относительного движения между Евразийской и Африканской плитами, в ходе активизации движения по Азоро–Гибралтарскому разлому. Деформация зерен магнетита отражена в их магнитных свойствах, структуре и доменном состоянии. Следующий этап метаморфизма наступил с понижением температуры и прохождением процессов серпентинизации перидотитов, в ходе, которой выделяется несколько стадий.

- 1. Prichard H.M. & Mitchell J.G. K-Ar data for the age and evolution of Gettisburg bank, North Atlantic ocean // Earth and Science Letters. 1979. № 44. P. 261-268.
- Bonatti E., Honnorez J. Nonspreading crustal bloks at the Mid-Atlantic Ridge // Science. 1971. Vol. 174. № 4016. P. 1329-1331.
- 3. З.Альмухамедов А.И., Сборщиков И.М., Лобковский Л.И. Новые данные о строении хребта Горриндж, северная Атлантика // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6
- 4. Xixi Zhao2 Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Vol. 149)
- 5. *Nazarova E.A., J. Wasilewski P.J., Dick H.J.B.* Magnetic Study of Serpentinized Harzburgites from the Islas Orcadas Fracture Zone // Marine Geophysical Research. 2000. V. 21. № 5. P. 475-488.
- Wics F.J. Plant A.G. Electron-Microprobe and X-Ray-Microbeam studies of serpentine textures // Canadian mineralogist. 1979. № 17. P. 785-830.
- 7. Bazylev B.A., Popov K.V., Shcherbakov V.P. Petrographic features of oceanic peridotites as reflected by their magnetic characteristics // Russian Journal of Earth Sciences. 2002. V. 4. No. 3.
- 8. Попов К.В., Базылев Б.А., Щербаков В.П. Температурный интервал возникновения намагниченности океанических шпинелевых перидотитов // Океанология. 2006. Т. 46. № 2. С. 278-28
- 9. Силантьев С.А., Мироненко М.В., Базылев Б.А., Семенов Ю.В. Метаморфизм, связанный с гидротермальными системами срединно-океанических хребтов: опыт термодинамического моделирования // Геохимия. 1992. № 7. С. 1015-1034

ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУР ОБРАЗОВАНИЯ ФЕРРИМАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ В ХОДЕ МЕТАМОРФИЗАЦИИ МАНТИЙНЫХ ШПИНЕЛЕВЫХ ПЕРИДОТИТОВ (МЕТОДОЛОГИЯ ТЕРМОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТЕЙ)

К.В. Попов¹, В.П. Щербаков², Б.А. Базылев³

¹Институт Океанологии РАН, Москва; ²ГО «Борок» ИФЗ РАН; ³Институт геохимии и аналитической химии, Москва, (bazylev@geokhi.ru)

Мантийные перидотиты изначально являются немагнитными породами, их намагниченность возникает в ходе метаморфизма при воздымании перидотитов к поверхности и взаимодействии с циркулирующими гидротермальными флюидами. Метаморфизм, который претерпевают океанические перидотиты в ходе этих процессов, является регрессивным и полистадийным, то есть при своём остывании они претерпевают дискретные эпизоды метаморфической перекристаллизации [1]. Эти эпизоды фиксируются по особенностям составов метаморфических минералов в перидотитах, и в ряде случаев удается установить температуру метаморфизма. Максимальная температура гидротермального метаморфизма шпинелевых перидотитов СОХ определяется локальной глубиной проникновения гидротермального флюида в литосферу и локальным геотермическим градиентом, и может превышать 800°С [2], хотя в среднем эта температура $\approx 550^{\circ}$ С [3]. Минимальная температура метаморфизма океанических перидотитов отвечает последним стадиям их серпентинизации и определяется по не очень надежным изотопным калибровкам величиной $\approx 80^{\circ}$ C [4]. В ходе более низкотемпературных процессов (карбонатизации, выветривания) кристаллизации магнитных минералов в перидотитах не происходит.

Традиционно возникновение намагниченности океанических перидотитов связывалось с процессом их серпентинизации и сопутствующей кристаллизации магнетита. Предполагалось, что кристаллизация магнетита (и возникновение намагниченности перидотитов) происходит резко при остывании пород до температуры термодинамической стабильности серпентинитовых минералов. Однако, специальное исследование установило, что намагниченность перидотитов фактически возникает еще до начала их серпентинизации, при более высокой температуре (400-600)°С, в процессе среднетемпературной перекристаллизации пород [5]. Носителем магнитных свойств в перидотитах при этом является метаморфический шпинелид с высокой мольной долей магнетитового компонента, типичный для этих температур.

Дальнейшее остывание пород сопровождается их серпентинизацией и кристаллизацией магнетита. Петромагнитные исследования представительной коллекции океанических перидотитов выявили зависимость размера зерен магнетита (метаморфического шпинелида) и общей концентрации ферримагнетиков как от степени среднетемпературного метаморфизма пород, так и от стадии и степени их последующей серпентинизации [5]. В целом, породы, подвергшиеся интенсивному среднетемпературному метаморфизму, как правило, имеют крупные многодоменные зерна ферримагнетиков, достигающие размера 50 мкм при отношении $J_{rs}/J_s \approx (0.03-0.01)$. В ходе серпентинизации кристаллизуются намного более мелкие зерна магнетита размера (3-10) и $J_{rs}/J_s \approx (0.24)$. Таким образом, в океанических перидотитах обычно присутствуют две и более генерации ферримагнетиков, образованных при разных температурах в ходе различных метаморфических процессов.

Оценка температур образования ферримагнитных минералов и приобретения породами намагниченности необходима для определения условий формирования пород и процессов, проходящих в океанической коре. Существующие петрологические методы геотермометрии применимы лишь для минеральных ассоциаций, кристаллизующихся в перидотитах при температурах выше 400°С [2]. Для оценок температуры более низкотемпературных метаморфических эпизодов используются изотопные методы, дающие большой разброс оценок в зависимости от принятых допущений о составе флюида и используемых калибровок. Магнитный метод обеспечивает независимую оценку температуры образования минералов – носителей намагниченности. В настоящей работе сделана попытка определения температуры образования различных генераций магнетита, образовавшихся в ходе среднетемпературного метаморфизма и последующей серпентинизации океанических перидотитов, изученных нами ранее в работе [5]. Напомним, что в предыдущих исследованиях этой коллекции было показано, что в рассматриваемых перидотитах имеются две и более генераций магнетита, образовавшегося в ходе указанных процессов.

Методология термомагнитных исследований: предварительный анализ возможностей В магнетизме горных пород существует ряд методов определения температуры возникновения намагниченности в исследуемых образцах. В частности, известны два безнагревных метода, рассмотренных Л.Е. Шолпо [6]. Во-первых, это метод сравнения характеристик стабильности, а во-вторых, это метод, использующий коэрцитивные спектры пород. Оба метода имеет смысл использовать в тех случаях, когда в породе содержится один ферримагнитный минерал с магнитомягкими МД зернами. Если же в породе содержатся также магнитожесткие однодоменные частицы, или же два и более различных ферримагнетиков, то безнагревные методы не работают. По этой причине в этой работе мы обратились к более прямому методу термомагнитного анализа. Ранее возможность определения верхней температуры создания естественной остаточной намагниченности (NRM) горной породы рассматривались С.Ю. Бродской [7].

Действительно, в исследуемой нами коллекции естественная остаточная намагниченность (NRM) океанических перидотитов, возникающая при остывании образовавшихся в ходе регрессивного метаморфизма ферримагнитных зерен, представлена суммой парциальной термоостаточной намагниченности (pTRM) J_{rpt} и химической остаточной намагниченности (CRM) J_{rc} . Тогда для определения температуры образования химической остаточной намагниченности ферримагнетиков CRM (которая в данном случае совпадает с температурой образования самих ферримагнетиков) можно воспользоваться законом независимости pTRM. Как известно, суть этого закона состоит в том, что pTRM, приобретенная породой во время охлаждения, в процессе нагревания исчезает при достижении породой верхней температуры её образования T_1 [8]. По этой причине на кривой терморазмагничивания образца, намагниченность которого содержит в качестве одной из компонент pTRM(T_1, T_0), можно ожидать возникновения точки перегиба в районе T_1 , маркирующей верхнюю температуру образования pTRM. Здесь T_0 – комнатная температура.

Для проверки этого предположения мы провели эксперимент по созданию $J_{\rm rc}$ и $J_{\rm rpt}$ в лабораторных условиях. Для эксперимента были выбраны образцы из коллекции меловых пород щелочно-базальтовой ассоциации турон-сантонского возраста, отобранной в Грузии. Магнитные свойства и петрология пород описаны в [9]. Термомагнитный анализ пород, проводившийся на магнитных весах для оценки термической стабильности образцов и их температур Кюри T_c показал, что носителями естественной остаточной намагниченности J_n являются титаномагнетиты с точками Кюри (200-350)°С.

Эксперимент состоял в следующем:

1. Используя трёхкомпонентный вибромагнитометр конструкции Ю.К. Виноградова, образец медленно нагревался до 375°С (что приблизительно на 100°С выше температуры Кюри основной массы ферримагнетика в данном образце) при непрерывном измерении его остаточной намагниченности (NRM) (рис. 1). Как и следовало ожидать, при достижении T = 375°C NRM была полностью разрушена.

2. При дальнейшем нагреве образца, в интервале (375, 450)°С, включалось постоянное магнитное поле напряжённостью в 1 Э и продолжался мониторинг величины полной намагниченности образца. Как видно из рис. 1, в этом интервале температур происходил сначала медленный рост, а затем бурный рост полной намагниченности образца, что свидетельствует о наличии процессов новообразования и/или трансформация магнитных минералов в породе.



Рис. 1. Кривые терморазмагничивания естественной (J_n) и химической (J_{rc}) намагниченностей (шкала слева) и график второй производной $d^2 J_{rc}/dT^2$ (шкала справа).

3. При достижении 450°С поле выключалось и образец охлаждали до 20°С. Существенно, что при выключении поля часть намагниченности образца сохранялась, что говорит о том, что в ходе его прогрева в присутствии внешнего маг-

175

нитного поля в нём возникла химическая остаточная намагниченность $J_{\rm rc}$, которая при охлаждении до комнатной температуры возросла приблизительно в четыре раза. Затем была снята кривая терморазмагничивания $J_{\rm rc}(T)$ вплоть до T = 555°C. На этой кривой хорошо просматривается резкий спад намагниченности как раз при T = 450°C, который отражается в виде пика при расчёте кривой второй производной $d^2J_{\rm rc}/dT^2$, и соответствует верхнему значению температуры создания CRM (рис. 1).

Фактический материал

Поставленная задача решалась при исследовании коллекции океанических перидотитов, в разной степени подвергшихся среднетемпературной метаморфической перекристаллизации и серпентинизации. Основу коллекции составляют образцы, отобранные в пределах Срединно-Атлантического хребта, петрографическое описание и магнитные характеристики которых приведены в работе [5]. Эта коллекция была дополнена образцами перидотитов, драгированных в пределах Аравийско-Индийского и Юго-Западно-Индийского хребтов. Степень среднетемпературного метаморфизма (С.С.М.) в исследованных образцах варьирует от 0 до 100 %, степень серпентинизации (С.С.) – от 60 до100%. Результаты термомагнитного анализа образцов и, в частности, характер термокривых спонтанной намагниченности $J_{s}(T)$, однозначно показали, что носителем намагниченности в породах является магнетит, имеющий $T_c = (570-580)^{\circ}$ С (иногда $T_c = 550^{\circ}$ С в связи с присутствием в магнетите примесей хрома), в отдельных случаях температура Кюри доходила до 610°С. Для получения температуры приобретения намагниченности проводилось терморазмагничивание образцов в двухкомпанентном магнитометре конструкции Ю.К. Виноградова. Примеры размагничивающих кривых естественной остаточной намагниченности $J_n(T)$, отображающие особенности спектра блокирующих температур T_b разных генераций магнетита, показаны на рис. 2. Как следует из предыдущего рисунка, присутствие в породе двух и более генераций магнетита должно отображаться на термокривых $J_n(T)$ двумя и более перегибами, и соответствующими ими максимумами на дифференциальных кривых $d^2 J_{\rm n}/dT^2$. Перегибы, наблюдаемые на рис. 2 характеризуют среднетемпературную стадию метаморфизма перидотитов, имеющую место в интервале (500-400)°С, и низкотемпературную стадию метаморфизма (серпертинизацию), проходящую при $T = (250-100)^{\circ}$ С.

Для интерпретации полученных результатов исследования целесообразно рассмотреть гистограмму температур эпизодов кристаллизации магнитной фазы океанических перидотитов (рис. 3), построенную по нашим данным. На приведенном рисунке с очевидностью выявляются два пика – один в интервале (400-450)°С, второй – в интервале (150-250)°С. Первый пик, по-видимому, отвечает эпизодам среднетемпературной перекристаллизации перидотитов с образованием ассоциации тальк-тремолит-хлорит-хромистый магнетит-феррит-хромит. Представительные составы этих метаморфических минералов для образцов 23Дрб/1, 2197 и гарцбургитов со станции драгирования 5319 приведены в работе [1], а для гарцбургитов со станции драгирования 77 – в работе [3]. Второй пик, очевидно, отвечает эпизодам, связанным с серпентинизацией пород. Максимальная скорость серпентинизации форстерита, по экспериментальным данным, при атмосферном или невысоком давлении реализуется при примерно 260°С.

Поскольку оливины океанических перидотитов характеризуются железистостью примерно Fo90, то можно ожидать, что максимальная скорость их гидратации будет происходить при температуре на (20-30)°С ниже, чем чистого форстерита, т.е. при (230-240)°С. Эта оценка почти совпадает с интервалом кристаллизации магнетита на первой стадии серпентинизации океанических перидотитов, равной (210-225)°С. По экспериментальным данным о кинетике серпентинизации форстерита, этот процесс практически прекращается при 160°С [10]. С поправкой на железистость оливинов в океанических перидотитах, можно ожидать, что нижний температурный предел серпентинизации этих пород составляет (130-140)°С. Эта оценка согласуется с оценкой интервала кристаллизации магнетита на третьей, заключительной стадии серпентинизации океанических перидотитов, равной (135-190)°С.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проекты №07-05-01118-а, №08-05-00080-а



177



Рис. 3. Статистическое распределение температур эпизодов генерации магнитной фазы в океанических перидотитах.

- 1. Базылев Б.А., Силантьев С.А., Кононкова Н.Н. Метаморфизм гипербазитов в океанической коре, В кн.: Магматизм и тектоника океана (проект "Литос"), с.296-318, Наука, Москва, 1990.
- 2. Базылев Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества: Дисс. ... докт. геол.-мин. Наук: 25.00.09. М. 2003. 381с.
- Базылев Б.А., Силантьев С.А. Геодинамическая интерпретация субсолидусной перекристаллизации мантийных шпинелевых перидотитов. 1. Срединно-Океанические хребты, Петрология, 8, (3), 227-240, 2000.
- 4. *Bonatti E., Lawrence Y.R., Morandi N.* Serpentinization of oceanic peridotites: temperature dependence of mineralogy and boron contents, Earth Planet. Sci. Letters, 70, 88-94, 1984
- 5. Bazylev B.A., Popov K.V., Shcherbakov V.P. Petrographic features of oceanic peridotites as reflected by their magnetic properties // Russian Journal of Earth Sciences 2002. v4, №3, P. 211-223, URL: http://www.agu.org/wps/rjes/v04/tje02087/.htm
- Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решениягеологических задач. Недра, Ленинград, 183с., 1977.
- Бродская С.Ю. Возможности термомагнитных методов в определениии температуры намагничивания горной породы, в книге Исследования в области палеомагнетизма горных пород, с.212-228, Наука, Москва,1989.
- 8. *Thellier B., Thellier O.* Sur I' intensite du champ magnetique terrestre dans le passe, historique et geologique. Ann Geophys, 15, p. 285-376, 1957.
- 9. Щербакова В.В., Асанидзе Б.З., Щербаков В.П., Жидков Г.В. Палеонапряженность геомагнитного поля в мелу (по верхнемеловым породам Грузии) // Физика Земли. 2007. №11. С. 50-58.
- 10. Martin B., Fyfe W.S. Some experimental and theoretical observations on the kinetics of hydration reactions with particular reference to serpentinization // Chem. Geol. 1970. № 6. P. 185-202.

ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМО ПАРКЕРА КВАЗИКЛАССИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Е.П. Попова¹, М Е Артюшкова²

¹МГУ, (popovaelp@mail.ru); ²Институт физики Земли РАН, Москва

Считается, что генерация магнитного поля в звездах и планетах осуществляется механизмом динамо. Схема работы динамо была предложена Паркером [1]. Предполагается, что полоидальное магнитное поле – это поле магнитного диполя, находящегося в центре Солнца. Тороидальное магнитное поле получается из полоидального под действием дифференциального вращения, находящегося внутри конвективной зоны Солнца. Обратный процесс превращения тороидального магнитного поля в полоидальное осуществляется в результате нарушения зеркальной симметрии конвекции во вращающемся теле. Сила Кориолиса при действии на поднимающиеся и расширяющиеся (опускающиеся и сжимающиеся вихри) приводит к преобладанию правых вихрей в северном полушарии (левых вихрей - в южном полушарии). Мерой нарушения отражательной инвариантности течений в конвективной зоне является гидродинамическая спиральность. Электродвижущая сила, возникающая в результате действия электромагнитной индукции Фарадея, после усреднения по пульсациям скорости приобретает компоненту $\alpha \overline{B}$, параллельную среднему магнитному полю \overline{B} . Она и замыкает цепь самовозбуждения в динамо Паркера.

Уравнения Паркера для однослойной среды с учетом меридиональной циркуляции имеют вид:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + V \frac{\partial A}{\partial \theta} = \alpha B + \frac{\partial^2 A}{\partial \theta^2},\tag{1}$$

$$\frac{\partial B}{\partial t} + \frac{\partial (VB)}{\partial \theta} = D\cos\theta \frac{\partial A}{\partial \theta} + \frac{\partial^2 B}{\partial \theta^2}.$$
 (2)

Здесь B – тороидальное магнитное поле, A пропорционально тороидальной компоненте векторного потенциала, которая определяет полоидальное магнитное поле. θ – широта, которая отсчитывается от экватора. Множитель $\cos \theta$ отвечает уменьшению длины параллели вблизи полюса. Уравнения выписаны в безразмерных переменных, так что амплитуды α -эффекта, градиента угловой скорости и коэффициент турбулентной диффузии объединены в безразмерное динамо-число D. Мы пользуемся $\alpha \omega$ -приближением. В диффузионных членах опущены эффекты кривизны. Для простоты, мы считаем, что радиальный градиент угловой скорости не меняется с θ . По соображениям симметрии ($\alpha(-\theta) = -\alpha(\theta)$) уравнения (1, 2) можно рассматривать лишь для одного (северного) полушария с условиями антисимметрии (дипольная симметрия) или симметрии (квадрупольная симметрия) на экваторе. В данной работе мы рассматриваем дипольную симметрию магнитного поля.

179

180