

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПЕРМОТРИАСОВОГО ТРАППОВОГО КОМПЛЕКСА  
КУЗНЕЦКОГО ПРОГИБА (Южная Сибирь)**

**А.Ю. Казанский, Д.В. Метелкин, В.Ю. Брагин, Л.В. Кунгурцев**

*Институт геологии ОИГТМ СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Обобщены палеомагнитные данные, полученные авторами в ходе многолетних исследований трапповой формации Кузнецкого прогиба. В результате исследований обширной коллекции образцов пород пермотриасового вулканогенно-осадочного разреза Кузбасса установлены направления характеристической компоненты намагниченности ( $D_s = 227,1$ ,  $I_s = -64,3$ ,  $\alpha_{95} = 2,8$ ) и рассчитан палеомагнитный полюс, удовлетворяющий современным критериям надежности, который может быть использован при палеотектонических реконструкциях. Пермотриасовый возраст характеристической компоненты намагниченности подтвержден тестами складки и отжига. На основе сравнительного анализа записи магнитной зональности в разрезах трапповой формации Кузбасса, севера Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты показана связь внутриплитного магматизма этих регионов на рубеже перми—триаса. Такая систематизация полученных и имеющихся палеомагнитных данных указывает на то, что трапповый магматизм в Кузбассе по сравнению с другими районами Сибири был самым кратковременным событием. Весь изученный разрез соответствует начальному этапу внутриплитной магматической активности в Сибирском регионе и по времени формирования составляет не более 1 млн лет. Положение рассчитанного палеомагнитного полюса ( $PLat = 60,0$ ,  $PLong = 172,7$ ,  $A95 = 4,0$ ) и ориентировка пермотриасовых широт Кузнецкого прогиба имеют существенное угловое отклонение от таковых Сибирской платформы ( $PLat = 49,0$ ,  $PLong = 151,6$ ,  $A95 = 5,0$ ). Угловое расстояние составляет около  $24^\circ$  дуги большого круга и обусловлено втриплитными сдвиговыми перемещениями. Природа сдвигов интерпретируется в рамках плюмовой тектоники и связана с поворотом сибирской части евразийского континента относительно европейской по часовой стрелке. Формирование пермотриасовых вулканотектонических структур Кузнецкого прогиба, в таком случае, проходило по схеме „pull-apart“.

*Трапповая формация, пермотриас, палеомагнетизм, внутриплитные перемещения, Кузнецкий прогиб.*

**PALEOMAGNETISM OF THE PERMIAN AND TRIASSIC TRAPS FROM THE KUZNETSK BASIN  
(southern Siberia)**

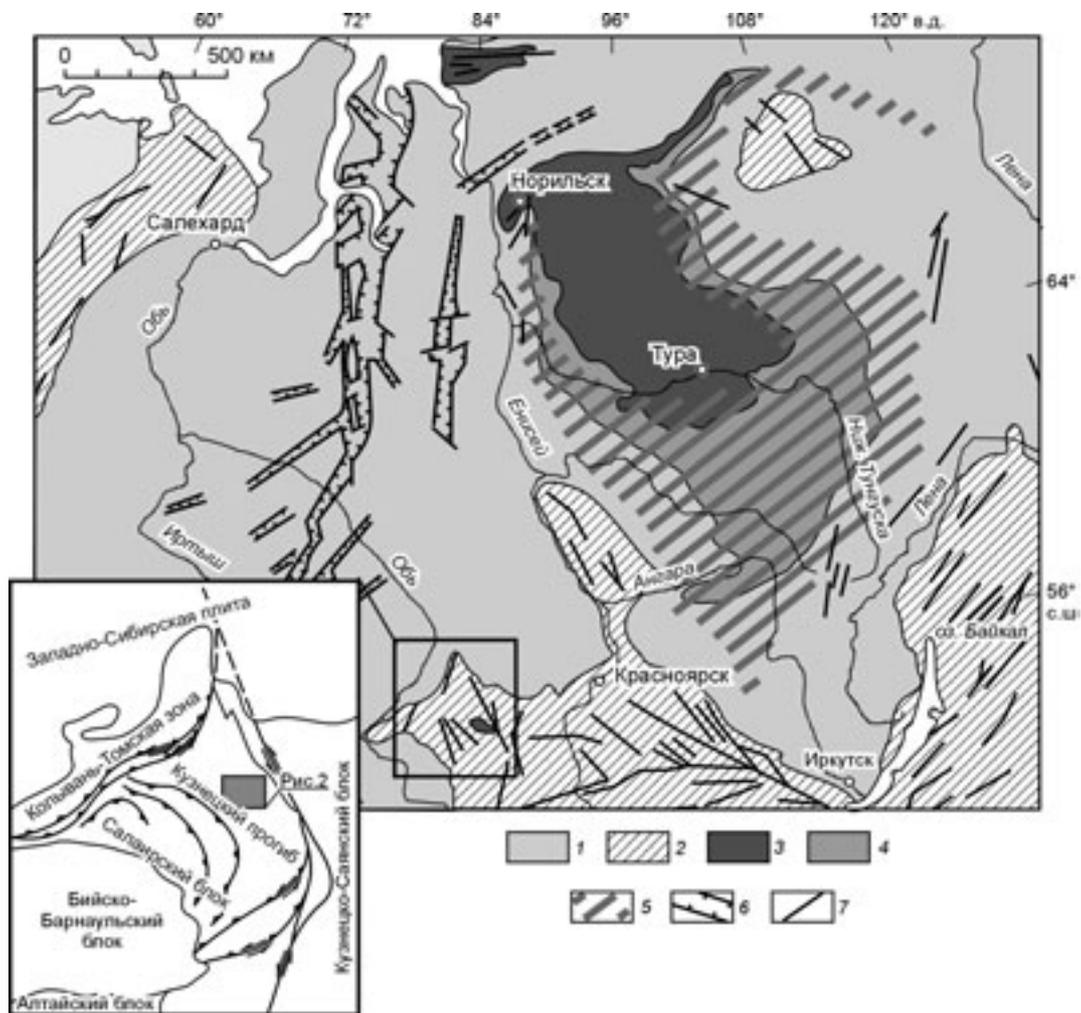
**A.Yu. Kazansky, D.V. Metelkin, V.Yu. Bragin, and L.V. Kungurtsev**

In this paper we generalize the data obtained for the Kuznetsk Basin traps studied over many years. A rich collection of samples from the Permian and Triassic igneous/sedimentary succession of the Kuznetsk Basin was analyzed. As a result, directions of characteristic remanent magnetization have been established ( $D_s = 227.1$ ,  $I_s = -64.3$ ,  $\alpha_{95} = 2.8$ ). Also, the paleomagnetic pole has been located accurately enough to be used in paleotectonic reconstructions. The Permian and Triassic age of the characteristic component of magnetization has been confirmed by fold and baked-contact tests. Comparative analysis of the magnetic zoning record in the sections of traps of the Kuznetsk Basin, northern Siberian Platform, and West Siberian Plate shows that the intraplate magmatism was mutually related in these areas about the time of the Permian-Triassic transition. Systematization of the obtained and available paleomagnetic data shows that the trap magmatism in the Kuznetsk Basin, as compared with the rest of Siberia, was an extremely short-term event. The entire section corresponds to the initial stage of the intraplate magmatic activity in the Siberian region, with their formation lasting no more than 1 Myr. The position of the calculated paleomagnetic pole ( $PLat = 60.0$ ,  $PLong = 172.7$ ,  $A95 = 4.0$ ) and the orientation of the Permo-Triassic latitudes of the Kuznetsk Basin have a considerable angular deviation from those of the Siberian Platform ( $PLat = 49.0$ ,  $PLong = 151.6$ ,  $A95 = 5.0$ ). The angular distance makes about  $24^\circ$  of the large circle and is due to intraplate strike-slip displacements. The nature of the strike-slip movements is interpreted in terms of plume tectonics and is due to a clockwise rotation of the Siberian part of the Eurasian continent relative to the European part. Thus, the formation of the Permian-Triassic volcanotectonic structures of the Kuznetsk Basin followed the "pull-apart" scheme.

*Trap formation, Permian-Triassic, paleomagnetism, intraplate displacement, Kuznetsk Basin*

## ВВЕДЕНИЕ

Рубеж перми и триаса для азиатского континента знаменуется грандиозным проявлением траппового магматизма на севере и гранитоидного щелочного бимодального магматизма в пределах Урало-Монголо-Охотского складчатого пояса. Эти события, по мнению Н.Л. Добрецова [1], связаны с функционированием системы одновременных или близких по времени мантийных плюмов, объединяемых в пермотриасовый суперплюм. Сибирская трапповая формация включает траппы Сибирской платформы, Таймыра, Кузнецкого прогиба и погребенные покровы Западно-Сибирской плиты (рис. 1) [1—4]. Трапповая формация несогласно перекрывает палеозойские и протерозойские комплексы, наиболее молодыми из которых являются осадочные породы пермского возраста. Осадочные прослои внутри трапповой формации, имеющие весьма ограниченное распространение, содержат как пермские, так и триасовые комплексы флоры [5], что дает основания предполагать, что граница перми и триаса проходит внутри трапповой формации [6]. Результаты изотопно-геохронологических исследований устанавливают достаточно узкий временной диапазон формирования сибирских траппов. В Тунгусском бассейне для моронговской и мокулаевской свит получены Ag/Ag даты, в среднем 244 млн лет [7]. По интрузиям Норильск-1 и Талнах получены Ag/Ag даты (по биотиту и плагиоклазу)  $249 \pm 2$  млн лет [8]. Для пород ивакинской, гудчихинской и неракарской свит (Норильский район и плато Путорана) средний возраст по Ag/Ag составляет



**Рис. 1. Схема распространения пермотриасовых траппов Сибири (по [2] с упрощениями и дополнениями).**

На врезке — основные структурные единицы района исследований [43].

1 — осадочный чехол фанерозоя; 2 — складчатые пояса и выступы докембрийского фундамента; 3—5 — трапповая формация: 3 — базальты, 4 — базальтовые туфы и туффиты, 5 — области развития интрузивных траппов; 6 — рифтовые структуры доюрского основания Западно-Сибирской плиты; 7 — основные тектонические нарушения.

248,5 ± 2,4 млн лет [9]. Определение уран-свинцовым методом по цирконам Норильской интрузии позволило оценить ее возраст как 248,0 ± 3,7 млн лет [10]. Близкие даты получены и по вулканитам, вскрытым скважиной СГ-19 в Норильском районе (245,5 ± 4,5 и 248,4 ± 3,7) [11]. Очевидно, что все полученные даты имеют хорошую сходимость и весьма близки к возрастным оценкам, полученным для границы перми и триаса — 248—251 млн лет [12]. Широкое распространение пород трапповой формации и относительно узкий временной интервал их формирования дают основания для использования пермотриасового эпизода магматической активности как межрегионального репера для корреляции событий на Сибирской платформе и прилегающих территориях. Палеомагнитные исследования геологических комплексов, соответствующих этому масштабному событию, позволяют реконструировать внутриплитные перемещения в пределах евразийского континента, как это сделано, например, в [13]. Наиболее перспективным объектом для решения вопроса о масштабах сдвиговых перемещений в позднем палеозое—мезозое в западной части Алтае-Саянской области является трапповая формация Кузнецкого прогиба, где результаты рекогносцировочных палеомагнитных исследований, выполненных в начале 70-х годов [14], дают основания предполагать, что такие перемещения действительно имели место.

### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Трапповая формация Кузнецкого прогиба представлена мальцевской серией, образования которой слагают три ареала в восточной части прогиба. Они несогласно залегают на угленосных отложениях верхней перми и также несогласно перекрываются юрскими осадочными комплексами [3]. Низы серии сложены зеленовато-серыми алевролитами с прослоями песчаников, которые вверх по разрезу сменяются туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфами с мощными пластовыми телами базальтов и микродолеритов. Верхи серии сложены сероцветными алевролитами и песчаниками с прослоем конгломератов в средней части и субпластовыми телами порфирированных базальтов и микродолеритов в верхней части. Магматические породы серии, представленные покровной и субвулканической фазами, выделяются в абинский трапповый трахибазальтовый комплекс [15]. Количество вулканогенного материала увеличивается в северном направлении и в пределах Салтымаковского хребта, на севере Бунгарапской синклинали (рис. 2) покровные базальты и субвулканические интрузии преобладают в разрезе [3]. Венчает серию мощный горизонт конгломератов. По комплексу эстеров и флоры возраст отложения серии определяется как раннетриасовый и переходный к среднетриасовому [16]. По мнению В.А. Кутолина [3], время формирования базальтов трапповой формации соответствует раннему триасу.

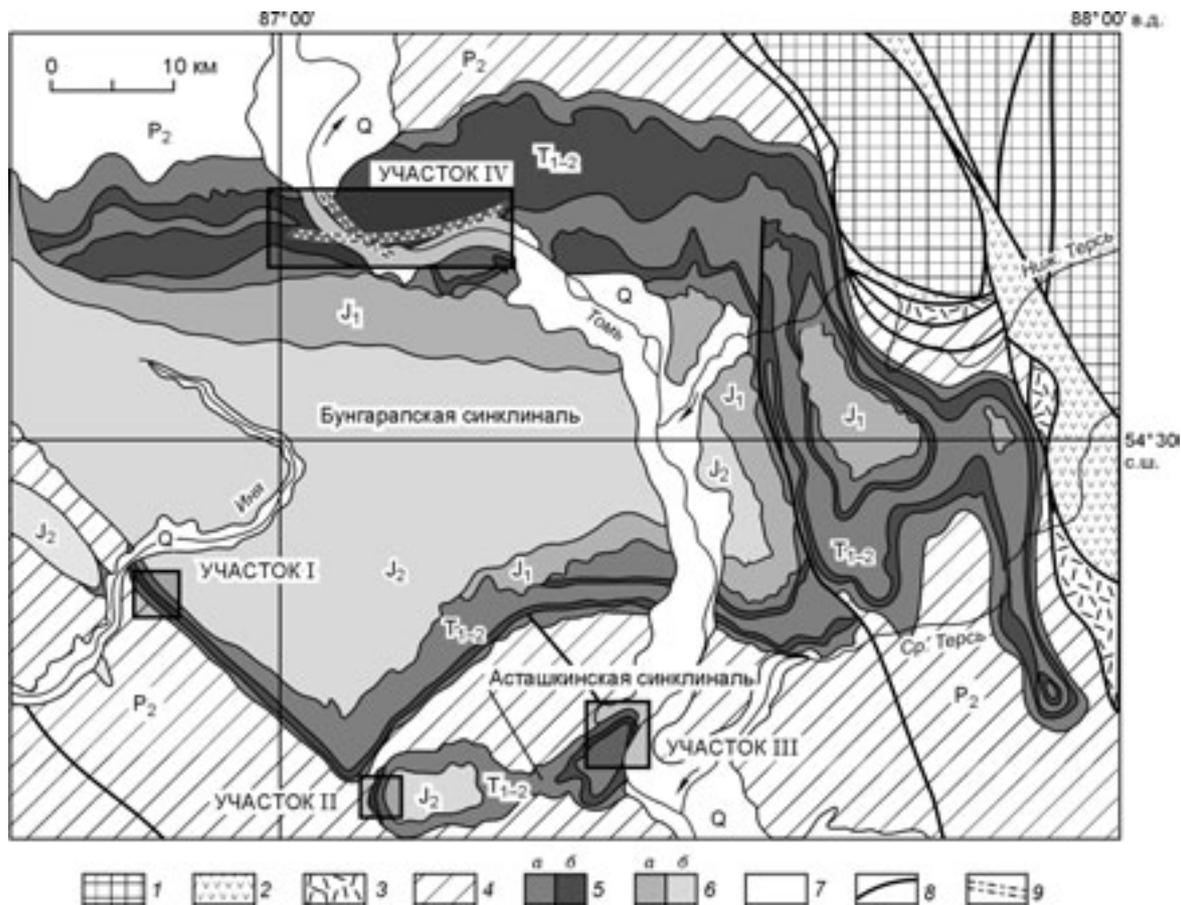
Для палеомагнитных исследований опробованы четыре участка разреза мальцевской серии в пределах двух основных вулканотектонических структур: Асташкинской брахисинклинали на юге региона и Бунгарапской синклинали на севере (см. рис. 2).

**Участок I** расположен в отрогах Караканского хребта на юго-западе Бунгарапской синклинали (54,42° с.ш., 86,82° в.д.). Здесь в карьере опробованы базальты четырех последовательных субпластовых тел основания трапповой формации Кузнецкого прогиба и подстилающие песчаники верхней перми. Контакт между базальтами и песчаниками не вскрыт.

**Участок II.** Отбор выполнен на западе Асташкинской брахисинклинали в двух близко расположенных карьерах на окраине пос. Кыргай (54,25° с.ш., 87,1° в.д.). Опробованы базальты и алевролиты из зоны „горячего“ контакта.

**Участок III.** В пределах Асташкинской брахисинклинали изучены также два разреза, расположенных вдоль левого борта р. Томь, в районе д. Усть-Нарык. В первом (54,3° с.ш., 87,42° в.д.) опробованы два субпластовых тела базальтов, во втором разрезе, расположенном на расстоянии 500 м вниз по течению р. Томь, — подстилающие осадочные породы верхней перми(?), которые представлены здесь массивными песчаниками и алевролитами, местами косослоистыми, темно-коричневого и зеленовато-серого цветов. Контакт между осадочной толщей и базальтами не вскрыт.

**Участок IV.** На севере Бунгарапской синклинали в пределах Салтымаковского хребта по р. Томь вквост простирания опробована практически вся вулканогенная часть разреза мальцевской серии. Опробованный разрез от устья руч. Дулепов до руч. Бугас (54,67—54,70° с.ш., 87,03—87,21° в.д.) представлен почти исключительно телами базальтовых и диабазовых порфиритов и микродолеритов черного или темно-серого цветов, массивных, редко миндалекаменных, тонкокристаллических, состоящих из стекла, лейст плагиоклаза, зерен клинопироксена и примеси рудного минерала, количество которого иногда достигает 10—12 %. Породы в районе руч. Бугас и руч. Турала представлены массивными слабоизмененными разностями, а в районе ручьев Мошково, Дулепов и р. Бычья, где проходит зона трещиноватости и вторичной цеолитизации (см. рис. 2), породы в значительной степени изменены.



**Рис. 2. Схема геологического строения района исследований.**

1–3 — Кузнецкий Алатау: 1 — нерасчлененные комплексы позднего протерозоя—раннего палеозоя, 2 — кембрийские вулканические комплексы, 3 — раннедевонские вулканогенно-осадочные комплексы; 4–6 — Кузнецкий прогиб: 4 — пермские молассовые комплексы, 5 — трапповая формация триаса: туфогенно-осадочные образования (а), тела базальтов и микродолеритов (б), 6 — комплексы заполнения наложенных впадин: а — ранней юры, б — средней юры; 7 — аллювиальные четвертичные отложения; 8 — основные разрывные нарушения; 9 — зоны трещиноватости и вторичной цеолитизации.

## МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для установления компонентного состава естественной остаточной намагниченности (NRM) образцы были подвергнуты многоступенчатому температурному размагничиванию и (или) размагничиванию переменным магнитным полем (AF-размагничивание). Лабораторные эксперименты выполнены на аппаратуре Палеомагнитного центра ИГ СО РАН (г. Новосибирск, Россия) и палеомагнитной лаборатории Калифорнийского университета (Санта Круз, США). Для измерения направления и величины вектора естественной остаточной намагниченности использованы спин-магнитометры JR-4 и JR-5, криогенный магнитометр 2G Enterprises (США) со встроенной установкой переменного магнитного поля. Ступенчатое терморазмагничивание до температур 500—700 °С в зависимости от носителя намагниченности проведено с шагом 30—40 °С с использованием терморазмагничивающего устройства конструкции UCSC (США) и экранированной печи системы В.П. Апарина. Для выяснения состава минералов-носителей намагниченности применялся термомагнитный анализ остаточной намагниченности насыщения (SIRM). Анализ результатов лабораторных экспериментов проведен по стандартным методикам [17] с использованием специализированных пакетов прикладных программ [18, 19].

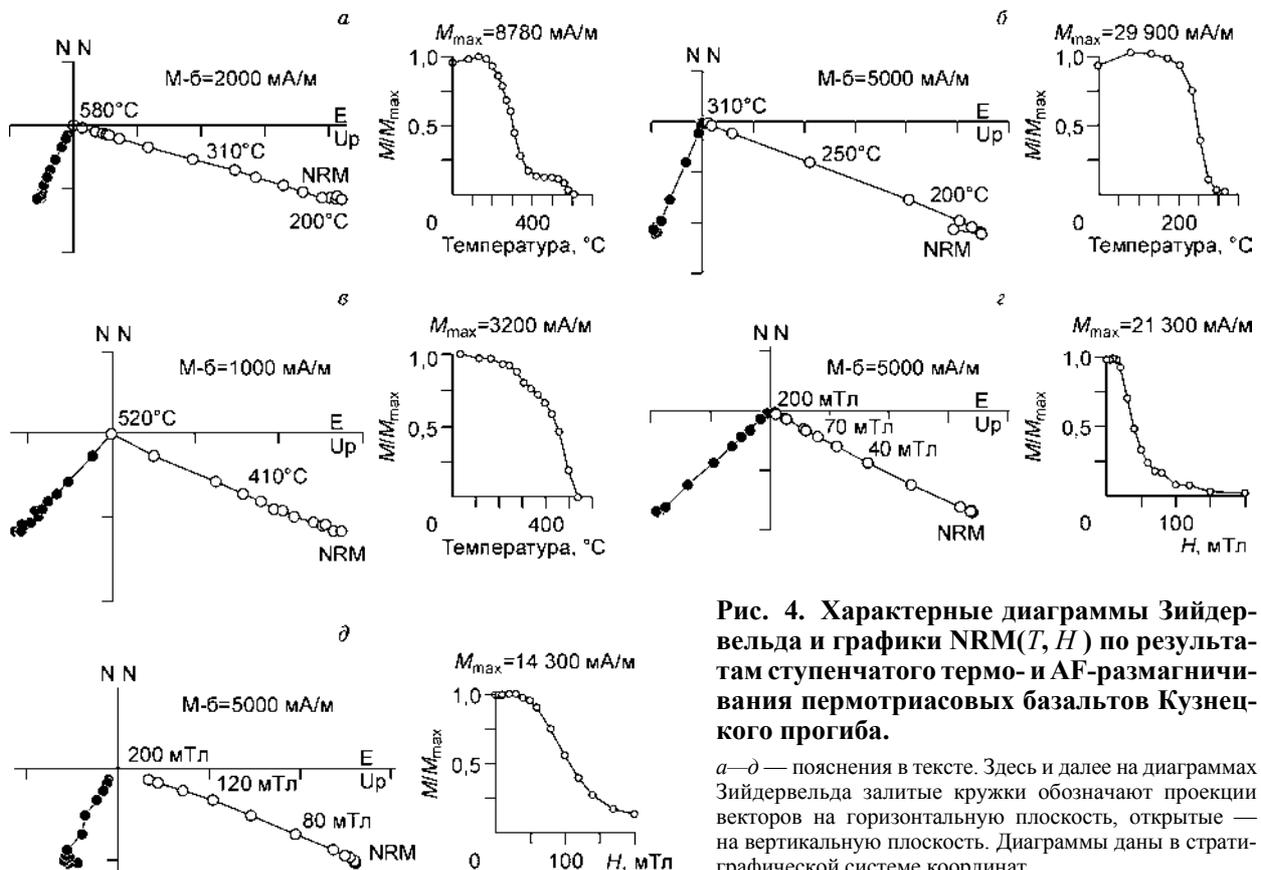
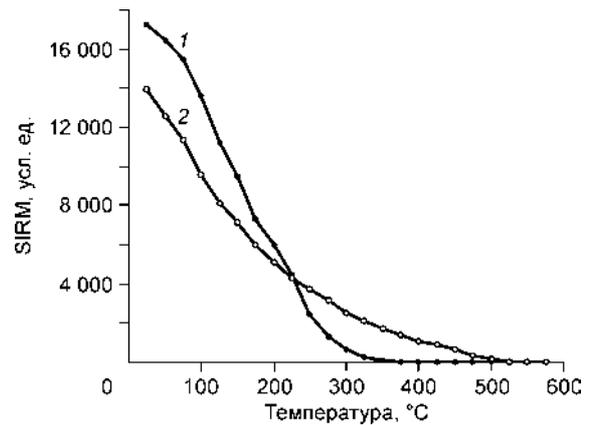
Величина естественной остаточной намагниченности (NRM) и магнитной восприимчивости базальтов в целом достаточно высокая: выше чем 1000 мА/м и более  $10^{-3}$  ед. СИ, соответственно. Значения фактора  $Q_n$  около или существенно более 10, что характерно для неизмененных пород с термоостаточной природой намагниченности [20].

Наиболее типичными железосодержащими рудными минералами в базальтах Сибирской трапповой провинции являются первично-магматические титаномагнетиты и продукты их гетерофазного окисления (распада твердых растворов), главным образом магнетит [21]. Результаты термомагнитного анализа

**Рис. 3. Пример термомагнитного анализа остаточной намагниченности насыщения (SIRM) образца пермотриасовых базальтов Кузнецкого прогиба.**

Кривые: 1 — первого, 2 — второго нагрева.

остаточной намагниченности насыщения SIRM( $T$ ) образцов пермотриасовых базальтов Кузнецкого прогиба (рис. 3) и соответствующие деблокирующие температуры ( $T_{дб}$ ) стабильных компонент намагниченности в ходе ступенчатого терморазмагничивания не противоречат минералогическим данным по траппам Сибири. Основная доля остаточной намагниченности приходится на магнитную фазу с  $T_{дб}$  около 300—350 °С, однако отмечается присутствие второй магнитной фазы с  $T_{дб}$  500—580 °С. Для базальтов южной части изученного района (участки I—III) наиболее характерно сосуществование обеих магнитных фаз в одном образце. На кривых NRM( $T$ ) достаточно четко проявляется перегиб в интервале температур 300—350 °С, тогда как полное размагничивание достигается при температурах 500—580 °С (рис. 4). При этом направления компонент, разрушаемых в соответствующих температурных интервалах, совпадают с точностью 1—3° и диаграммы Зийдервельда имеют ясно выраженный однокомпонентный вид (см. рис. 4,а). Мы полагаем, что относительно богатый титаном титаномагнетит (с  $T_{дб}$  300—350 °С) является первичным магнитным минералом, а присутствие второй, относительно более железистой магнитной фазы (с  $T_{дб}$  500—580 °С), обусловлено гетерофазным окислением исходных титаномагнетитов. Известно, что гетерофазное окисление не уничтожает палеомагнитную информацию, записанную в зернах титаномагнетита, поскольку их доменная структура и магнитное состояние сохраняются. Напротив, высокая стабильность титаномагнетитов, образовавшихся при гетерофазном окислении, благоприятствует постановке палеомагнитных исследований на таких объектах [22]. Состав исходных титаномагнетитов, определяемый по деблокирующим температурам базальтов Кузнец-



**Рис. 4. Характерные диаграммы Зийдервельда и графики NRM( $T, H$ ) по результатам ступенчатого термо- и AF-размагничивания пермотриасовых базальтов Кузнецкого прогиба.**

а—д — пояснения в тексте. Здесь и далее на диаграммах Зийдервельда заливные кружки обозначают проекции векторов на горизонтальную плоскость, открытые — на вертикальную плоскость. Диаграммы даны в стратиграфической системе координат.

кого прогиба (в предположении соответствия этих температур точкам Кюри), приблизительно отвечает 40 % ульвошпинелевого минала в титаномагнетите [23]. Это, в свою очередь, позволяет оценить и глубину магматического очага в 35—50 км [24, 25], что согласуется с глубиной магматических очагов в рифтовых зонах континентов [22].

Для базальтов северного района (участок IV) наиболее характерно присутствие в образцах только одной магнитной фазы: либо с  $T_{\text{дб}} = 300\text{—}350$  °С, либо 500—580 °С. Диаграммы Зийдервельда также имеют однокомпонентный вид (см. рис. 4,б, в) за исключением вязкой компоненты, разрушаемой уже на первых ступенях нагрева. Причем направления характеристических компонент, связанных с той или иной магнитной фазой в пределах ошибки определения, не отличаются.

В зависимости от состава титаномагнетитов, присутствующих в образцах, или процентного соотношения исходных и окисленных титаномагнетитов, меняется величина медианного разрушающего поля (MDF) при AF-размагничивании. Когда в образце преобладает более титанистый титаномагнетит, значение MDF составляет порядка 30 мТл, в противном случае значения MDF существенно выше — до 70 мТл. Вне зависимости от этого диаграммы Зийдервельда при размагничивании переменным магнитным полем, как и при терморазмагничивании, являются однокомпонентными, исключая небольшую по величине вязкую составляющую (см. рис. 4,з, д).

Для небольшого количества изученных образцов, точки отбора которых структурно совпадают с зоной трещиноватости и вторичной наложенной цеолитизации на севере Бунгарапской синклинали (см. рис. 2), отмечаются большие вариации в значениях медианных разрушающих полей и деблокирующих температур. Эти породы характеризуются также и максимальными вариациями петромагнитных параметров. Здесь же отмечена и самая плохая сохранность естественной остаточной намагниченности. В этих образцах присутствуют, как минимум, две компоненты. Одна — прямой полярности, близкая по направлению к современному геомагнитному полю. Стабильность этой компоненты достаточно высокая. Спектры блокирующих температур и коэрцитивные спектры этой компоненты существенно перекрываются с таковыми второй — характеристической компоненты обратной полярности. Поэтому для разделения этих компонент в ряде случаев использовался метод кругов перемагничивания.

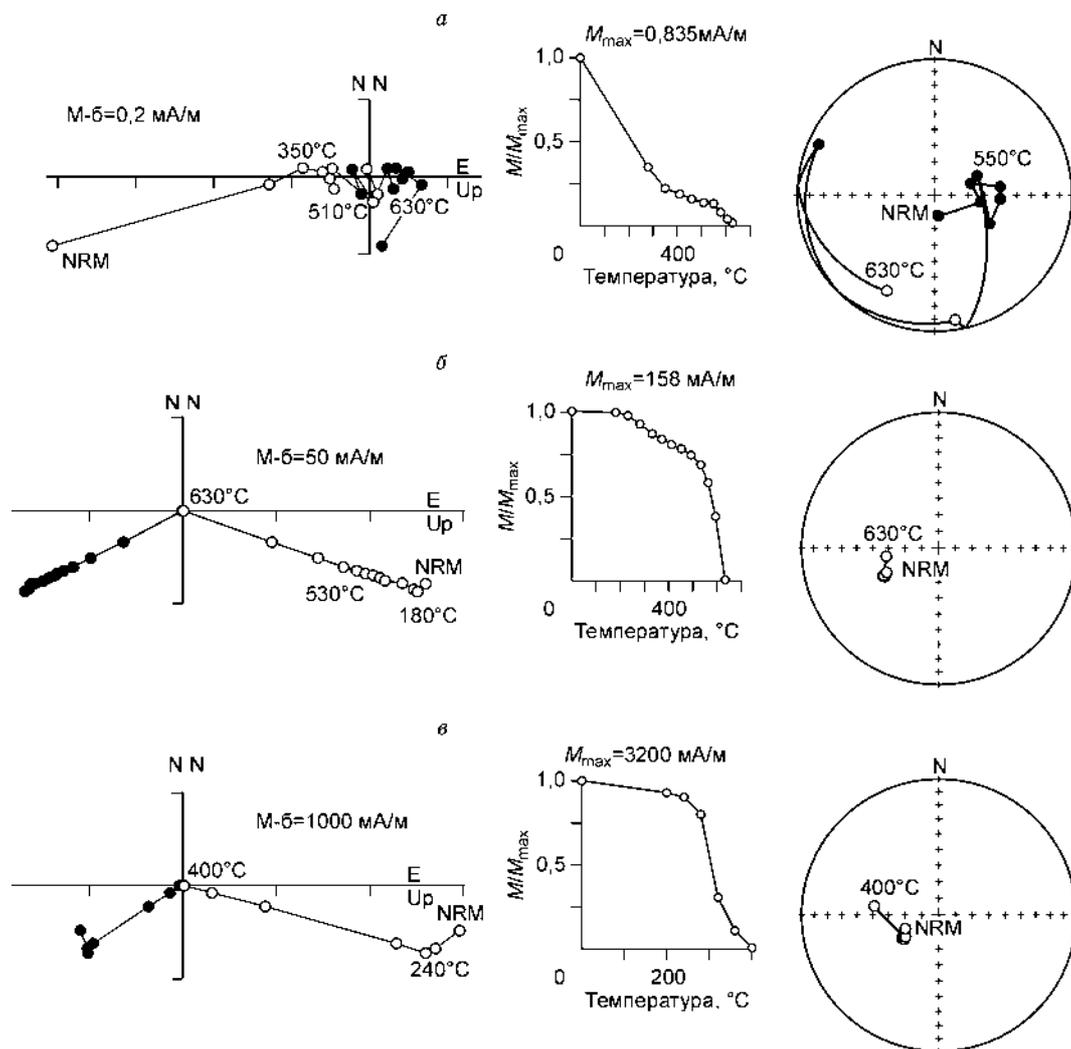
#### ВОЗРАСТ КОМПОНЕНТ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Для датирования установленных компонент намагниченности относительно геологических событий использовались тесты отжига и складки.

Подстилающие осадки верхней перми, опробованные на юге района (участки I и III, см. рис. 2), представлены пестроцветными песчаниками и алевролитами. Породы характеризуются низкими значениями естественной остаточной намагниченности (около 1 мА/м). Направление намагниченности определяется с большим трудом. В силу низкой величины NRM векторные диаграммы терморазмагничивания характеризуются большим разбросом направлений (рис. 5,а). Из трех точек отбора характеристические направления удалось получить всего по 7 образцам (таблица). Полное размагничивание достигается при температурах не выше 600 °С и, вероятно, связано с присутствием в образцах небольшого количества магнетита. Несмотря на низкие статистические параметры распределения  $K_s/K_g = 8,5/5,3$  при  $N = 7$ , тест складки [26] указывает на доскладчатый возраст выделенной компоненты. Максимальная кучность достигается при распрямлении складки — 81,2 %, при этом 95 %-й интервал доверия от 66,4 до 96,6 % хотя и не пересекает, тем не менее очень близок к „полному распрямлению“.

В отличие от неотожженных осадков, в образцах экзоконтакта одного из изученных пластовых тел базальтов на юге Бунгарапской синклинали (точка KG-1) характеристическая компонента намагниченности (ChRM) устанавливается четко. В образцах, отобранных в непосредственной близости от контакта ( $\leq 10$  см), характеристическая компонента разрушается при температурах выше 630 °С, что может свидетельствовать о гематите как вероятном носителе ChRM (см. рис. 5,б). На больших расстояниях от контакта (до 0,5 м) характеристическая компонента также четко проявляется, но полностью разрушается уже при 400 °С (см. рис. 5,в). Как было указано выше, в неотожженных пермских осадочных породах при терморазмагничивании гематит не установлен. Более того, для угленосных отложений этот минерал вообще нехарактерен [27]. Соответственно есть основания полагать, что в непосредственной близости от контакта гематит имеет вторичную природу. По всей видимости, он образован в результате окисления магнетита в момент отжига, что является типичным для наземных излияний [22]. Таким образом, время образования гематита и время приобретения им намагниченности соответствуют моменту формирования базальтов, а приобретенная ChRM является полной термоостаточной намагниченностью (TRM). На удалении от контакта температура отжига падает, вследствие чего гематит не образуется, а имеющиеся в породе магнитные минералы приобретают парциальную термоостаточную намагниченность (PTRM).

Направления TRM и PTRM пермских пород в зоне отжига статистически не отличаются от направления ChRM базальтов (угол между средними направлениями  $1,5 \pm 4,4^\circ$ ), однако существенно отличается



**Рис. 5.** Характерные диаграммы Зийдверельда, графики  $NRM(T)$  и стереограммы по результатам ступенчатого терромагничивания пермских осадочных пород Кузнецкого прогиба.

*a* — неотожженные песчаники, *б* — приконтактные песчаники, *в* — песчаники из зоны отжига. Здесь и далее на стереограммах заливные символы обозначают проекции векторов на нижнюю полусферу, открытые — на верхнюю полусферу.

от направления неотожженных пород. Более того, отожженные и неотожженные породы имеют разную полярность (рис. 6). Таким образом, тест отжига в своей классической постановке является положительным, т. е. общего регионального перемагничивания изученных пород после формирования траппов не было. Соответственно можно предполагать, что намагниченность базальтов соответствует времени их формирования.

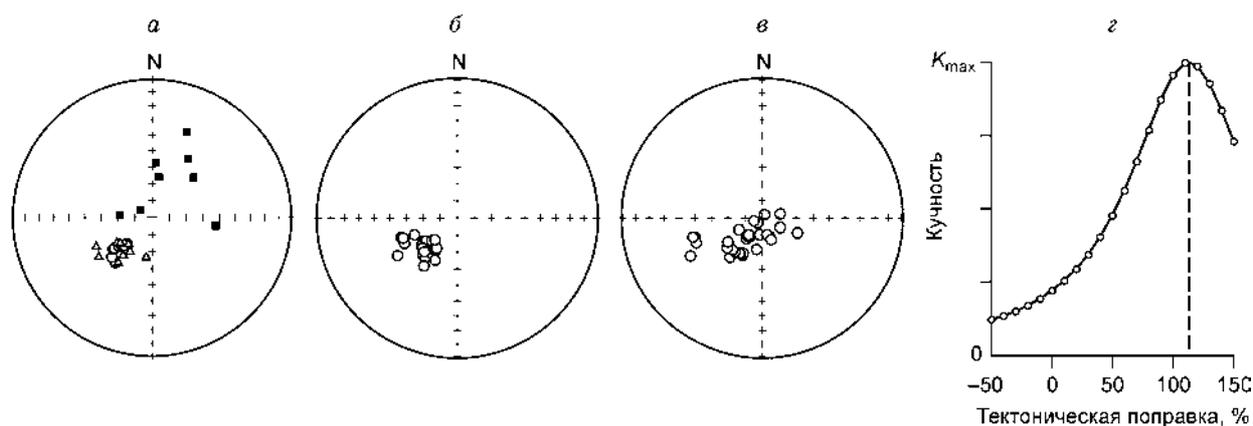
Параметр кучности распределения средних направлений в базальтах в стратиграфической системе координат существенно выше, чем в географической ( $K_s/K_g = 95,6/22,2$  при  $N = 28$ ), что указывает на доскладчатый возраст этой компоненты (см. рис. 6). Симуляционный параметрический тест складки [26] показывает, что максимальная кучность достигается при 117,7 % распрямлении складки с 95 %-м интервалом доверия от 118,5 до 107,5 %, т. е. при „полном распрямлении складки“. Корреляционный тест складки [28] также дает положительный результат (DC Slope:  $1,133 \pm 0,197$ ).

Таким образом, на основании ряда указанных выше фактов, можно с уверенностью утверждать, что установленная в базальтах компонента ChRM обусловлена магнитным полем Земли на момент формирования трапповой формации Кузнецкого прогиба. Это дает возможность использовать палеомагнитные направления, запечатленные в траппах, для восстановления палеогеографического положения структуры на рубеже перми—триаса, и позволяет выявить синхронные уровни внутриплитной магматической активности на территории Сибирской платформы, Таймыра и Западной Сибири.

**Палеомагнитные направления в пермтриасовых базальтах и пермских осадочных породах Кузнецкого прогиба**

Объект	$N$	$D_g$	$I_g$	$D_s$	$I_s$	$K$	$\alpha_{95}$
<i>Участок I (Караканский хребет)</i>							
98s001	13z	246,6	-85,1	219,2	-63,7	86,9	4,5
98s002	2z + 6c	216,4	-77,6	214,3	-55,6	199,2	4,3
98s003	9z	79,7	-79,1	202,2	-75,9	54,0	7,1
98s004&5	11z	162,5	-79,7	206,9	-62,1	129,3	4,0
ad-6	14z	217,2	-86,2	225,5	-64,2	360,7	2,1
ad-7	10z	41,4	-87,6	227,7	-70,4	379,1	2,5
Среднее по объектам для участка I		176,6	-86,5	—	—	94,4	6,9
		—	—	216,4	-65,5	102,9	6,6
VGPole: Lat = 66,8, Long = 176,7; $dp/dm = 10,7/8,7$ ; Plat: $47,7 \pm 9,7$							
<i>Участок II (район пос. Кыргай)</i>							
98s018	3z	118,7	-77,9	222,5	-60,3	116,1	11,5
98s019	5z	156,8	-78,3	228,5	-63,2	866,4	2,6
KG-1	9z + 2c	113,4	-67,4	223,7	-62,6	70,2	5,5
Среднее по объектам для участка II		125,5	-75,3	—	—	91,2	13,0
		—	—	224,8	-62,1	1448,1	3,2
VGPole: Lat = 59,1, Long = 179,1; $dp/dm = 5,0/3,9$ ; Plat: $43,4 \pm 4,4$							
<i>Участок III (район дер. Усть-Нарык)</i>							
98s010&11	5z	217,9	-64,6	217,9	-64,6	252,2	4,8
98s012&13	4z	218,8	-60,3	218,8	-60,3	649,3	3,6
98s014	4z	222,2	-64,7	222,2	-64,7	257,2	5,7
98s015	4z	228,7	-63,1	228,5	-63,2	236,8	6,0
98s016	6z	234,7	-65,9	234,7	-65,9	227,5	4,5
Среднее по объектам для участка III		224,2	-63,9	—	—	460,1	3,6
		—	—	224,2	-63,9	460,1	3,6
VGPole: Lat = 60,7, Long = 176,2; $dp/dm = 5,7/4,6$ ; Plat: $45,6 \pm 5,1$							
<i>Участок IV (Салтымаковский хребет)</i>							
ad-3	4z + 7c	241,8	-75,3	248,0	-63,5	173,4	3,6
97s007	2z + 3c	215,5	-74,8	232,7	-64,5	180,7	6,5
97s008	2z + 2c	211,3	-77,7	233,0	-67,6	87,0	11,5
97s005&6	2z + 3c	216,8	-76,6	234,9	-66,1	75,2	10,1
97s009	2z + 1c	185,8	-80,1	224,3	-72,1	69,3	17,5
97s010	1z + 2c	156,4	-76,1	200,3	-73,3	706,1	7,7
97s011&12	9z	188,6	-71,2	212,9	-64,2	94,6	5,3
ad-5	12z	211,3	-65,8	233,5	-65,3	163,0	3,4
97s001	10z	248,8	-48,7	244,0	-55,8	275,6	2,9
97s002	3z	253,4	-49	249,6	-56,4	305,7	7,1
97s003	5z	254,2	-47,6	250,5	-55,1	848,8	2,6
97s004	5z	241,8	-41,8	237,3	-48,4	73,5	9,0
ad-1	13z	207,2	-65,3	212,7	-67,0	354,5	2,2
ad-2	7z	207,2	-66,7	213,2	-68,4	620,9	2,4
Среднее по объектам для участка IV		227,3	-67,8	—	—	22,9	8,5
		—	—	233,0	-64,2	70,3	4,8
VGPole: Lat = 56,8, Long = 169,1; $dp/dm = 7,7/6,1$ ; Plat: $46,0 \pm 6,9$							
Среднее по всем объектам		218,4	-73,9	—	—	22,2	5,9
		—	—	227,1	-64,3	95,8	2,8
VGPole: Lat = 60,0, Long = 172,7; $dp/dm = 4,5/3,6$ ; Plat: $46,1 \pm 4,0$							
<i>Пермские осадочные породы</i>							
98s006, 008-009	7z	34,9	67,4	—	—	5,3	29,0
		—	—	21,9	66,7	8,5	21,9

Примечание.  $N$  — число образцов ( $z$  — компонентный анализ,  $c$  — круги переманничивания);  $D_g$  — склонение в географической и  $D_s$  — в стратиграфической системах координат;  $I_g$  — наклонение в географической и  $I_s$  — в стратиграфической системах координат;  $K$  — кучность;  $\alpha_{95}$  — радиус овала доверия; VGPole — координаты северного палеомагнитного полюса; Lat — широта (в градусах с.ш.); Long — долгота (в градусах в.д.);  $dp/dm$  — полуоси овала доверия для среднего полюса; Plat — палеоширота в точке опробования.



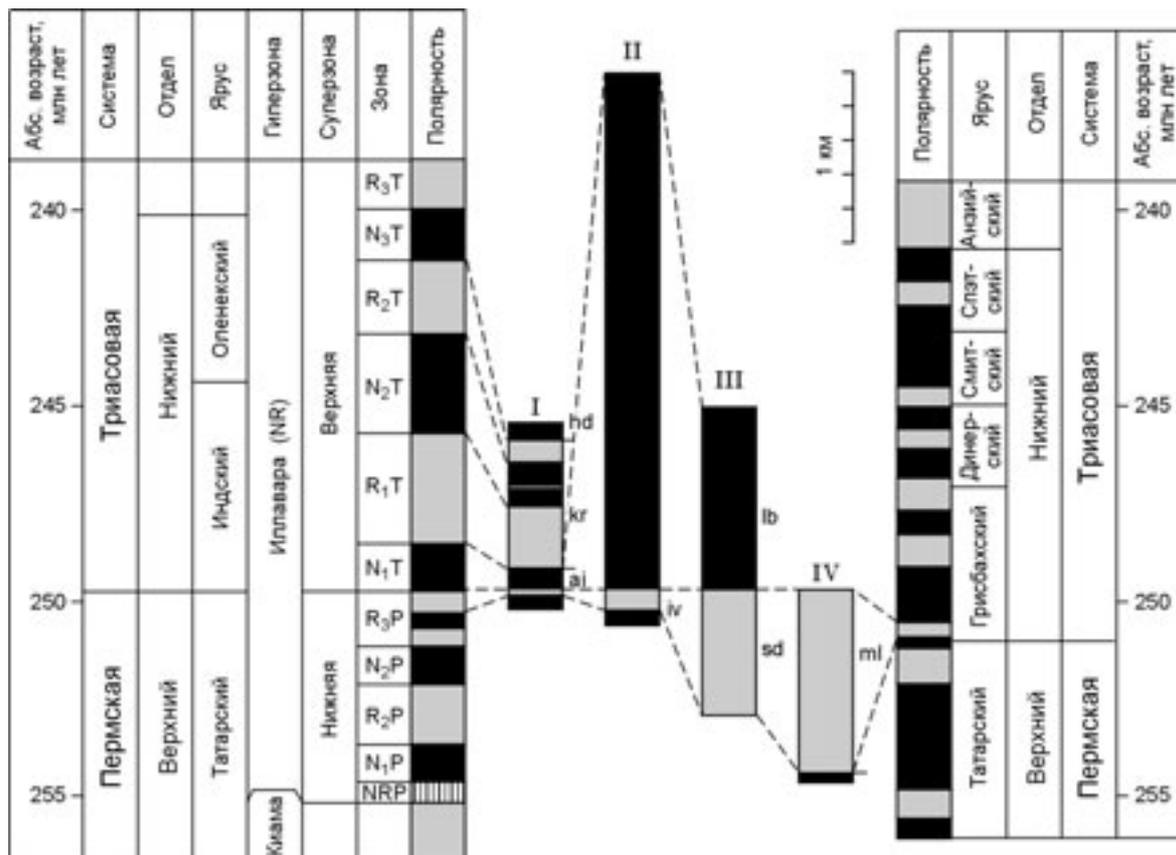
**Рис. 6. Результаты палеомагнитных тестов.**

*а* — тест отжига: кружочками показано распределение тестируемых направлений намагниченности базальтов района пос. Кыргай (уч. II, т. 98s018, 98s019), треугольниками — направления намагниченности отоженных вмещающих пород (т. KG-1), квадратами — неизменных пермских осадочных пород вдали от зоны закалки в районе Караканского хребта (уч. I, т. 98s006) и у дер. Усть-Нарык (уч. III, т. 98s008, 98s009); *б–г* — результаты теста складки: *б* — распределение средних по точкам отбора направлений ChRM базальтов в стратиграфических координатах, *в* — то же, в географических координатах, *г* — график изменения кучности распределения при распрямлении складки.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Наиболее важным, обращающим на себя внимание фактом является то, что намагниченность всех изученных базальтов, которые в целом характеризуют практически полный разрез трапповой формации Кузнецкого прогиба общей мощностью около 1500 м, имеет только обратную полярность. При этом направления ChRM подстилающих их осадочных пород перми, напротив, характеризуются прямой полярностью. В то же время хорошо известно, что вся толща трапповой формации Сибирской платформы имеет прямую полярность, и лишь нижние горизонты ивакинской свиты обратно намагничены [29]. Возраст базальтов ивакинской свиты по изотопно-геохронологическим данным составляет  $248,5 \pm 2,4$  млн лет [8]. Близкая картина наблюдается и на Западном Таймыре, где обратная полярность установлена только в отложениях сырадасайской свиты, слагающей нижнюю часть разреза [30]. Наиболее полный палеомагнитный разрез перми—нижнего триаса составлен по результатам исследований скв. СГ-6 в Уренгойско-Колтогорском грабене рифтовой системы Западно-Сибирской плиты [31, 32]. По палеомагнитным данным, формирование этого вулканогенно-осадочного разреза трапповой формации Западной Сибири происходило с верхнетатарского времени поздней перми по оленекское время раннего триаса (в интервале 250—245 млн лет) [32]. Возрастным аналогом мальцевской серии Кузнецкого прогиба здесь, вероятно, являются обратно намагниченные породы средней части аймальской свиты (см. рис. 7). Граница перми и триаса, по данным [32], проходит как раз в кровле зоны обратной полярности в средней части аймальской свиты. Сопоставление магнитостратиграфических разрезов трапповой формации Западной Сибири, Норильского района, Таймыра и Кузнецкого прогиба (см. рис. 7) с „Магнитостратиграфической шкалой СССР“ [33] и „Сводной магнитостратиграфической шкалой“ [34] позволяет уточнить возраст формирования траппов Кузбасса и в общих чертах оценить длительность и интенсивность траппового магматизма в Сибирском регионе.

В рамках предлагаемой корреляции формирование траппов началось практически синхронно во всех районах Сибири от Кузбасса до Западного Таймыра [2]. Более того, новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные по Семейтауской вулканоплутонической структуре Чарской зоны (обратная намагниченность базальтов и витрофиров с  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастом  $248,8 \pm 0,5$  млн лет) [35] позволяют распространить синхронность проявлений вулканической деятельности и на Восточный Казахстан. Такая синхронность тектономагматической активности на обширной территории может быть обусловлена не чем иным, как влиянием единого мантийного суперплюма [1]. Однако длительность этого события и его интенсивность в каждом отдельно взятом районе весьма различны и, вероятно, обусловлены набором региональных и геодинамических факторов. Время формирования обратномагниченных толщ мальцевской серии соответствует средней части аймальской свиты Западной Сибири, ивакинской свиты Норильского района и сырадасайской свиты Западного Таймыра и отвечает верхней части магнитозоны R<sub>3</sub>P гиперзоны Иллавара (см. рис. 7). Исходя из проведенного сопоставления, предполагается, что формирование траппов в Кузбассе на рубеже перми—триаса по сравнению с другими районами Сибири было самым кратковременным событием. Весь изученный разрез по времени образования составляет не более

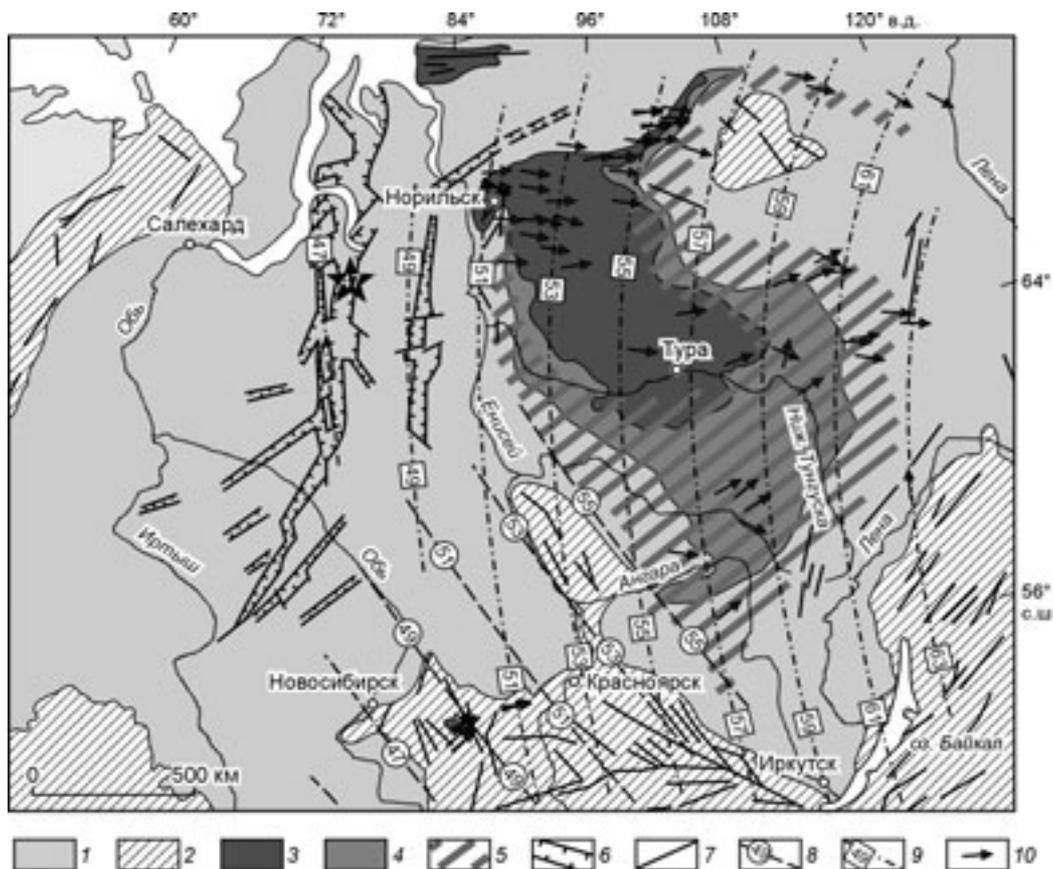


**Рис. 7.** Сопоставление магнитостратиграфических разрезов трапповых комплексов Сибири с „Магнитостратиграфической шкалой СССР“ (слева), по [33] и „Сводной магнитостратиграфической шкалой“ (справа), по [34].

I — скв. СГ-6, Западно-Сибирская плита [32], II — Норильский р-он, Сибирская платформа [29], III — Западный Таймыр [30], IV — Кузнецкий прогиб [наст. работа]. Буквами у соответствующих интервалов магнитостратиграфических разрезов обозначены местные стратиграфические подразделения — свиты и серии: ai — аймальская, kr — коротчаевская, hd — хадырьянская, iv — ивакинская, sd — сырадасайская, lb — лабакская, ml — мальцевская. Интервал прямой полярности (черная заливка) в магнитостратиграфическом разрезе Кузнецкого прогиба отвечает намагниченности подстилающих траппы осадочных пород поздней перми.

чем 1 млн лет на границе перми—триаса. Полученные палеомагнитным методом оценки возраста находятся в хорошем согласии с данными  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопии базальтов Кузбасса —  $249 \pm 2$  [36] и результатами петролого-геохимических исследований, которые выявляют сходство кузнецких траппов с инициальными базальтами трапповых формаций Сибирской платформы и фундамента Западно-Сибирской плиты [37]. Вулканическая деятельность на территории Западной Сибири была гораздо более продолжительной, но менее интенсивной, чем в других районах. На основе корреляции палеомагнитного разреза скв. СГ-6 время формирования трапповой формации даже в этом, наиболее полном, разрезе не превышало 5—6 млн лет [32]. В разрезах трапповой формации севера Сибирской платформы, мощность которых гораздо больше, чем в других регионах, количество магнитозон в разрезе не превышает трех. Соответственно можно предполагать, что длительность траппового магматизма на Сибирской платформе еще более сокращена и составляет не более 2 млн лет. Исходя из проведенного сопоставления, мы полагаем, что именно за такой промежуток времени в самом начале триаса могла быть сформирована вся „прямо-намагниченная“ трапповая толща Норильского района и породы лабакской свиты Западного Таймыра (см. рис. 7). При этом магматизм в пределах Кузнецкого бассейна в это время уже, по всей видимости, прекратился.

Таким образом, широко распространенные геологические тела, сформировавшиеся на обширной территории за весьма короткий промежуток времени, являются весьма благоприятным объектом для точной оценки масштаба и кинематики внутриплитных перемещений Сибирской платформы и ее обрамления в начале мезозоя.



**Рис. 8.** Схема распространения пермотриасовых траппов Сибири (по [2] с упрощениями и дополнениями) и положение пермотриасовых палеоширот.

1 — осадочный чехол фанерозоя; 2 — складчатые пояса и выступы докембрийского фундамента; 3—5 — трапповая формация: 3 — базальты, 4 — базальтовые туфы и туффиты, 5 — области развития интрузивных траппов; 6 — рифтовые структуры доюрского основания Западно-Сибирской плиты; 7 — основные тектонические нарушения; 8 — палеошироты, определенные по результатам анализа направлений пермотриасовой намагниченности траппов Кузнецкого прогиба; 9 — то же, для Восточной Сибири по базе палеомагнитных данных [38]; 10 — пермотриасовые палеомагнитные направления. Звездочкой показана палеоширота, определенная по керну скв. СГ-6 [32].

Анализ палеомагнитной базы данных [38] позволил установить значимое расхождение палеомагнитных направлений траппов Кузнецкого прогиба и Сибирской платформы. На рис. 8 показано распределение имеющихся направлений намагниченности на конец перми—начало триаса (260—240 млн лет). Основную часть здесь занимают определения по породам трапповой формации Сибирского региона. Очевидно, что ориентировка палеоширот Сибирской платформы, Таймыра и центральных частей Алтае-Саянской области (включая Минусинскую систему впадин) [39] не отличается и в современных координатах имеет субмеридиональную направленность. Такую же ориентировку, по всей видимости, должны иметь пермотриасовые палеошироты в пределах Западно-Сибирской плиты, по крайней мере восточной ее части. Палеоширота ( $47^\circ$  с.ш.), определенная для базальтов скв. СГ-6 [32], хорошо коррелирует с палеоширотами Сибирской платформы. В то же время палеошироты траппов Кузнецкого прогиба ориентированы под углом к палеоширотам Сибирской платформы (см. рис. 8). Угловое расстояние между положением средних палеомагнитных полюсов Кузнецкого прогиба ( $PLat = 60,0$ ,  $PLong = 172,7$ ,  $A95 = 4,0$ ) и Сибирской платформы ( $PLat = 49,0$ ,  $PLong = 151,6$ ,  $A95 = 5,0$ ) составляет  $24 \pm 7,2^\circ$  дуги большого круга. Наиболее вероятным объяснением этого может быть сдвиговое перемещение структур Кузнецкого прогиба относительно юго-западной окраины Сибирской платформы во время или после формирования трапповой формации. Этот механизм поворота рассмотрен А.Н. Храмовым [40] в дополнение к механизмам, изложенным в [41]. Реализация такого перемещения, вероятно, происходила вдоль серии дугообразных сдвиговых зон, включая Кузнецко-Алтайскую систему разломов, отделяющую Кузнецкий прогиб от центральной части Алтае-Саянской области. „Проскальзывание, отставание“ структур Кузбасса относительно Сибирской платформы при ее перемещении с поворотом по часовой стрелке стало причиной

деформаций и в итоге разворота фиксируемых нами палеоширот [42]. Формирование пермотриасовых синклинальных вулканотектонических структур Кузнецкого прогиба в таком случае происходило по схеме „pull-apart“ [43].

Причиной мезозойских сдвигов, которые функционировали в условиях общего субширотного (в современных координатах) сжатия на юго-западе Сибирской платформы, по всей видимости, является разница угловых скоростей перемещения Сибири и Восточной Европы. Исходя из глобальных реконструкций [44, 45] и имеющихся палеомагнитных данных, основные тектонические блоки Северной Евразии в раннем мезозое уже представляли собой единую континентальную массу. Континент имел субмеридиональную ориентировку, и его сибирская часть находилась в высоких широтах Северного полушария (не южнее 40° с.ш.). Движение Евразийской плиты в этом интервале описывается постепенным разворотом по часовой стрелке. Однако скорость смещения Восточной Сибири была больше, чем Восточной Европы. В результате опережения в пределах северной части Западной Сибири возникли условия растяжения, а на юге Сибири, напротив, доминировала обстановка сжатия [13, 40]. Следствием этого явилось, с одной стороны, формирование грабеновых структур Западно-Сибирской рифтовой системы, а с другой — деформация и существенные внутриплитные сдвиговые перемещения, в том числе в пределах юго-западного обрамления Сибирской платформы. Близкие по кинематике сдвиговые перемещения внутри азиатского континента, вероятно, могли продолжаться вплоть до конца мезозоя. Об этом говорят новые палеомагнитные данные по поздней юре—раннему мелу Забайкалья, которые свидетельствуют о наличии сдвиговых деформаций левосторонней кинематики на юге Сибирской платформы [46].

## ВЫВОДЫ

1. Намагниченность пород трапповой формации Кузнецкого прогиба характеризуется только обратной полярностью, время ее формирования отвечает верхней части магнитозоны R<sub>3</sub>P гиперзоны Иллавара, т. е. рубежу перми—триаса (~250 млн лет назад). Продолжительность магматизма в этом регионе, вероятно, составляла не более 1 млн лет.

2. По палеомагнитным данным, формирование траппов началось практически синхронно во всех районах Сибири от Кузбасса до Западного Таймыра, что может быть обусловлено влиянием единого мантийного суперплюма. Однако длительность этого события и его интенсивность в каждом отдельно взятом районе весьма различны и обусловлены региональными и геодинамическими факторами.

3. Установлены существенные различия в ориентировке палеомеридианов и палеоширот Кузнецкого прогиба и Сибирской платформы, которые являются отражением процессов внутриплитной тектонической активности. Наиболее вероятным объяснением может быть левостороннее сдвиговое перемещение и деформация структур Кузнецкого прогиба, обусловленные „отставанием“ этой тектонической единицы при общем смещении и повороте Сибирского кратона по часовой стрелке „внутри“ Евразийской плиты. Магматическая и вулканическая активность в пределах Кузнецкого прогиба на рубеже перми—триаса связана с формированием присдвиговых впадин типа „pull-apart“.

Авторы выражают благодарность сотрудникам Калифорнийского университета (Санта Круз) Роберту Ко (Robert Coe) и Сиси Чжао (Xixi Zhao) за возможность использования оборудования палеомагнитной лаборатории университета и помощь при проведении экспериментов.

Работа выполнена в рамках интеграционных проектов СО РАН 6.7.4 и 134, при поддержке РФФИ (грант 04-05-64363), Президиума СО РАН, Фонда содействия отечественной науке, фонда Президента Российской Федерации (грант МК-4334.2004.5), а также National Science Foundation (EAR 98-054).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л. Пермь-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.
2. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермь-триасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 11, с. 1575—1587.
3. Кутолин В.А. Трапповая формация Кузбасса. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1963, 117 с.
4. Аплонов С.В. Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты // Сов. геология, 1989, № 7, с. 27—36.
5. Пуртова С.И. Детальное обоснование возраста раннего мезозоя и перми в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0—7502 м). Результаты бурения и исследования. Вып. 4: Научное бурение с России. Пермь, КамНИИКИГС, 1996, с. 94—100.
6. Zolotukhin V.V., Al'mukhamedov A.I. Trapps of Siberian Platform // Continental Flood Basalts / Ed. J.D. McDougal. Kluwer, 1988, p. 273—310.

7. **Baksi A.K., Farrar E.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of whole rock basalts (Siberian Trapps) in the Tunguska and Noril'sk areas, USSR // EOS, 1991, v. 72, p. 570.
8. **Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Stepanov V. et al.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from samples from the Noril'sk-Talnakh ore-bearing intrusions and the Siberian flood basalts // Ibid., p. 570.
9. **Renne P.R., Basu A.R.** Rapid eruption of the Siberian trapps flood basalts at Permo-Triassic Boundary // Science, 1991, v. 253, p. 176—179.
10. **Campbell I.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al.** Synchronism of the Siberian Trapps and the Permian-Triassic boundary // Science, 1992, v. 258, p. 1760—1763.
11. **Золотухин В.В., Пономарчук В.А., Травин А.В. и др.** Эволюция пермотриасового магматизма севера Сибирской платформы по Ar/Ar данным // Проблемы петрологии и минерогенеза мафит-ультрамафитовых комплексов Сибири, Вып. I. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1998, с. 58—61.
12. **Claoue-Long J.C., Zichao Z., Gougan V., Shaohua D.** The age of the Permian-Triassic boundary // Earth Planet. Sci. Lett., 1991, v. 105, p. 182—190.
13. **Баженов М.Л., Моссаковский А.А.** Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе, по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника, 1986, № 1, с. 59—69.
14. **Зятев Г.Г., Мышко З.А., Передерин Б.М.** Магнитные свойства горных пород верхней перми—нижнего триаса в Кузнецком бассейне // Вопросы геологии Кузбасса и Горного Алтая, Вып. 4. Новокузнецк, 1971, с. 179—180.
15. **Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др.** Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2000, 187 с.
16. **Геологическая карта СССР. М-6 1:1 000 000 (новая серия).** Объясн. записка. Новосибирск. Лист N-(44), 45. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1988, 134 с.
17. **Butler R.F.** Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terrains. Oxford, Backwell Sci. Publ., 1992, 319 p.
18. **Enkin R.J.** A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994, 16 p.
19. **Torsvik T., Smethurst M.** GMAP v.32: Geographic mapping and palaeoreconstruction package. Norges geologiske undersøkelse, NGU-rappor, 1998, 65 p.
20. **Михайлова Н.М., Глевасская А.М., Цыкора В.Н.** Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена. Киев, Наук. думка, 1974, 200 с.
21. **Золотухин В.В., Альмухамедов А.И., Ткаченко Н.А.** Особенности составов главных породообразующих минералов траппов Декана и Сибири (сравнительный аспект) // Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия, 1991, с. 140—177. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, № 803).
22. **Печерский Д.М., Диденко А.Н.** Палеоазиатский океан. М., ОИФЗ РАН, 1995, 298 с.
23. **Нагата Т.** Магнетизм горных пород. М., Мир, 1965, 348 с.
24. **Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В.** Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М., Наука, 1975, 288 с.
25. **Ермаков В.А., Печерский Д.М.** Природа включений габброидов из молодых лав Курильских островов // Тихоокеанская геология, 1989, № 4, с. 45—55.
26. **Watson G.S., Enkin R.J.** The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // Geophys. Res. Lett., 1993, v. 20, p. 2135—2137.
27. **Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.** Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство гумидных парагenezов). М., Наука, 1982, 210 с.
28. **Enkin R.J.** Formation et deformation de l'Asie depuis la fin de l'ere primaire: les apports de l'etude paleomagnetique des formations secondaries de Chine du sud. PhD thesis. Paris, University of Paris, 1990, 45 p.
29. **Lind E.N., Kropotov S.V., Czamanske G.K. et al.** Paleomagnetism of Siberian flood basalts of the Noril'sk area: a constraint of eruption duration // Intern. Geol. Rev., 1994, v. 36, № 12, p. 1139—1151.
30. **Gurevitch E.L., Westphal M., Daragan-Suchov J. et al.** Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the traps from Western Taimyr (Northern Siberia) and the Permo-Triassic crisis // Earth Planet. Sci. Lett., 1995, v. 136, p. 461—473.
31. **Westphal M., Gurevich E.L., Samsonov B.V. et al.** Magnetostratigraphy of the Lower Triassic volcanics from deep drill SG in Western Siberia: evidence of long-lasting Permo-Triassic activity // Geophys. J. Int., 1998, v. 134, p. 254—266.
32. **Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В., Москвин В.И.** Граница перми и триаса в вулканогенно-осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты по палеомагнитным данным (по материалам

- изучения керна Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 3, с. 327—339.
33. **Молостовский А.Э., Храмов А.Н.** Палеомагнитная шкала фанерозоя и проблемы магнитостратиграфии // 27-й МКГ. Стратиграфия, секция C01: Доклады, Т. 1. М., Наука, 1984, с. 16—23.
  34. **Opdyke N.D., Channel J.E.T.** Magnetic stratigraphy. NY, Academic Press., 1996, 346 p.
  35. **Lyons J.J., Coe R.S., Zhao X. et al.** Paleomagnetism of the Early Triassic Semeitau Igneous Series, E. Kazakhstan // J. Geophys. Res., 2002, v. 107(B7), p. 1010—1029.
  36. **Федосеев Г.С., Сотников В.И., Рубцов А.Ф., Гимон В.О.** Совершенствование обской подсерии западно-сибирской серии легенд Госгеолкарты-200: 2. Корреляция магматических комплексов северной части Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2000, 342 с.
  37. **Крук Н.Н., Плотников А.В., Владимиров А.Г., Кутюлин В.А.** Геохимия и геодинамические условия формирования траппов Кузбасса // Докл. РАН, 1999, т. 369, № 6, с. 812—815.
  38. **McElhinny M.W., Lock J.** IAGA paleomagnetic database with Assecc. Surv. // Geophys., 1996, v. 16, p. 575—591 (<http://dragon.ngu.no/Palmag/paleomag.htm>).
  39. **Брагин В.Ю., Метелкин Д.В.** Мезозойская сдвиговая тектоника в юго-западном обрамлении Сибирской платформы на основе палеомагнитного изучения базитов // Материалы конф. молодых ученых, посвященной М.А. Лаврентьеву в 2001 г., Ч. II. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2002, с. 35—40.
  40. **Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы / Ред. П.С. Воронов.** СПб., Наука, 1997, 591 с.
  41. **Wells R.E., Heller P.L.** The relative contribution of accretion, shear and extension to Cenozoic tectonic rotation in the Pacific North West // Geol. Soc. Amer. Bull., 1988, v. 100, p. 325—338.
  42. **Казанский А.Ю.** Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2002, 40 с.
  43. **Berzin N.A.** A kinematic model for the formation of Altai-Sayan fold region: structural constraints // Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia, Abstracts of Third Workshop IGCP-420. Novosibirsk, Publ. House SB RAS, Branch "Geo", 2001, p. 8—11.
  44. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР (в 2-х кн.). М., Недра, 1990, кн. 1, 328 с.; кн. 2, 340 с.
  45. **Scotese C.R.** Paleogeographic Atlas, PALEOMAP Progress Report 90-0497, Department of Geology, University of Texas at Arlington. Arlington, Texas, 1997, 45 p.
  46. **Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х.** Палеомагнетизм нижнемеловых вулканитов Забайкалья: свидетельство в пользу мезозойских сдвиговых перемещений в структуре Центральной Азии // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 12, с. 1404—1417.

*Рекомендована к печати 25 февраля 2005 г.  
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию  
23 сентября 2004 г.*