклы (порядка 60 лет) некоторые авторы [8] связывают с циклическим взаимодействием планет Солнечной системы, в котором кроме Солнца заметное участие играют планеты гиганты — Юпитер и Сатурн. Считается, что именно эти циклы определили резкое потепление в первой трети XX века, затем во второй трети века — похолодание и небольшое потепление в конце века, которое продолжается и сейчас. Таким образом, имеются разные по продолжительности циклы, определяющие изменения климата на Земле, причем каждый цикл связан с изменениями астрономическими, геологическими, атмосферными, гидрологическими и т. д. Климатические циклы А.С. Монин и А.А. Берестов [8] разделяют по их продолжительности на следующие группы: короткие; ледниковые, которые, по нашему мнению, лучше называть циклами Миланковича (десятки, сотни тысяч лет), и геологические (от нескольких до десятков и сотен миллионов лет). В настоящем сообщении главное внимание уделено климатическим изменениям, которые связаны с геологической историей нашей планеты.

## ОСНОВНЫЕ ЭРЫ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В истории Земли проявлены три климатических этапа, на что впервые обратил внимание Н.М. Чумаков [9, 10]. Первый, охвативший большую часть архея, характеризуется отсутствием ледников; второй, отвечающий интервалу времени от позднего архея до среднего рифея, ознаменовался эпизодическими оледенениями; третий, продолжающийся от позднего рифея до настоящего времени, характеризуется периодическими похолоданиями. Очевидно, что общая закономерность изменения климата на Земле выражена в увеличении количества ледниковых эпох и более частом их проявлении. Это связано с необратимыми процессами охлаждения Земли, а соответственно, и ее поверхности [10—12]. Так, по сравнению с археем современный тепловой поток к поверхности уменьшился в 4 раза [12]. Высокий тепловой поток, связанный с повышенными температурами земных недр, а соответственно выплавление и появление на поверхности в больших объемах высокотемпературных магм, определили высокие температуры на поверхности Земли, а также высокие концентрации парниковых газов, в первую очередь  $\text{CO}_2$ , что и обусловило *безледниковый этап* развития Земли, охвативший практически весь архей.

**Этап эпизодически ледниковый** характеризовался двумя доказанными и одним предположительным оледенениями [10]. Первое, еще архейское, распознается благодаря тиллитам надгруппы Витватерсранд и группы Мозоан (соответственно в Западной и Южной Африке). Возраст этих образований оценивается в 2,9 млрд лет. Раннепротерозойское оледенение распространено значительно шире, ледниковые фации, связанные с этим оледенением, известны на четырех континентах [9, 10]. Морские гляциальные фации в Северной Америке известны в четырех регионах. Ледники здесь, скорее всего, имели покровный характер, а их возраст оценивается в 2,33—2,22 млрд лет. Следы оледенений нижнего протерозоя, возраст которых, по данным различных авторов, находится в пределах 2,4—2,2 млрд лет, обнаружены также в Европе (на Балтийском щите), Южной Африке и Австралии. С этого времени и до конца среднего рифея следов крупных (глобальных) оледенений не установлено. В то же время в Байкало-Патомском нагорье выделяется среднесибирский ледниковый горизонт, в Бразилии обнаружены ледниковые отложения, возраст которых точно пока не установлен, известны тиллоиды неопределенного генезиса с возрастом 1199 млн лет [10]. Приведенные данные показывают, что оледенения в этот этап климатической истории Земли происходили не регулярно, а эпизодически (рис. 1).

Что могло послужить причиной изменения характера вариаций климата в этом временном интервале развития Земли? Несомненно, потеря значительной части внутреннего тепла Земли изменила вулканическую активность, проявляемую на поверхности. Количество излучаемой энергии уменьшилось в 3 раза [11], заработало магнитное поле, т. е. сформировалась значительная часть земного ядра. Причем



**Рис. 1.** Схема корреляции в геологической истории эпох оледенения [10], объемов роста ювенильной коры и коры орогенов, по [16] и изотопного состава  $\delta^{13}\text{C}$  морской воды, по [71—73].

эндогенная активность Земли проявлялась циклично (см. рис. 1). Уменьшение эндогенной активности в верхнем архее(?), очевидно, и обусловило первое оледенение на Земле, следы которого зафиксированы в докембрийских разрезах Южной и Западной Африки [10]. Оно отмечает новый климатический этап в истории Земли.

В интервале 2,4—2,7 млрд лет тому назад получили широкое развитие зеленокаменные пояса с коматиитами и базальтами, обогащенными титаном и высокозарядными литофильными элементами. Геохимические особенности этих образований позволили связать их с активностью плюмов [13—15]. Следует заметить, что в отличие от внутриплитового (плюмового) фанерозойского магматизма докембрийские плюмы несли большее количество тепла к поверхности Земли, так как с ними были связаны более высокотемпературные мантийные магмы. На рис. 1 плюмовый магматизм показан как прирост объема ювенильной континентальной коры, по [16]. В этот интервал времени ледники не формировались. Напротив, резкое сокращение плюмовой активности в интервале 2,4—2,3 млрд лет (см. рис. 1) сопровождалось образованием ледников, следы которых установлены на всех континентах. Около 2 млрд лет назад начался новый период плюмового магматизма, который продолжался почти 450 млн лет. В это

время ледники на Земле не образовывались, а происходило формирование на всех континентах Земли гранитов рапакиви (2000—1800 млн лет), которые обогащены литофильными элементами и фтором. Их образование связывается с формированием астеносферного слоя [17], сопровождавшимся выносом из мантии литофильных элементов и большой потерей тепловой энергии. Образование астеносферного слоя изменило дальнейшую историю Земли: с этого времени начала действовать „современная“ тектоника плит [12, 18], появились типичные океанические бассейны, сопоставимые с современными, стала активно формироваться кора орогенов.

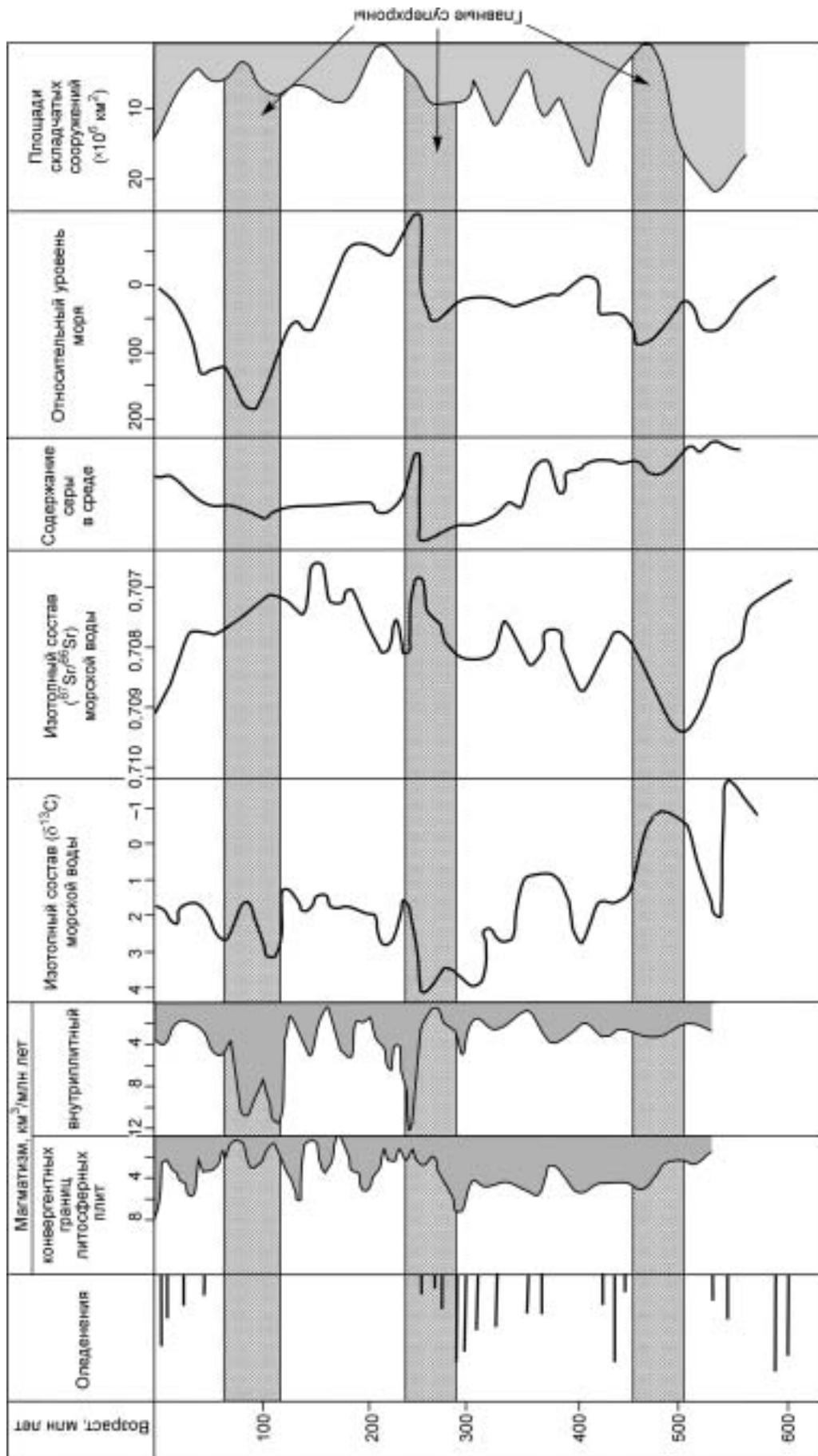
Упомянутое выше эпизодическое среднерифейское оледенение с возрастом около 1200 млн лет, очевидно, было связано с формированием орогенических горно-складчатых сооружений (см. рис. 1), что наиболее характерно для следующего климатического этапа.

Особо рассмотрим характер изменения во времени графика, показывающего изменение соотношений изотопов углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) в океанических карбонатах, что соответствует изменению во времени этого показателя в морской воде. Обычно морские карбонаты имеют значение  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-4$  до  $+4$  [19]. Однако, как видно на рис. 1, значение этого отношения достигает величины  $+12$  в интервале от 2,2 до 2,4 млрд лет, т. е. во время проявления оледенения. Вариации изотопного состава углерода зависят от комплекса факторов. С одной стороны, процессы фотосинтеза ведут к обогащению его продуктов легким изотопом углерода, с другой — образование карбонатов в воде, насыщенной углекислым газом, ведет к их обогащению тяжелым изотопом [20]. Нам представляется, что вероятной причиной больших величин  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатах раннепротерозойской ледниковой эпохи стало влияние второго фактора. Этому способствовало то, что древняя атмосфера характеризовалась большим содержанием  $\text{CO}_2$ , а к концу архея было сформировано единое океаническое пространство на Земле [11]. Все это должно было способствовать растворению  $\text{CO}_2$  в гидросфере и повлечь за собой повышение роли изотопного фракционирования при образовании карбонатов. Процесс поглощения  $\text{CO}_2$  из атмосферы Земли мог вызвать понижение температуры атмосферы и тем самым способствовать формированию ледников на поверхности Земли.

**Этап периодических оледенений.** С позднего рифея оледенения на Земле стали происходить периодически и значительно чаще, чем было раньше. Первое оледенение этого этапа — позднерифейское (850—900 млн лет), выделяемое так же, как конголезское. Следы его найдены в Центральной и Южной Африке, а также в Южной Америке [10]. Череда мощных покровных оледенений прошла в интервале 750—580 млн лет, когда зафиксированы не менее четырех длительных ледниковых периодов, в ходе которых ледники достигали уровня моря даже на континентах, располагавшихся в экваториальной зоне [21]. Одно из оледенений произошло в конце позднего рифея (740—750 млн лет). Ледниковые фации этого возраста известны в Австралии, Северной Америке и Азии (Южный Китай). Другая крупная ледниковая эпоха — нижневендская, остатки ледниковых отложений этого возраста известны практически на всех континентах. Меньшее по масштабам оледенение отмечается в конце венда—начале кембрия. Следует отметить, что несмотря на такие суровые климатические условия именно эта череда оледенений стимулировала появление современных форм жизни [22]. Фанерозойская история характеризовалась рядом крупных оледенений, в том числе позднеордовикским—раннесилурийским, позднедевонским—раннекарбоновым, среднекарбоновым—пермским, незавершенным позднекайнозойским [10]. Таким образом, Земля за последние 900 млн лет пережила 8 ледниковых эпох, продолжительность которых колеблется от нескольких десятков до 100—130 млн лет. Такими же продолжительными (от десятков до 200 млн лет) были эпохи потепления. Какие же причины вызывают чередование ледниковых и межледниковых эпох в этот этап периодических оледенений?

Отличительной чертой этого климатического этапа (см. рис. 1) стало периодическое проявление орогенических процессов, пики активности которых, сопровождавшиеся ростом объема коры орогенических поясов (ростом гор), совпадают со временем ледниковых эпох. Заметим также, что начало рассматриваемого климатического этапа совпало с повышенными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатах. Возможно, это было связано с возросшими в это время масштабами процессов фотосинтеза, изымавших из атмосферы легкий изотоп углерода, тогда как понижение температуры, способствуя более высокой растворимости карбонатов в воде, создавало условия для более интенсивного взаимодействия карбонатов и углекислого газа и, следовательно, к более масштабному фракционированию изотопов углерода и накоплению его тяжелого изотопа в карбонатах осадков. Об истинных механизмах изменения изотопного состава карбонатов в это время пока можно только догадываться, и здесь важен сам факт корреляции между эпохами оледенений и ростом величины  $\delta^{13}\text{C}$ .

Чтобы лучше понять причины изменения климата на Земле в связи с изменением геологических процессов, рассмотрим некоторые геологические и геохимические параметры и изменение их в течение последних 600 млн лет (рис. 2). Анализ приведенных на рис. 2 данных показывает, что теплые межледниковые эпохи совпадают с проявлением в больших объемах внутриплитового (плюмового) магматизма, проявлением магнитных суперхрон и высоким уровнем стояния океана, т. е. большей площади Мирового океана, что, по-видимому, было связано с отсутствием материковых ледников. Напротив,

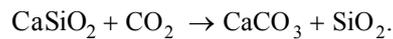


**Рис. 2. Корреляция в пределах фанерозоя эпох оледенения:**

С различной магматической активностью, по [9]; вариациями изотопного состава морской воды, по [24, 28, 71]; колебаниями уровня моря, по [74, 75]; изменением площади складчатых (орогенных) зон, по [24]. Магнитные суперхроны даны по [76].

ледниковые эпохи проявлялись на фоне преобладания магматизма конвергентных границ литосферных плит, а также формирования орогенных поясов и сокращения уровня Мирового океана, скорее всего, за счет формирования больших масс материковых ледников. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  в ледниковые эпохи более высокие, чем в теплые, межледниковые. Можно полагать, что в эпохи проявления внутриплитового магматизма атмосфера Земли обогащалась углекислым газом, благодаря поступлению в нее вулканических газов. Вследствие этого усиливался парниковый эффект, что влекло за собой таяние ледников и подъем температуры воздуха. Удаление  $\text{CO}_2$  из атмосферы способствовало похолоданию и накоплению льда на полюсах и на высоких горных массивах. И все же, наличие других корреляций, в частности между оледенениями и горообразовательными процессами, свидетельствует, что причины наступления похолоданий были многофакторными, и одним лишь растворением  $\text{CO}_2$  в морской воде их не объяснишь.

По-видимому, существенное влияние на поведение парниковых газов оказал процесс химической эрозии [23], основой которого является химическое выветривание силикатов при взаимодействии с атмосферным  $\text{CO}_2$ :



Если это так, то химическое выветривание будет приводить к „поглощению“  $\text{CO}_2$  поверхностным слоем Земли и соответственно уменьшению его в атмосфере. При выровненном рельефе выветривание охватывает только верхние десятки метров поверхности, далее процесс не идет, так как отсутствуют первичные силикаты, которые могут подвергаться процессам вторичных изменений. Нужен какой-то геологический процесс, который обеспечил бы интенсивное протекание химического выветривания силикатов. Таким процессом может явиться горообразование (орогения), обеспечивающее вывод на поверхность большого количества неизменных или слабоизмененных силикатов. Рост гор обеспечивает разрушение коренных пород, а перенос их обломков реками и временными водными потоками резко расширяет площадь взаимодействия пород с атмосферными газами и, соответственно, увеличивает объем горных пород, подверженных выветриванию. В этом отношении термин „химическая эрозия“, предложенный в работе [23], хорошо отражает сущность процесса.

Мерой этого процесса могут служить вариации изотопного состава стронция в морской воде во времени [24], определяемые по изотопному составу морских карбонатов. Величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морской воде определяется суммой двух независимых потоков стронция. Один из них имеет мантийные источники и связан с выносом стронция из базальтов океанического ложа в результате их гидротермального изменения. Он характеризуется изотопным составом, определяемым величиной  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в океанических базальтах ( $\sim 0,7025$ ), а масштабы этого потока пропорциональны скорости спрединга. Другой поток соответствует коровым источникам и формируется за счет стронция, привносимого реками [24]. Его изотопный состав определяется объемом размываемых континентальных горных пород, обогащенных радиогенным стронцием по сравнению с океаническими базальтами, а величина потока пропорциональна скорости химической эрозии горно-складчатых сооружений. На рис. 2 приведены графики изменения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и площадей складчатых поясов за последние 600 млн лет геологической истории Земли. Оба этих графика имеют положительную корреляцию. Таким образом, чем больше площади складчатых сооружений, тем выше скорость химической эрозии, тем более интенсивно  $\text{CO}_2$  удаляется из атмосферы, что способствует уменьшению парникового эффекта и, соответственно, появлению ледниковых эпох.

Анализ графиков рис. 2 позволяет сделать следующие заключения. Во время доминирования режима внутриплитной активности на Земле проявлялись теплые, межледниковые эпохи. В эти эпохи процессы горообразования были незначительными, а уровень моря высоким, что определяло возможность пенизации континентов. Величина  $\delta^{13}\text{C}$  в эти эпохи была минимальной, свидетельствуя, по-видимому, о накоплении  $\text{CO}_2$  в атмосфере, связанным с уменьшением его растворимости в воде при повышении температуры, а также о том, что в составе морских отложений могла быть повышенная доля продуктов фотосинтеза. В ледниковые эпохи картина была обратная: в это время резко увеличивались объемы формирования горно-складчатых сооружений, возрастала роль химической эрозии, более высокой становилась степень растворения  $\text{CO}_2$  в морской воде, уменьшался уровень океана. Наиболее хорошо эти закономерности проявляются при рассмотрении последних 250 млн лет истории нашей планеты, отвечающих последней теплой эпохе и переходу ее в ледниковую позднеледниковую эпоху.

### ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА С ПЕРМОТРИАСА ДО НАСТОЯЩЕГО ВРЕМЕНИ

На рубеже перми и триаса произошло массовое излияние траппов, когда  $1,2 \times 10^6 \text{ км}^3$  базальтовой магмы [25] излились всего за 1 млн лет [26, 27]. С этого времени на Земле наступила теплая эпоха [9, 10, 28], продолжавшаяся более 200 млн лет. Внутриплитовый магматизм продолжался в течение всей этой теплой эпохи и ассоциировал с распадом Пангеи. На рис. 3 показаны наиболее крупные лавовые поля, сформировавшиеся в это время (на рисунке указан возраст формирования каждого лавового поля). Наряду



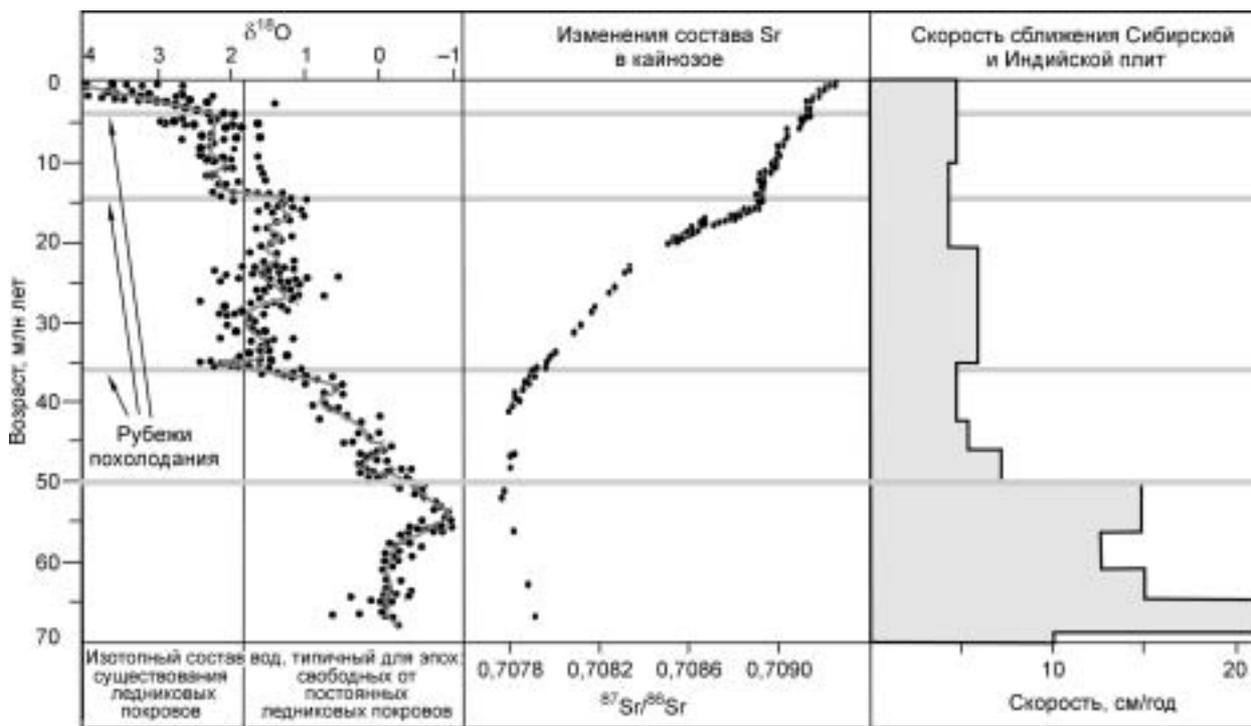
**Рис. 3. Схема распространения крупных провинций базальтового внутриплитного магматизма (large igneous provinces), сформированных в последние 260 млн лет геологической истории.**

Цифры в скобках — возраст образования, млн лет. Из анализа схемы следует, что преобладающая часть провинций возникла между 250 и 60 млн лет.

с континентальными излияниями (Центрально-Атлантическое, Парана, Декан и др.), в океаническом секторе сформировались крупнейшие лавовые плато (Врангеля, Онтонг Джава, Кергеленское, Карибское и др.), объем вулканических пород в которых оценивается в десятки миллионов кубических километров [16]. Наряду с поступлением в атмосферу вулканических газов, прежде всего  $\text{CO}_2$ , тепловое воздействие вулканизма способствовало разрушению органического вещества осадочных толщ, в частности газогидратов, вследствие чего возрастало содержание парниковых газов в атмосфере. В связи с распадом Пангеи произошла коренная перестройка систем океанических течений и атмосферной циркуляции, что привело к обмену теплом между низкими и высокими широтами и уменьшению контрастности температур на поверхности Земли. В течение всего мезозоя вплоть до 65 млн лет тому назад средняя температура поверхности была на 20—25 °C выше, чем современная [28]. Даже в олигоцене (~35 млн лет тому назад) температура глубинной океанической воды была на 12 °C выше современной [23]. Теплый влажный климат обусловил возможность формирования мощных мел-палеогеновых кор выветривания во многих регионах мира, в том числе и в Прибайкалье, а высокое содержание углекислого газа в атмосфере обеспечило образование большого количества карбонатных пород.

Изменение климата на Земле в конце последней теплой и начале ледниковой эпох можно проследить по графику  $\delta^{18}\text{O}$  (рис. 4), охватывающему интервал последних 70 млн лет земной истории. Он построен на основе данных по изотопному составу раковин из осадков Атлантического океана. Вариации этого состава зависят от температуры воды. На графике четко видны три эпизода резкого похолодания с возрастом: 36, 15 и 4 млн лет тому назад.

Первый связан с формированием циркумантарктического течения, возникшего в результате отделения от Антарктиды Индии (80 млн лет назад), Австралии (53 млн лет тому назад) и образования Южно-Антверпской котловины (38 млн лет назад) между Антарктидой и Южной Америкой. Это течение обусловило приток влаги в Антарктиду и появление здесь первых ледников. Несомненная корреляция этого похолодания устанавливается также с начавшимся около 50 млн лет назад коллизионным взаимодействием между Индийской и Евразийской литосферными плитами. В результате последовало закрытие Тетиса, контролировавшего широтную ветвь океанических течений, а также началось воздымание Тибета.



**Рис. 4.** График сопоставления вариаций изотопного состава кислорода и стронция, по [23], в морской воде за последние 70 млн лет со скоростью сближения Сибирской и Индийской литосферных плит [24].

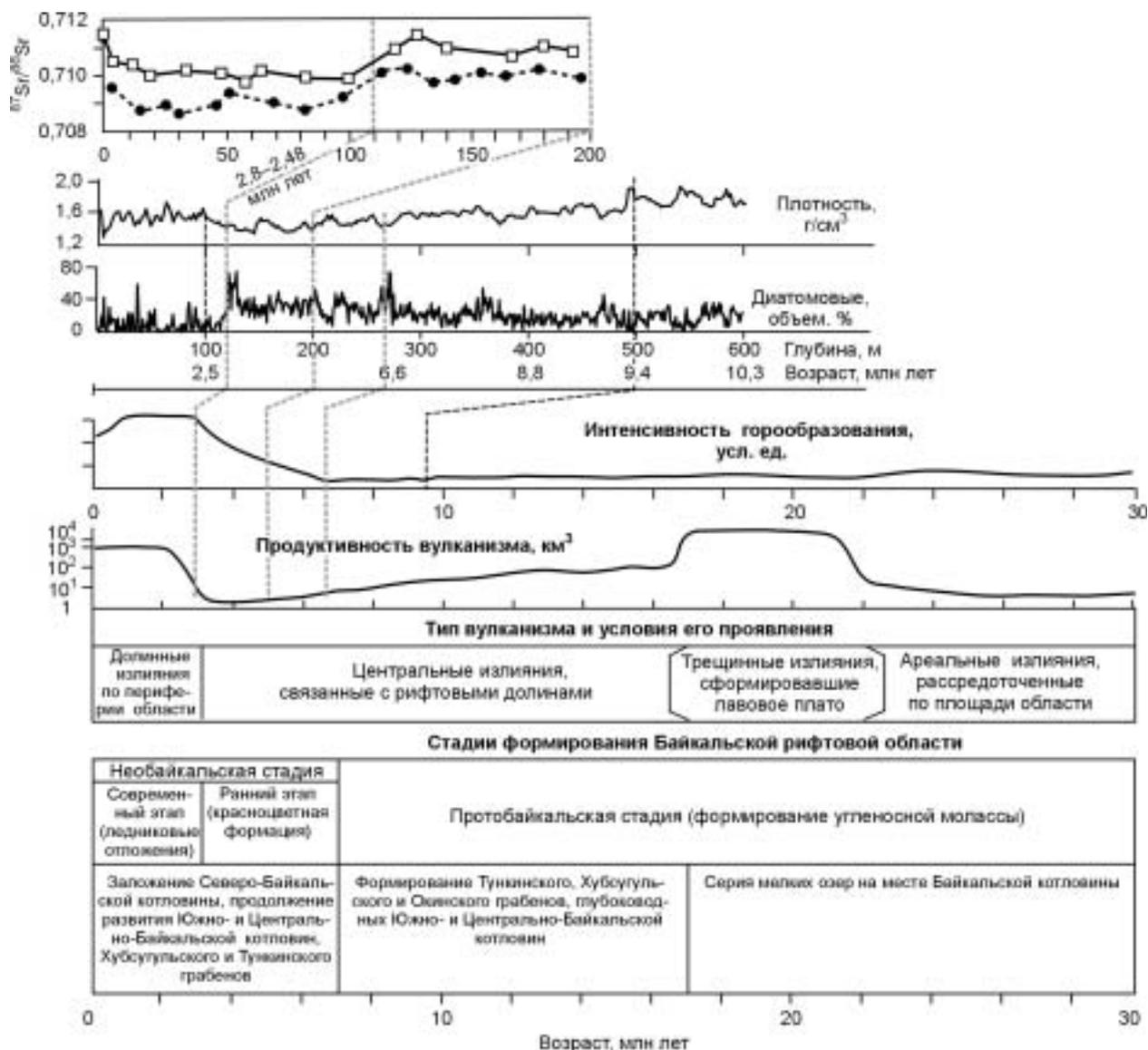
Отмечаются резкие скачки изотопного состава, отвечающие изменению температурного режима на возрастных границах ~50, 36, 15 и <5 млн лет.

Во время второго эпизода похолодания произошло увеличение количества льда в Антарктиде и возникли первые ледники в Арктике [23]. По мнению автора работы [29], похолодание было спровоцировано изменением в расположении континентов и их рельефе. В частности, в это время произошло формирование горных поднятий в Южной Азии, образование Центрально-Американского перешейка и т. д. Существенную роль в изменении климата сыграла вулканическая активность, в первую очередь, связанная с Циркумтихоокеанской системой островных дуг и активных окраин.

Третий эпизод похолодания связан с ростом Гималаев и Тибетского плато, являющихся крупнейшими топографическими единицами Земли. Как отмечается в работе [23], Тибетское плато такое высокое и широкое (высота около 5 км, площадь — 4,7 млн км<sup>2</sup>), что оно определяет не только региональную циркуляцию воздушных масс, но и формирование муссонов, и глобальную атмосферную циркуляцию на всей земной сфере.

В истории формирования Тибета выделяются три этапа [30, 31], которые в целом согласуются с отмеченными выше климатическими эпизодами. К эоцену относится формирование южной части плато, центральная часть возникла в позднем олигоцене—раннем миоцене, а северная — в плиоцене. Строгие оценки возраста образования этих сегментов на основе последних литературных данных рассмотрены нами в специальной статье [32], и они позволяют говорить о согласованности проявления горообразовательных процессов в Тибете с изменениями климата в региональном и глобальном масштабе, что традиционно связывается с нарушением циркуляции воздушных масс в масштабах всей планеты. Однако моделирование изменений климата Земли [23] показало, что изменением только одной атмосферной циркуляции невозможно объяснить похолодание, начавшееся в эоцене.

Как мы уже отмечали при анализе изменения климата в фанерозое в целом, важную роль при наступлении ледниковых эпох имеют орогенетические движения и связанные с ними процессы химической эрозии, которые определяют удаление углекислого газа из атмосферы. Для оценки влияния орогенетических движений на похолодание в кайнозой рассмотрим изменения величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  за последние 70 млн лет [24]. На рис. 5 видно, что с рубежа 50 млн лет тому назад (время столкновения Индии с Евразией) началось уменьшение величины  $\delta^{18}\text{O}$  и соответственно прогрессирующее похолодание планеты. Примерно с 40 млн лет отмечается рост  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морских карбонатах. Учитывая, что скорость



**Рис. 5.** Схема корреляции стадий формирования Байкальской рифтовой области, вулканической активности в ее пределах, орографических движений и вариаций литологического и изотопного составов отложений в разрезах донных отложений Байкальской впадины.

Анализы изотопов стронция в Байкальских осадках выполнены И.В. Сандимировым.

спрединга в это время, судя по магнитным аномалиям, была постоянной [24], эти изотопные вариации могли быть вызваны только усилением роли континентальных источников сноса в формировании состава морской воды. Ф. Рихтер с коллегами [24] показали, что, несмотря на то, что площадь Гималаев и Тибета составляет только 4,2 % от площади земной суши, 25 % растворенных солей, выносимых с континентов, поступает именно из этого региона, и, таким образом, он играет важную роль в процессе взаимодействия океан—континент.

Роль Тибетско-Гималайского региона в формировании климата позднего кайнозоя Земли огромна. Этот высокогорный регион не только определяет воздушную циркуляцию на Земле, но, кроме того, обеспечивает резкое усиление процессов химической эрозии, удаляющих из атмосферы Земли углекислый газ. Отдавая должное Тибетско-Гималайскому региону как одному из важнейших регуляторов климата Земли, следует заметить, что в позднем кайнозое в Центральной Азии также возник ряд молодых горных систем, которые играли важную роль в формировании климата, по крайней мере Центральной Азии. Поэтому ниже мы рассмотрим динамику создания этих горных систем, геологическую историю Байкальской рифтовой зоны и роль этих геологических структур в изменении климата позднего кайнозоя Центральной Азии.

## НОВЕЙШЕЕ ГОРООБРАЗОВАНИЕ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Среди многочисленных горных сооружений, расчленяющих территорию Центральной Азии, мы рассмотрим Алтайскую, Саянскую и Хангайскую горные системы, которые образуют компактную горную страну общей площадью свыше 1,5 млн км<sup>2</sup>. С Саянской (хребты Вост. и Зап. Саян, Хамар-Дабан, Сангилен) и Хангайской (хребты Хангай и Тарбагатай) горными системами пространственно совмещены позднекайнозойские Южно-Байкальская и Южно-Хангайская (соответственно) вулканические области, вулканизм в пределах которых не прекращался на протяжении всего позднего кайнозоя [33]. Это позволило нам определить возраст гор на основе оценки времени появления в их пределах долинных лавовых потоков, возникших в условиях расчлененного рельефа.

В пределах Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО), развитие которой прослеживается в интервале более 30 млн лет, долинные потоки стали отличительной формой лавовых полей в последние 3 млн лет [32] (см. рис. 5). Наиболее ранние из них формировались на флангах Саянской горной области в то время, когда вблизи осевой ее части еще происходили платоизлияния и возникло обширное (>2000 км<sup>2</sup>) Восточно-Тувинское лавовое плато [32, 34]. Характер излияний в его пределах свидетельствует о том, что еще 2 млн лет назад эта часть горной страны не была расчленена современной гидросетью и обладала слабодифференцированным рельефом. Первые долинные излияния в пределах Восточно-Тувинского лавового нагорья произошли около 1,7 млн лет назад, и, начиная с этого времени, по всей площади горной области формировались только долинные потоки. Их распределение согласуется с современной орографией Саянского нагорья, указывая тем самым на то, что центр горной области с момента ее заложения оставался в положении современного, отвечающего району сочленения хребтов Вост. Саян и Хамар-Дабан.

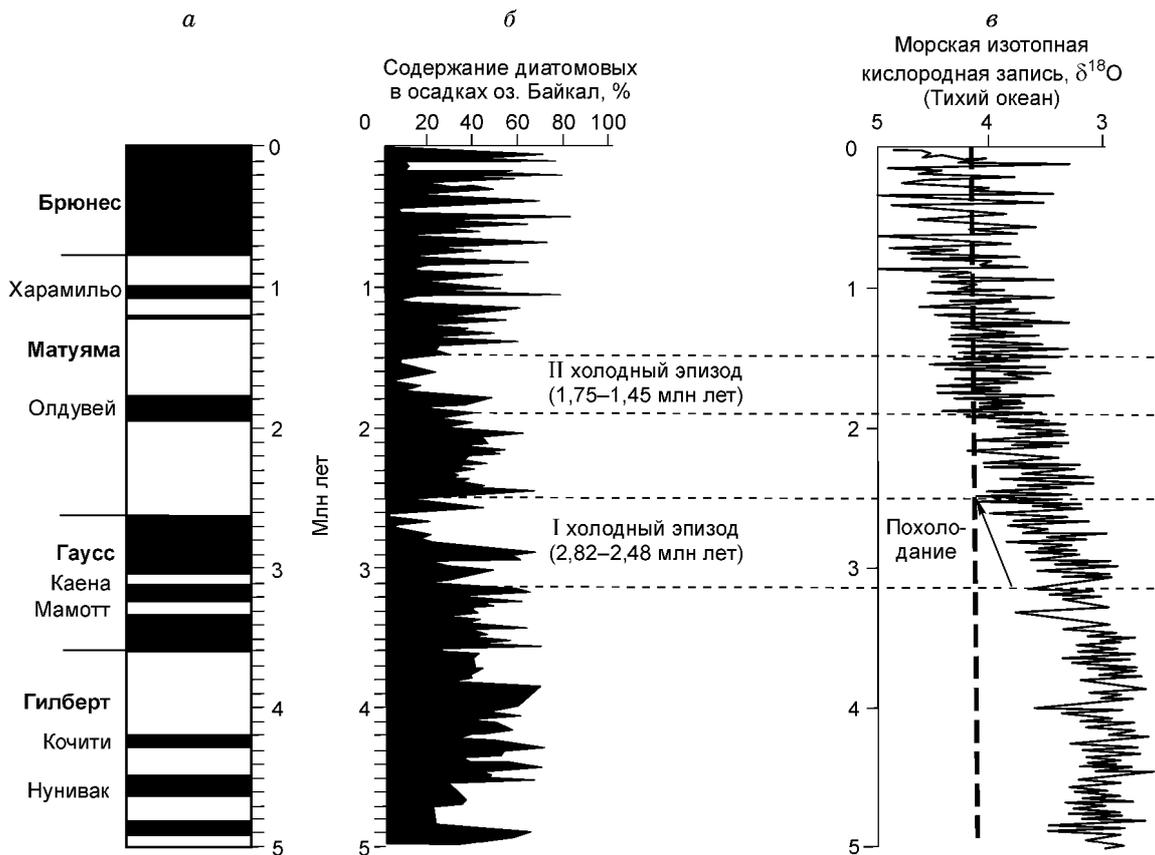
В пределах территории Хангая и его обрамления вулканическая активность прослеживается на протяжении последних 30 млн лет. Продукты вулканических излияний слагают крупные лавовые поля, более или менее изометричная форма которых свидетельствует об их образовании в условиях слабо-расчлененного рельефа, и долинные потоки („лавовые реки“). Последние приурочены к современным долинам рек, в бортах которых образуют системы разновозрастных террас. Специальные геохронологические исследования показали, что возраст всех „лавовых рек“ нагорья не превышает 2,9 млн лет, и, следовательно, этот рубеж соответствует времени заложения современной гидросети на Хангае.

Итак, полученные данные показывают, что возраст горных систем Хангая и Саян в целом является молодым. Поднятие этих гор произошло около 3 млн лет назад и, по-видимому, достаточно быстро, о чем свидетельствует сохранение в их центральных участках еще на рубеже 2 млн лет поверхностей выравнивания, тогда как в краевых частях в это же время уже существовали речные долины в виде, близком к современному. К интервалу 3—5 млн лет относится также образование хребтов Алтая, оценки времени образования которых были получены по результатам фишен-трекового датирования [35]. Все это свидетельствует, что около 3 млн лет назад в центре Азии была сформирована крупная Хангай-Алтае-Саянская горная страна, площадь которой составляла около 1,5 млн км<sup>2</sup> и которая, так же как и горные системы Тибета и Гималаев, оказала влияние на изменение направлений воздушной циркуляции. И если Тибет и Гималаи стали барьером на пути меридионально ориентированных воздушных потоков, то Хангай-Алтае-Саянская система гор преградила путь широтным воздушным течениям, инициировав тем самым режим Монгольского антициклона.

## ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ЛЕТОПИСИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

**Изменения климата, записанные в донных отложениях оз. Байкал.** Наиболее яркие подтверждения связи изменения климата со становлением современной орографии региона были получены при изучении керн донных отложений оз. Байкал. Максимальная информация об изменении климата в Байкальском регионе получена при изучении кернов буровых скв. BDP-96 и BDP-98 соответственно 200 и 600 м, пройденных с Академического хребта, которые вскрыли разрез, охватывающий интервал времени около 8 млн лет (см. рис. 5) [36—38]. Проведенные исследования показали, что илы с большим содержанием остатков диатомовых водорослей формировались в теплые (межледниковые) периоды, а в холодное (ледниковое) время откладывались плотные терригенные глины, практически лишенные диатомовых [36, 37, 39, 40]. Глинистые прослои часто содержат грубый обломочный материал (гравий, гальку и валуны), который интерпретируется как продукт айсбергового разноса [41—44] и указывает на наличие ледников — источников айсбергов в горном обрамлении Байкала.

На рис. 6 приведено сопоставление вариаций содержания диатомовых в скв. BDP-96 с морской изотопной кислородной записью из Тихого океана [45]. Эти записи однозначно фиксируют два минимума содержания диатомовых, которые связываются со значительными похолоданиями. Первый минимум располагается на рубеже смены полярности Гаусс—Матуяма. Возраст этого интервала составляет 2,82—2,48 млн лет. В байкальских осадках ему соответствует уменьшение содержания диатомовых, увеличение



**Рис. 6. Корреляция байкальской диатомовой записи с морской изотопной кислородной записью из Тихого океана, по [45].**

*a* — магнитостратиграфическая шкала для позднего кайнозоя, *б* — байкальская запись изменения содержания створок диатомовых в осадках озера, *в* — сводная морская изотопно-кислородная запись, отражающая изменение объемов глобального льда на Земле (увеличение сигнала записи отвечает увеличению объемов льда и похолоданию). Линии отмечают: вертикальная штриховая — современные параметры сводной морской изотопно-кислородной системы. Переход к климату, подобному современному, произошел в интервале 3,1—2,5 млн лет, в интервале 1,9—1,5 млн лет была пересечена линия перехода от последнего ледникового периода к голоцену.

плотности глин (в связи с их ледниковым генезисом), скачкообразное уменьшение содержания радиогенного стронция как в диатомовых, так и в глинистых осадках, а также резкое изменение содержания целого ряда элементов [43, 46, 47]. Второй минимум лежит в верхней части эпохи обратной полярности Матуяма, и его начало совпадает с верхней границей палеомагнитного эпизода Олдувей. Возраст второго интервала составляет 1,75—1,45 млн лет. Продолжительность обоих похолоданий приблизительно одинаковая — около 300 тыс лет.

Появление обоих минимумов похолодания в Байкальской записи хорошо согласуется с глобальными похолоданиями, зафиксированными во многих морских и континентальных палеоклиматических записях. Так, первое похолодание коррелируется с наиболее ранним в Северном полушарии оледенением — претигеном [6, 45]. Следует заметить, что с этим интервалом также связаны изменения в составе и структуре лессовых отложений в Китае [48, 49] и накопление осадков с элементами айсбергового разноса в Атлантическом и Тихом океанах [50, 51].

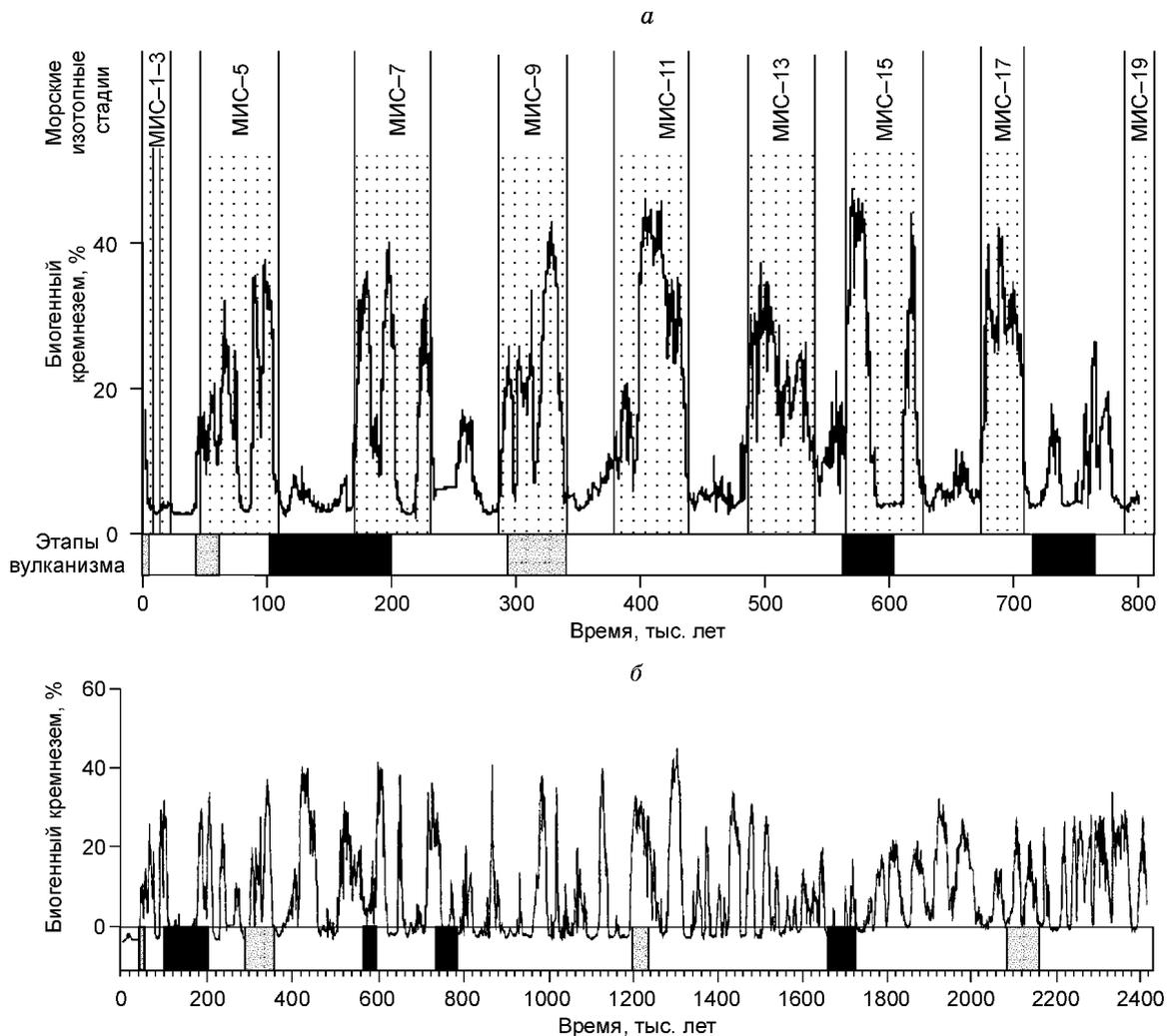
Как уже говорилось, изменения климата, начавшиеся с рубежа 3—2,5 млн лет, традиционно связываются с поднятием Тибетского плато и Гималаев [52, 53]. Но, как было показано, в это же время возникла Хангай-Алтае-Саянская горная страна, северная периферия которой включает впадину оз. Байкал. Поэтому естественно полагать, что влияние этой горной страны на состав и строение озерных отложений Байкала было решающим. Это подтверждается тем, что в интервале 2,82—2,48 млн лет среди байкальских осадков появляются ледниковые глины, следовательно, в это время высота гор в обрамлении оз. Байкал достигла такого уровня, который позволял формироваться в их пределах горным ледникам [6, 36, 37].

Колебания в содержании диатомовых в осадочном разрезе, начиная с 1,7, а возможно и с 2,8 млн лет, отмечают проявление ледниковых и межледниковых эпох в Центральной Азии, т. е. каждое похолодание

в обрамлении Байкала заканчивалось оледенением. В то же время морская изотопная кислородная запись из Тихого океана [54] показывает, что увеличение объемов глобального льда в это время не достигло значений, характерных для оледенений позднего плейстоцена. Эти отличия морской и континентальной записей указывают на то, что для континентальных районов Евразии климатические колебания, вероятно, были более глубокими, чем в целом для планеты. Байкальская запись выражает реакцию центральной части континента на похолодание, обусловленное как орбитальными причинами, так и орографическими движениями в центре Азии.

Наиболее детальное согласование байкальской и морской палеоклиматических записей получено для магнитостратиграфической эпохи Брунес, охватывающей последние 790 тыс. лет [45, 55] (рис. 7). В разрезе байкальских осадков этой эпохи установлено чередование 10 богатых и 9 бедных раковинами диатомовых интервалов разреза. В морской палеоклиматической изотопно-кислородной записи этим интервалам соответствуют морские изотопные стадии (МИС) — 10 теплых (нечетных) и 9 холодных (четных), и они, как уже отмечалось, согласуются с циклами Миланковича.

**Реконструкция палеоклимата по морфологическим особенностям вулканических излияний.** Независимые данные, характеризующие холодные и теплые стадии формирования региона, были получены при изучении специфики вулканических излияний в пределах Восточно-Тувинского лавового нагорья [32, 34, 47], расположенного в осевой части Саянской горной системы. В строении лавового нагорья выделяются лавовое плато и столовые вулканические горные массивы, отвечающие сильно эродированным центральным вулканам. Лавовое плато, а также ряд щитовых вулканов на нем сложены массивными базальтовыми лавами с хорошо выраженными шлаковыми зонами, которые, очевидно,



**Рис. 7. Корреляция в пределах эпохи Брунес (а) и в пределах последних 2,5 млн лет (б) байкальской палеоклиматической записи.**

Составлена на основе данных о распределении биогенного кремнезема в керне донных осадков, морских изотопных стадий (МИС) и проявлений внутрিলедникового (черное) и межледникового (серое) вулканизма.

изливались в субаэральных условиях. В отличие от них столовые вулканические горы сложены преимущественно вулканокластическими породами и по ряду признаков подобны столовым горам Исландии, которые относятся к группе Моуберг [56], сформированной в обстановке внутриледниковых излияний [57]. Подобно вулканам Исландии столовые вулканические горы Восточной Тувы также сложены гиалокластитами, подушечными лавами и мелкообломочной перемятой тефрой, поэтому их образование было также связано с внутриледниковыми излияниями [32, 34]. Само существование этих пород, образующих разрезы мощностью до 600 м, свидетельствует о наличии крупных ледниковых масс во время соответствующих эпизодов вулканизма. Исходя из данных о мощности пород гиалокластитового комплекса, можно полагать, что толщина ледникового покрова во время формирования столовых гор превышала 600 м. По мнению М.Г. Гроссвальда [58], она достигала величины 3000 м при распространении ледникового чехла на площади более 100 тыс. км<sup>2</sup>. Выполненные нами К-Аг исследования разных проявлений пород гиалокластитового комплекса показали, что их формирование происходило в интервалах (тыс. лет): 1650—1750; 725—760; 560—600; 100—225.

**Сравнение палеоклиматической записи из оз. Байкал с палеоклиматическими реконструкциями, выполненными по морфологии лавовых излияний** проведено для эпохи Брунес (см. рис. 7,а) и для последних 2,5 млн лет (см. рис. 7,б). Наблюдается хорошее согласование данных байкальской климатической записи с оценками климата, полученными по вулканитам. Так, межледниковые излияния с возрастом (млн лет): 1,95—2,2; 1,2; 0,29—0,35; 0,05 [34, 47, 59] соответствуют межледниковым отложениям в байкальских осадках (соответственно МИС -9 и МИС-5 на рис. 7,а).

Наиболее ранние (из зафиксированных) гиалокластиты, установленные в долине Палеоенисея, имеют возраст 1,65—1,75 млн лет, который согласуется со временем глубокого похолодания в байкальской записи между 1,75—1,45 млн лет (см. рис. 7,а). Значительное похолодание реконструировано по породам вулкана Дерби-Тайга (725—760 тыс. лет), гиалокластитовый комплекс которого превышает 550 м. Вмещавший его ледник, очевидно, имел не меньшую мощность. В байкальской записи этому оледенению соответствует холодный период в интервале 714—764 тыс. лет, отвечающий холодной стадии МИС-18 и мансийскому ледниковому периоду [45, 60].

В интервале 560—600 тыс. лет были сформированы стекловатые лавы и гиалокластиты ряда небольших щитовых вулканов, которые возникли в эпоху существования маломощных ледников. В осадочном разрезе этому похолоданию соответствует эпизод с низким содержанием диатомовых, сопоставляемый с холодной стадией МИС-14.

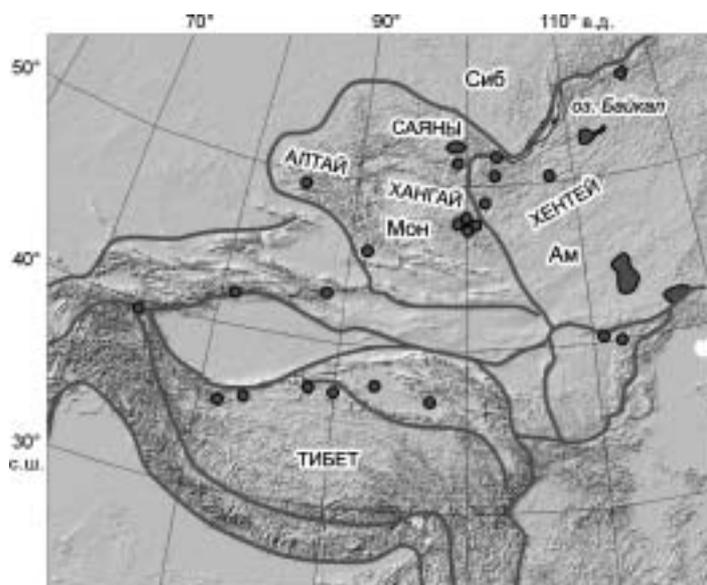
Формирование большой группы щитовых вулканов, возникших между 225 и 100 тыс. лет, по нашему заключению [32, 34], также происходило во время глубокого похолодания, которому соответствовал мощный ледниковый покров. Разрезы гиалокластитовых толщ этих вулканов превышают 600 м, что свидетельствует о не меньшей величине ледового покрова. В байкальской записи время формирования этих вулканов совпадает с ледниковой изотопной стадией МИС-6 (127—185 тыс. лет назад), что соответствует тазовскому оледенению по сибирской стратиграфической шкале [45, 60].

Таким образом, отмечается хорошее согласование оценок климата, полученных на основе байкальской осадочной палеоклиматической летописи и по вулканическим продуктам (см. рис. 7). Это указывает на то, что каждая эпоха похолодания, зафиксированная в составе донных отложений, сопровождалась разномасштабным оледенением во всем горном обрамлении оз. Байкал, включая Восточные Саяны (Восточно-Тувинское лавовое нагорье) [57, 59].

#### **ЭНДОГЕННЫЕ И ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В НОВЕЙШЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: ВУЛКАНИЗМ, ГОРЯЧИЕ ТОЧКИ, ГОРООБРАЗОВАНИЕ И ГОРНЫЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ**

Итак, около 3 млн лет назад в пределах Центральной Азии произошла активизация орогенических процессов, в результате которых возникли не только Хангай-Алтае-Саянская горная страна, но и такие крупные горные системы, как Тянь-Шаньская, Хентейская, Северного Прибайкалья и др. (рис. 8). С учетом Тибетского плато, можно говорить, что вся территория Центральной и Южной Азии между 55° и 25° с.ш. и 70° и 120° в.д. в это время оказалась приподнятой более чем на 1 км над уровнем моря. Несомненно, что появление столь гигантской по размерам (~9 млн км<sup>2</sup>) горной страны не могло не повлиять, по крайней мере, на атмосферную циркуляцию в Северном полушарии. И, действительно, орогенические процессы протекали на фоне глобального изменения климата в сторону похолодания, которое привело к появлению первых горных ледников в горном обрамлении оз. Байкал.

**О природе горообразующих процессов.** Начиная с работ [61, 62], вопрос о причинах новейших орогенических движений в Центральной и Южной Азии в основном связывался с коллизией Индостанской и Евразийской литосферных плит и образованием микроплит. Возникновение горных цепей вдоль границ последних интерпретировалось как результат межплитного взаимодействия. В наибольшей степени эта концепция была разработана для Тибета и Гималаев, рост которых объяснялся увеличением



**Рис. 8. Схема распределения горных систем в Центральной и Южной Азии.**

Черным показаны области проявления плиоцен-голоценового вулканизма. Линии — границы микроплит, возникших в результате Индо-Евразийской коллизии, по [62]. Микроплиты: Сиб — Сибирская, Ам — Амурская, Мон — Монгольская.

что первая модель не может объяснить тот факт, что процессы коллизии продолжают не менее 40 млн лет, а активное горообразование охватило огромные пространства Южной и Центральной Азии только в последние 3—5 млн лет [63]. Дополнительно следует обратить внимание на то, что одновременно с процессами горообразования различные участки этой огромной территории были охвачены вспышками кайнозойского базальтового вулканизма [33] (см. рис. 8). Согласно модели участия астеносферной мантии в процессах новейшего горообразования активизация этой мантии и ее воздействие на литосферу могло быть связано либо с деляминацией литосферной мантии в результате коллизии, либо с разрывом погружающихся литосферных слэбов и компенсационным подъемом глубоких слоев мантии к подошве литосферы через эти разрывы.

Несомненные свидетельства участия аномальной мантии в процессах новейшего горообразования были получены нами для территории Центральной Азии [47], в пределах которой был сформирован ряд вулканических областей, сопоставляемых с горячими точками мантии [33] (рис. 9). Одна из них, выделенная нами как Южно-Хангайская, контролировала одноименную вулканическую область, развитие которой прослеживается с поздней юры (со 150 млн лет) до настоящего времени [65], а отвечающие ей вулканические поля рассредоточены по территории Южной и Центральной Монголии, отмечая пути миграции литосферы над мантийным плюмом [46]. Начиная с конца олигоцена (~30 млн лет назад) вулканическая активность области оказалась сосредоточенной в пределах территории современного Хангая, зафиксировав тем самым местоположение горячей точки мантии. Вулканизм этого времени проявился на протяжении ряда этапов, разделенных интервалами в несколько миллионов лет. Как уже говорилось выше, наиболее поздняя вспышка активности началась около 3 млн лет назад и продолжается вплоть до голоцена.

Еще одна горячая точка зафиксирована Южно-Байкальской вулканической областью. Ее развитие прослеживается примерно с 35 млн лет назад [66]. Фаза максимальной активности пришлось на ранний миоцен (на интервал 21—17 млн лет), когда образовалось крупное лавовое плато, бронирующее вершины хр. Хамар-Дабан. Начиная с 16 млн лет, в центральной части вулканической области стала формироваться система тройного сочленения Тункинского, Хубсугульского и Окинского грабенов, которая вплоть до конца олигоцена контролировала в своих пределах всю вулканическую деятельность. Новейшая вспышка вулканизма начинается с 3 млн лет и характеризуется смещением центров излияний на фланги вулканической области, отвечающие также флангам горной области Саян, возникшей в это же время [47].

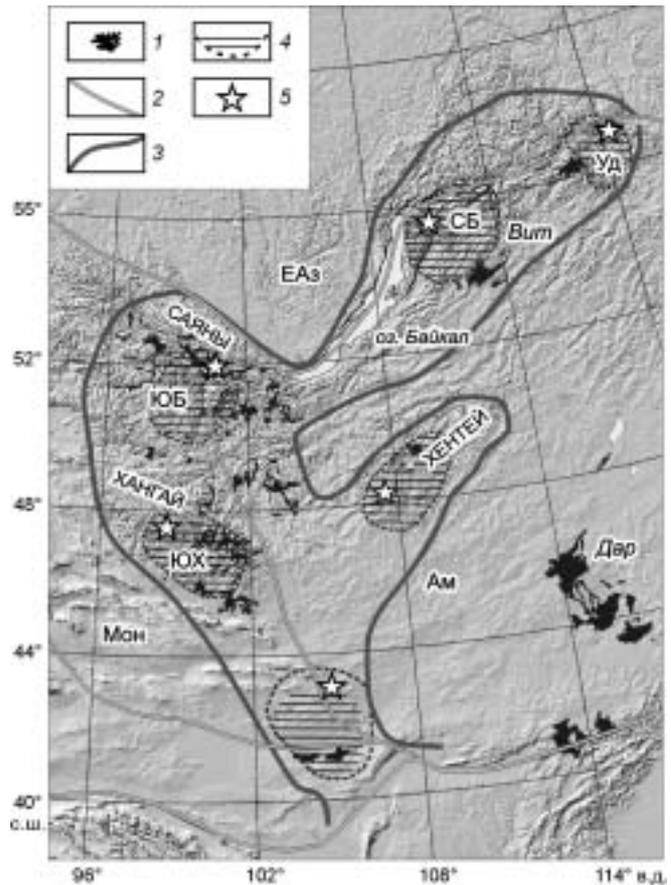
Обе рассмотренные горячие точки имеют отражение в структуре аномальной мантии региона. На рис. 9 в пределах Южной Сибири и Монголии контуром выделена территория, под которой астеносферная мантия, по данным гравиметрических и сейсмических исследований [67—69], поднята на глубины менее 100 км. Кроме того, показаны локальные выступы астеносферы, которые достигают подошвы коры на глубинах около 50 км [67] и которые интерпретируются как мантийные плюмы [33, 68]. Положение этих плюмов хорошо согласуется с областями позднекайнозойского вулканизма. Это справедливо не только в отношении Южно-Хангайской и Южно-Байкальской горячих точек, но и в отношении других областей новейшего вулканизма, например Витимского плато (Северо-Байкальский плюм) и Удоканской горячей точки. Учитывая, что все эти области имеют достаточно длительную историю развития (более

мощности литосферы в результате подвигания под отвечающую им территорию с юга Индостанской плиты и с севера блока Янцзы [30]. Наряду с этими взглядами в последнее десятилетие стали развиваться представления об участии в горообразовании астеносферной мантии [63, 64]. В основу этих представлений были положены данные о несоответствии мощности литосферы Тибета той величине, которая ожидалась в соответствии с первой моделью. Кроме того, обращалось внимание на то,

**Рис. 9. Схема распределения горных систем и областей новейшего вулканизма в пределах юга Восточной Сибири и Центральной Монголии с элементами строения литосферы, по [62, 68].**

1 — лавовые поля; 2 — границы микроплит; 3 — область подъема астеносферы с глубиной залегания <100 км; 4 — выступы астеносферы (мантийные плюмы) с глубиной залегания 50 км; 5 — наиболее высокие вершины горных систем.

Микроплиты: ЕАз — Евразийская, Ам — Амурская, Мон — Монгольская; вулканические области (горячие точки мантии): ЮХ — Южно-Хангайская, ЮБ — Южно-Байкальская, СБ — Северо-Байкальская, Уд — Удоканская; лавовые поля: *Вит* — Витимское, *Дар* — Дариганга.



20 млн лет)[33], можно предположить, что и образование контролирующих их плюмов произошло не позднее начала позднего кайнозоя.

На рис. 9 изображены также границы микроплит [62], сформированных в результате Индо-Азиатской коллизии в пределах Центральной Азии. Как следует из рисунка, западный и северо-западный участки границы Амурской плиты прослеживаются через ряд горячих точек мантии, в том числе через Южно-Хангайскую и Южно-Байкальскую, приспособившаяся, таким образом, к наиболее ослабленным участкам литосферы, перфорированным вплоть до основания коры мантийными плюмами. Образование этой границы не сопровождалось заметной дифференциацией рельефа. Как уже отмечалось, быстрый рост гор с формированием основных черт современной орографии произошел лишь в конце плиоцена (~3 млн лет назад). Этот рост сопровождался активизацией вулканизма. Похожими процессами были охвачены и другие участки Центральной Азии. Во второй половине плиоцена произошло образование Алтайской горной системы [35]. К плиоцену относится заложение глубоководных котловин в оз. Байкал [37, 47] и других впадин северо-восточной ветви Байкальской рифтовой системы (см. рис. 5). Их формирование сопровождалось ростом гор по обрамлению и активизацией вулканических процессов в пределах Удоканской (<4 млн лет) и Витимской (<5 млн лет) вулканических областей [33, 70]. На активное участие подлитосферной мантии в этих процессах указывает хорошее согласование между проекциями мантийных плюмов на земную поверхность и размещением наиболее высоких участков новообразованных горных систем (см. рис. 9). Влияние активной мантии на новейшее горообразование отмечается и в других участках гигантской горной страны, возникшей между Индостанской и Сибирской литосферными плитами. На рис. 8 показано, что районы вулканизма с возрастом менее 10 млн лет в большинстве своем тяготеют к горным сооружениям, возникшим вдоль границ литосферных плит.

Все это позволяет нам утверждать, что именно мантийные процессы сыграли важную роль в новейшем горообразовании в Центральной и Южной Азии. Учитывая, что как горообразование, так и мантийный магматизм охватили всю площадь коллизионного пояса, заключенную между Индостанской и Сибирской платформами, мы полагаем, что причина эндогенной активизации также должна была быть связана с процессом коллизии. Представляется, что эта активизация была инициирована отрывом слэба (или слэбов), погружавшегося под Тибет со стороны Индостанской плиты и блока Янцзы и вызвавшего компенсационный подъем нижней мантии к основанию коллизионного пояса. Таким образом, мы приходим к выводу, что причиной роста гор и, как следствие, изменения климата в позднем плиоцене—голоцене Центральной и Южной Азии стали процессы мантийного диапиризма, которые, в свою очередь, были вызваны обрушением в недра Земли литосферных слэбов, сформированных при коллизии Индостанской и Евразийской литосферных плит.

Особо обратим внимание на следующий тип взаимосвязи эндогенных и экзогенных процессов, который установлен в горном обрамлении оз. Байкал. Быстрый рост гор над мантийным плюмом в пределах Саян привел к периодическому формированию здесь крупных ледников. Мощность последних, согласно оценкам М.Г. Гроссвальда [58], могла достигать 3 км. Такая дополнительная масса, несомненно,

усиливала нагрузку на астеносферную линзу (примерно на 0,1 кбар при мощности ледника около 1 км), расположенную в основании горной системы и контролирующую вулканическую активность в регионе, что должно было стать причиной центробежного оттока пластичной мантии в астеносферной линзе. В результате зоны новейшей вулканической активности были смещены на периферию вулканической области [32, 34, 47]. Этот процесс мог быть усилен колебательными нагрузками, возникавшими при формировании (ледниковый период) и уничтожении (межледниковый период) ледников. Возможно, именно с этим колебательным процессом, активизировавшим процессы мантийной магмогенерации, связано увеличение частоты вулканических излияний в последний миллион лет.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В геологической истории Земли изменения климата, прежде всего, были связаны с постепенным снижением температуры поверхности планеты. Существенное влияние на климат, особенно в эпохи похолодания, оказывало также расположение континентов и наличие или отсутствие в их пределах крупных горных систем, определявших атмосферную и океаническую циркуляцию и влиявших на масштабы химического выветривания, в результате которого происходило поглощение парниковых газов. Наконец, наиболее регулярную периодичность в вариациях климата определяют особенности положения Земли на солнечной орбите (циклы Миланковича).

2. Вариации климата в позднем кайнозое Земли в значительной степени были связаны с орогеническими процессами в зоне коллизионного взаимодействия Индостанской и Северо-Азиатской литосферных плит. Первое глубокое похолодание в Северном полушарии, имевшее место 2,8—2,5 млн лет назад, совпало со временем быстрого роста гор по всей территории коллизионного пояса. В Южной Азии произошло окончательное оформление Тибетского плато в его современном виде, в пределах Центральной Азии в это время возникла крупная (>1,5 млн км<sup>2</sup>) Хангай-Алтае-Саянская горная страна. Совокупный размер области новейшего горообразования в Центральной и Южной Азии составил более 9 млн км<sup>2</sup>. Рост гор сопровождался вулканической активностью внутриплитного типа, свидетельствующей об участии подлитосферной мантии в процессах горообразования.

3. На протяжении последних 3 млн лет климат в Центральной Азии контролировался орбитальными параметрами Земли и изменялся согласно циклам Миланковича (ледниковые и межледниковые периоды). Установлено соответствие между возрастом климатических событий байкальской осадочной записи и возрастом межледниковых и ледниковых этапов, реконструированных по лавовым образованиям Восточного Саяна и Байкальской горной области. Тот факт, что все лавы, сформировавшиеся в холодные периоды, несут признаки внутриледниковых излияний, позволяет предположить, что все эпохи похолодания, зафиксированные в байкальской палеоклиматической записи последних 1,8 млн лет, сопровождались горными оледенениями. Из этого следует, что только в эпоху Брунес их было не менее восьми.

4. Проведенные исследования свидетельствуют о взаимосвязи эндогенных (вулканизм и горообразование) и экзогенных (формирование ледников) процессов на протяжении последних 3 млн лет в Центральной Азии. Эта связь, во-первых, определила прежде всего рост гор и формирование ледников в условиях высокогорья в „холодные“ климатические эпохи, во-вторых, породила осциллирующую литосферную нагрузку на астеносферу в результате периодического возникновения и исчезновения мощных покровных ледников и, в-третьих, как нам кажется, вызвала перетекание горячей мантии в краевые участки астеносферной линзы, стимулируя тем самым процессы магмогенерации в краевых участках вулканической области.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 03-05-65127, 05-05-64000), Научной школы № НШ-2177.2003.5, программы № 7 ОНЗ РАН и интеграционного проекта СО РАН „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса“, программ Президиума РАН № 6.7.3; 13.17 и интеграционного проекта СО РАН № 121.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.; Л., ГОНТИ, 1939, 207 с.
2. Dawson A.G. Ice Age Earth: Late Quaternary geology and climate // *Routledge Physical Environment series*. L.; NY., 1992, p. 293.
3. Котляков В.М., Лориус К. Климат предпоследней ледниковой эпохи по данным антарктического ледяного керна // *Изв. РАН, Сер. геогр.*, 1993, № 4, с. 5—19.
4. Котляков В.М., Лориус К. Данные глубокой скважины на станции „Восток“ характеризуют два полных климатических цикла // *Изв. РАН, Сер. геогр.*, 1997, № 2, с. 8—22.
5. Larsen E., Sejrup H.P., Johnsen S.J., and Knudsen K.L. Do Greenland ice cores reflect NW European interglacial climate variations? // *Quatern. Res.*, 1995, v. 43, p. 125—132.

6. **Кузьмин М.И., Карабанов Е.В., Каваи Т. и др.** Глубоководное бурение на Байкале — основные результаты // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 1—2, с. 8—35.
7. **Элли Р.** Непредсказуемые изменения климата // В мире науки, 2005, № 2, с. 45—51.
8. **Монин А.С., Берестов А.А.** Новое о климате // Вестн. РАН, 2005, т. 75, № 2, с. 126—138.
9. **Чумаков Н.М.** Общая направленность климатических изменений на Земле за последние 3 миллиарда лет // Докл. РАН, 2001, т. 381, № 5, с. 652—655.
10. **Климат** в эпохи крупных биосферных перестроек. М., Наука, 2004, 297 с.
11. **Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.** Глобальная эволюция Земли. М., Изд-во Моск. ун-та, 1991, 440 с.
12. **Хаин В.Е.** Основные проблемы современной геологии. М., Научный мир, 2003, 346 с.
13. **Isley A.E., Abbutt D.H.** Implications of the temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time // J. Geol., 2002, v. 110, p. 141—158.
14. **Abbott D., Isley A.** Oceanic upwelling and mantle-plume activity: paleomagnetic tests at ideas on the source of the Fe in Early Precambrian iron formations // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper., 2001, v. 352, p. 323—339.
15. **Tomlinson K.Y., Condie K.C.** Archean mantle plumes: evidence from greenstone belt geochemistry // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper., 2001, v. 352, p. 341—357.
16. **Condie K.C.** Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge, University Press, 2001, 305 p.
17. **Кузьмин М.И.** Тектоника литосферных плит и геохимия // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск, 1987, с. 19—26.
18. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.** Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976, 231 с.
19. **Тугаринов А.И.** Общая геохимия. М., Атомиздат, 1973, 280 с.
20. **Фор Г.** Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.
21. **Чумаков Н.М.** Климатический парадокс позднего докембрия // Природа, 1992, № 4, с. 34—41.
22. **Федонкин М.А.** Холодная заря животной жизни // Природа, 2000, № 9, с. 9—20.
23. **Raymo M.E., Ruddiman W.F.** Tectonic forcing of Late Cenozoic climate // Nature, 1992, v. 359, p. 117—122.
24. **Richter F., Rowley D.B., DePaolo D.J.** Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics // EPSL, 1992, v. 109, p. 11—23.
25. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 кн. М., Недра, 1990, кн. 1, 326 с.; кн. 2, 334 с.
26. **Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В.** Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология, 2004, т. 123, № 4, с. 339—353.
27. **Добрецов Н.Л.** Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // Докл. РАН, 1997, т. 357, № 6, с. 777—780.
28. **Добрецов Н.Л.** Что мы знаем и чего не знаем об эволюции // Наука из первых рук, 2004, № 0, с. 8—19.
29. **Hay W.W.** The cause of the Late Cenozoic Northern Hemisphere glaciations: a climate change enigma // Terra Nova, 1992, v. 4, p. 305—311.
30. **Tarponnier P., Zhigin X., Roger F. et al.** Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau // Science, 2001, v. 294, p. 1671—1677.
31. **Spicer R.A., Harris N.B.W., Widdowson M. et al.** Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years // Nature, 2003, v. 421, p. 622—624.
32. **Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И.** Корреляция эндогенных событий и вариаций климата в позднем кайнозое Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 14, № 3.
33. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.** Внутриплитная позднемезозойская—кайнозойская вулканическая провинция Центральной—Восточной Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника, 1995, № 5, с. 41—67.
34. **Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. и др.** Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология, 2001, № 3, с. 3—32.
35. **Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D. et al.** Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian Mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // Intern. Geol. Rev., 1996, v. 38, p. 430—466.
36. **Коллектив участников проекта „Байкал-бурение“.** Непрерывная запись климатических изменений в отложениях озера Байкал за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 2, с. 139—156.

37. **Коллектив** участников проекта „Байкал-бурение“. Позднекайнозойская палеоклиматическая запись в осадках озера Байкал (по результатам исследования 600-метрового керна глубокого бурения) // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 1, с. 3—32.
38. **Baikal Drilling Project Members**. The new BDP98 600-m drill core from Lake Baikal: a key Late Cenozoic sedimentary section in continental Asia // *Quatern. Intern.*, 2000, v. 80—81, p. 19—36.
39. **Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильямс Д.Ф. и др.** Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, № 5, с. 1032—1037.
40. **Коллектив** исполнителей Байкальского бурового проекта. Результаты бурения первой скважины на озере Байкал в районе Бугульдейской перемычки // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 2, с. 3—32.
41. **Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F., Colman S.M.** The link between insolation, North Atlantic circulation and intense glaciations in Siberia during interglacial periods of Late Pleistocene // *Quatern. Res.*, 1998, v. 50, p. 46—55.
42. **Карабанов Е.Б.** Геологическое строение осадочной толщи озера Байкал и реконструкции изменения климата Центральной Азии в позднем кайнозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., Институт литосферы РАН, 1999, 72 с.
43. **Kuzmin M.I., Karabanov E.B., Prokopenko A.A. et al.** Sedimentation processes and new age constraints on rifting stages in Lake Baikal: results of deep-water drilling // *Int. J. Earth Sci.*, 2000, v. 88, p. 183—192.
44. **Williams D.F., Peck J., Karabanov E.B. et al.** Lake Baikal record of continental climatic response to orbital insolation during the past 5 million years // *Science*, 1997, v. 278, p. 1114—1117.
45. **Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И. и др.** Оледенения и межледниковья Сибири — палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с западно-сибирской стратиграфией (эпоха прямой полярности Брунес) // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 1—2, с. 48—63.
46. **Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.** Рифтогенез и рифтогенный магматизм — особенности проявления в спрединговых зонах и в областях над „горячими“ и „холодными“ полями мантии // Проблемы глобальной геодинамики. М., ОИГГН РАН, 2003, с. 7—31.
47. **Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И.** О взаимодействии эндогенных и экзогенных факторов в новейшей геологической истории юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника, 2004, № 3, с. 55—78.
48. **Kukla G., Heller F., Ming L.X. et al.** Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility // *Geology*, 1988, v. 16, p. 811—814.
49. **Bloemendal J., deMenocal P.** Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements // *Nature*, 1989, v. 342, p. 897—900.
50. **Shackleton N.J., Backman J., Zimmerman H. et al.** Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region // *Nature*, 1984, v. 307, p. 620—623.
51. **Maslin M.A., Haug G.H., Sarnthein M. et al.** Northwest Pacific site 882: the initiation of Northern Hemisphere glaciation // *Proceedings of the Ocean Drilling Program / D.K. Rea, I.A. Basov, D.W. Scholl, J.F. Allan (Eds). Scientific Results*, 1995, v. 145, p. 315—329.
52. **Ruddiman W.F., Kutzbach J.E.** Forcing of Late Cenozoic Northern Hemisphere climate by plateau uplift in Southern Asia and the American west // *J. Geophys. Res.*, 1989, v. 94, № 15, p. 18409—18427.
53. **Ruddiman W.F., Kutzbach J.E.** Plateau uplift and climatic change // *Sci. Amer.*, 1991, v. 246, № 3, p. 66—77.
54. **Shackleton A., Berger A., Peltier W.R.** An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP site 677 // *Trans. Royal Society of Edinburgh: Earth Science*, 1990, v. 81, p. 251—261.
55. **Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F. et al.** Biogenic silica record of the Lake Baikal response to climatic forcing during the Brunhes // *Quatern. Res.*, 2001, v. 55, p. 123—132.
56. **Милановский Е.Е.** Краткий очерк истории геологического изучения Исландии // Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия, литология. М., Наука, 1978, с. 9—18.
57. **Гентнер А.Р.** Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии // Там же, с. 155—185.
58. **Гроссвальд М.Г.** Оледенения и вулканизм Саяно-Тувинского нагорья // Изв. РАН, Сер. геогр., 2003, № 2, с. 83—92.
59. **Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Karabanov E.B. et al.** Paleoclimate records from the Lake Baikal sediments and lava formations of the South Baikal volcanic area // *Long continental records from Lake Baikal / Kenji Kashiwaya (ed). Tokyo, Springer-Verlag*, 2003, p. 23—41.
60. **Архипов С.А., Волкова В.С.** Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1994, 106 с.

61. **Molnar P., Tapponnier P.** Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // *Science*, 1975, v. 189, p. 419—426.
62. **Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.** Введение в геодинамику. М., Недра, 1979, 310 с.
63. **Артюшков Е.В.** Новейшие поднятия земной коры на континентах. 1. Методы изучения. Тибетское плато и Гималаи // *Вестн. ОГГГН РАН*, 1998, с. 50—69.
64. **Williams H.M., Turner S.P., Pearce J.A. et al.** Nature of the source regions for post-collisional potassic magmatism in Southern and Northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modeling // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, № 3, p. 555—607.
65. **Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И.** Динамика формирования и магматизм позднемезозойской—кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // *Геотектоника*, 1994, № 5, с. 28—45.
66. **Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г.** Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // *Петрология*, 2003, т. 11, № 1, с. 3—33.
67. **Зорин Ю.А., Балк Е.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х.** Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // *Физика Земли*, 1988, № 7, с. 32—42.
68. **Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V. et al.** The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics*, 2003, v. 371, p. 153—173.
69. **Gao S.S., Liu K.H., Davis P.M. et al.** Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, № B4, ESE 5-1—ESE 5-12.
70. **Расказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др.** Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя. Новосибирск, Наука, 2000, 282 с.
71. **Veizer J.**  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater // *Chem. Geol.*, 1999, v. 161, p. 59—88.
72. **Karhu J.A., Holland H.D.** Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen // *Geology*, 1996, v. 24, p. 867—870.
73. **Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarikhin V.V.** Extreme  $^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  enrichment in 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite — „red beds“ association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment // *Earth Sci. Rev.*, 1999, v. 48, p. 71—120.
74. **Gaffin S.** Ridge volume dependence on seafloor generation rate and inversion using long term sea level change // *Amer. J. Sci.*, 1987, v. 287, p. 596—611.
75. **Algeo T.J., Seslavinsky K.B.** The Paleozoic world: continental flooding, hypsometry and sea level // *Amer. J. Sci.*, 1995, v. 295, p. 787—822.
76. **Johnson H.P., Van Patten D., Tivey M., Sager W.W.** Geomagnetic polarity reversal rate for the Phanerozoic // *Geophys. Res. Lett.*, 1995, v. 22, p. 231—234.

*Поступила в редакцию  
3 июня 2005 г.*