

**КРУПНЕЙШИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ АЗИИ (250 МЛН ЛЕТ):
СИБИРСКИЕ И ЭМЕЙШАНСКИЕ ТРАППЫ (ПЛАТОБАЗАЛТЫ)
И АССОЦИИРУЮЩИЕ ГРАНИТОИДЫ**

Н.Л. Добрецов

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Исследования Эмейшанской и Сибирской трапповых провинций, свидетельствующие о широком распространении базальтовых серий, гигантских объемах лав и силлов ($-16 \cdot 10^6 \text{ км}^3$), образовавшихся за очень короткий период основного этапа вулканизма, дают возможность предложить модель суперплюмов. Три этапа (ранний — пикриты и щелочные базальты, основной — толеитовые платобазальты, заключительный — ультраосновные и щелочные интрузии) отражают развитие суперплюма от нескольких независимых плюмов до образования в подошве литосферы мощных линз мантийных расплавов и, в конечном итоге, плюмов дифференцированных мантийных расплавов. Синхронные сиенит-гранитные интрузии и бимодальные вулканические серии, широко распространенные по обрамлению сибирских траппов, формировались в результате плавления нижней коры на глубинах 65—70 км под действием плюмовых расплавов.

Суперплюмы способствовали синхронизации магматических событий и периодичности геологических процессов в 30 и 120 млн лет. Схожая синхронизация глобальных геологических событий наблюдается во время активности суперплюмов 120, 250 и, возможно, 360 и 480 млн лет назад. При излиянии и внедрении $(8-16) \cdot 10^6 \text{ км}^3$ вулканического материала в течение короткого интервала в 0,6—2 млн лет могли высвободиться огромные объемы CO_2 , SO_2 и HF, способные разрушить атмосферную систему, нарушить баланс бескислородной океанической воды и вызвать массовое вымирание живых организмов на границе перми и триаса.

Крупнейшие магматические провинции, сибирские и эмейшанские траппы, суперплюм.

**LARGE IGNEOUS PROVINCES OF ASIA (250 Ma): SIBERIAN AND EMEISHAN TRAPS
(PLATEAU BASALTS) AND ASSOCIATED GRANITOIDS**

N. L. Dobretsov

Studies of the Emeishan and Siberian trap provinces have demonstrated abundance of basalt series and giant volumes of lavas and sills ($-16 \cdot 10^6 \text{ km}^3$) formed for a very short period of the major step of volcanism. The obtained data permit a model for superplumes formed in three steps: early (picrites and alkali basalts), major (tholeiitic flood basalts), and final (ultrabasic and alkaline intrusions). These steps reflect the evolution of a superplume from several independent plumes until the formation of thick lenses of mantle melts at the bottom of the lithosphere and, finally, plumes of differentiated mantle melts. Synchronous syenite-granite intrusions and bimodal volcanic series abundant on the framing of the Siberian traps are the result of melting of the lower crust at depths of 65–70 km under the effect of plume melts.

Superplumes promoted the synchronization of magmatism events and geologic processes repeated at intervals of 30 and 120 Myr. A similar synchronization of global geologic events is observed during the activity of superplumes 120, 250 and, possibly, 360 and 480 Ma. During the effusion and intrusion of $(8-16) \cdot 10^6 \text{ km}^3$ of volcanic material for a short interval of 0.6–2 Myr, huge volumes of CO_2 , SO_2 , and HF might have been released, capable to destroy the atmospheric system, to disturb the budget of oxygen-free oceanic water, and to lead to the mass extinction of living organisms at the Permian-Triassic boundary.

Large igneous provinces, Siberian and Emeishan traps, superplume

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее значительными проявлениями мантийных плюмов являются области или провинции плато-базальтового магматизма (до 2000—3000 км в поперечнике), а также кимберлитовые поля, включающие десятки и сотни кимберлитовых трубок и даек. Самыми крупными провинциями платобазальтов являются пермотриасовые Сибирские траппы, мезозойские долериты плато Декан и Кару, а также меловые океанические базальтовые плато: Онтонг Джава, поднятие Шатского, Кергулен и Манихики [1, 2] (рис. 1).

После первых работ по мантийным плюмам Уилсона [3, 4] и Моргана [5] идеи плюмового происхождения кимберлитовых полей и крупных базальтовых провинций интенсивно разрабатывались в

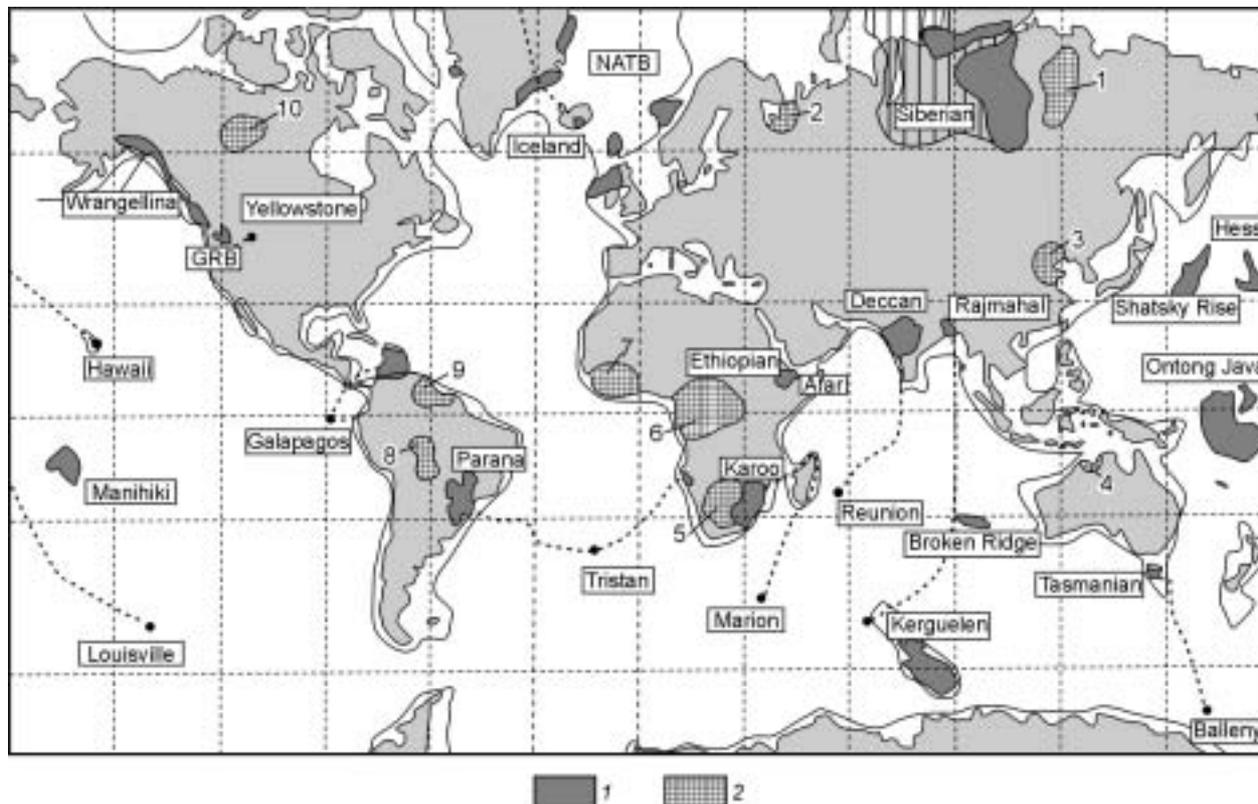


Рис. 1. Крупнейшие провинции мира: платобазальтов (1) и кимберлитов (2) [1, 2 с изменениями].

Провинции: 1 — Якутская, 2 — Архангельская, 3 — Восточно-Китайская, 4 — Австралийская, 5 — Южно-, 6 — Центрально-, 7 — Западно-Африканская, 8 — Бразильская, 9 — Венесуэльская, 10 — Слейв. GRB — базальты Рио Гранде, NATB — Северо-Атлантические третичные базальты.

течение последних 10—15 лет [1, 6—12]. Доказательства плюмового происхождения кимберлитов основаны на данных по минералогии: наличие майджоритового граната, стишовита, ферроперовскита и магнезиовюститита в виде включений в алмазах [6, 8, 12]. Эти минералы устойчивы в промежутке глубин 400—650 км или даже глубже, и многие авторы предполагают, что на границе нижней и верхней мантии образуются вторичные мантийные плюмы, генерирующие кимберлитовые трубки [6].

Сами по себе платобазальты не содержат прямых признаков их нижнемантийного происхождения. Косвенными доказательствами такого происхождения являются щелочно-базитовые и щелочно-ультрабазитовые комплексы, предшествующие или завершающие извержения платобазальтов, высокое содержание изотопа ^3He в некоторых щелочных базальтах и короткий период извержения гигантских излияний базальтов. Основываясь на этих признаках, многие авторы считают, что сибирские и эмейшаньские траппы в Азии образовались в результате действия мантийных плюмов [2, 12—19].

Автор в нескольких публикациях [2, 17, 20] выдвинул гипотезу о том, что сибирские траппы и большинство гранитоидов, и бимодальных серий позднепермско-триасового возраста в Центральной Азии связаны с действием одного суперплюма, в результате чего образовались обширнейшие базальтовые провинции Сибирской платформы (Восточно-Сибирское плоскогорье), Карского и Баренцева морей и Эмейшаньской провинции в Китае (см. рис. 1). В западной литературе имеется мало информации о базальтовой провинции Баренцева и Карского морей, исключая данные по Земле Франца-Иосифа. В работах [21, 22] представлены данные по распределению триасовых базальтов в этом регионе.

В данной статье дано дальнейшее развитие этой концепции и ее применение в области тектоники, петрологии глобальных изменений.

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ПЕРИОДИЧНОСТЬ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА

Для современных мантийных плюмов (Гавайи, Исландия, Буве и т. д.) характерны особые геохимические характеристики, такие как высокие содержания Ti, K, P и аномалии изотопов He, и сейсмотомографические разрезы, предполагающие их нижнемантийное происхождение [10, 12, 23, 24]. Мощность Гавайского и Исландского плюмов установлена на уровне $(3,0—4,2) \cdot 10^8$ кВт [24, 25], что соответствует

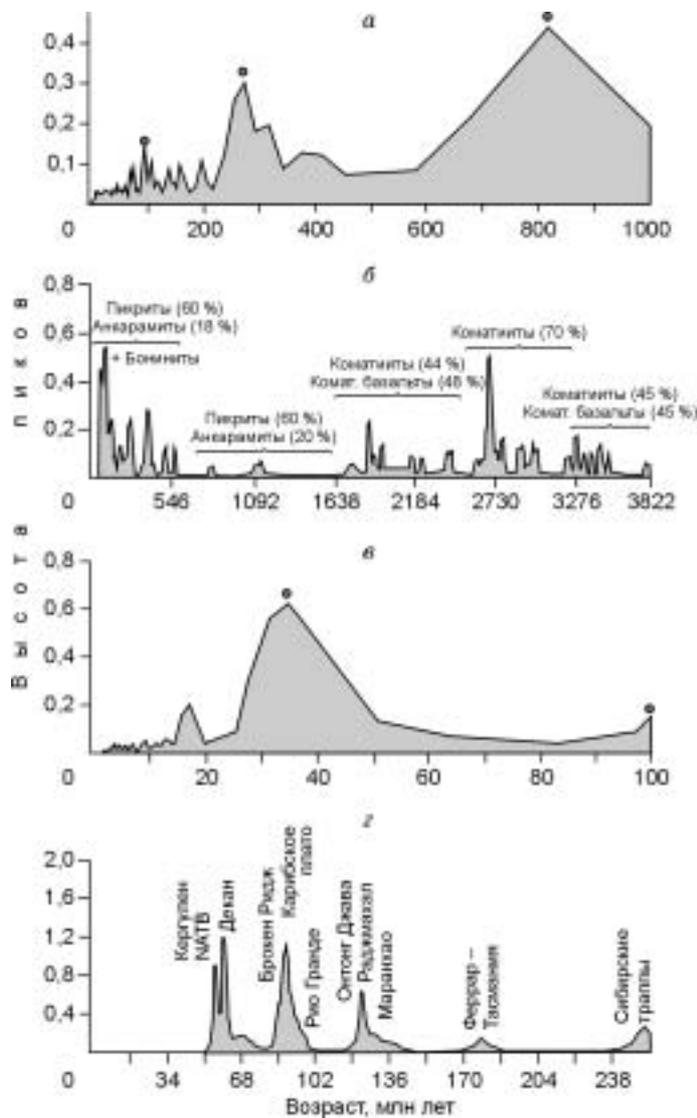


Рис. 2. Эволюция и периодичность высокомагнезиальных изверженных пород.

a, б — интервал 0—4000 млн лет; *в, г* — интервал 0—250 млн лет [26 с изменениями]. Точками показаны наиболее значимые периоды вариаций.

теоретическим значениям $(2—4) \cdot 10^8$ кВт [12, 24]. Эти данные хорошо согласуются со скоростью излияния магмы $0,5—1$ км³ в год или $1 \cdot 10^6$ км³ за 1 млн лет.

Наиболее яркими примерами проявления плюмового магматизма являются высокомагнезиальные фанерозойские пикрит-анкармитовые и бонинитовые и докембрийские базальт-коматиитовые серии. Анализ периодичности таких высокомагнезиальных серий [25] показал, что основная периодичность мантийных плюмов в ходе геологической истории Земли (от 0 до 4100 млн лет) 800 и 250—270 млн лет (рис. 2, *a, б*). Периодичность мантийного магматизма в 30—34 млн лет была характерна для мезозоя и кайнозоя (0—256 млн лет), тогда как периоды в 100—120 млн лет слабо проявлены в обоих временных интервалах (см. рис. 2, *в, г*). Период в 800 млн лет проявляется в закономерных базальт-коматиитовых сериях, которые на границе 1600 млн лет замещаются анкармит-пикритовыми и бонинитовыми сериями: коматииты слагают 45—70 % в комплексах древнее 1600 млн лет (с максимумами в интервале 3,2—2,4 млрд лет), базальтовые коматииты и магнезиальные базальты составляли 20—50 % (их 20 %-й минимум соответствует тому же интервалу 3,2—2,4 млрд лет).

В период от 800 до 1600 млн лет мантийный магматизм был менее активен. Для

этого времени задокументированы только 5 из 150 магматических комплексов. С 1600 млн лет доминирующими разновидностями пород были пикриты и анкармиты, к которым с 800 млн лет добавились бониниты [26]. Такой вывод согласуется с более ранними предположениями [27, 28] о трех типах высокомагнезиальных магм, закономерно сменяющих друг друга в течение земной истории (коматиитовые базальты, анкармит-пикриты и, наконец, бониниты в период от 0 до 800 млн лет).

Периодичность в 30 млн лет была лучше проявлена в мезозойское и кайнозойское время. Такую периодичность сложно реконструировать для домезозойского времени, видимо, из-за низкой точности датирования возраста пород. На рис. 2, *г* показаны основные ареалы базальтов, излившихся 250 ± 5 млн лет назад (сибирские и эмейшаньские траппы), $188 \pm 1,5$ млн лет назад (базальты Кару и Феррар-Тасмании), 120 ± 5 млн лет назад (океанические базальтовые плато Онтонг Джава, Кергулен и Маранхао — первый этап образования базальтов), 90 ± 5 млн лет назад (второй этап образования базальтов Онтонг Джава и базальты Брокен Ридж, Карибы, Рио Гранде, плато Парана), 60 ± 5 млн лет назад (траппы Декана, Северо-Атлантической провинции) [9, 11, 26, 29]. К этому списку можно еще добавить Охотское вулканическое плато с возрастом около 150 млн лет [30] и магматические комплексы с возрастом 210—220 млн лет, которые продолжают закономерную периодичность в 30 млн лет для крупных базальтовых излияний в период от 60 до 250 млн лет.

На рис. 3 показано, что пики мантийного магматизма повторяются с интервалом 30 млн лет (150, 120, 95, 60, 30(?), 0 млн лет). Они проявлены на фоне кривых более долгосрочных вариаций с периодом 120 млн лет, поэтому пики 90 и 120 млн лет являются наиболее интенсивными [31]. Пики тектонической активности имеют ту же самую тенденцию и периодичность (см. рис. 3) [32]. Пики эклогит-глаукофанового метаморфизма (точки на рис. 3) представляют основные коллизионные этапы и коррелируют с

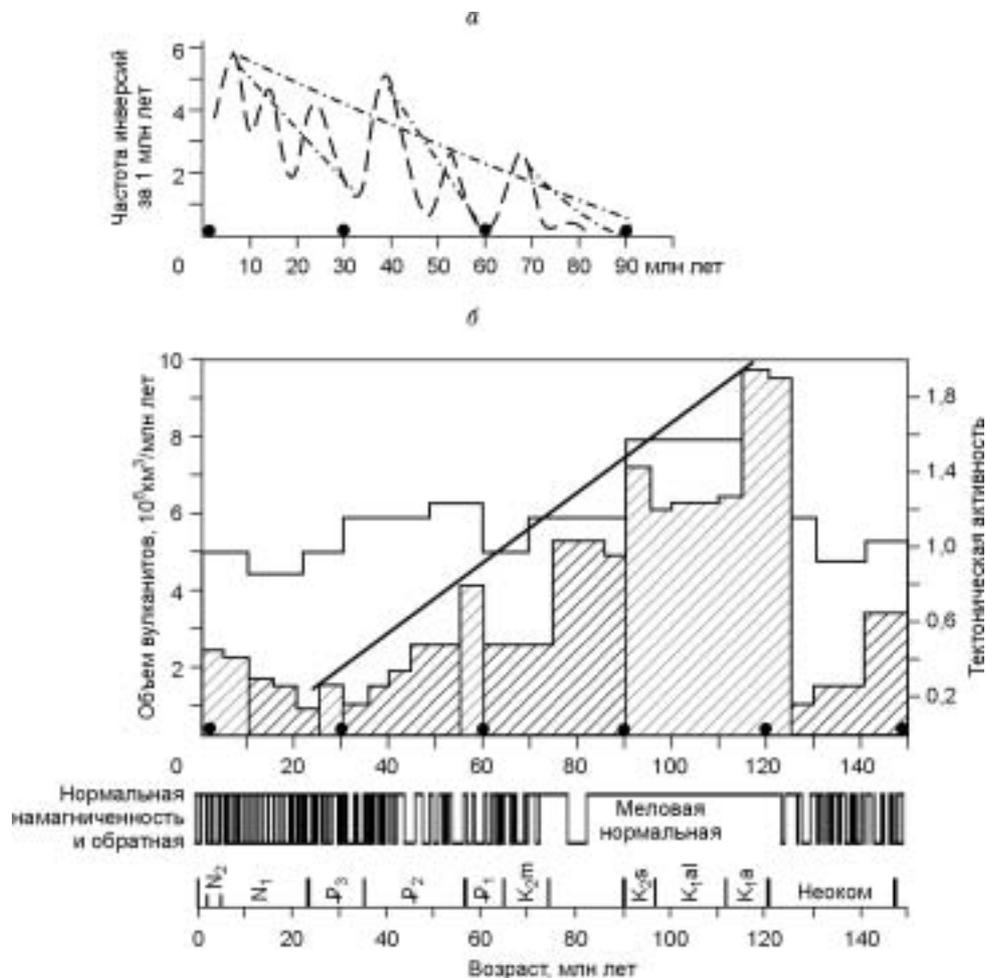


Рис. 3. Частота (а) и временная шкала (б, внизу) магнитных инверсий в соотношении (на части б) с объемом мантийного магматизма (заштрихованная гистограмма) и изменениями тектонической активности (жирная линия) [12, 19, 31, 32 с изменениями].

пиками мантийного магматизма [12, 19]. Пики 90 и 120 млн лет соответствуют периоду стабильного магнитного поля от 84 до 124 млн лет, а позже от 0 до 84 млн лет, частота магнитных инверсий контролировалась интенсивностью плюмового магматизма: минимумы магнитных инверсий соответствуют максимумам плюмового магматизма 90, 60, 30 и 0 млн лет с дополнительными минимумами каждые 15 млн лет (см. рис. 3,а) [31].

Такая тенденция может быть объяснена моделью, в которой плюмы генерируются на границе ядро—мантия: интенсивная активность плюмов приводит к охлаждению внешнего ядра, конвекция во внешней металлической оболочке ядра замедляется и исчезают регулярные магнитные инверсии [31]. Наивысшая активность плюмов (суперплюмов) приводит к реорганизации движения плит и усилению тектонической активности [10, 29, 32]. Это, в свою очередь, приводит к более интенсивным коллизиям островных дуг с континентами и микроконтинентами и к пикам высокобарического метаморфизма [12, 19]. Возможный сценарий предполагает ведущую роль воронкообразных плюмов на границе ядро—мантия с высвобождением флюидной фазы ($H_2 + CH_4 +$ гидриды K, Na + SiO_2) в жидкой части ядра вдоль оси таких плюмов. Это приводит к окислению $H_2O + CO_2$, плавлению и образованию мантийных плюмов [23, 32].

Данный обзор сценариев происхождения мантийных плюмов, которые обеспечивают особые характеристики и периодичность плюмового магматизма, рассматривает только некоторые петрологические и физико-химические аспекты. Хотелось бы подчеркнуть, что, по моему мнению, только периодичность мантийных плюмов может объяснить периодичность геологических процессов в 30 и 120 млн лет [12, 34] в ходе длительной истории остывания Земли. Сама по себе теория тектоники литосферных плит не может объяснить такую закономерность геологических процессов, которая в настоящее время является одной из наиболее важных проблем в области наук о Земле.

СИБИРСКИЕ ТРАППЫ И СИБИРСКИЙ СУПЕРПЛУМ 250 ± 5 МЛН ЛЕТ НАЗАД

Сибирские траппы являются одним из наиболее значительных проявлений активности суперплюмов. Они представлены огромными полями базальтов, покрывающими Сибирскую платформу, Западно-Сибирскую плиту и дно Карского и Баренцева морей. Объем мантийных вулканических и интрузивных пород, образовавшихся 250 ± 3 млн лет назад, превышает $16 \cdot 10^6$ км³ [12, 17, 19, 36]. Это в несколько раз больше, чем весь объем базальтов, излившихся на Сибирской платформе [36, 37], так как общая площадь излияний в 3 раза больше, чем вся площадь проявления траппов Сибирской платформы (рис. 4). Около 50 % объема траппов представлено расслоенными интрузивными телами, силлами и дайками. Для сравнения, рассчитанный объем континентальных платобазальтов провинций Кару, Декан, Парана-Этендека, Северо-Атлантической магматической провинции варьирует от $2 \cdot 10^6$ до $8 \cdot 10^6$ км³, для плато Кергулен он составляет $(10—15) \cdot 10^6$ км³, а для Онтонг Джава — $30 \cdot 10^6$ км³ [11, 25]. Плато Онтонг Джава и Охотское на 20—30 % состоят из лав, а остальная часть представлена долеритами и габбро [30, 38].

В пределах Сибирской платформы траппы сконцентрированы в Тунгусской синеклизе и продолжаются под Хатангской депрессией вплоть до Южного Таймыра [36, 37]. На западе траппы залегают под осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты вплоть до Восточно-Уральского прогиба. Они обычно слагают рифтовые зоны, хотя вскрываются скважинами и на участках между рифтами (см. рис. 4). Одновозрастные базальты Кузнецкого и Вилюйского бассейнов являются юго-западным и юго-восточным сателлитами сибирских траппов [22, 38]. Рифтовые структуры Западной Сибири протягиваются до Карского моря, где, возможно, существовал залив древнего палеоокеана [32].

В пределах Тунгусской синеклизы и рифтовых прогибов мощность базальтовых толщ достигает 2—3 (см. рис. 4, 5) или даже 6 км, в то время как между ними они гораздо менее мощные (0,5—1 км) [16, 40]. Но 50 % или даже больше изверженных пород представлены силлами и расслоенными интрузиями, залегающими в палеозойских и докембрийских осадочных породах, перекрытых базальтами и туфами, которые в скважинах прослеживаются на глубину более 4 км. В Тунгусской синеклизе и Западно-Сибирской системе рифтов базальтовые толщ разделяются на нижнюю пикрит-щелочно-базальтовую серию, которая замещается туфоанкармит-базальтовой серией, и верхнюю толеитовую серию [16, 36, 37]. На рис. 5 показаны мощности и вероятные корреляции вулканических свит в Норильской и Маймеч-Котуйской областях (северная часть Сибирской платформы) [40]. Самая нижняя ивакинская свита представлена лейкобазальтами и трахибазальтами. Выше лежащий разрез Норильской области (от сыверминской до моронговской свит) включает переслаивающиеся базальты, пикриты и базальтовые туфы с потоками (или силлами) анкармитов моронговской свиты. Правобоярская свита Маймеч-Котуйской области хорошо коррелирует с сыверминско-моронговским разрезом Норильской области, в частности, высокотитанистые базальтовые толщ слагают верхние горизонты моронговской и правобоярской свит. Мокулаевская, хараелаская, кумгинская и самоедская свиты Норильской области сложены более однородными базальтовыми толщами (с маломощными потоками лейкобазальтов), так же как и базальты онкучакской свиты Маймеч-Котуйской области. Тыванкитская свита (переслаивающиеся базальты, трахибазальты, трахандезиты и трахиты) по геохимическим и палеомагнитным характеристикам соответствует Далдыканской интрузии около Норильска [40].

Базальтовые серии Маймеч-Котуйской области подстилаются щелочными породами (мелилит-содержащими метанефелинитовыми лавами арыджанской свиты) и перекрываются щелочно-ультрамафитовыми сериями, состоящими из метанефелинитов и небольшим количеством трахитов (дельканская свита), меймечитами, пикритами и лимбургитами маймечинской свиты. Меймечиты кристаллизуются из высокомагнезиальной щелочной магмы, образование которой связано с взаимодействием мантийного плюма и субконтинентальной литосферы [41, 42]. Дельканская и маймечинская свиты заполняют локальные вулканоплутонические прогибы и протягиваются только на несколько десятков километров. Многофазные интрузии представляют собой самые молодые магматические породы Маймеч-Котуйской области. Самая большая — интрузив Гули, прорванный карбонатитовыми жилами с возрастом $250 \pm 0,3$ млн лет по бадделииту [40, 43]. Щелочно-ультрамафитовые породы Маймеч-Котуйской области указывают на возможное местонахождение магматического центра (локальные плюмы мантийного суперплюма). В других областях реконструируются другие плюмовые центры (см. рис. 4).

Палеомагнитное изучение сибирских траппов [38, 44] показало, что большинство разрезов Норильского, Маймеч-Котуйского, Западно-Таймырского и Кузнецкого бассейнов соответствуют магнетохроне R_2P и N_1T в возрастном интервале 249—252 млн лет, и только в разрезе скв. СГ-6 (Западная Сибирь) ее можно продолжить до N_3T (~240 млн лет) (см. рис. 4,б). Самый молодой Sm-Nd возраст траппов (234 млн лет) был зафиксирован в самой западной части Предуральского прогиба на Полярном Урале [45].

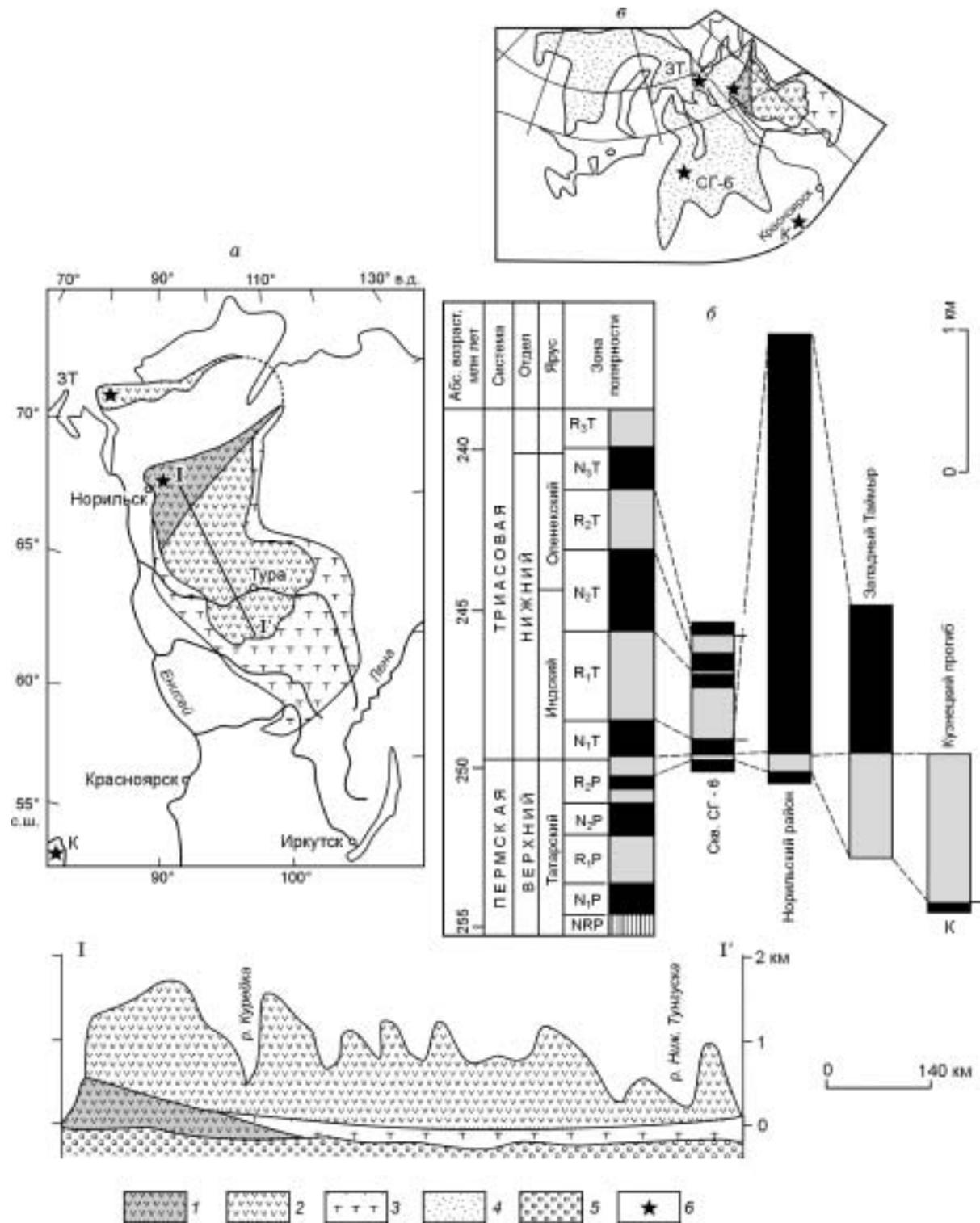


Рис. 4. Сибирский суперплюм: распределение траппов на Сибирской платформе (а) и их разрез I-I'; палеомагнитные корреляции (б); распространение траппов под отложениями Западно-Сибирской равнины, Карского и Баренцева морей (в).

Толщи: 1 — верхние толеитовые базальты, 2 — нижние щелочные пикритовые базальты, 3 — нижнесредние базальтовые туфы; 4 — области распространения траппов под более молодыми осадками (см. в); 5 — траппы, подстилающие вендские и палеозойские отложения (см. б); 6 — местоположение изученных палеомагнитных разрезов (см. а, в): скважина СГ-6 на Западно-Сибирской равнине, Норильской области, Западном Таймыре (3Т) и Кузнецком бассейне (К); N и R — нормальная (черное) и обратная полярности (серое) ([2] с использованием данных из [36, 39]).

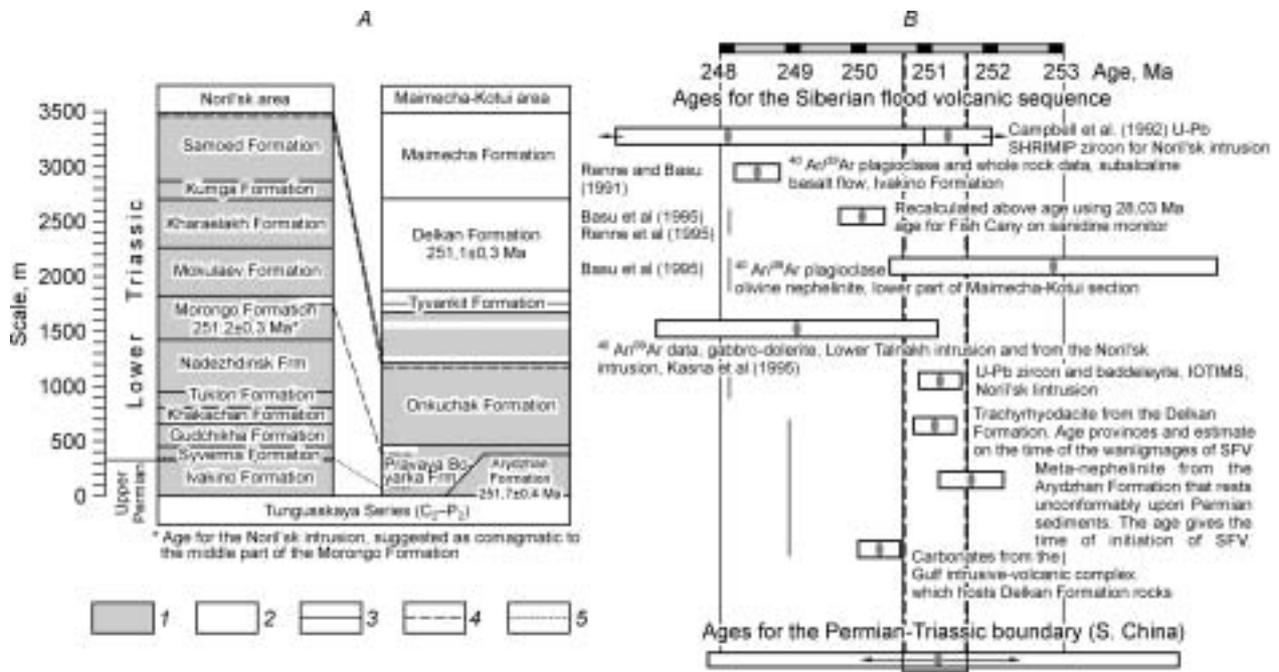
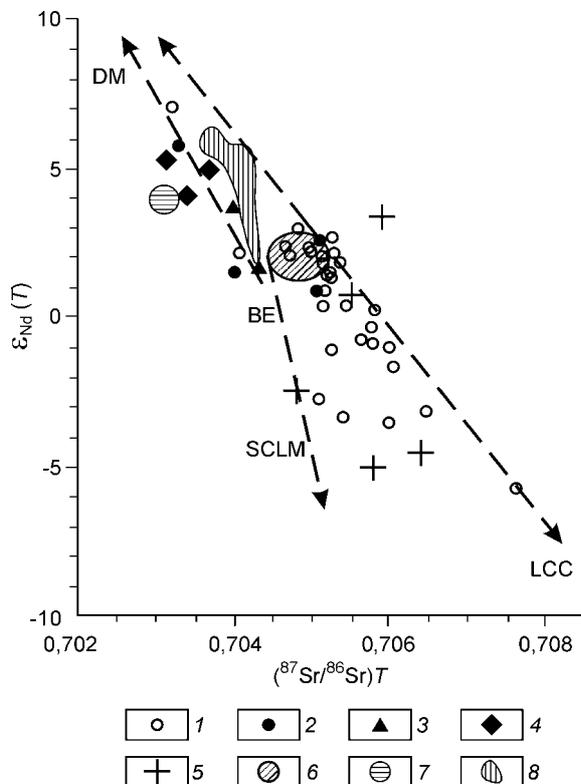


Рис. 5. Разрез сибирских траппов (тунгусская серия) в Норильской и Маймеча-Котуйской областях (A) и выборочные опубликованные датировки возрастов сибирских платобазальтов и пород границы перми и триаса (B) ([40] с изменениями).

Граница перми и триаса в Южном Китае показана, как в публикации. Наиболее вероятный интервал показан двумя штриховыми линиями. Весь интервал показан сплошной линией. Серия: 1 — субщелочная и толеитовая, 2 — щелочно-ультраосновная; корреляция: 3 — палеомагнитная, 4 — геохимическая, 5 — палеонтологическая.

На рис. 5, B видно, что большинство изотопных датировок (циркон, бадделиит, Ar-Ar) варьируют в интервале 253—248 млн лет и подтверждают палеомагнитные данные [14, 46, 47]. Данные Ar/Ar систематики траппов от Сибирской платформы до Западной Сибири [35] показали, что основной этап магматической активности пришелся на 249—251 млн лет, т. е. близко к границе триаса и перми.



С геохимической точки зрения сибирские траппы представлены ранней дифференцированной серией высокощелочных (высококалиевых) базальтов и недифференцированной низкокалиевой толеитовой серией, занимающей стратиграфически более высокое положение (см. рис. 4) [35, 36, 48]. Дифференцированная щелочная серия ассоциирует со щелочно-ультрамафитовой серией Маймеча-Котуйской области (см. рис. 5). По изотопным отношениям Sr и Nd (рис. 6) оливиновые нефелиниты, оливиновые базальты и часть щелочных базальтов Маймеча-Котуйской области и норильские базальты близки к среднему составу Земли, т. е. хондриту [14, 48]. Норильские и маймеча-котуйские меймечиты и частично щелочные базальты отклоняются в

Рис. 6. Отношения Nd и Sr для траппов Сибирской платформы и ассоциирующих пород [2, 14, 48].

1 — базальты Норильского района; 2 — щелочные базальты и нефелиниты; 3 — трахибазальты; 4 — меймечиты из Маймеча-Котуйской области; 5 — таймырские граниты A-типа; 6 — валовой состав Земли и примитивной мантии; 7 — габбро и базитовые дайки Онтонг Джава; 8 — базальты Онтонг Джава. BEI — валовой состав Земли; DM — деплетированная мантия субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) и нижней континентальной коры (LCC).

сторону состава деплетированной мантии (см. рис. 6), как базальты Онтонг Джава в Тихом океане [11, 49]. Напротив, значительная часть норильских базальтов (в основном из верхней части разреза) и ранне-триасовые гранитоиды А-типа СЗ Таймыра, ассоциирующие с траппами (см. ниже), отклоняются в сторону нижней континентальной коры (LCC) и литосферной мантии стабильных кратонов (SCLM) (см. рис. 6), что свидетельствует о взаимодействии трапповой магмы с этими коровыми и мантийными слоями под Сибирским кратоном. Нижнемантийное происхождение магматического источника сибирских траппов подтверждается высоким отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$ [14].

Таким образом, некоторые характеристики сибирских траппов подтверждают их нижнемантийное происхождение ($^3\text{He}/^4\text{He}$), другие параметры ($\epsilon_{\text{Nd, Sr}}$) близки к среднему составу хондрита Земли, но, с другой стороны, имеются очевидные признаки дифференциации и взаимодействия с континентальной литосферой. Вполне вероятно, согласно [2, 20], что на ранних этапах мантийные плюмы проникали в мощную и холодную литосферу, способствуя излиянию щелочных базальтов и внедрению щелочных ультраосновных интрузий. Позже вблизи основания литосферы были сформированы мощные линзы мантийных расплавов, в результате дифференциации которых сформировались низкобарические котектические расплавы, давшие поздние недифференцированные платобазальты, а при их взаимодействии с литосферой образовались гибридные породы. На заключительном этапе после исчезновения мантийных линз щелочно-ультрамафитовые комплексы были вновь сформированы в локальных областях, например в Маймеча-Котуйском регионе.

Эмейшаньская провинция платобазальтов протягивается вдоль западной окраины кратона Янцзы в Китае и занимает площадь более 250 тыс. км² (см. рис. 1). Траппы внедрились на границе перми и триаса, и их мощность варьирует от 0,5 до 5 км. Нижние горизонты перекрываются потоками трахитов, риолитов и туфами с радиометрическим возрастом 251 ± 3 млн лет [15]. Ag-Ag возраст кумулятивных пироксенитов и жильных плагиогранитов составляет $254 \pm 0,3$ и $246,1 \pm 1,4$ млн лет соответственно [50]. Эмейшаньский магматизм достиг своего пика между 251 и 253 млн лет [51], хотя ранее были получены и более древние датировки $254,6 \pm 1,3$ млн лет для сиенитов (U-Pb) [52], которые предполагают более раннюю магматическую стадию 255—258 млн лет назад. Возрастные датировки прослоя пепла, замещаемого бентонитом пограничного пермотриасового возраста, соответствуют 250 млн лет [15, 53] или $252,5 \pm 0,3$ млн лет [54]. Биостратиграфические корреляции предполагают, что Эмейшаньский вулканизм начался на 8 млн лет раньше границы перми и триаса, т. е. в конце гвадалупия [55]. Следовательно, Эмейшаньский вулканизм был проявлен от 258 до 246 млн лет и не более, хотя главный максимум близок к таковому для вулканизма сибирских траппов [15, 22, 51, 53].

Масштаб мантийного магматизма, протягивающегося от Баренцева моря до Эмейшаньской провинции в Китае, наличие нескольких локальных магматических центров (Маймеча-Котуй, Эмейшань, возможно, Западная Сибирь и Баренцево море, см. рис. 4), короткий временной интервал в 2 млн лет, предполагаемый для гигантских извержений, позволяют нам сформулировать гипотезу о Сибирском суперплюме, действовавшем 250 ± 5 млн лет назад. Следствия этой гипотезы будут обсуждаться после оценки роли бимодального и щелочно-гранитного магматизма.

СИНХРОННЫЙ БИМОДАЛЬНЫЙ И ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ (250 ± 5 МЛН ЛЕТ)

О воздействии мантийных плюмов на континентальную литосферу можно судить по гранитоидам, ассоциирующим с траппами. Ниже будет дано описание складчатого обрамления Сибирской платформы (Таймыр и Алтае-Саянская складчатая область) и краткое описание Прибайкальского и Тихоокеанского регионов и интрузивных пород, ассоциирующих с эмейшаньскими траппами.

Норильская и Таймырская области. Гранитные породы входят в состав вышеописанных дифференцированных интрузий Норильской и Маймеча-Катуйской областей и слагают их верхние части (10—20 % объема). В Норильской области они представлены гранитными порфирами в кровле Норильской и Талнахской рудосодержащих интрузий и Болгогохским гранодиорит-гранитным штоком с возрастом по циркону $229 \pm 0,4$ млн лет [40]. Другие дифференцированные интрузии, обрамляющие Енисей-Хатангскую кайнозойскую депрессию (Гули, Дюмталей, Тулай-Кирыка), имеют более древний возраст (250 млн лет для Гули и 245 млн лет для Дюмталей) [2, 40].

К северу Западный и Центральный Таймыр и острова Карского моря (рис. 7) включают отдельные массивы гранитоидов площадью 20—40 км², состоящие из монцонитов, сиенитов, субщелочных и щелочных гранитов [2, 56]. Они прорывают позднекарбонные и пермские терригенные и вулканогенно-осадочные породы, а также базальты трапповой формации. Возраст этих массивов был определен U-Pb методом по цирконам (249 ± 5 млн лет для обр. 9113-4, см. рис. 7) и с помощью Ag-Ag метода по биотиту ($245,3 \pm 1,7$ млн лет — обр. 66196-4) и амфиболу ($236,7 \pm 1,5$ млн лет — обр. 911-1; $232,9 \pm 1,4$ млн лет — обр. 9113-4). Возраст 249—245 млн лет соответствует возрасту траппов Таймыра, 237—233 млн лет отражает постмагматические изменения или последний магматический эпизод, близкий по

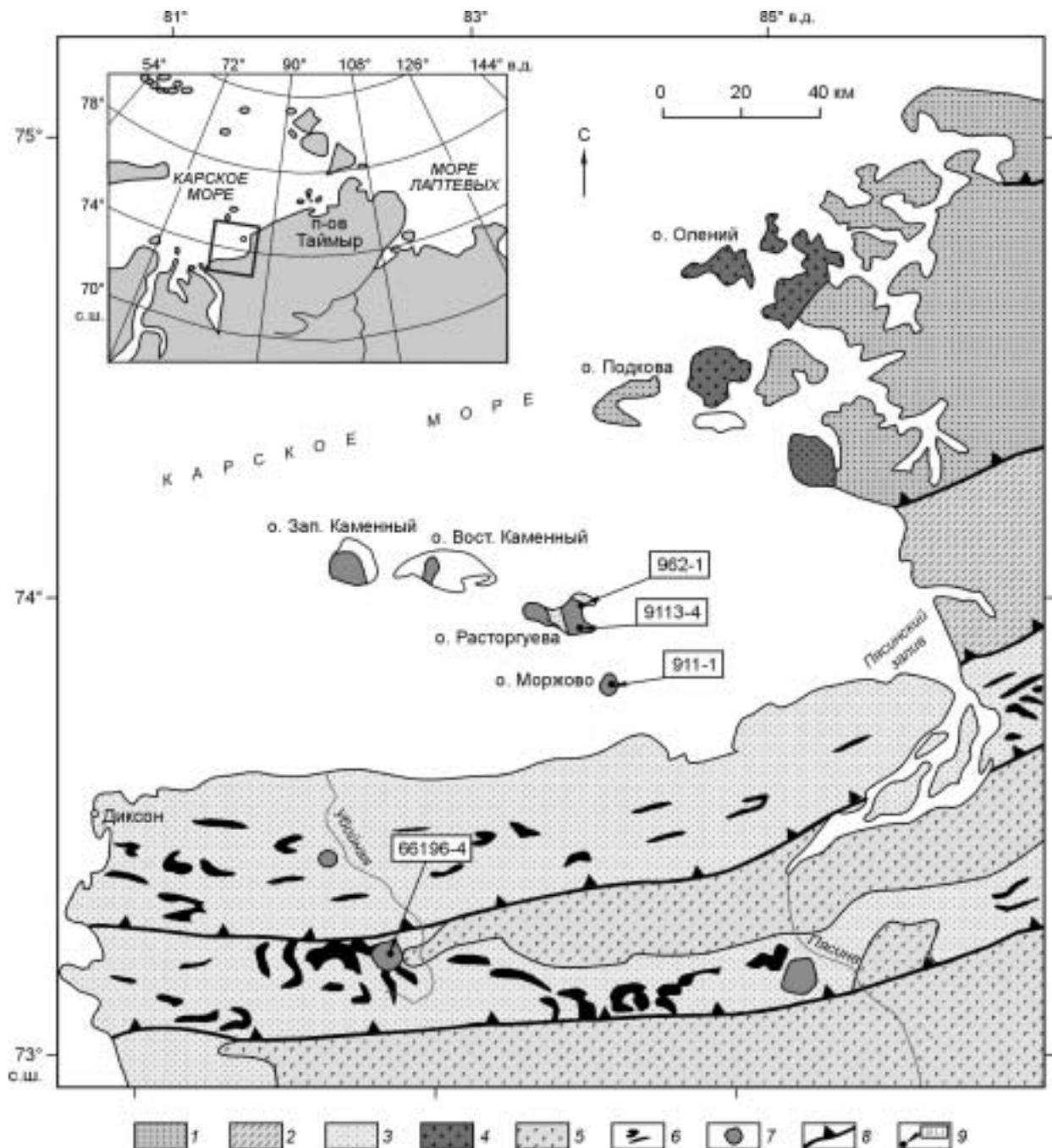


Рис. 7. Геологическая карта Западного Таймыра с распределением траппов и ассоциирующих гранитов [2].

1 — флишеидные осадки, Карский блок (NP — С); 2 — конклав, Центрально-Таймырский аккреционный блок (V—PZ); 3 — преимущественно терригенные осадки, Южно-Таймырский складчатый пояс (С—P); кальциево-щелочные граниты (300—264 млн лет); 5 — базальты, туфы (T₁); 6 — долериты; 7 — сиениты, монзониты, субщелочные и щелочные граниты; 8 — надвиги; 9 — место отбора и номер образца. На врезке — район исследований.

возрасту Болготокскому штоку (229 млн лет). Надо отметить, что гранитоиды А-типа, синхронные с траппами, появляются в составе складчатого пояса после внедрения больших объемов коллизионных гранитоидов, датированных на уровне 300—264 млн лет (см. рис. 7) [2].

Гранитоиды Западного Таймыра представлены в основном сиенитами и граносиенитами, обогащенными калием (5—6 % K₂O; K/Na = 1,5—2,1) и железом (FeO/MgO = 1,8—2,5). Породы имеют металинозистый состав и высокие содержания Rb, Sr, Ba как типичные гранитоиды А-типа. Вариации изотопов Nd и Sr (см. рис. 6) свидетельствуют о гибридной природе первичных магм. Положительные

значения ϵ_{Nd} и низкие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,704—0,7055$ отражают важную роль плюмового компонента. При снижении ϵ_{Nd} до -5 и $^{87}Sr/^{86}Sr$ до $0,706$ как в верхних базальтах Норильской области, все большую роль начинают играть компоненты субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) и нижней континентальной коры (LCC) (см. рис. 6).

Алтае-Саянская область, Забайкалье и Монголия. К юго-востоку от области распространения сибирских траппов, между кузнецкими траппами и семейтауским вулканоплутоническим комплексом пермотриасового возраста находится большое количество основных и гранитных интрузий и даек [57]. По возрасту дайки внедрялись синхронно с сибирскими траппами или немного позже (рис. 8). В состав восточного обрамления Кузнецкого бассейна входят Кузнецкая метаморфическая зона (260—250 млн лет) и порожинский комплекс гранитоидов *A*-типа (240 и 211 млн лет, U-Pb датировки по циркону) [58]. Геологическая обстановка Кузнецкой зоны близка к таковой Таймыра.

На западе и северо-западе Кузнецкий бассейн ограничивается Томь-Кольванской складчатой зоной, породы которой перекрыты мезо- и кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской равнины. Складчатая зона включает габбро-долеритовый дайковый комплекс (Ar-Ag возраст по биотиту и амфиболу 246—249 млн лет) и приобский диорит-гранодиорит-граносиенитовый комплекс (246—249 млн лет по Ar-Ag и Rb-Sr данным [59]. И дайковый, и приобский комплексы были сформированы в пределах того же временного интервала, что и сибирские траппы. Базитовые дайки и силлы включают расслоенное магматическое тело с Cu-Ni минерализацией, которое является комагматическим аналогом норильских интрузий. И дайки, и приобский комплекс дают $I_{Sr} = 0,706$ и $0,7045$ соответственно. Приобские гранитоиды часто разгнейсованы и имеют умеренно щелочной состав ($Cs = 1,7 \cdot 10^{-4}$, REE = 150, La/Lu = 250). Субщелочные базитовые дайки — монзонит и лампрофир — сформировались в конце траппового интервала 238—235 млн лет назад (Ar-Ag датировки). Позже произошло внедрение аляскитов и субщелочных гранитов *A*-типа (барлакский комплекс), которые датируются 232—236 млн лет (Ar-Ag и Rb-Sr возрасты). Граниты *A*-типа характеризуются $I_{Sr} = 0,705$, $Cs = 10,5 \cdot 10^{-4}$, REE = 187 и гораздо более низким отношением La/Lu = 24 [59].

Кузнецкая зона отделена от семейтауского вулканоплутонического комплекса зонами Рудного Алтая и Калбы. Ограничивающие их Северо-Западная и Иртышская разломные зоны включают коллизионный метаморфический комплекс, образованный 264—280 млн лет назад (Ar-Ag метод) и одновозрастный гранитный батолит (262—289 млн лет, циркон), которые вместе формируют калбинский комплекс, протягивающийся параллельно Иртышской зоне [58, 60]. Многочисленные тела гранитов имеют прямоугольную или ромбовидную форму, что позволяет предположить их внедрение в обстановке растяжения по типу пулл-апарт, и гнейсовидную структуру, сформированную, вероятно, на последнем этапе образования Иртышской метаморфической зоны. Такие разгнейсованные граниты характерны для приобского и порожинского комплексов, расположенных вокруг Кузнецкого бассейна. После этого этапа произошло внедрение гранитов *A*-типа позднекалбинского комплекса (250—245 млн лет) (одновозрастные с траппами) и щелочных гранитов монастырского комплекса (230—225 млн лет) [57, 58].

Семейтауский вулканоплутонический комплекс расположен в 45 км на юго-запад от г. Семипалатинск в Восточном Казахстане и 100 км на юго-запад от Иртышской зоны разломов. Предыдущие геологические и петрологические исследования [61] и данные бурения (рис. 9) [62] обнаружили следующую ассоциацию вулканических и интрузивных пород (от древних к молодым): массивные щелочные базальты, монзонит, монзонитовый порфирит и эруптивная брекчия, потоки трахитов и их туфы, сиенит-порфиры и граносиениты, потоки риолитовой лавы и пепла, гранитные порфиры; лейкограниты, дайки диабазов. Геохимическое изучение пород показало, что самые древние базальты связаны с мантийными плюмами, тогда как более молодые кислые магматические породы кристаллизовались из смешанных корово-мантийных расплавов [63, 64].

Возраст семейтауского комплекса был определен по палеонтологическим (ранний триас) и изотопным (254 ± 9 млн лет, Rb-Sr) данным [61]. Ar-Ag возраст двух экструзивных тел по санидину составляет $248,2 \pm 0,5$ и $248,8 \pm 0,5$ млн лет, т. е. близко к возрасту пика излияний сибирских траппов. Магнитный полюс для семейтауского комплекса по сравнению с Сибирским реперным полюсом на Сибирской платформе обнаруживает смещение на $-8 \pm 10^\circ$ и вращение на $1 \pm 16^\circ$, которые неотличимы от нуля при 95%-м доверительном интервале. Данный результат противоречит гипотетичному вращению Сибирского кратона относительно его окраины в постпермское время. Близкие значения возрастов и палеомагнитных данных для семейтауского комплекса и сибирских траппов подтверждает предположение об их генетической связи друг с другом [62].

Можно оценить предельный объем связанных с плюмами магматических излияний [57]:

- объем кузнецких траппов (249—250 млн лет) составляет 700 км^3 ;
- объем основных магматических пород близкого возраста в западной части Алтае-Саянской складчатой области, по крайней мере, 5 тыс. км^3 (основано на предположении, что дайки протягиваются на глубину 15 км);

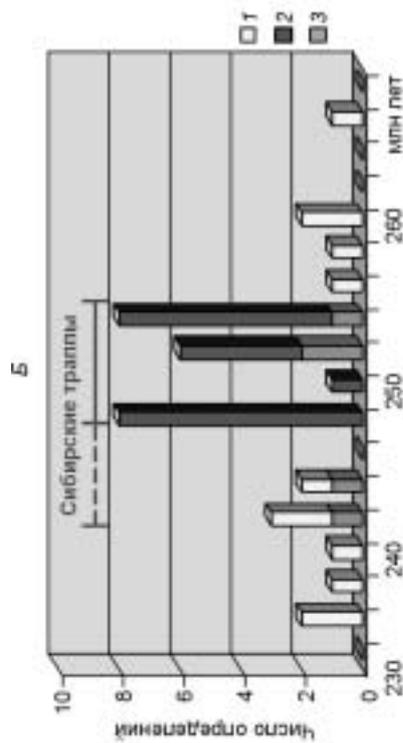
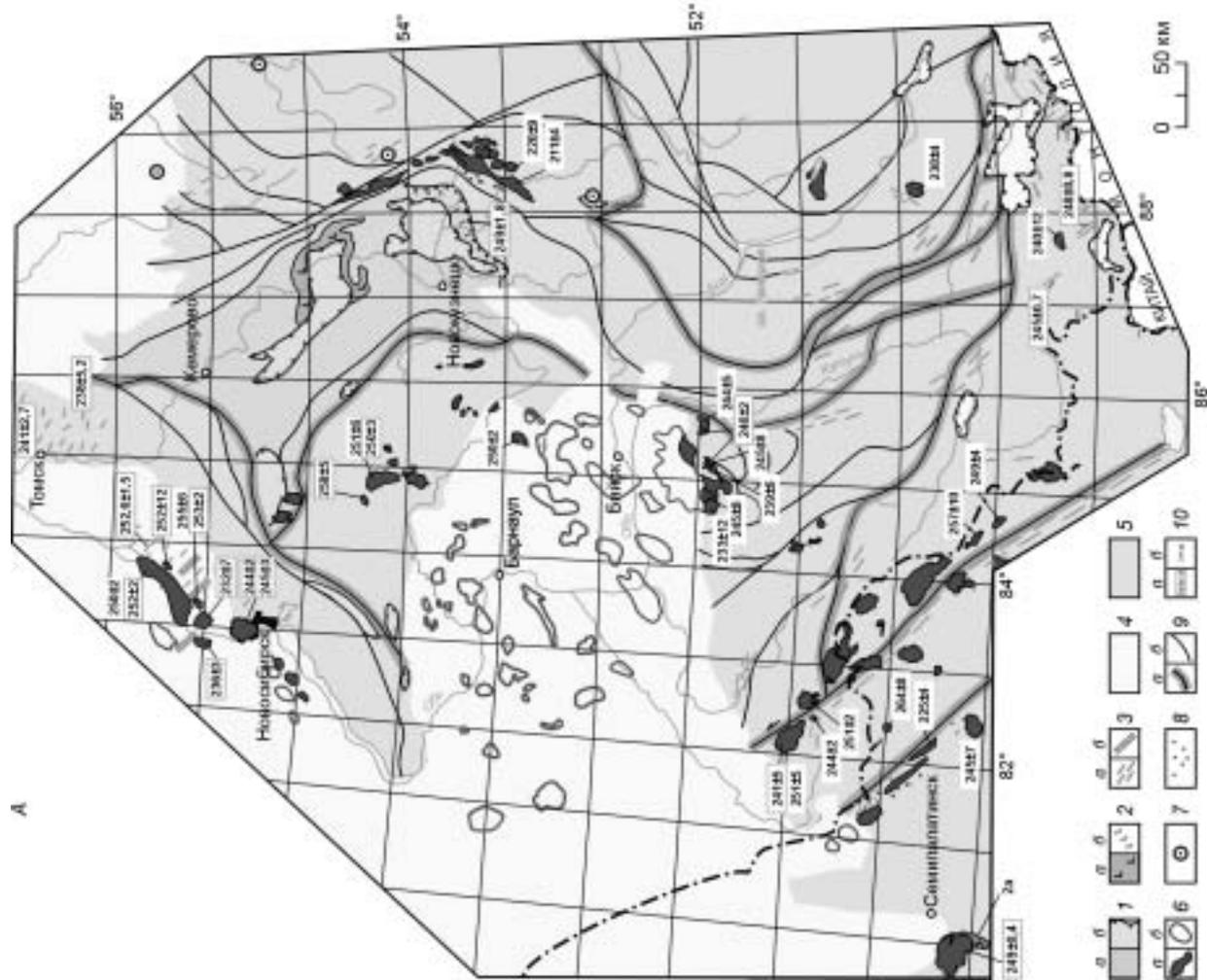


Рис. 8. Пермские и триасовые магматические и метаморфические породы в западной части Алтае-Саянской складчатой области АССО и возрасты метаморфических пород Кузнецкого бассейна [57].

А. Расположение пермско-триасовых трапповых полей, шельфово-базальтовых дайковых покровов и триангоидных батолитов в структуре западной части АССО. 1 — впадины и прогибы; 2 — позднепалеозойские (а) и мезозойские (б); 3 — траппы Кузнецкого бассейна; 4 — дайтовые покровы (а) и расклевываемые интрузивы (б) шельфовых базальтов и лимпрофиров; 5 — четвертичные отложения; 6 — складчатые сооружения; 7 — триангоидные массивы; 8 — обожженные (а) и реконструированные под четвертичными отложениями по геофизическим данным (б); 9 — мелкие провинциальные щельфовые батолиты с эфементами; 10 — метаморфические комплексы; 11 — тектонические шарики складчатых систем; 12 — главные разломы (а), разломы и надвиги (б); 13 — неотектоно-геохронологические датировки; 14 — разломы и надвиги (а) и U-Pb (б) методами (млн лет).

Б. Гистограмма радиологических возрастов позднепалеозойских — ранне-мезозойских магматических и метаморфических образований западной части АССО. 1 — базальты, 2 — метаморфические породы, 3 — триангоиды.

Рис. 9. Разрез 250-метровой вулканической толщи Семейтауского магматического комплекса по скважине [62, 63].

1 — коллювий, 2 — риолитовые потоки, 3 — потоки пепла, 4 — туфы, 5 — эруптивная базальтовая брекчия, 6 — гранитовые порфиры, 7 — трахитовые потоки, 8 — базальтовые потоки.

— предельный объем гранитных пород, имеющих близкий или немного более молодой возраст относительно сибирских траппов, составляет около 130 тыс. км³ (основано на геофизических данных о глубине подошвы гранитных тел).

В верхней части коры, т. е. выше 15 км, отношение объема основных пород к кислым составляет 1:25, а в нижней части коры и в верхней мантии отношение базитов к гранитам может меняться наоборот, т. е. 25:1. Разница в 15 млн лет между возрастом основных пород и более молодых гранитов может быть результатом более длительного плавления гранитов и более продолжительного существования гранитной камеры [65, 66].

Позднекалбинские и семейтауские гранитоидные и вулканические комплексы локализованы на северо-западном окончании крупного пермотриасового вулканоплутонического пояса (Монголо-Забайкальский пояс), который простирается дальше до северной Монголии и Забайкалья (рис. 10) [67]. К югу от Монголо-Забайкальского пояса расположены два других складчатых пояса: первый протягивается от Монгольского Алтая до Балхашской области, а второй — от Южной Монголии до Тянь-Шаня (см. рис. 10, врезка). Для Южной Монголии характерна корреляция между длительной историей осадочных бассейнов и коллизионным и плюмовым магматизмом [68].

Для Монголо-Забайкальского пояса можно выделить три вулканоплутонических эпизода (см. рис. 10):

1. Брянский комплекс (269—280 млн лет), представленный комендитовыми вулканическими породами, затем щелочными гранитами и сиенитами и наконец дайками базальтов и комендитов [67].
2. Хоринский комплекс (250 млн лет), в состав которого входят толщи трахибазальтов и крупные сиенитовые и граносиенитовые плутоны площадью до 1000 км² [69, 70].

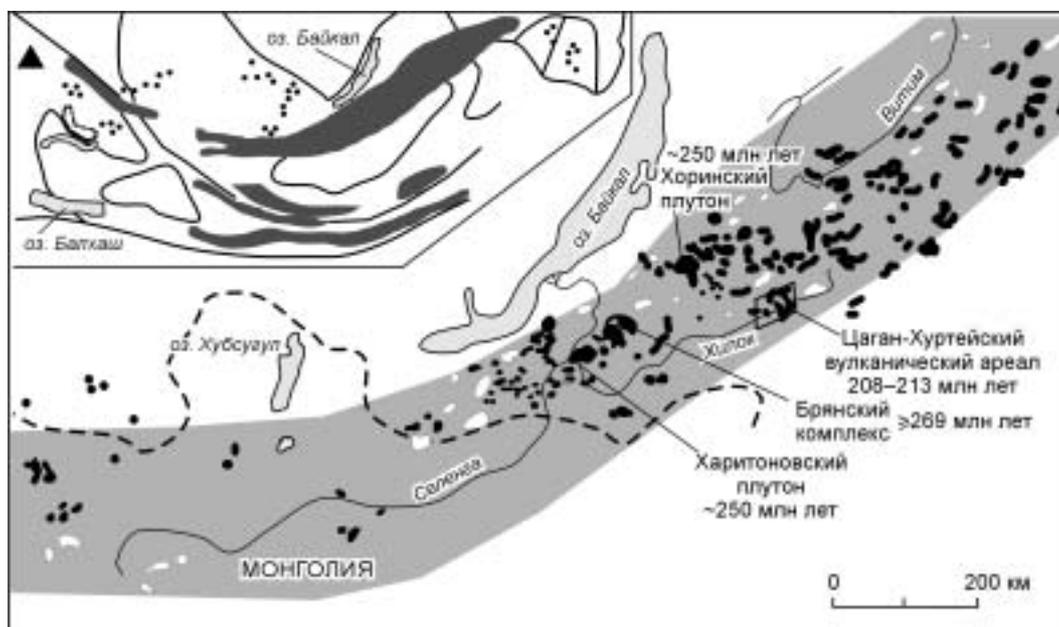
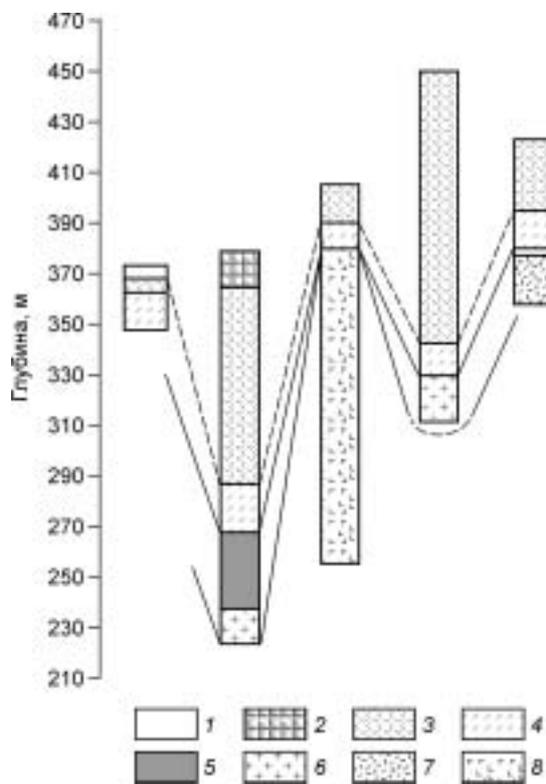


Рис. 10. Монголо-Забайкальский вулканоплутонический пояс пермотриасового возраста [67].

На врезке показано распространение пермотриасовых вулканоплутонических поясов и интрузий от оз. Балхаш до Амурской области.

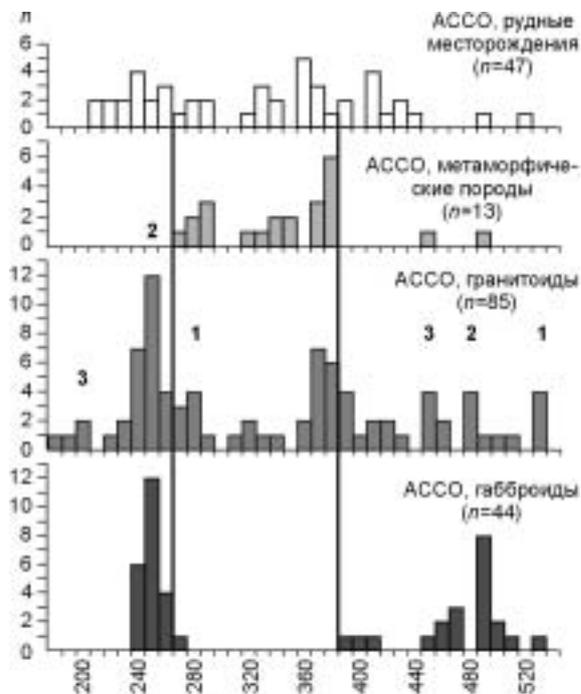


Рис. 11. Изотопные возрасты для габбро, гранитов и метаморфических пород и рудоносных отложений Алтае-Саянской складчатой области ([20, 57, 58] и последние данные автора).

1—3 — стадии магматизма.

3. Цаган-хуртейский комплекс (208—213 млн лет), представленный в основном трахибазальтами и комендитами, а также мелкими гранитными и граносиенитовыми плутонами [67].

Основное отличие от вышеописанных областей состоит в том, что более древние гранитоиды и вулканические породы (например брянский комплекс) связаны не с коллизионными процессами, а с действием мантийных плюмов. В пределах этого региона действие коллизионного магматизма продолжалось между 300 и 320 млн лет и привело к образованию Ангаро-Витимского батолита и ассоциирующих метаморфических пород [71]. Возможно, брянский комплекс является самым древним образованием, связанным с действием Эмейшаньского (или Раннесибирского) мантийного плюма.

Брянский и хоринский комплексы характеризуются низкими значениями $I_{Sr}=0,704—0,706$ и $\epsilon_{Nd}(T) = -1,9—3,5$ при $T_{DM} = 1000—1200$ млн лет. Самый молодой цаган-хуртейский комплекс имеет $I_{Sr} = 0,7046$ и $\epsilon_{Nd}(T) = +2,1$ и $+3,2$ при $T_{DM} = 720—800$ млн лет [67]. Особый интерес представляют высокотемпературные расплавные включения в кварце из комендита, которые гомогенизируются при $1030—1120$ °С, тогда как расплавные включения в фенокристах пироксена из базальтов гомогенизируются при $1120—1180$ °С. Повышенное содержание H_2O и F^- в расплавных включениях ($>1\%$) предполагает формирование комендитовой магмы при $P = 15$ кбар в основании коры мощностью $60—75$ км [67]. Нордмаркиты и комендиты кристаллизовались из сиенитового расплава при $T > 1100$ °С и $P > 15$ кбар либо в результате прямой дифференциации плюмового расплава, либо в результате плавления утолщенной коры и смешения полученного расплава с плюмовым расплавом [67].

В целом в пределах складчатых областей Сибирской платформы можно выделить три стадии гранитного и базальтового магматизма, возраст которых предшествует, близок или моложе возраста траппов (см. рис. 8 и 11).

1. 260—290 млн лет назад в результате коллизии образовались гранитные и метаморфические породы Таймыра и Алтай-Саянской области, а в результате плюмового магматизма — щелочные вулканические и интрузивные породы Забайкалья (брянский комплекс), где коллизионный магматизм проявился раньше (290—320 млн лет назад).

2. В основную стадию, которая произошла почти одновременно с сибирскими траппами (245—255 млн лет назад), образовались дайки и sillы нормальных и щелочных базальтов, вулканические породы и одновозрастные с ними изолированные граносиенит-монцонитовые плутоны.

3. На заключительной стадии сибирские траппы формировались синхронно с более молодыми щелочными вулканитами и небольшими плутонами щелочных гранитов (п-ов Таймыр, Карское море, Западно-Сибирский бассейн и области щелочного ультраосновного магматизма).

Такие же три стадии выделяются в рудоносных отложениях Алтае-Саянской складчатой области, сформировавшихся между 290 и 225 млн лет (см. рис. 11), и в кембро-ордовикских габбро и гранитах, сформировавшихся 530, 505—490 и 470—450 млн лет назад. Последние три этапа основного и гранитного магматизма в Алтае-Саянской области могут быть связаны с активностью позднекембрийско-раннеордовикского мантийного плюма, однако в данной работе эта проблема не рассматривается. Для периода девон—карбон (см. рис. 11) выделяются две коллизионные стадии формирования гранитов, метаморфитов и связанных с ними рудных месторождений: 350—330 и 360—380 млн лет [72].

Приморье — Корея и Южный Китай — Вьетнам. Монголо-Забайкальский вулканоплутонический пояс пермотриасового возраста продолжается до позднепермских вулканитов и интрузивных пород Буреинского массива (см. рис. 10), которые широко распространены далее на юг и юго-восток — на российском Дальнем Востоке, в Северной Корее, Северо-Восточном Китае и Внутренней Монголии. Далее они простираются до Южного Китая (кратон Янцзы) и сочленяются с 5-километровой толщей эмейшаньских траппов, сформированных, как и сибирские траппы, около 258—246 млн лет назад (гра-

ница перми и триаса). Проявления пермотриасового магматизма в Центральной и Юго-Восточной Азии (в основном Сибирь и Китай) изучались многими исследователями [2, 15, 18, 20, 50, 65, 66, 72—74].

В пермотриасовое время огромная территория, простирающаяся от Буреинского массива до Северной Кореи, имела примечательную тектономагматическую зональность. Вулкано-плутонический пояс, породы которого интерпретируются как образования активной окраины, располагался на севере [73]. На юге, около Сино-Корейского кратона, находился пояс батолитов, который считается коллизионным, включающим небольшие интрузии щелочных гранитов позднепермско-раннетриасового возраста. Изотопное датирование пород обнаружило те же три стадии магматизма, отмеченные выше: 1) 280—270, 2) 250—240 и 3) 220—230 млн лет и дополнительную фазу 180—200 млн лет назад [20, 74].

Во Внутренней Монголии и Северном Китае выделяются несколько разновозрастных групп магматических пород, датированных Sm-Nd методом и по циркону [65, 66]: 1) островодужные известково-щелочные серии с возрастом 300—310 млн лет, представленные габбро, диоритами и тоналитами, 2) граниты А-типа с возрастом 280—270 и 260—247 млн лет в Северном Китае и 260—242 млн лет во Внутренней Монголии и 3) более молодые плутоны лейкогранитов и граносиенитов с возрастом 230—210 млн лет [65, 75]. На рис. 12,а видно, что гранитоиды с возрастом 260—210 млн лет характеризуются отрицательными или близкими к нулю значениями $\epsilon_{Nd}(T)$, предполагая их гибридный генезис, а более молодые гранитоиды (<200 млн лет) имеют $\epsilon_{Nd}(T) > 0$. Выделяются три группы модельных возрастов T_{DM} для гранитоидов Внутренней Монголии и Северного Китая — 1600—1100, 1000—600 и <500 млн лет, что близко к ситуации в Алтае-Саянской складчатой области [65, 66, 71]. По изотопным отношениям $\epsilon_{Nd}(T)$ и Sr (рис. 12,б) можно предположить, что гибридные породы, как и таймырские гранитоиды, были контаминированы коровым материалом (см. рис. 6).

Позднепермско-триасовый гранитный пояс, протягивающийся от российского Дальнего Востока до Северо-Восточного Китая и Северной Кореи, ограничивается с юго-востока (в современных координатах) метаморфическими поясами пород высоких и средних давлений [76]. Эти пояса включают Шайгинский пояс голубых сланцев и Авдакимовский гранат-амфиболитовый пояс в Приморье (250 ± 10 млн лет, юг российского Дальнего Востока), метагаббро-амфиболитовый пояс офиолитовой зоны Якуно в Японии (241 ± 12 млн лет), проявления голубых сланцев в центральной и западной частях о. Кюсю (250 ± 5 млн лет), гранатовые амфиболиты пояса Имжиньян в Корее (249 ± 30 млн лет) и высокобарические породы пояса Сулу-Даби в Центральном Китае (240—250 млн лет).

Доказательства существования второго метаморфического этапа 220 ± 10 млн лет назад были обнаружены в северной части о. Хонсю (пояс Мотай), западной части о-вов Хонсю и Кюсю (пояс Суо), на о. Ишигаки на Рюкю (свита Томуру) и поясе Сулу-Даби ([24, 76] и ссылки в этих работах). Эти эпизоды связаны с субдукционным метаморфизмом Приморья и Японии и коллизией Сино-Корейского и Янцзы кратонов, в результате которой сформировались метаморфические пояса Имжиньян и Сулу-Даби. Таким

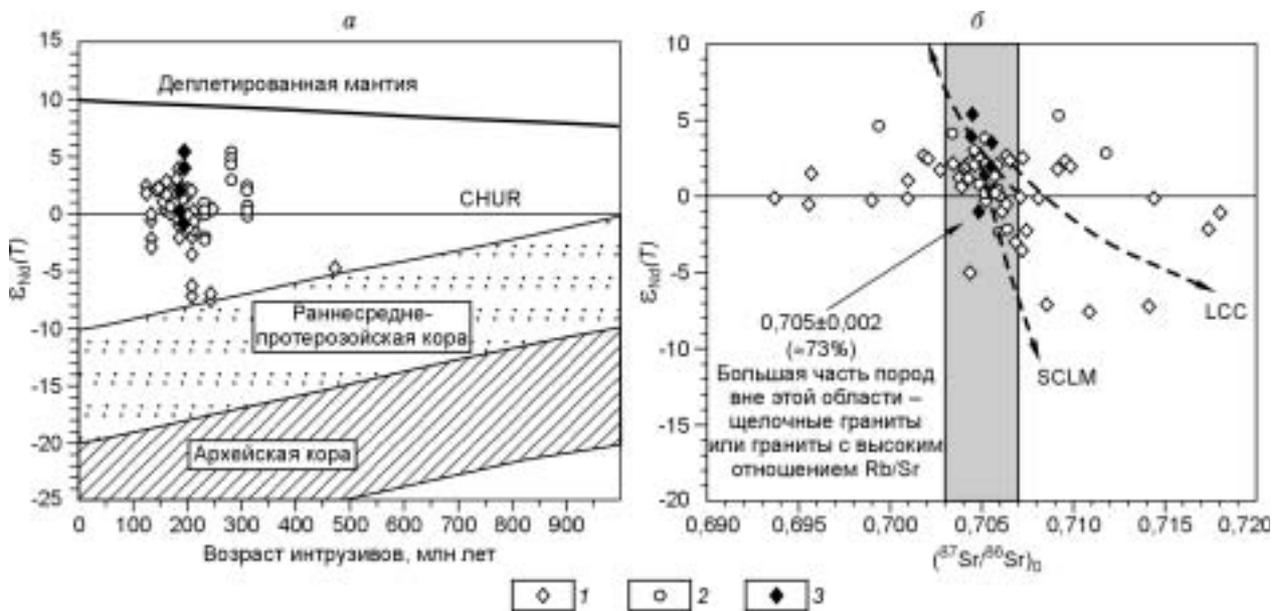


Рис. 12. Взаимосвязь между $\epsilon_{Nd}(T)$ и возрастом интрузий (а) и изотопными отношениями Nd и Sr в гранитоидах (б):

1 — СВ Китай, 2 — Внутренняя Монголия, 3 — пояс Хида в Японии [65]. Стрелками показаны LCC и SCLM аналогично рис. 6.

образом, мы полагаем, что именно в результате действия Эмейшань-Сибирского суперплюма произошла коллизия кратонов и реорганизация зон субдукции.

Коматиит-базальтовый комплекс Сонгда в Северо-Западном Вьетнаме представляет собой южную окраину Эмейшаньской магматической провинции [77]. Осевая часть рифта Сонгда сложена тектоническими пластинами, дайками и силлами коматиитов и базальтов, и небольшими телами перидотитов. С перидотитами связаны несколько месторождений платины, меди и никеля [78]. В нижней части комплекса преобладают коматииты, чередующиеся с коматиитовыми базальтами. Выше по разрезу они замещаются оливинными базальтами, перекрытыми плагиобазальтами. По составу породы комплекса низкощелочные, низкотитанистые и высокомагнезиальные. Для коматиитов характерно обеднение легких РЗЭ ($Ce/Yb_N = 0,3—0,62$) и плоские участки распределения тяжелых РЗЭ. Для оливинных базальтов характерны плоские кривые распределения РЗЭ при уровне содержаний РЗЭ в 8—10 раз превышающем уровень хондрита. Содержания РЗЭ в плагиобазальтах превышают хондритовый уровень в 20—40 раз и характеризуются наличием Eu минимума. Возраст пород комплекса составляет 257 ± 24 (Rb-Sr) и 270 ± 21 млн лет (Re-Os) [77, 79].

С юго-запада Эмейшанское базальтовое поле, включающее комплекс Сонгда, ограничено поясом триасовых островодужных вулканических пород, которые были смещены вдоль системы сдвигов Ред Ривер [80]. Небольшие лерцолит-габбронорит-диабазовые и диабаз-гранофировые интрузии, похожие на Норильские, расположены в местечке Каобанг в 500 км к северо-востоку от комплекса Сонгда и разлома Ред Ривер. В перидотитах комплекса Каобанг обнаружена Pt-Pd-Cu-Ni-сульфидная минерализация. По геологическим и изотопным данным, комплекс Каобанг похож на комплекс Сонгда и имеет позднепермский возраст. С востока комплекс Каобанг обрамляется пермотриасовыми гранитами, прорывающими каледонский складчатый пояс обрамления кратона Янцзы. Похожие граниты находятся на о. Хайнань и в Юго-Восточной Индонезии [80].

Палинспастические реконструкции, периодичность плюмов и влияние плюмового магматизма на климат. Позднепермско-триасовые палеогеодинамические реконструкции, сделанные для данного региона и охватывающие территорию от Сибирского кратона до Буреинского массива и далее до кратона Янцзы, все еще требуют обсуждения и доработки. По данным, полученным несколькими российскими геологами [31, 38, 72] и российско-американской рабочей группой по изучению Северо-Восточной Азии [81], Буреинский и Джамусинский массивы и Северо-Китайский кратон отделены от Сибирского кратона и его складчатого обрамления Монголо-Охотской сутурной зоной, на месте которой в пермотриасовое время существовал залив Палеоокеана, достигающий 5000 км в ширину. Таким образом, магматизм Буреинского массива и СВ Китая был проявлен на противоположной стороне Монголо-Охотского океана, т. е. в восточной части Гондваны. В реконструкциях, сделанных Скопезе и Голонка [82] и позже подтвержденных Куртильо с соавторами [83] и Никишиным с соавторами [22], рассматривается пермотриасовый пояс гранитов и бимодальных магматических пород, который простирается от Восточно-Казахстанского блока и Кузнецкого бассейна до Северо-Китайского кратона и представляет собой единый континентальный блок суперконтинента Пангея. Монголо-Охотская сутурная зона располагалась либо на внутренней, либо на внешней (северо-западной) окраине этого блока (рис. 13).

Область эмейшанских траппов и связанных с ними гранитных массивов была частью моста, связывающего Палеотетис, Тетис и Панталасский океаны (см. рис. 13). Упомянутые выше высокобарические метаморфические пояса образовались 250—220 млн лет назад на месте зон субдукций, обрамляющих Северо-Китайский блок, и зоны коллизии Северо-Китайского и Южно-Китайского блоков.

Оставляя в стороне дискуссионные аспекты различных палинспастических реконструкций, мы можем обозначить, во-первых, огромную территорию, где 250 млн лет назад был проявлен магматизм, связанный с действием суперплюма, который, возможно, включает и рифтовый магматизм в другой части Пангеи (см. рис. 13). Во-вторых, характер и химическая специфика магматизма Карского моря, Сибири, Северного Китая и Вьетнама закономерно менялись. В-третьих, в южной части региона — Приморье, Корею, Южном Китае и Вьетнаме — описаны магматические ассоциации, связанные с субдукционными процессами и образовавшиеся на периферии океанического пространства.

На рис. 14 схематически показана последовательность магматических этапов и их масштаб в пермотриасовое время (220—300 млн лет): 270—300 млн лет назад был проявлен коллизионный магматизм, 235—255 млн лет назад — плюмовый магматизм, а 220 млн лет произошел заключительный этап магматизма, объем извержений которого составил не более 20 % по сравнению с основной стадией. Эти три события объединены в суперцикл III. Юрско-меловой суперцикл II (180—90 млн лет) и кайнозойский суперцикл I характеризуются похожей последовательностью магматических событий. Во время II цикла на северо-востоке Азии и в Северной Америке был проявлен орогенный магматизм невадийского типа (180—160 млн лет). Геометрический центр мелового суперплюма, который действовал 120 млн лет назад (основная стадия) и 90 млн лет назад (дополнительная стадия), располагался в Северо-Западной Пацифике. Активность суперплюма привела к образованию плато Онтонг Джава, Хесса и Шатского, бассейна

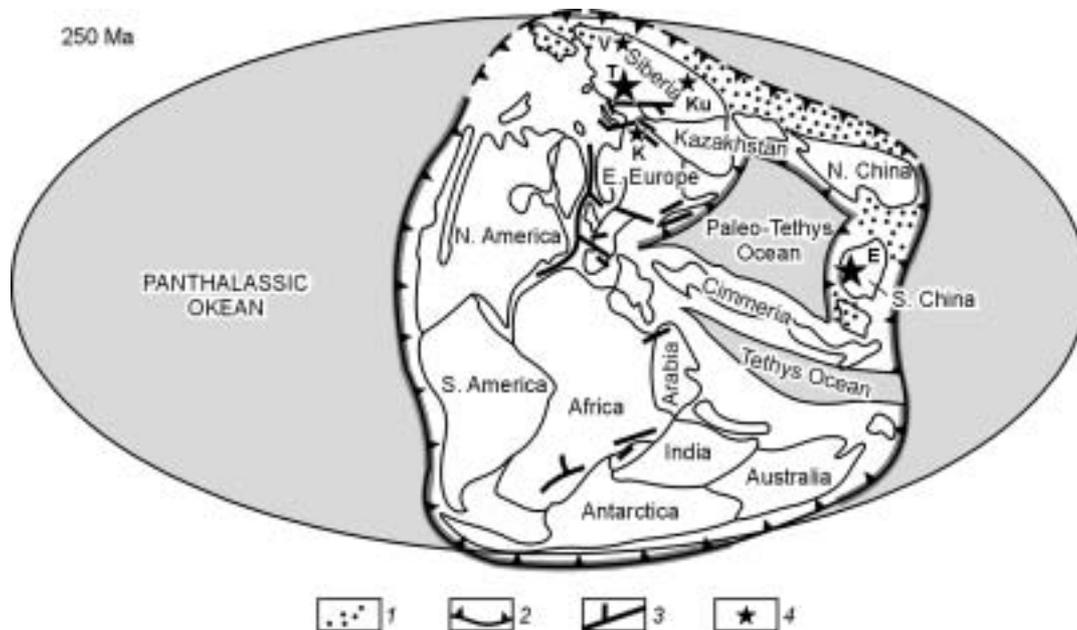


Рис. 13. Упрощенная палеореконструкция для поздней перми и раннего триаса (~250 млн лет) Скоцезе и Голонка [82], показывающая положение провинций пермотриасовых платобазальтов, континентальных рифтов и субдукционных зон вокруг Пангеи (из [22] с изменениями).

1 — синхронный с траппами бимодальный магматизм, 2 — субдукционные зоны, 3 — рифтовая система, 4 — флуд-базальты: E — Эмейшаньской провинции, T — Тунгусской провинции, K — Каратауского бассейна, Ku — Кузнецкого бассейна, V — Вилуйского бассейна.

Науру и Охотского плато [9, 11, 26, 30]. Базальты основной стадии — Онтонг Джава и сибирские — очень близки друг к другу [49]. Обширные извержения гранитов А-типа, связанные с суперплюмом, произошли 120 ± 10 млн лет назад по всей территории от Чукотки и Китая, включая Большой Хинган, Внутреннюю Монголию и Забайкалье [65, 66], до Северо-Американских Кордильер [1, 32].

Ниже мы дадим еще более краткое описание похожих циклов I (кайнозой), IV (девон) и V (кембродордовик). В Азии кайнозойские циклы проявились в Сихотэ-Алине, Забайкалье, Памире, Северо-Западном Китае, Монголии, Тибете и сопровождалась вращением микроплит, индуцированным коллизией Индии и Евразии, которая началась 55 млн лет назад [84]. Кайнозойские горячие точки [1] показаны на рис. 1.

Девонский суперплюм действовал в Европе от 370 до 350 млн лет назад и привел к образованию щелочно-ультраосновных магматических пород в Скандинавии и на Кольском п-ове, траппов на Восточно-Европейской платформе и многочисленных гранитных интрузий в Западной Европе, на Северном Кавказе, Урале и в Центральном Казахстане.

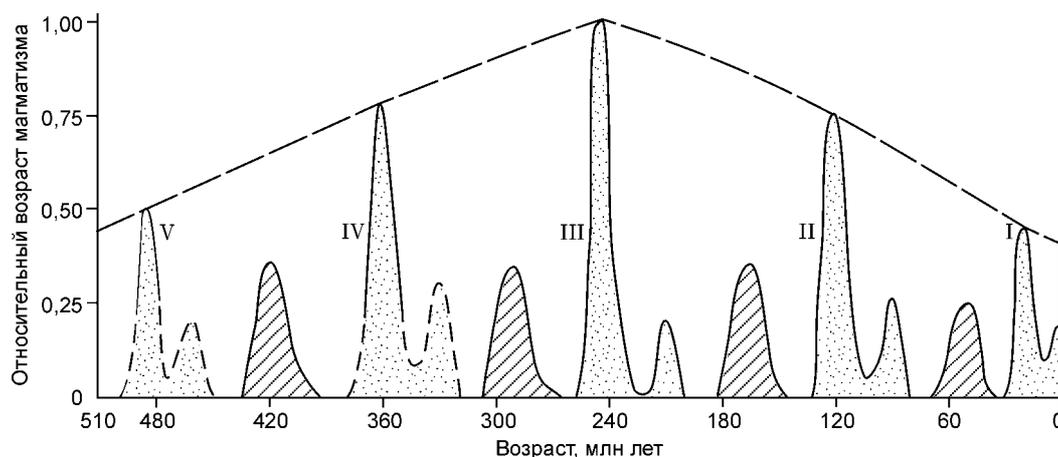


Рис. 14. Основные этапы коллизионного (штриховка) и мантийного (крап) магматизма.

Комментарии для стадий пермотриасового цикла (III) см. в тексте. Циклы I, II, IV и V даны для сравнения.

Активность кембро-ордовикского суперплюма проявилась и в Азии (см. рис. 11, 14). Поскольку сохранились только реликты палеоокеанов этого возраста, то провести надежные глобальные корреляции для девонского и кембро-ордовикского суперплюмов достаточно трудно, и поэтому большинство имеющихся палинспастических реконструкций все еще остаются спорными.

Позднепермско-триасовый суперплюм был проявлен на обширных территориях Азии и привел к образованию а) сибирских и эмейшаньских траппов над холодной литосферой и б) бимодальных сиенитовых и А-гранитовых серий над утолщенной литосферой коллизионных зон (см. рис. 13). Сиенит-гранитные серии могли образоваться в результате плавления нижней коры на глубинах порядка 65—70 км, плюмовой дифференциации на глубине 70—100 км или смешения коровых и мантийных расплавов.

Действие суперплюмов способствовало синхронизации событий магматизма в глобальном масштабе. Синхронизация хорошо коррелирует с активностью суперплюмов 60, 120, 250 и, возможно, 360 и 480 млн лет назад. Мы полагаем, что активность суперплюмов проявлялась с периодом 120 млн лет (см. рис. 2, 12) и экстраполируем этот период на 610, 730 и 850—860 млн лет, т. е. действие суперплюмов с той же периодичностью (120 млн лет) возможно в позднем докембрии. Менее мощные мантийные плюмы локального характера действовали между главными максимумами суперплюмов с периодичностью 30 млн лет (см. рис. 2, 3) [12, 19, 25, 30].

Излияние сибирских траппов и внедрение связанных с ними гранитоидов было самым значительным и катастрофическим событием в течение всей геологической истории Земли. Как и на Онтонг Джаве, максимальная скорость излияния сибирских траппов, связанных с действием плюмов, составляла около 10^7 км³ за 1 млн лет. Основываясь на такой интерпретации, ежегодные излияния могли достигать 100 км³ или, принимая во внимание интрузивные породы, общий объем магматических пород мог быть в 2 раза больше. Для сравнения: Гавайский плюм ежегодно производит 0,5 км³ вулканического материала, а ежегодные излияния островодужных лав составляют 3,3 и 21,6 км³ в срединно-океанических хребтах [12, 19].

При извержении больших объемов базальтовой магмы выделяется большое количество CO₂ и SO₂. Быстрое высвобождение большого количества вредоносных газов, особенно на первом этапе извержения, подтверждается выдержанными туфовыми толщами в разрезах сибирских траппов (более 20 % по объему) (см. рис. 4, 5) [37, 40]. Большие объемы высвобожденного CO₂ наполнили экзогенную систему углекислотой мантийного происхождения с изотопным составом углерода $\delta^{13}\text{C} = -4$. В карбонатах границы перми и триаса резко возрастает значение $\delta^{13}\text{C}$ от +2 до -2 [86]. Наиболее значительными последствиями этого являются потепление климата и регрессия уровня моря, что ведет к дестабилизации газогидратов в полярных регионах и в целом усиливает воздействие атмосферного CO₂ и серы [85, 86]. Сочетание H₂SO₄ и других кислотных компонентов дождей с возрастающим атмосферным CO₂ могло привести к более интенсивному выветриванию и образованию брекчий, палеопочв и глин, которые широко распространены в породах границы перми и триаса. Крулл и Реталлак [87] зафиксировали отрицательное значение $\delta^{13}\text{C}$ в углероде палеопочв из пограничных пермтриасовых разрезов.

Возможные сценарии, связывающие Эмейшань-Сибирский трапповый вулканизм и массовое вымирание живых организмов на границе перми и триаса, рассматривались многими исследователями [85, 86, 88—90]. Период эмейшань-сибирского траппового вулканизма является наиболее значительным суб-аэральным вулканическим событием всего фанерозоя, во время которого на поверхность было поднято огромное количество магмы, прорвавшей 5,5-километровую толщу осадочных пород, содержащую большое количество ангидрита и крупнейший в мире угольный бассейн [13, 40].

Другие примеры взаимосвязи между развитием обширных магматических провинций и массовым вымиранием рассматривались и для других регионов, где была проявлена активность суперплюмов [23, 89].

ВЫВОДЫ

Основные результаты изучения Эмейшаньской и Сибирской трапповых провинций можно сформулировать следующим образом.

— Широкое распространение базальтовых извержений, гигантские объемы лав и силлов ($\sim 16 \cdot 10^6$ км³), очень короткий период основного этапа вулканизма (250 ± 1 млн лет) и наличие нескольких магматических центров позволило нам предложить модель суперплюмов.

— Три этапа (ранний — пикриты и щелочные базальты, основной — толеитовые платобазальты, заключительный — ультраосновные и щелочные интрузии) отражают развитие суперплюма от нескольких независимых плюмов до мощных линз мантийных расплавов, расположенных в подошве литосферы, и дифференцированных мантийных расплавов.

— Синхронные сиенит-гранитные интрузии и бимодальные вулканические серии широко распространены по обрамлению сибирских траппов и между сибирскими и эмейшаньскими траппами. В результате

предшествующих коллизионных событий действие плюмовых расплавов привело к плавлению нижней коры на глубинах 65—70 км на участках утолщенной литосферы.

Возможными глобальными последствиями суперплюмов могло быть следующее.

— Суперплюмы способствовали синхронизации магматических событий и периодичности геологических процессов в 30 и 120 млн лет. Схожая синхронизация глобальных геологических событий наблюдается во время активности суперплюмов 120, 250 и, возможно, 360 и 480 млн лет назад.

— При излиянии и внедрении $(8—16) \cdot 10^6$ км³ вулканического материала в течение короткого интервала в 0,6—2 млн лет могли высвободиться огромные объемы CO₂, SO₂ и HF, т. е. достаточно быстро, чтобы разрушить атмосферную систему, нарушить баланс бескислородной океанической воды и вызвать массовое вымирание живых организмов на границе перми и триаса [40, 88, 90].

ЛИТЕРАТУРА

1. **Pirajno F.** Ore deposits and mantle plumes. Kluwer Acad. Publ., 2000, 556 p.
2. **Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A.** Mantle plumes and their geological manifestations // Intern. Geol. Rev., 2001, v. 43, p. 771—788.
3. **Wilson J.T.** Evidence from oceanic islands suggesting movement in the Earth. Philos // Trans. Roy. Soc London, Ser.A, 1965, v. 285, p. 145—146.
4. **Wilson J.T.** Mantle plumes and plate motions // Tectonophysics, 1973, v. 19, p. 149—164.
5. **Morgan W.J.** Convective plumes in the lower mantle // Nature, 1971, v. 230, p. 42—43.
6. **Ringwood A.A., Kesson S.E., Hilbersen W., Ware N.** Origin of kimberlites and related magmas // Earth Planet. Sci. Lett., 1992, v. 113, p. 521—538.
7. **Janse A.J.** New ideas in subdividing cratonic areas // Rus. Geol. Geoph., 1992, v. 33, № 10, p. 9—25.
8. **Haggerty S.E.** Superkimberlites: A geodynamic diamond window to the Earth's Core // Earth. Planet. Sci. Lett., 1994, v. 122, p. 57—69.
9. **Coffin N.F., Eldholm O.** Large igneous province: crustal structure dimensions and external consequences // Rev. Geoph., 1994, v. 32, p. 1—36.
10. **Maruyama Sh.** Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan, 1994, v. 100, № 1, p. 24—34.
11. **Mahoney J.J., Coffin M.F. (Eds.)**. Large igneous provinces: continental, ocean and planetary flood magmatism. AGU Geophys. Monogr., 1997, v. 100, 436 p.
12. **Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G.** Deep-level geodynamics. Balkema, Rotterdam, 1998, 334 p.
13. **Campbell J.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al.** Synchronism of the Siberian traps and the Permian-Triassic boundary // Science, 1992, v. 258, p. 1760—1763.
14. **Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R. et al.** High ³He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // Science, 1995, v. 269, p. 822—825.
15. **Chung S.L., Jahn B.M.** Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary // Geology, 1995, v. 23, p. 889—892.
16. **Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A.J. et al.** Petrogenesis of the flood-basalt sequence at Noril'sk, north central Siberia // Intern. Geol. Rev., 1996, v. 38, p. 99—135.
17. **Добрецов Н.Л.** Пермско-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение мантийного суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 4, с. 497—500.
18. **Chung S.L., Jahn B.M., Wu G. et al.** The Emeishan flood basalt in SW China: a mantle plume initiation model and its connection with continental breakup and mass extinction at the Permian-Triassic boundary // Amer. Geophys. Union, Geodynamic series, 1998, v. 27, p. 47—58.
19. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Оценка глобальных процессов обмена веществом между оболочками Земли: сопоставление реальных геологических и теоретических данных // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 9, с. 1273—1284.
20. **Добрецов Н.Л.** Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1243—1261.
21. **Тектоническая карта** Баренцевоморского региона и северной части Европейской России / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. Федеральное агентство геодезии и картографии. М., 1996, 2 л.
22. **Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D. et al.** Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics // Tectonophysics, 2002, v. 351, p. 3—39.
23. **Zhao D.P.** Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes // Earth Planet. Sci. Lett., 2001, v. 192, p. 251—265.
24. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2003, 420 с.
25. **Davies G.F., Richards M.A.** Mantle convection // J. Geology, 1992, v. 100, p. 151—206.

26. **Isley A.E., Abbott D.H.** Implication of temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time // *Geology*, 2002, v. 110, p. 141—158.
27. **Dobretsov N.L., Kepezhinskas V.V.** Three types of ultrabasic magmas and their bearing on the problem of ophiolites // *Ophioliti*, 1981, v. 6, p. 221—236.
28. **Богати́ков О.А., Зоненшайн Л.П., Коваленко В.И.** Магматизм и геодинамика // Труды 27-го МКГ. Петрология. М., Наука, 1984, с. 3—14.
29. **Storey B.C.** The role of mantle plumes in continental break-up: case histories from Gondwanaland // *Nature*, 1995, v. 103, p. 59—62.
30. **Богданов Н.А., Добрецов Н.Л.** Охотское океаническое вулканическое плато // *Геология и геофизика*, 2002, т. 43, № 2, с. 101—114.
31. **Larson R.L., Olsen P.** Mantle plumes control magnetic reversal frequency // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 107, p. 437—447.
32. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Глубинная геодинамика Земли // *Геология и геофизика*, 1993, т. 34, № 4, с. 1—9.
33. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Об источниках мантийных плюмов // *Докл. РАН*, 2000, т. 373, № 1, с. 84—86.
34. **Rampino M.R., Caldeira K.** Major episodes of geologic change: correlations, time, structures and possible causes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 114, p. 215—227.
35. **Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V. et al.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from the West Siberian basin: Siberian flood basalt province doubled // *Science*, 2002, v. 296, p. 1846—1849.
36. **Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Митчелл К., Золотухин В.В.** Покровные базальты центра Сибирской синеклизы: сравнительная геохимия // *Геология и геофизика*, 1996, т. 37, № 10, с. 3—16.
37. **Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Феоктистов Г.Д., Прусская С.Н.** Оценка объемов и некоторые проблемы генезиса *P-T* траппового магматизма Сибирской платформы // *Геология и геофизика*, 2000, т. 41, № 12, с. 48—61.
38. **Neil C.R., Mahoney J.J., Kroenke L.W. et al.** The Ontong Java plateau // *AGU Geophys. Monogr.*, 1997, v. 110, p. 183—216.
39. **Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В., Москвин В.И.** Пермотриасовая граница в вулканогенно-осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты по палеомагнитным данным // *Геология и геофизика*, 2000, т. 41, № 3, с. 323—335.
40. **Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu. et al.** Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 214, p. 75—91.
41. **Когарко Л.Н., Карпенко Л.Ф., Ляликов А.В., Теттелев М.П.** Изотопные критерии генезиса меймечитов // *Докл. АН СССР*, 1988, т. 301, с. 939—942.
42. **Arndt N.T., Lehnert K., Vasil'ev Yu.R.** Meimechites: highly magnesian alkaline magmas from the subcontinental lithosphere // *Lithos*, 1995, v. 34, p. 4—58.
43. **Fedorenko V.A., Czamanske G.K.** Results of new field and geochemical studies of the volcanic and intrusive rocks of the Maymecha-Kotuy area, Siberian flood-basalt province // *Intern. Geol. Rev.*, 1997, v. 39, p. 479—531.
44. **Lind E.N., Kropotov S.V., Czamanske G.K. et al.** Paleomagnetism of the Siberian flood basalts of the Noril'sk area: A constraint on eruption duration // *Intern. Geol. Rev.*, 1994, v. 36, p. 1139—1150.
45. **Иванов К.С., Коротеев В.А., Федоров Ю.Н. и др.** Строение зоны сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // *Литосфера*, 2004, № 2, с. 108—124.
46. **Renne P.R., Basu A.R.** Rapid eruption of the Siberian Traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary // *Science*, 1991, v. 253, p. 176—179.
47. **Baksi A.K., Farrar E.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Siberian traps, USSR: evaluation of the ages of the two major extinction events relative to episodes of flood-basalt volcanism // *Geology*, 1991, v. 19, p. 461—464.
48. **Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Herdt J. et al.** Remobilization of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element and Sr-, Nd- and Pb- isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk district, Siberian trap, Russia // *Contr. Miner. Petrol.*, 1993, v. 114, p. 171—188.
49. **Золотухин В.В., Симонов В.А., Альмухамедов А.И. и др.** Сравнительный анализ составов континентальных и океанических платобазальтов // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44, № 12, с. 1335—1344.
50. **Boven A., Pastels P., Punzalan L.F. et al.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the age and evolution of the Permo-Triassic Emeishan volcanic province, SW China // *J. Asian Earth Sci.*, 2002, v. 20, p. 157—175.
51. **Lo C.H., Chung S.L., Lee T.Y., Wu G.Y.** Age of Emeishan flood magmatism and relations to Permian-Triassic boundary events // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 198, p. 449—458.

52. **Zhou M.F., Malpas J., Song X.Y. et al.** SHRIMP zircon geochronology of the Emeishan large igneous province (SW China): implication for double mass extinction in the Late Permian // 11th Goldschmidt Conf., Virginia, 2001, Abst. № 3519.
53. **Yin H.F., Tong J.** Multi-disciplinary high-resolution correlation of the Permian-Triassic boundary // *Paleogeogr., Paleoclim., Paleocol.*, 1998, v. 143, p. 199—211.
54. **Mundil R., Metcalfe I., Ludwig K.R. et al.** Timing of the Permian-Triassic biotic crisis: implications from new zircon U/Pb age data (and their limitations) // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 187, p. 131—145.
55. **Stanly S.M., Yang X.** A double mass extinction at the end of the Paleozoic era // *Science*, 1994, v. 266, p. 1340—1344.
56. **Vernikovskiy V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E. et al.** First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: product of the northern Eurasian superplume // *Lithos*, 2003, v. 66, № 1—2, p. 23—36.
57. **Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н.** Пермотриасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как влияние Сибирского суперплюма // *Докл. РАН*, 2005, т. 400, № 4, с. 505—509.
58. **Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др.** Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // *Геология и геофизика*, 2001, т. 36, № 8, с. 1157—1178.
59. **Fedoseev G.S., Sotnikov V.I., Ponomarchuk V.A.** Permo-Triassic granitoid and basaltic magmatism of the Kolyvan'-Tomsk zone (West Altay-Sayan folded area) // *Continental Growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia. Abstr. 3 Workshop. Novosibirsk*, 2001, 42—44 p.
60. **Dobretsov N.L., Theunissen K., Berzin N.A., Travin A.V.** Granitic gneiss domes associated pull-apart structures along a major strike-slip zone in the Irtysh-Kalba region, East Kazakhstan // *Abst. IX Europ. Int. Geol. Congress, Strassburg, Suppl. to Terra Nova*, 1997, p. 501.
61. **Ермолов П.В., Изох А.Э., Ревякин П.С., Борцов В.Д.** Семейтауская базит-гранитоидная, вулканоплутоническая серия // *Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана)*. Новосибирск, Наука, 1983, с. 144—179.
62. **Lyons J.J., Coe R.S., Zhao X. et al.** Paleomagnetism of the early Triassic Semeitau igneous series, East Kazakhstan // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № 107, p. 4—15.
63. **Изох А.Э.** Семейтауская вулканоплутоническая базит-гранодиоритовая серия // *Орогенный магматизм офиолитовых поясов*. Новосибирск, 1983, с. 144—177.
64. **Ермолов П.В., Изох А.Э.** Петрология магматических пород Семейтауских вулканических серий // *Геология и геофизика*, 1977, № 2, с. 52—62.
65. **Jahn B.-M., Wu F., Chen B.** Massive granitoid generation in Central Asia: Nd-isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // *Episodes*, 2000, v. 23, p. 82—92.
66. **Jahn B.-M., Wu F., Chen B.** Granitoids of the Central Asia orogenic belt and continental growth in Phanerozoic // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 2000, v. 91, p. 181—193.
67. **Litvinovskiy B.A., Jahn B.-M., Zanzilevich A.N. et al.** Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas // *Chem. Geol.*, 2002, v. 189, p. 105—133.
68. **Hendrix M.S., Graham S.A., Amory J.Y., Badarch G.** Nayan-Uul syncline, South Mongolia: Lower Mesozoic sedimentary record of the tectonic amalgamation of Central Asia // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1996, v. 108, p. 1256—1274.
69. **Литвиновский Б.А.** Влияние мантийного вещества на состав гранитоидных магм // *Геохимия*, 1983, т. 7, с. 981—996.
70. **Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Уикхем С.М., Стил И.М.** Условия образования сиенитовых магм анорогенных гранитоидных серий: сиенит-гранитные серии Забайкалья // *Петрология*, 1999, т. 7, с. 483—508.
71. **Kovalenko V.I., Yarmoluk V.V., Kovach V.P. et al.** Source of Phanerozoic granitoids in Central Asia : Sm-Nd isotope data // *Geochem. Intern.*, 1996, v. 34, p. 628—640.
72. **Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44, № 1—2, с. 5—27.
73. **Ханчук А.Н., Михайлов В.** Геодинамическая эволюция южной части Дальнего Востока в среднем палеозое—раннем мезозое // *Азиатская окраина Тихого океана. Геология. М., Наука*, 1989, с. 215—255.
74. **Pack R.J., Gap K.H., John G.P. (Eds.).** The geology of Korea. Foreign Land Book Publ. House, Pyong Yang, 1993, 620 p.
75. **Hong Dawei, Chang Weijui, Huang Huoizeng et al.** The Permian alkaline granites in Central Inner Mongolia and their geodynamic significance // *J. SE Asia Earth Sci.*, 1994, v. 10, p. 169—176.

76. **Ishiwatari A., Tsujimori T.** Paleozoic ophiolites and blueschists in Japan and Russian Primorye in the tectonic framework of East Asia: a synthesis // *The Island Arc.*, 2003, v. 12, p. 190—206.
77. **Balykin P.A., Polyakov G.V., Hanski E. et al.** The Late Permian komatiite-basalt complex in the Song Da rift, NE Vietnam // *J. Geology*, 2004, Ser. B, № 2—3, p. 52—64.
78. **Glotov A.I., Polyakov G.V., Tnan Trong Hoa et al.** The Late Permian Cao Bang PGE-Cu-Ni-bearing complex of the Song Hien structure, NE Vietnam // *J. Geology*, 2004, Ser. B, № 23, p. 89—98.
79. **Hanski E., Walker R.J., Polyakov G.V. et al.** Permian-Triassic Komatiites and their Os isotopic characteristics in NW Vietnam // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, v. 66(15A), p. A309.
80. **Leloup P.H., Lacassin R., Tapponnier P. et al.** The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina // *Tectonophysics*, 1995, v. 251, p. 3—84.
81. **Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // *Тихоокеанская геология*, 2003, № 6, с. 7—41.
82. **Scotese C.R., Golonka J.** Paleomap-paleogeographic atlas. Paleomap progress report 20, Dept. Geology, Univ. Texas 1993 (28 maps).
83. **Courtilot V., Jaupart C., Manigheti I. et al.** On causal links between flood basalts and continental breakup // *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 166, p. 177—195.
84. **Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D. et al.** Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asia Mountain Belt: Effect of lithospheric plate interaction and mantle plumes // *Intern.Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 430—466.
85. **Erwin D.** The Great Paleozoic crisis: life and death in the Permian. N. Y., Columbia Univ. Press, 1993, 327 p.
86. **Bowring S.A., Erwin D.H., Jin Y.G. et al.** U/Pb zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction // *Science*, 1998, v. 280, p. 1039—1045.
87. **Krull E.S., Retallack G.J.** $\delta^{13}\text{C}$ depth profiles across the Permian-Triassic boundary: evidence for methane release // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 2000, v. 112, p. 1459—1472.
88. **Wignall P.B., Twitchett R.J.** Oceanic anoxia and the end-Permian mass extinction // *Science*, 1996, v. 272, p. 1155—1158.
89. **Wignall P.B.** Large igneous provinces and mass extinctions // *Earth Sci. Rev.*, 2001, v. 53, p. 1—33.
90. **Twitchett R.J., Looy C.V., Morantle R. et al.** Rapid and synchronous collapse of marine and terrestrial ecosystems during the end-Permian biotic crises // *Geology*, 2001, v. 29, p. 351—354.

*Поступила в редакцию
20 января 2005 г.*