

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ИНТРУЗИЙ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА
(Южная Сибирь)

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

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия
** Геофизическая обсерватория „Борок“ ИФЗ РАН, 152742, Ярославская обл., пос. Борок, Россия*

Обобщены результаты палео- и петромагнитных исследований позднемеловых трубок взрыва и ассоциирующих с ними даек Минусинского прогиба в пределах юго-западного обрамления Сибирской платформы. Показано, что стабильная характеристическая компонента намагниченности в физическом смысле является метакронной и связана с высокожелезистыми титаномагнетитами — продуктами распада и однофазного окисления первично-магматических высокотитанистых титаномагнетитов. Однако время этого процесса соответствует времени становления интрузий, что подтверждается и палеомагнитными тестами. Сопоставление полученных палеомагнитных данных и результатов $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирования позволяет утверждать, что приобретенная стабильная характеристическая компонента намагниченности отвечает магнитохронам C33—C32 и характеризует магнитное поле середины кампана (74—82 млн лет). Рассчитанный средний палеомагнитный полюс для этого времени имеет координаты 82.8° с.ш., 188.5° в.д. при $A_{95} = 6.1$, что в пределах ошибки определения соответствует имеющимся референтным данным по европейской части Евразийской плиты. Сходимость положения палеомагнитных полюсов свидетельствует о том, что реставрируемые рядом авторов мезозойские внутриплитные сдвиговые перемещения, обусловившие деформацию коры Центральной Азии, завершились к концу мела, либо масштабы возможных сдвигов невелики и находятся в пределах ошибки палеомагнитного метода.

Палеомагнетизм, титаномагнетит, поздний мел, трубки взрыва, Минусинский прогиб, внутриплитные сдвиговые перемещения.

PALEOMAGNETISM OF THE LATE CRETACEOUS INTRUSIONS FROM MINUSA TROUGH
(southern Siberia)

D.V. Metelkin, A.Yu. Kazansky, V.Yu. Bragin, V.A. Tsel'movich,
A.V. Lavrenchuk, and L.V. Kungurtsev

The paper summarizes paleomagnetic and rock-magnetic data on the Late Cretaceous diatremes and associated dikes from the Minusa trough located within the southwestern Siberian Platform. It is shown that the stable characteristic component of magnetization is superimposed magnetization (in physical sense). It is linked to Fe-rich titanomagnetite produced by the decay and oxidation of Ti-rich titanomagnetite derived from a primary magma. This process, however, coincides in time with the intrusion cooling, which is supported by paleomagnetic tests. Correlation of magnetic polarity with $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages suggests that the acquired stable characteristic component of magnetization corresponds to magnetic chronos C33—C32 and characterizes the Middle Campanian magnetic field (74—82 Ma). The mean paleomagnetic pole for this span is located at 82.8° N, 188.5° E, with $A_{95} = 6.1$ and, within confidence intervals, coincides with the reference data from the European part of the Eurasian Plate. The excellent agreement between virtual paleomagnetic poles evidences that either intraplate strike-slip movements in the Mesozoic resulting in the crust deformation of Central Asia came to the end in the late Cretaceous or they were minor in scale and did not exceed the precision of the paleomagnetic method.

Paleomagnetism, titanomagnetite, Late Cretaceous, explosion pipes, Minusa trough, intraplate strike-slip movements

ВВЕДЕНИЕ

В юго-западном обрамлении Сибирской платформы в пределах Минусинского межгорного прогиба располагается своеобразный ареал щелочно-базальтоидного магматизма, представленный некками и дайками, многие из которых насыщены ксенолитами глубинного материала — различными типами гранатовых и шпинелевых перидотитов и пироксенитов [Ashchepkov et al., 1995; Голован и др., 2000; Мальковец, 2001]. Присутствие подобных ксенолитов в сочетании с малыми размерами некков (не более

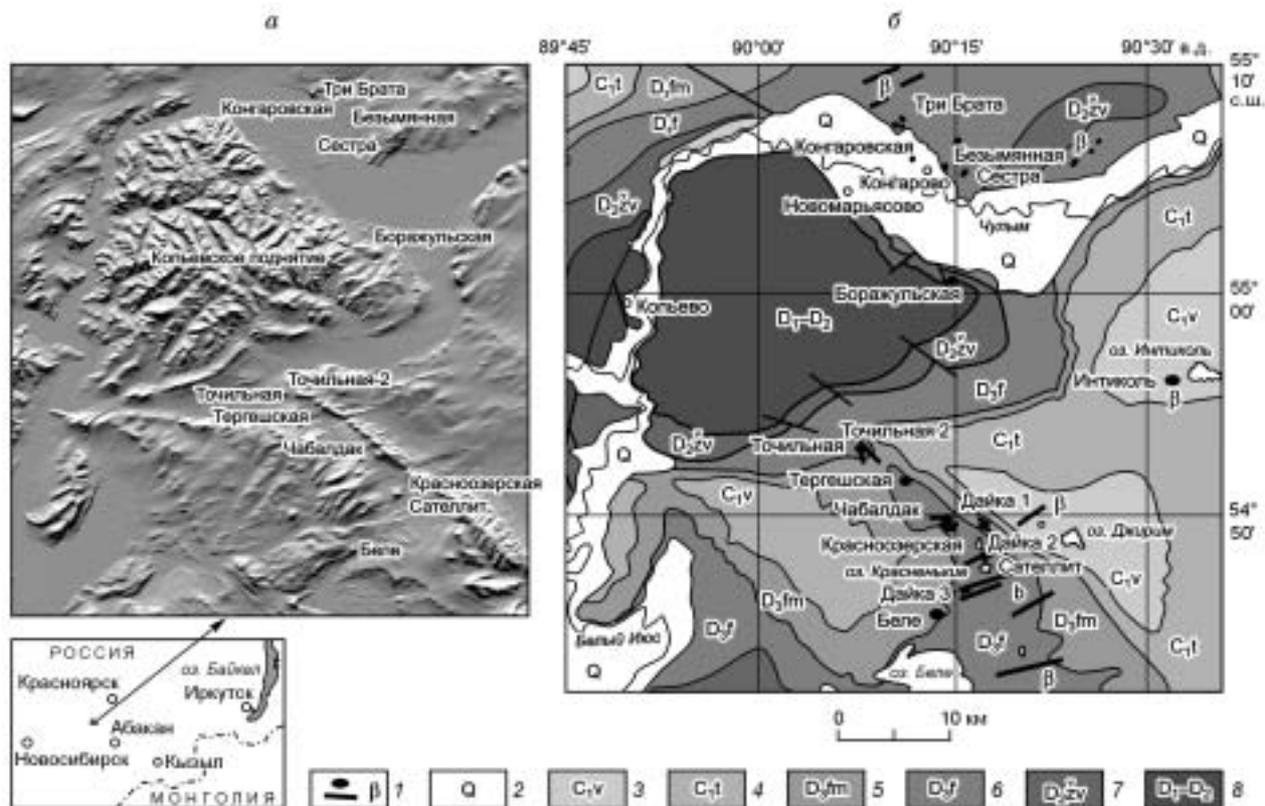


Рис. 1. Географическое положение и геологическая структура района исследований.

a — теневой снимок, отражающий геологическую структуру района в рельефе и положение основных объектов исследований; *b* — схема геологического строения изученной территории, связанной с проявлением позднемелового магматизма (составлена по геол. карте м-ба 1:200 000). 1 — позднемеловые трубки взрыва (штоки) и дайки долеритов, 2 — четвертичные отложения, 3 — визейские отложения, преимущественно зеленовато-серые, желто-серые песчаники, 4 — турнейские известняки, песчаники, алевролиты, аргиллиты, 5 — фаменские красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, 6 — франские пестроцветные и красноцветные аргиллиты, алевролиты, песчаники, 7 — жыветские известняки, доломиты, гипсы, серые и желтые аргиллиты, мергели, 8 — нерасчлененный вулканогенный комплекс нижнего и среднего девона: порфириды, туфы, конгломераты с прослоями песчаников и алевролитов.

чем 100 × 100 м) указывает на перемещение материала с больших глубин с очень большими скоростями. Это в известной степени сближает указанные интрузии с трубками взрыва. Большинство из них сложены в краевых частях эруптивными брекчиями, а в центральной части — массивными базанитами. Вулканические трубки хорошо выражены в рельефе, сгруппированы по периферии Копьевского куполовидного поднятия в центральной части Минусинского прогиба и приурочены к флексурам, заложенным на крупных разломах (рис. 1, *a*). Вмещающими отложениями являются вулканогенно-осадочные комплексы девона, которые выполняют основную структуру прогиба (см. рис. 1, *b*). Формирование последних, как и собственно самого прогиба, связывают с этапом растяжения на периферии Сибирского континента на заключительной стадии развития Палеоазиатского океана [Шенгер и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996]. Позднемеловые трубки взрыва сближены в пространстве и иногда формируют группы из двух или трех тел. Часто с ними ассоциируют дайки долеритов (см. рис. 1). По химическому составу базальты, слагающие интрузии, относятся к типичным внутриконтинентальным образованиям [Мальковец, 2001]. Результаты $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирования свидетельствуют о том, что формирование интрузий проходило в течение короткого промежутка времени 77 ± 5 млн лет назад [Брагин и др., 1999; Мальковец, 2001]. Узкий временной диапазон формирования, хорошая сохранность пород делают этот объект весьма привлекательным для палеомагнитных исследований, тем более что палеомагнитные полюсы, отвечающие современным требованиям надежности, для позднего мела Сибири практически отсутствуют. Имеющиеся на настоящий момент палеомагнитные определения (менее десяти) получены в 1970-х годах и в современных базах палеомагнитных данных (The Global Paleomagnetic Database, NOAA) отмечены как „устаревшие“. Отсутствие надежных палеомагнитных определений приводит к тому, что при палеогеодинамических построениях, связанных с реконструкцией тектонического режима на юге Сибири в конце мезозоя,

используются имеющиеся определения по европейской части Евразийской плиты. Однако появившиеся в последнее время палеомагнитные и геологические данные по юго-западному складчатому обрамлению Сибирской платформы свидетельствуют о напряженном тектоническом режиме и функционировании крупноамплитудных сдвигов между Европейской и Сибирской тектоническими провинциями Евразийской плиты, по крайней мере, в раннем мезозое [Баженов, Моссаковский, 1986; Роль сдвиговой..., 1997; Метелкин и др., 2004; Казанский и др., 2005]. Масштабы таких внутриплитных сдвиговых перемещений даже в раннем мелу оцениваются первыми сотнями километров [Метелкин и др., 2004], а в начале мезозоя могли быть еще больше. Не исключено, что внутриплитная сдвиговая тектоника играла немаловажную роль и на позднемеловом—кайнозойском этапе развития региона. Присутствие крупноамплитудных сдвиговых зон вносит существенные коррективы в имеющиеся палеотектонические реконструкции и накладывает определенные ограничения на возможное использование палеомагнитных данных по европейской части евроазиатского континента при тектоническом анализе Сибирского региона. Основной задачей данной работы было решение вопроса о существовании в позднем мелу крупных сдвиговых перемещений сибирской части евроазиатского континента относительно европейской на основе палеомагнитных данных, отвечающих современным критериям достоверности [Van der Voo, 1990]. Для этого в работе обобщены результаты палео- и петромагнитных исследований позднемеловых трубок взрыва и ассоциирующих с ними даек Минусинского прогиба, часть из которых опубликованы как предварительные в ряде работ авторов, в том числе [Брагин и др., 1999; Vragin et al., 1999; Метелкин, Брагин, 2000; Казанский и др., 2004].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

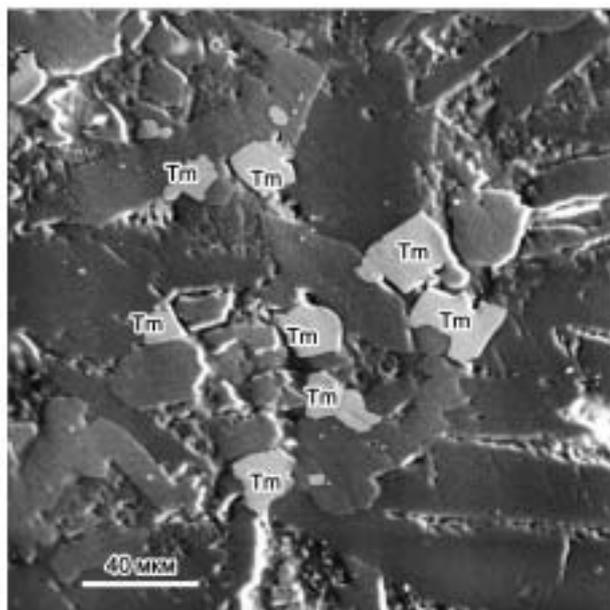
Для установления компонентного состава естественной остаточной намагниченности (NRM) образцы были подвергнуты многоступенчатому температурному размагничиванию и(или) размагничиванию переменным магнитным полем (AF-размагничивание). Лабораторные эксперименты выполнены на аппаратуре Палеомагнитного центра ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, Россия) и палеомагнитной лаборатории Калифорнийского Университета, г. Санта-Круз (США). Для измерения направления и величины вектора естественной остаточной намагниченности использованы спин-магнитометры JR-4 и JR-5, криогенный магнитометр 2G Enterprise (США) со встроенной установкой переменного магнитного поля, что позволило проводить AF-размагничивание непосредственно в немагнитном пространстве магнитометра. Ступенчатое AF-размагничивание проведено с постепенно увеличивающимся шагом от 5—10 мТл в начале эксперимента до 20—50 мТл в высококоэрцитивном (свыше 50—60 мТл) спектре размагничивания. Ступенчатое терморазмагничивание проведено с шагом 30—40 °С с использованием терморазмагничивающего устройства конструкции UCSC (США) и экранированной печи системы В.П. Апарина (Россия), остаточное поле которой составляет не более 10 нТл. Контрольные измерения на образцах-дублях показали полную сходимость результатов, полученных в двух лабораториях. Поведение магнитной восприимчивости при нагреве изучалось на приборе CS-3, входящем в комплект Carrabridge KLY-3S. Термомагнитный анализ намагниченности насыщения $M_s(T)$ выполнен на магнитных весах (весах Кюри) конструкции Ю.К. Виноградова в Геофизической обсерватории (г. Борок, ИФЗ РАН), термомагнитный анализ остаточной намагниченности насыщения $SIRM(T)$ — на терморок-генераторе системы К.С. Буракова. Обработка результатов лабораторных экспериментов проведена в соответствии со стандартной методикой и учетом методических разработок последних лет [Kirschvink, 1980; Палеомагнитология, 1982].

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Нами изучено 16 интрузий в пределах Копьевского поднятия (см. рис. 1), в том числе 13 трубок взрыва и 3 ассоциирующих с ними дайки базальтового состава. Значения петромагнитных параметров изученных тел в целом высокие, что характерно для такого типа пород. Величина естественной остаточной намагниченности варьирует от 450 мА/м до 102 А/м, магнитная восприимчивость (κ) составляет от 0.0005 до 0.6 ед. СИ. Значения фактора Q_n около или существенно более 10 являются типичными для неизмененных пород с термоостаточной природой намагниченности [Михайлова и др., 1974] и, таким образом, свидетельствуют о слабом воздействии экзогенных процессов на намагниченность. Об отсутствии вторичных изменений пород, в частности деформаций, течений и напряжений после образования намагниченности, неизмененного положения тел после их формирования свидетельствуют результаты изучения анизотропии магнитной восприимчивости, полученные нами ранее [Брагин и др., 1999].

Основными минералами, отвечающими за палеомагнитную информацию в изученных породах, являются титаномагнетиты. Фотографии типичного набора гомогенных (в пределах разрешающей способности микрозонда „Samebaх“) зерен титаномагнетитов приведены на рис. 2. По результатам микрозондовых исследований, содержание TiO_2 в них составляет 19.0—22.81 мас.% (табл. 1), а атомная доля ульвошпинелевого минала равна 0.5—0.6. Расчетная температура Кюри для титаномагнетитов такого

Рис. 2. Фотография гомогенных зерен титаномагнетитов (Тm) в образце базальта тр. Чабалдак (обр. Шр-91).



состава не превышает 200 °С [Нагата, 1965; Nishitani, 1983]. Согласно экспериментальным данным, они образуются в глубинных (40—60 км) магматических камерах [Печерский и др., 1975; Ермаков, Печерский, 1989]. О глубинном происхождении исследованных образцов свидетельствуют находки зерен алюмохромовой шпинели с наросшим на нее титаномагнетитом (рис. 3). Аналогичные находки были сделаны, например, в кайнозойских щелочных базальтах на островах Зеленого Мыса [Тихонов и др., 1997]. Кроме того, отмечен набор мелких неоднородных фаз переменного состава. Некоторые из них, возможно, отвечают сфену, однако размер таких фаз, как правило, либо сопоставим с размером зонда, либо меньше него. Это делает

Таблица 1. Результаты химического анализа титаномагнетита, мас. %

Трубка	Образец	Проба	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	Сумма
Чабалдак	Шр-96	1	26.10	45.74	19.74	0.649	2.11	3.98	0.224	0.118	98.66
		2	26.60	44.12	19.00	0.648	2.8	4.94	0.314	0.101	98.52
	Шр-278	1	25.62	47.27	21.5	0.762	1.62	0.954	0.138	0.115	97.98
		2	25.89	46.19	20.96	0.725	2.11	1.81	0.143	0.122	97.96
		3	24.32	46.91	21.61	0.722	2.01	1.61	0.609	0.128	97.92
	Сестра	Шр-325	1	26.92	45.41	20.4	0.639	2.93	3.37	0.213	0.119
2			25.93	44.91	20.21	0.607	3.05	3.73	0.686	0.134	99.27
3			26.19	45.73	20.63	0.654	2.69	3.09	0.264	0.132	99.39
4			17.10	48.19	22.81	0.54	2.1	1.91	5.12	0.091	97.87
Шр-330		1	25.77	46.96	20.48	0.723	1.89	3.69	0.075	0.139	99.72

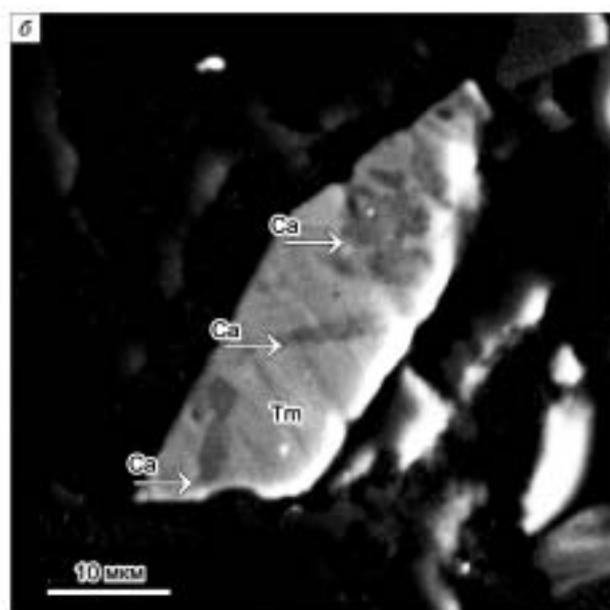
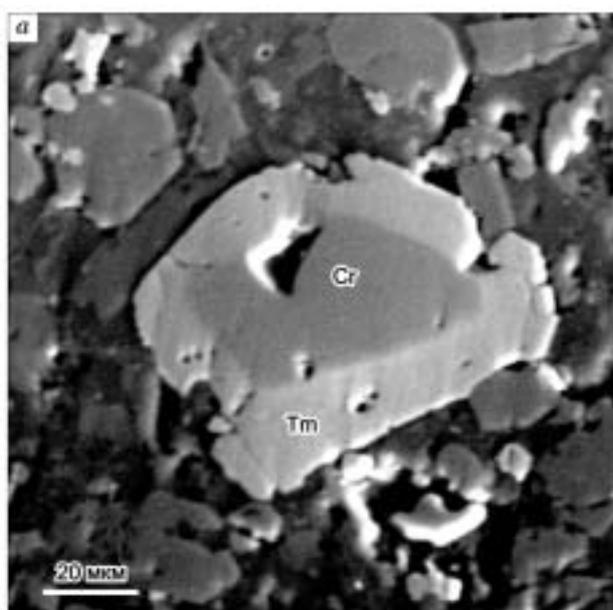


Рис. 3. Алюмохромовая шпинель (Cr) с наросшим на нее титаномагнетитом (Тm), обр. Шр-126, тр. Конгаровская (а) и зерно титаномагнетита с кальцитизированными (Са) в процессе кристаллизации зонами, отмеченными стрелками, обр. Шр-135, тр. Сестра (б).

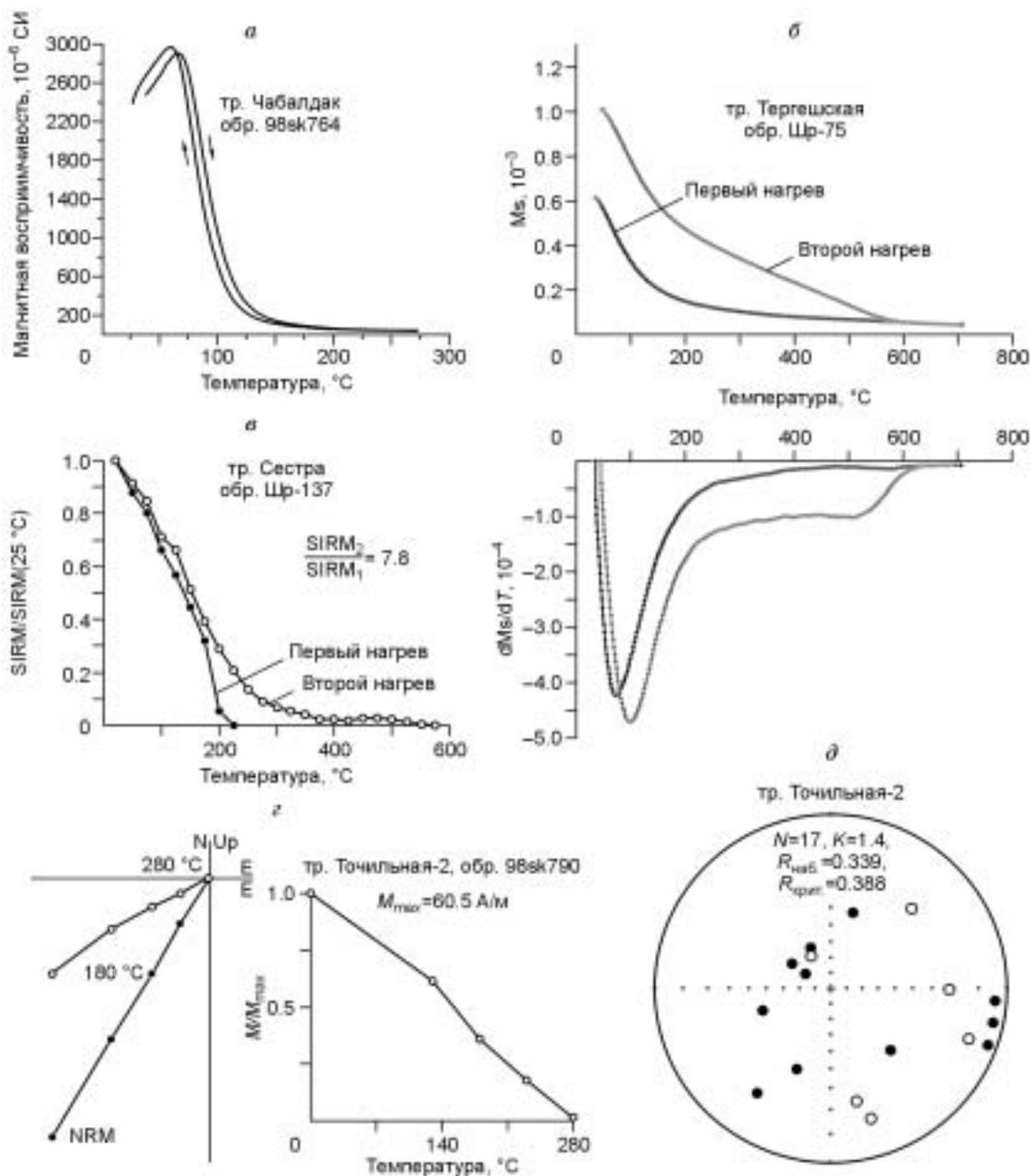


Рис. 4. Результаты петро- и палеомагнитных исследований базальтов трубок взрыва Минусинского прогиба, группа 1.

a — результаты термомагнитного анализа в модификации $\kappa(T)$, *б* — результаты термомагнитного анализа в модификации $M_s(T)$ (верхний график — интегральные кривые, нижний — дифференциальные); *в* — результаты термомагнитного анализа в модификации $SIRM(T)$; *г* — характерная диаграмма Зийдervельда и график $\ln(T)$ по результатам ступенчатого терморазмагничивания; *д* — распределение направлений намагниченности первичных титаномагнетитов в тр. Точильная-2. Здесь и далее залитые символы — проекции вектора на нижнюю полусферу, открытые символы — на нижнюю полусферу.

невозможным достоверный количественный анализ. Найдены также весьма экзотические зерна титаномагнетита с внутренними кальцитизированными областями (см. рис. 3). В отличие от классического замещения железа кальцием, которое идет по границе зерна, на представленной фотографии кальцием пропитано все зерно титаномагнетита. Так как кальций не может входить в решетку титаномагнетита, представленная находка является свидетельством совместной кристаллизации и связана с воздействием карбонатитового расплава-флюида на глубине. Аналогичное воздействие отмечено для глубинных ксенолитов [Мальковец, 2001], причем расчетная глубина соответствует составу титаномагнетита.

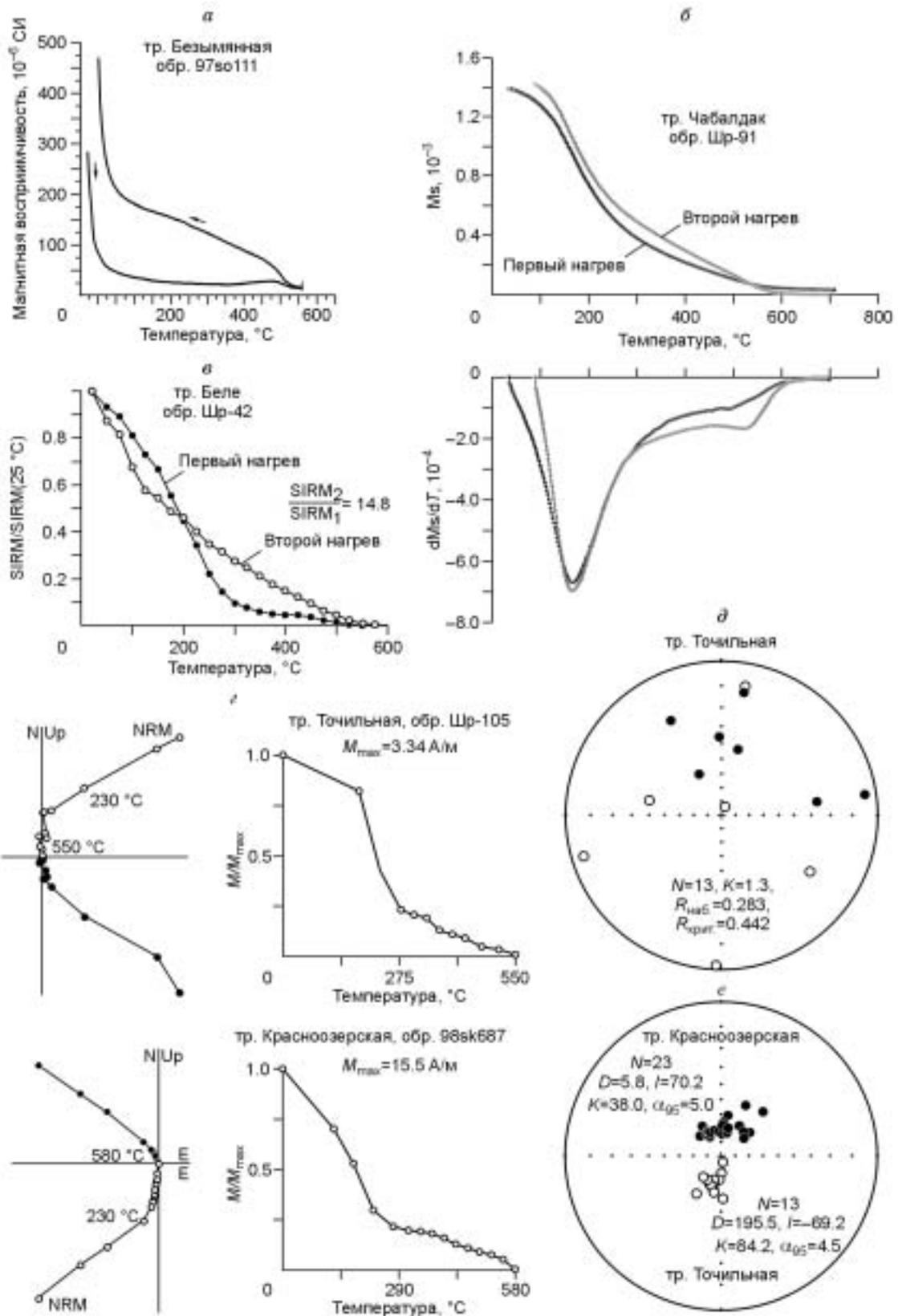


Рис. 5. Результаты петро- и палеомагнитных исследований базальтов трубок взрыва Минусинского прогиба, группа 2.

а–г — то же, что и на рис. 4; д — распределение направлений низкотемпературной намагниченности (первичные титаномagnetиты) в тр. Точильная; е — распределение направлений высокотемпературной намагниченности (окисленные титаномagnetиты) в тр. Красноозерская (прямая полярность) и Точильная (обратная полярность).

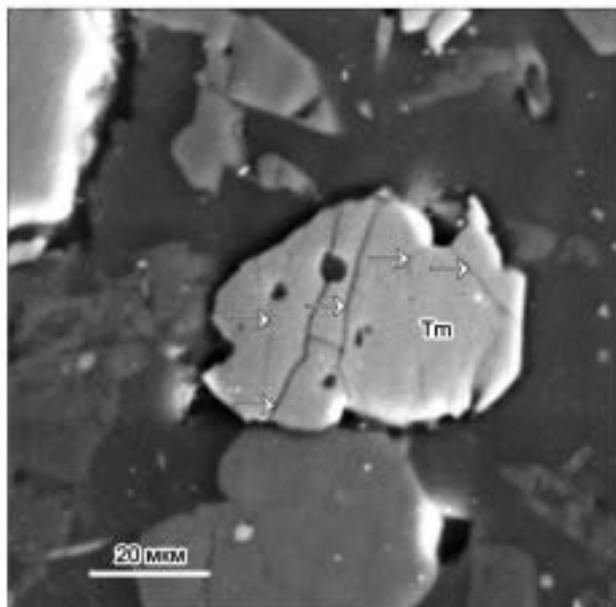


Рис. 6. Зерно титаномагнетита (Tm) с признаками однофазного окисления (отмечено стрелками), обр. Шр-126, тр. Конгаровская.

По результатам термомагнитного анализа все изученные образцы вне зависимости от конкретных интрузивных тел можно условно разбить на четыре группы.

В образцах **первой группы** преобладают титаномагнетиты с высоким содержанием TiO_2 (рис. 4). Их составы соответствуют вышеизложенным результатам микрозондовых исследований. Низкотемпературная магнитная фаза на графиках $\kappa(T)$ фиксируется в интервале 100—200 °C по резкому спаду величины магнитной восприимчивости воспроизводимому при охлаждении (см. рис. 4, а). На кривой dMs/dT по результатам дифференциального термомагнитного анализа выделяется четкий минимум в том же температурном интервале, указывающий на наличие магнитной

фазы с температурой Кюри порядка 180 °C (см. рис. 4, б). Близкая магнитная фаза с деблокирующей температурой около 200 °C выявляется и по результатам термомагнитного анализа $SIRM(T)$ (см. рис. 4, в). Следует отметить, что в ходе экспериментов, вероятно, идет процесс гетерофазного изменения титаномагнетитов, что выражается в значительном приросте величины намагниченности после нагрева: Ms — в 1.1—1.6 раза, $SIRM$ — в 6—16 раз. В результате появляется новая, более высокотемпературная магнитная фаза с температурами Кюри и деблокирующими температурами, близкими к 580 °C, что фиксируется по кривым $Ms(T)$ и $SIRM(T)$ (см. рис. 4, б, в). Естественная остаточная намагниченность описанной группы образцов, как правило, однокомпонентная и полностью разрушается до температуры 300 °C (см. рис. 4, г). Однако характеристические направления намагниченности ($ChRM$) таких образцов имеют хаотическое распределение (см. рис. 4, д), что свидетельствует о низкой палеомагнитной стабильности низкотемпературной магнитной фазы и вследствие этого плохой сохранности первичной намагниченности.

Вторая группа образцов самая многочисленная, ее составляют около 60 % от общего числа. Здесь, наряду с низкотемпературной магнитной фазой, отчетливо фиксируется присутствие минерала, температура Кюри которого от 500 до 580 °C (рис. 5), что соответствует титаномагнетиту с содержанием ульвешпинелевого минерала не более 20 %. На графиках $\kappa(T)$, кроме резкого падения величины магнитной восприимчивости в низкотемпературном интервале, отмечается перегиб кривой при нагреве около температур Кюри магнетита, который на кривых охлаждения выражается более ярко (см. рис. 5, а). Заметен и второй минимум на кривой dMs/dT при температуре около 550 °C (см. рис. 5, б). Сходное поведение демонстрируют кривые $SIRM(T)$, где также фиксируются низко- и высокотемпературная фазы с деблокирующими температурами 280—300 и 500—550 °C соответственно (см. рис. 5, в). Присутствие высокотемпературной магнитной фазы может быть связано с процессами высокотемпературного распада и окисления первичного титаномагнетита, которые происходят еще на стадии остывания изверженных пород [Печерский, Диденко, 1995]. Однако продукты гетерофазного распада, вероятно, имеют очень маленькие размеры, так как не регистрируются микрозондом. По мнению

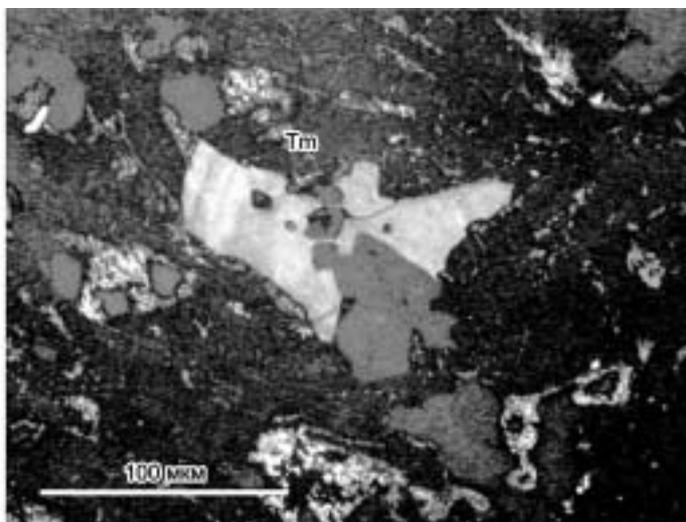


Рис. 7. Магнитная структура маггемитизированного зерна титаномагнетита, выявленная при помощи наноферроколлоида.

Темные участки — более магнитный исходный титаномагнетит, светлые — менее магнитный вновь образованный титаномаггемит.

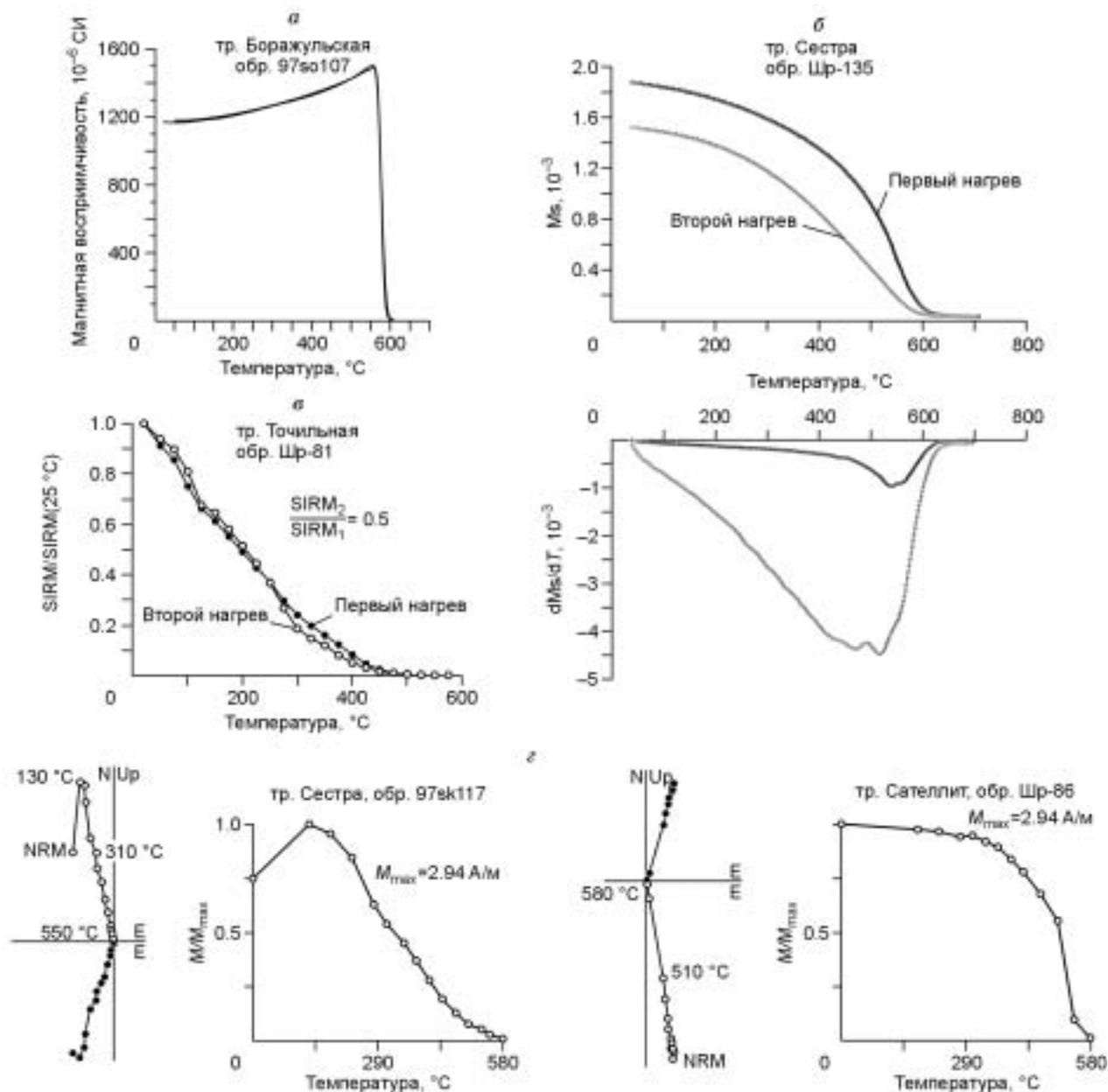


Рис. 8. Результаты петро- и палеомагнитных исследований базальтов трубок взрыва Минусинского прогиба, группа 3.

a—z — то же, что и на рис. 4.

авторов работы [Heller, Petersen, 1982], наличие двух точек Кюри может быть обусловлено относительно низкотемпературным (<500 °C) однофазным окислением. Низкие температуры Кюри связаны с первичным неокисленным титаномагнетитом, высокие — с продуктами однофазного окисления первичного титаномагнетита [Heller, Petersen, 1982]. В качестве примера относительно низкотемпературного окисления можно привести типичную структуру однофазно окисленных зерен титаномагнетита, разбитых трещинами на характерные блоки с размером 5—10 мкм (рис. 6). Об однофазном окислении свидетельствует также проба с наноферроколлоидом, выявившая неоднородность внутри зерен титаномагнетита (рис. 7). По результатам ступенчатого терморазмагничивания основная доля остаточной намагниченности в образцах второй группы приходится на титаномагнетиты с низкими деблокирующими температурами (см. рис. 5, з), при этом направления низкотемпературной компоненты распределены хаотично (см. рис. 5, д). Характеристическая высокотемпературная компонента, составляющая <25 % от первоначальной величины NRM, при сравнении между интрузиями имеет ярко выраженное биполярное распределение (см.

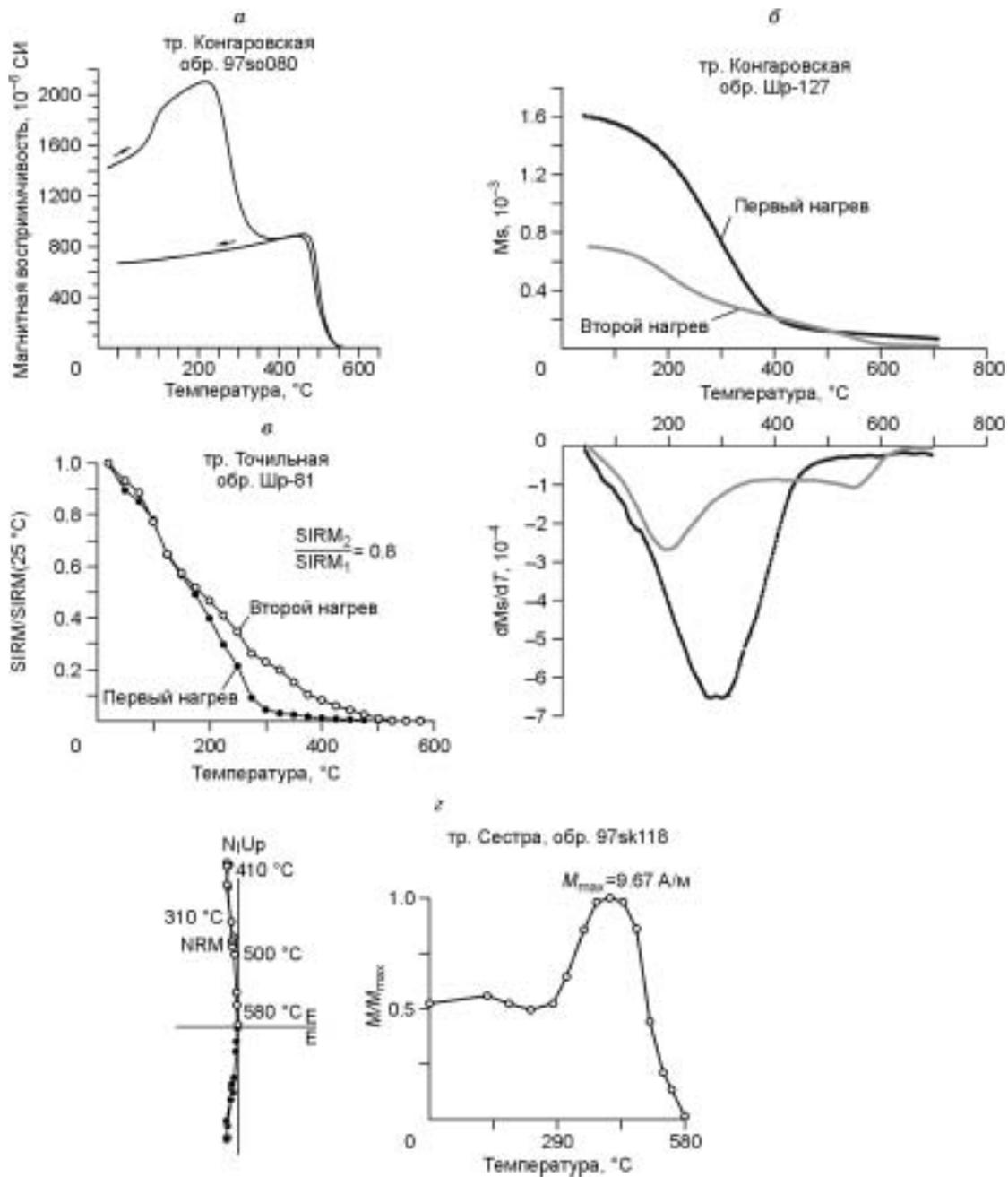


Рис. 9. Результаты петро- и палеомагнитных исследований базальтов трубок взрыва Минусинского прогиба, группа 4.

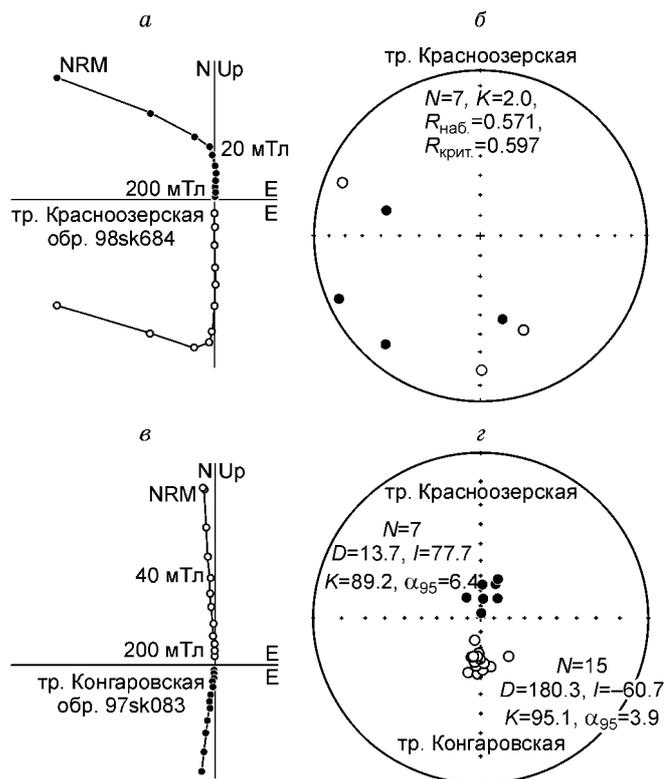
a—z — то же, что и на рис. 4.

рис. 5, e). Спектры низко- и высокотемпературной компонент иногда существенно перекрываются, что при терморазмагничивании ведет к смещению проекции конца вектора намагниченности по дуге большого круга. В некоторых образцах разделить эти компоненты вообще не представляется возможным.

Третью группу составляют образцы, в которых низкотемпературная фаза не регистрируется. Вероятно, процессы, связанные с окислением первичного высокотитанистого титаномагнетита, в них наиболее проявлены. В результате этого низкотемпературная магнитная фаза либо вообще отсутствует, либо концентрация титаномагнетита с температурами Кюри, близкими или отвечающими магнетиту (как конечному продукту окисления исходных титаномагнетитов), достаточно высокая. В качестве примера на рис. 8 показаны графики $\kappa(T)$ и $M_s(T)$ и $SIRM(T)$, иллюстрирующие наличие только одного ферримагнетика с T_c между 550—580 °C и $T_{db} = 500—575$ °C (см. рис. 8, *a—в*). В образцах этой группы стабильная

Рис. 10. Результаты ступенчатого АФ-размагничивания базальтов трубок взрыва Минусинского прогиба.

a — типичная диаграмма Зийдервельда, иллюстрирующая присутствие двух компонент намагниченности; *б* — пример распределения единичных направлений низкокоэрцитивной компоненты намагниченности в тр. Красноозерская; *в* — типичная диаграмма Зийдервельда, иллюстрирующая преобладание одной высококоэрцитивной компоненты намагниченности в тр. Конгаровская; *г* — распределение направлений высококоэрцитивной компоненты в тр. Красноозерская (прямая полярность) и Конгаровская (обратная полярность).



компонента намагниченности обнаруживается наиболее четко. Практически во всех случаях высокотемпературная компонента является единственной и характеристической (см. рис. 8, *з*).

Для немногочисленной **четвертой группы** образцов также характерно преобладание высокотемпературной магнитной фазы, соответствующей или близкой к магнетиту (рис. 9). Связанная с ним высокотемпературная компонента ChRM регистрируется по результатам ступенчатого терморазмагничивания очень четко. Отличительной чертой этих образцов является значительный прирост величины магнитной восприимчивости в интервале 150—300 °С с последующим резким спадом в интервале 350—400 °С (см. рис. 9, *а*). Это свидетельствует о присутствии еще одной ферромагнитной фазы, судя по температурам —

Таблица 2. Палеомагнитные направления в позднемеловых интрузиях Минусинского прогиба

Объект	Координаты φ/λ	³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar возраст, млн лет	<i>N</i>	<i>Dec</i>	<i>Inc</i>	<i>K</i>	α_{95}
Три Брата	55.13/90.18	75 ± 2.4	8	5.4	72.6	51.4	7.8
Безымянная	55.10/90.24	—	9	14.8	78.9	41.3	8.1
Интиколь	54.94/90.55	—	9	6.5	67.2	63.7	6.5
Тергешская	54.86/90.22	77 ± 1.9	16	15.7	71.0	42.8	5.7
Красноозерская	54.80/90.31	77 ± 3.9	30	7.1	72.0	42.1	4.1
Сателлит	54.80/90.31	74 ± 2	19	17.4	66.1	56.6	4.5
Сестра	55.11/90.27	75 ± 6.2	19	180.1	-62.5	67.9	4.1
Конгаровская	55.11/90.19	74 ± 5.5	29	183.7	-59.4	99.1	2.7
Боражульская	55.01/90.26	77 ± 5	20	164.4	-64.4	51.3	4.6
Чабалдак	54.83/90.25	—	9	178.5	-68.8	53.5	7.1
Беле	54.75/90.24	79 ± 2	10	203.4	-60.5	42.4	7.5
Точильная	54.88/90.13	76 ± 1	21	191.6	-69.6	113.2	3.0
Точильная-2	54.88/90.13	—	13	205.3	-58.5	44.3	6.3
Дайка 1	54.84/90.32	—	17	196.7	-76.8	61.1	4.6
Дайка 2	54.84/90.32	—	13	213.2	-65.9	48.7	6.0
дайка	»	—	7	208.1	-67.6	55.1	8.2
экзоконтакт	»	—	6	218.4	-63.7	40.6	10.6
Дайка 3	54.77/90.30	—	7	228.5	-81.6	159.1	4.8

Примечание. *N* — количество единичных векторов (образцов); *Dec* и *Inc* — палеомагнитное склонение и наклонение, *K* — параметр кучности, α_{95} — радиус 95 % овала доверия, ³⁹Ar/⁴⁰Ar возраст указан по данным [Брагин и др., 1999; Мальковец, 2001].

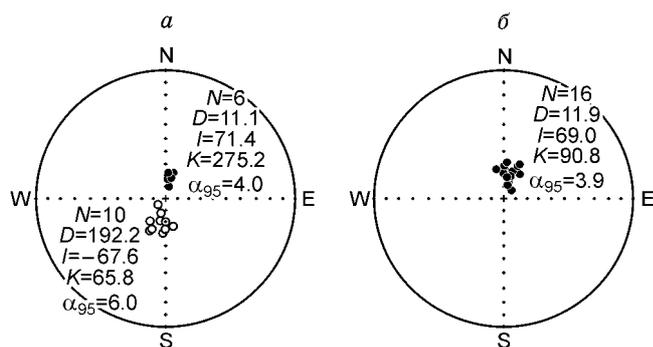


Рис. 11. Распределение средних направлений стабильных высокотемпературных и высококоэрцитивных направлений компонент намагниченности в позднемеловых интрузиях Минусинского прогиба (см. табл. 2).

a — до обращения, *б* — после обращения.

сируется и на кривых $NRM(T)$ в ходе ступенчатого температурного размагничивания, однако на сохранность характеристического направления вектора остаточной намагниченности наличие этого низкотемпературного, наиболее позднего, вторичного ферритмагнетика, как правило, заметного влияния не оказывает (см. рис. 9, *з*).

Кроме ступенчатого терморазмагничивания, значительная часть образцов (около 50 %) были подвергнуты ступенчатому размагничиванию переменным магнитным полем. Практически полное разрушение намагниченности достигается при величине переменного магнитного поля около 200 мТл. Значения медианного разрушающего поля (MDF), как правило, не превышают 20 мТл, реже 40 мТл. Так же как и по результатам ступенчатого терморазмагничивания, в изученных образцах установлено присутствие двух различных компонент NRM. Низкокоэрцитивная компонента разрушается в переменных магнитных полях, сопоставимых с MDF, а распределение ее направлений хаотично (рис. 10, *а, б*), так же как и направлений низкотемпературной компоненты при терморазмагничивании (см. рис. 4, *д; 5, е*). Стабильная компонента намагниченности выделяется в таких образцах в высококоэрцитивной (\geq MDF) части спектра (см. рис. 10, *а*), а по направлению не отличается от направления высокотемпературных компонент (см. рис. 10, *з; 5, е*). В тех интрузиях, где чаще наблюдается только одна высокотемпературная компонента NRM, связанная с окисленным титаномагнетитом, диаграммы Зийдервельда по результатам АФ-размагничивания также однокомпонентные (см. рис. 10, *в*). В разных интрузиях высококоэрцитивная компонента имеет либо прямую, либо обратную полярность (см. рис. 10, *з*).

Таким образом, стабильная характеристическая компонента NRM наиболее четко обнаруживается в тех образцах, где концентрация окисленного титаномагнетита высокая. При анализе компонентного состава намагниченности и для определения средних направлений ChRM мы намеренно не использовали образцы, в которых спектры блокирующих температур или коэрцитивные спектры первичного и окисленного титаномагнетитов существенно перекрываются. Хотя большого влияния на среднее направление стабильной компоненты намагниченности это не оказывает, в статистике использованы только те образцы, в которых компонента ChRM по диаграммам Зийдервельда фиксируется надежно. По результатам ступенчатого термо- и АФ-размагничивания характеристические компоненты NRM в изученных интрузиях имеют как прямую, так и обратную полярность. Направления прямой полярности установлены в трубках Три Брата, Безымянная, Интиколь, Тергешская, Красноозерская и Сателлит (табл. 2, рис. 11). Тест обращения положительный. Угол между средними направлениями прямой и обратной полярности после обращения составляет 3.8° при критическом угле 6.8° , что соответствует, согласно [McFadden, McElhinny, 1990], высокому классу достоверности „В“.

При палеомагнитном изучении интрузивных тел наиболее обоснованным доводом в пользу первичного происхождения намагниченности является тест отжига. В связи с геологической природой трубок взрыва поставить тест отжига весьма затруднительно. Контакты с вмещающими породами представлены зонами эруптивной брекчии и, как правило, закрыты. В отличие от трубок взрыва, зоны контакта относительно небольших по мощности даек долеритов с вмещающими осадочными отложениями девона иногда вполне пригодны для палеомагнитного опробования. Для постановки теста нами изучен экзоконтакт дайки, расположенной в 4 км севернее тр. Красноозерская. На контакте отмечается ороговикование, изменение окраски вмещающих терригенных пород, представленных тонким переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов девонского возраста. В составе NRM пород экзоконтакта дайки по результатам ступенчатого размагничивания в высокотемпературном интервале четко фиксируется характеристическая компонента намагниченности (рис. 12). Деблокирующие температуры, превышающие температуру Кюри магнетита, по-видимому, свидетельствуют о том, что основным носителем NRM в зоне контакта является маггемитизированный магнетит, температуры Кюри которого могут достигать $600\text{--}610^\circ\text{C}$ [Кудрявцева, 1988]. Среднее направление этой компоненты в пределах ошибки определения не отличается от характеристического направления, установленного в долеритах дайки (см. табл. 2, рис. 12). Угловое расстояние между средними направлениями составляет 5.8° , при критическом — 12° . Для

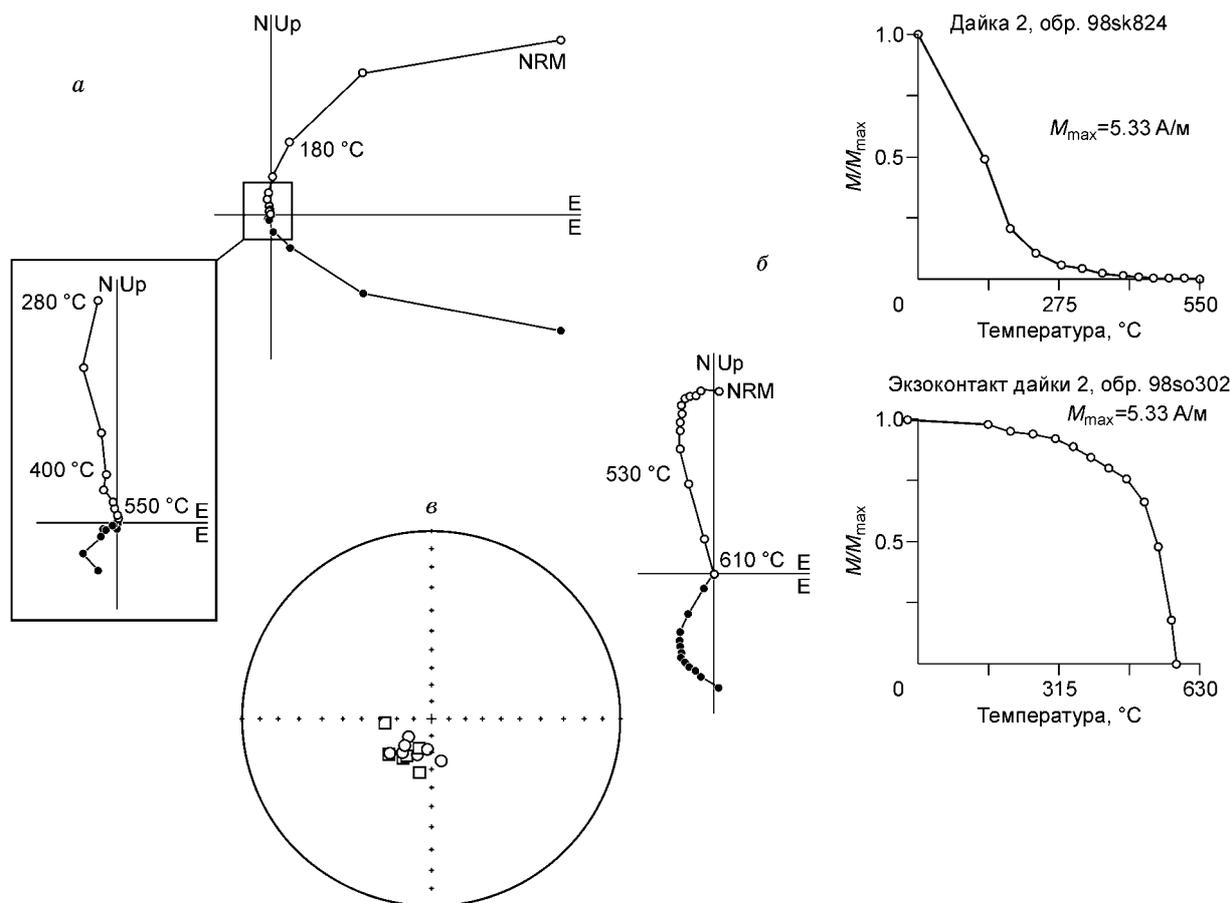


Рис. 12. Результаты ступенчатого терморазмагничивания долеритов дайки 2 (а), осадочных пород девона в экзоконтактной части этой дайки (б) и распределение единичных векторов стабильной компоненты намагниченности (в) долеритов дайки (овалы), пород экзоконтакта (квадраты).

корректной постановки теста отжига необходимо знать и направление необожженных вмещающих пород, однако ближайшие коренные обнажения вмещающих пород фаменского яруса находятся на значительном (>4 км) удалении от дайки, что не дает возможности осуществить тест отжига в классической постановке.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты лабораторных экспериментов свидетельствуют о присутствии в породах нескольких магнитных фаз. Первичная магнитная фаза связана с синмагматическими зернами высокотитанистых титаномагнетитов. Размер магнитных зерен первичных титаномагнетитов составляет 10—40 мкм, что может свидетельствовать об их мультидоменном состоянии. Температуры Кюри первичной магнитной фазы не превышают 200 °С. Низкие температуры Кюри, а также мультидоменное состояние магнитных зерен предопределяют низкую палеомагнитную стабильность данной фазы и, соответственно, плохую сохранность первичной намагниченности, с ней связанной. Кроме того, намагниченность первичных титаномагнетитов испытывает частичное или полное самообращение [Krasa et al., 2005], что также находит отражение в нестабильном распределении направлений низкотемпературных компонент (см. рис. 4, д, 5, д).

Вторая магнитная фаза связана с продуктами частичного либо полного окисления исходных титаномагнетитов по трещинам, пронизывающим как сами магнитные зерна, так и матрикс породы (см. рис. 6). Подобное однофазное окисление высокожелезистых титаномагнетитов для четвертичных базальтов описано в [Krasa et al., 2005]. При этом составы исходных титаномагнетитов и продуктов их окисления, судя по температурам Кюри, весьма близки к полученным нами для позднемеловых пород Минусинских интрузий. В обоих случаях совпадают размеры титаномагнетитовых зерен и трещин в них. Таким образом, для изученных нами пород можно предполагать тот же механизм однофазного окисления, протекающий в процессе остывания базальтов при температуре ниже температуры чистого высокотемпературного окисления (<500 °С [Petersen et al., 1979]). Образующиеся в результате этого процесса вторичные титано-

магнетиты имеют более высокие магнитную жесткость и температуру Кюри по сравнению с материнской фазой. В таком случае компоненты ChRM, связанные с высокожелезистыми продуктами распада исходных титаномагнетитов, в физическом смысле, имеют вторичный, а не первичный генезис. Однако направление намагниченности вторичных титаномагнетитов должно соответствовать магнитному полю, существовавшему на момент остывания интрузий. Учитывая природу и небольшие размеры этих тел можно утверждать, что время приобретения породами намагниченности в геологических масштабах соответствует времени их формирования. Указанная высокотемпературная компонента намагниченности наиболее четко фиксируется в тех образцах, где наблюдается полный распад первично-магматических высокотитанистых титаномагнетитов и низкотемпературная фаза отсутствует. Их преобразование может быть рассмотрено в рамках указанного выше механизма однофазного окисления, в предположении того, что концентрация в породе неизмененного первично-магматического титаномагнетита ничтожна мала. Однако, судя по отсутствию вязкой намагниченности и форме кривой $k(T)$, в некоторых образцах высокотемпературная компонента может быть обусловлена высокотемпературным гетерофазным окислением и связана с мелкими однодоменными зернами магнетита или высокожелезистого титаномагнетита. Поскольку размеры этих зерен выходят за пределы разрешающей способности микрозонда их регистрация этим способом невозможна.

Процессы окисления первично-магматических титаномагнетитов в той или иной степени затронули все изученные поздне меловые интрузии Минусинской котловины. Однако интенсивность этого процесса меняется от объекта к объекту. В некоторых интрузиях концентрация первичного высокотитанистого титаномагнетита весьма значительная, что затрудняет выявление направления стабильной компоненты NRM (тр. Три Брата, Безымянная, Чабалдак, Беле). В других (например, тр. Красноозерская или Конгаровская) почти во всех образцах концентрация высокожелезистого титаномагнетита и магнетита настолько высока, что низкотемпературная составляющая NRM либо вообще не проявляется, либо не оказывает существенного влияния на направление стабильной компоненты намагниченности. Наконец, появление в некоторых образцах маггемита может говорить о максимально проявленном процессе изменения первичных магнитных минералов. Маггемитизация является, по-видимому, наиболее поздним наложенным процессом, связанным с преобразованием породы уже после ее формирования. Направления компоненты, связанной с маггемитом, часто близки к направлению современного поля и существенно не повлияли на сохранность стабильной титаномагнетитовой компоненты.

В пользу синхронности образования ChRM, носителем которой являются продукты распада первично-магматических титаномагнетитов, времени становления интрузий свидетельствует положительный тест обращения. Для подтверждения этого факта тестом отжига необходимо исключить возможность совпадения направлений намагниченности в тестируемой дайке и зоне отжига за счет регионального перемангничивания, т. е. сравнить эти направления с направлениями намагниченности вмещающих пород. Поскольку в непосредственной близости от дайки отбор образцов оказался невозможным, поэтому для сравнения мы использовали все известные палеомагнитные определения по девонским осадочным породам Минусинского прогиба. Осадочные отложения на данной территории, в том числе вблизи меловых даек и трубок взрыва, изучались нами неоднократно.

Однако однозначно интерпретируемого результата эти исследования, как и подавляющее большинство исследований девонских отложений Минусинской впадины, не принесли [Казанский и др., 1996; Диденко и др., 1997]. Палеомагнетизм девонского интервала для Сибири уже давно является предметом оживленных дискуссий. Суть проблемы состоит в том, что для девона Сибирской платформы и ее складчатого обрамления сосуществуют две группы палеомагнитных полюсов: первая (D-I) близка к пермокарбонным полюсам, а

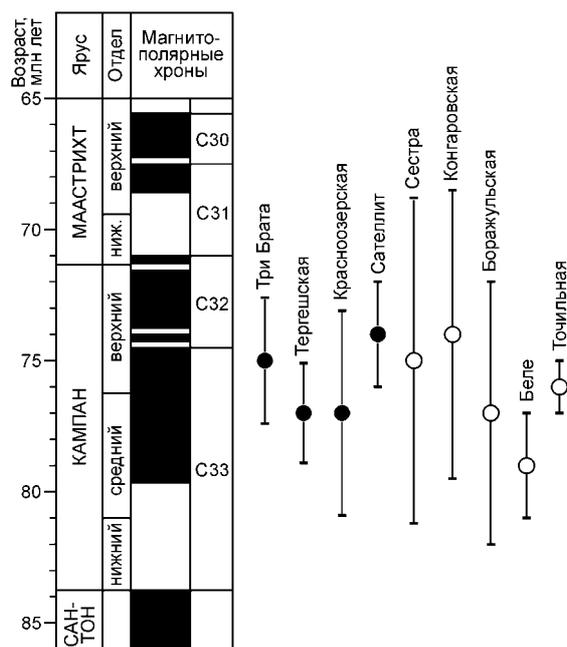


Рис. 13. Сопоставление результатов $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирования трубок взрыва Минусинского прогиба [Брагин и др., 1999; Мальковец, 2001;] и полярности выделенных компонент намагниченности (см. табл. 2) с магнитохронологической шкалой [Gradstein et al., 1995].

Черным показаны интервалы прямой полярности, белым — обратной; вертикальными отрезками показаны доверительные интервалы $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ определений.

Таблица 3. Сопоставление полученного палеомагнитного полюса и направления с референтными данными по Европе [Besse, Courtillot, 2002]

Блок	VGP Lat/Long	A ₉₅	млн лет	Plat	Dec	Inc	α ₉₅	R	F
Сибирь	82.8/188.5	6.1	74-82	53.4 ± 6.1	12.1	69.6	3.9	—	—
<i>Ожидаемые для Сибири (на 55.0°/90.2°)</i>									
Европа	80.3/204.3	3.2	70	50.2 ± 3.2	13.9	67.4	2.1	-3.2 ± 5.1	1.9 ± 8.3
»	81.4/206.1	5.9	80	50.6 ± 5.9	12.2	67.7	3.9	-2.8 ± 6.3	0.2 ± 10.1

Примечание. VGP — палеомагнитный полюс; Lat/Long и A₉₅ — географические широта/долгота полюса и радиус 95 % овала доверия, Plat — палеоширота, Dec — склонение, Inc — наклонение, α₉₅ — 95 % овал доверия, R и F — количественные характеристики предполагаемого перемещения Сибири относительно Европы: R — угол вращения, F — широтное смещение (расчеты выполнены по алгоритмам, реализованным в программном обеспечении PMGSC v.4.1 [Enkin, 1994]).

вторая (D-II) существенно отличается от них [Палеомагнетизм..., 1974; Погарская, 1981; и др.] и соответствует среднепалеозойскому интервалу траектории кажущегося перемещения палеомагнитного полюса Сибири [Печерский, 1995]. Более того, из анализа крайне немногочисленных определений последних лет можно предполагать, что девонские палеомагнитные направления в Минусинском прогибе и Сибирском регионе в целом не ограничиваются только группами D-I и D-II, но и имеют направления, отличные от них [Шаронова и др., 1993; Казанский и др., 1996; Диденко и др., 1997; Буслов и др., 2000; Лавренчук и др., 2004]. Не углубляясь в суть проблемы, достаточно сказать, что для девонских отложений Минусинского прогиба на территории распространения изученных меловых интрузий установлено несколько групп стабильных направлений естественной остаточной намагниченности, и все они существенно (от 30 до 85°) отличаются от направлений в тестируемой дайке и ее экзоконтактовой зоне. В определенной степени это может свидетельствовать об отсутствии регионального перемагничивания. Соответственно, тест отжига можно считать положительным, а время формирования тестируемой намагниченности — близкой ко времени остывания изученной дайки.

Как уже говорилось ранее, время формирования трубок взрыва и ассоциирующих с ними даек по результатам ³⁹Ar/⁴⁰Ar датирования укладывается в узкий временной диапазон позднего мела — кампанский век, отвечающий, магнитополярным хронам C33 и C32 общей магнитохронологической шкалы [Gradstein et al., 1995]. Сопоставление полярности выделенных направлений ChRM и данных изотопного датирования показаны на рис. 13. В целом результаты геохронологических и палеомагнитных исследований имеют хорошую согласованность. Формирование интрузий, намагниченность пород которых имеет прямую полярность, вероятно, отвечает зоне прямой полярности хрона C33 (79—75 млн лет). Обратные намагниченности интрузии могли формироваться либо на рубеже 74 млн лет назад (например, тр. Конгаровская, Сестра, вероятно, также тр. Точильная), что отвечает узкой зоне обратной полярности хрона C32, либо в начале кампана — зона обратной полярности хрона C33 (например, тр. Беле, возможно, также тр. Боражильская). В последнем случае возраст этих трубок не может быть моложе 79 млн лет.

Приведенные выше данные свидетельствуют, что установленные характеристические компоненты намагниченности соответствуют времени становления интрузий. Рассчитанный путем осреднения виртуальных геомагнитных полюсов всех изученных интрузий средний палеомагнитный полюс имеет координаты 82.8° с.ш., 188.5° в.д. при A₉₅ = 6.1. Положение рассчитанного полюса в пределах ошибки определения не отличается от референтных данных по Европе [Besse, Courtillot, 2002]. Полученные и ожидаемые для региона по данным для европейской части евроазиатского континента средние палеомагнитные направления совпадают (табл. 3). Рассчитанные количественные характеристики предполагаемого по данным для Северной Евразии перемещения Сибирской платформенной области относительно Европейской находятся в пределах ошибки определений (см. табл. 3). В таком случае мы должны констатировать, что реставрируемые в мезозое внутриплитные сдвиговые перемещения [Метелкин и др., 2004], обусловившие деформацию коры Центральной Азии, завершились к концу мела, либо масштабы позднемеловых и кайнозойских сдвигов невелики и находятся в пределах ошибки палеомагнитного метода.

ВЫВОДЫ

Намагниченность пород, слагающих позднемеловые интрузии Минусинского прогиба, связана с различными магнитными фазами: первично-магматическим титаномагнетитом и продуктами его окисления. Величина и направление естественной остаточной намагниченности в изученных объектах определяется соотношением между намагниченностью этих фаз.

Характеристическая компонента намагниченности в позднемеловых интрузиях Минусинского прогиба, строго говоря, не является первичной и связана с высокожелезистыми титаномagnetитами — продуктами распада и однофазного окисления первично-магматических высокотитанистых титаномagnetитов. Однако эта компонента ChRM формировалась синхронно процессу становления интрузий, что подтверждается в том числе и палеомагнитными тестами.

Полярность характеристической намагниченности интрузий, в совокупности с геохронологическими данными, позволяет предполагать, что прямо намагниченные интрузии формировались в интервале 79—75 млн лет (интервал прямой полярности хрона C33). Обратные намагниченные интрузии могли формироваться либо на рубеже 74 млн лет назад (что отвечает узкой зоне обратной полярности хрона C32), либо в начале кампана 82—79 млн лет (интервал обратной полярности хрона C33).

Расчитанные количественные характеристики предполагаемого перемещения Сибирской платформенной области относительно Европейской в позднем мелу находятся в пределах ошибки определений. Следовательно, реставрируемые в мезозое внутриплитные сдвиговые перемещения, обусловившие деформацию коры Центральной Азии, завершились к концу мела, либо их масштабы находятся в пределах ошибки палеомагнитного метода.

Авторы выражают благодарность сотрудникам Калифорнийского Университета Санта-Круз Роберту Ко (Robert Coe) и Шиши Жао (Xixi Zhao) за возможность использования оборудования палеомагнитной лаборатории Университета и помощь при проведении экспериментов, Жанне Рисагер (Janna Riisager) за выполнение экспериментов по изучению магнитной восприимчивости $\kappa(T)$, А.Н. Диденко и С.К. Грибову за полезные замечания и обсуждение статьи.

Работа выполнена в рамках комплексного интеграционного проекта СО РАН 6.7.4., при поддержке РФФИ (грант 04-05-64363), Президиума СО РАН, Фонда содействия отечественной науке, гранта Президента РФ (МК-4334.2004.5), а также National Science Foundation (EAR 98-054) и INTAS 03-51-5807.

ЛИТЕРАТУРА

Баженов М.Л., Моссаковский А.А. Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника, 1986, № 1, с. 59—69.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Брагин В.Ю., Реутский В.Н., Литасов К.Д., Мальковец В.Г. Позднемеловой эпизод внутриплитового магматизма в Северо-Минусинском прогибе по палеомагнитным и геохронологическим данным // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (4), с. 576—582.

Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю., Окада Ш., Семаков Н.Н. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (3), с. 383—397.

Головин А.В., Шарыгин В.В., Мальковец В.Г. Эволюция расплава в процессе кристаллизации базанитов трубки Беле (Северо-Минусинская впадина) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1760—1782.

Диденко А.Н., Милев В.С., Самыгин С.Г., Шкиттин А.А. Палеомагнетизм раннего девона на востоке Кузнецкого Алатау // Вестн. Моск. ун-та, Сер. 4. Геология, 1997, № 5, с. 23—31.

Ермаков В.А., Печерский Д.М. Природа включений габброидов из молодых лав Курильских островов // Тихоокеанская геология, 1989, № 4, с. 45—55.

Казанский А.Ю., Кунгурцев Л.В., Брагин В.Ю. Палеомагнитные направления девонских комплексов восточной части Алтае-Саянской складчатой области // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М., 1996, с. 48—50.

Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Михальцов Н.Э., Гордиенко И.В., Кунгурцев Л.В. Палеомагнитные данные по мезозойским комплексам обрамления Сибирской платформы как отражение внутриплитных сдвиговых деформаций Центрально-Азиатского пояса // Материалы науч. совещ. „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)“, Т. 1. Иркутск, 2004, с. 151—155.

Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В. Палеомагнетизм пермотриасового траппового комплекса Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1107—1120.

Кудрявцева Г.П. Ферримагнетизм природных оксидов. М., Недра, 1988, 232 с.

Лавренчук А.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Травин А.В. Черносопкинский тешенит-сиенитовый комплекс северо-западной части Восточного Саяна — одно из проявлений раннедевонского плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (6), с. 663—677.

Мальковец В.Г. Состав и строение мезозойской верхней мантии под Северо-Минусинской впадиной (по данным изучения мантийных ксенолитов из щелочно-базальтоидных трубок взрыва): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2001, 24 с.

Метелкин Д.В., Брагин В.Ю. Мезозойско-кайнозойская внутриплитовая тектоника Южной Сибири по палеомагнитным данным // Материалы конференции молодых ученых, посвященной 100-летию со дня рождения М.А. Лаврентьева, Ч. II. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, с. 92—95.

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.

Михайлова Н.П., Глевасская А.М., Цыкора В.Н. Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена. Киев, Наук. думка, 1974, 200 с.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., Мир, 1965, 348 с.

Палеомагнетизм палеозоя / Ред. А.Н. Храмов. Л., Недра, 1974, 310 с.

Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова, С.А. Писаревский, И.А. Погарская, Ю.С. Ржевский, В.П. Родионов, И.П. Слауцитайс. Л., Недра, 1982, 312 с.

Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М., ОИФЗ РАН, 1995, 298 с.

Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М., Наука, 1975, 288 с.

Погарская И.А. Древняя намагниченность среднепалеозойских образований и ее связь с палеогеографией // Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии. Л., ВНИГРИ, 1981, с. 46—55.

Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы / Ред. П.С. Воронов. СПб., Наука, 1997, 591 с.

Тихонов Л.В., Гапеев А.К., Цельмович В.А. Магнетизм щелочных вулканов островов Зеленого Мыса // Физика Земли, 1997, № 9, с. 46—54.

Шаронова З.В., Печерский Д.М., Специус З.В. Палеомагнитная оценка стадии серпентинизации кимберлитов и ксенолитов трубки Удачной // Физика Земли, 1993, № 4, с. 69—75.

Шенгёр А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 41—58.

Ashchepkov I.V., Kepezhinskas V.V., Mal'kovets V.G., Ovchinnikov Yu.I. Mantle xenoliths from the Mezo-Cenozoic volcanic pipes of Khakassia: Field Guide Book 6th Int. Kimb. Conf. Novosibirsk, UIGGIM, SB RAS, 1995, 40 p.

Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geoph. Res., 2002, v. 107, № B11, p. 1—31.

Bragin V.Y., Reutsky V.N., Litasov K.D., Malkovets V.G., Travin A.V., Mitrokhin D.V. Paleomagnetism and Ar-40/Ar-39-dating of Late Mesozoic volcanic pipes of Minusinsk depression (Russia) // Physics and Chemistry of the Earth, 1999, v. 24 (6), p. 545—549.

Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994, 16 p.

Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.C., Hardenbol J., Van Veen P., Thierry J., Huang Z.A. Triassic, Jurassic and Cretaceous Time Scale // Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Special Publication, 1995, № 54, p. 95—126.

Heller F., Petersen N. Self-reversal explanation of the Laschamp/Olby excursion geomagnetic field excursion // Phys. Earth Planet Int., 1982, v. 30, p. 358—372.

Kirschvink J.L. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Soc., 1980, v. 62, p. 699—718.

Krasa D., Shcherbakov V.P., Kunzmann T., Petersen N. Self-reversal of remanent magnetization in basalts due to partially oxidized titanomagnetites // Geophys. J. Int., 2005, v. 162, p. 115—136.

McFadden P.L., McElhinny M. Classification of reversal test in paleomagnetism // Geophys. J. Int., 1990, v. 103, p. 725—729.

Nishitani T., Kono M. Curie temperature and lattice constant of oxidized titanomagnetite // Geophys. J. R., Astron. Soc., 1983, v. 74, p. 585—600.

Petersen N., Eisenach P., Bleil U. Low temperature alteration of the magnetic minerals in ocean-floor basalts // Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Ocean Crust, American Geophysical Union, Maurice Ewing Series, 1979, v. 2, p. 169—209.

Van der Voo R. The reliability of paleomagnetic data // Tectonophysics, 1990, v. 184, p. 1—9