

УДК 550382

ВОЗМОЖНОСТЬ ПОЛУЧЕНИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ЗАПИСИ ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ПЕТРОМАГНИТНОГО И ПАЛЕОМАГНИТНОГО ИЗУЧЕНИЯ МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА

© 2002 г. Д. М. Печерский¹, К. С. Бураков¹, В. Н. Вадковский², В. С. Захаров²,
Е. В. Шарков¹, З. В. Шаронова¹

¹Институт физики Земли им. Г.А. Гамбурцева РАН, г. Москва

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

?Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 29.11.2001 г.

Посвящается памяти Галины Николаевны Петровой

Цель работы - оценить возможность получения записи тонкой структуры геомагнитного поля в процессе остывания интрузии. Мончегорский интрузив, имеющий возраст 2.5 млрд. лет, подходит для подобных исследований, т.к. после своего формирования практически не подвергался деформациям и заметному термальному воздействию. Основными носителями намагниченности в интрузиве являются близкие однодоменным тонкие выделения магнетита ($H_c = 10-80$ мТл; $T_c = 570-580^\circ\text{C}$), их концентрация обычно менее 0.1 %. Породы плутона практически изотропны, близ контакта анизотропия восприимчивости возрастает до 1.19, что типично для магматических тел. В результате термочистки от 120 до 580°C (12-15 шагов) выделяются три древние компоненты *NRM*: 1) "низкотемпературная", ниже 500°C (перемагничивание -1300-1500 млн. лет назад, судя по *APWP* Балтийского щита), 2) "среднетемпературная" - между 500 и 540°C, 3) "высокотемпературная", выше 540°C. Последние две компоненты относятся ко времени остывания интрузива и имеют противоположную полярность. Положение полюса Мончегорского интрузива, вычисленного как по "высокотемпературной" (18.8° S, 281° E), так и "среднетемпературной" (28.2° S, 283° E) компонентам *NRM* согласуется с положением полюса на *APWP* Балтийского щита и с средним положением полюса для Карелии и Кольского полуострова (23° S, 273° E) ~2450 млн. лет назад. Палеонапряженность определена методом Телье, средняя ее величина во время остывания Мончегорского интрузива 20.5 ± 11 мкТл и она резко занижается, если *NRM* включает компоненты разной полярности. По теплофизическим оценкам изотерма Кюри магнетита от контакта до центра интрузива "пробегают" за ~10г лет. В это время преобладала прямая магнитная полярность, которая нарушалась тремя "всплесками" обратной полярности типа экскурсов, продолжительность каждого менее 1000 лет. От 580 до 480°C плутон остывал более -10³ лет, в это время преобладала обратная магнитная полярность, которая в конце этого периода сменилась прямой полярностью. Приведенные данные показывают большую перспективность в изучении тонкой структуры геомагнитного поля по записи в медленно остывающих интрузивах типа Мончегорского, особенно информативна детальная термочистка каждого образца.

ВВЕДЕНИЕ

Обычно тонкая структура геомагнитного поля изучается по палеомагнитной записи в разрезах осадочных и вулканогенных отложений. Подавляющее большинство даже самых "непрерывных" разрезов прерывистые и, соответственно, палеомагнитные записи геомагнитного поля являются прерывистыми. Перерывы далеко не всегда обнаруживаются и могут составлять интервалы времени от нескольких лет до миллионов лет, и распределение перерывов в исследуемых объектах чаще всего неравномерно.

Единственный объект действительно непрерывной записи поведения геомагнитного поля - это остывающие магматические тела - от лавовых потоков, время остывания которых охватывает дни-месяцы-годы, до мощных интрузивных тел, время остывания которых охватывает десятки тысяч - миллионы лет. При отборе образцов из таких тел мы можем получить два варианта непрерывных записей: 1) детальный отбор образцов от контакта вглубь тела, при этом изотерма точки Кюри присутствующих в теле магнитных минералов смещается от контакта, где остывание, грубо говоря, мгновенное, до максимального времени примерно в центре тела; 2) в каждом

отобранном образце детальная термочистка позволит прочесть запись поведения геомагнитного поля в процессе остывания магматического тела в точке отбора образца от точки Кюри присутствующего в нем магнитного минерала до температуры блокирования, где еще фиксируется в пределах точности измерений значимая доля термоостаточной намагниченности. Надежная запись во втором варианте требует присутствия в образце в основном однодоменных зерен.

Важен выбор тела достаточно простой формы для теплофизического расчета процесса ее остывания, без заметного участия на стадии его остывания гидротермальных процессов. Последние существенно усложняют картину. Еще более усложняется запись в результате гетерофазного и однофазного изменения первично-магматических магнитных минералов при различных температурах и в разное время в процессе остывания интрузии и последующего существования тела.

На первом этапе изучения подобных записей мы предпочли тела с длительной палеомагнитной записью, т.е. мощные медленно остывающие интрузии. Учитывая все сказанное выше, наиболее благоприятным объектом являются мощные габбро-пироксенитовые расслоенные интрузивы достаточно однородные по условиям магматизма и остывания. С палеомагнитной точки зрения наиболее благоприятны кумулятивные части комплекса. Они не содержат первично-магматических магнитных минералов. Магнитные минералы появляются в виде включений в пироксенах, оливинах и плагиоклазах в результате распада силикатов на стадии остывания силикатов, примерно, начиная с 550–600°C, т.е. на стадии остывания практически однородного твердого тела. Среди таких включений преобладают близкие однодоменным зерна магнетита. Важно выбрать тела без признаков гидротермальных и т.п. изменений, как на стадии остывания, так и последующего существования тела.

Первый такой объект, где проведен нами отбор ориентированных образцов - Мончегорский плутон - расслоенный интрузив (рис. 1). Мы предпочли начать подобные исследования с этого весьма древнего объекта не только потому, что он удовлетворяет перечисленным выше условиям, но и учитывая тот факт, что в раннем протерозое и тем более в архее нет сохранившихся подходящих для изучения тонкой структуры геомагнитного поля разрезов осадочных и вулканогенных отложений.

Предлагаемые исследования на таком объекте (расслоенный интрузив столь древнего возраста) проводятся впервые. В литературе встречен ряд работ по изучению записей геомагнитных инверсий в остывающих магматических телах. За исключением одного случая, это первый вариант записи по компоненте *NRM*, выделенной при

температуре, близкой к точке Кюри магнетита. Например, получены довольно детальные записи поведения геомагнитного поля до, во время и после инверсий в процессе остывания миоценовых гранитоидных интрузивов Татуш (~17–18 млн. лет назад) и Лореаль Хилл (~8 млн. лет назад), находящихся на севере США [Dodson et al., 1978], диоритового интрузива Агно (~15 млн. лет назад), находящегося на острове Лузон, Филиппины [Williams, Fuller, 1982]. Показано, что первичная термоостаточная намагниченность связана с низкотитановым титаномagnetитом, близким магнетиту и магнетитом. Часть последнего, несущего стабильную компоненту *NRM*, представлена тонкими включениями в силикаты - продуктами их распада. Как правило, более 90% величины *NRM* блокируется в интервале 540–580°C. На основании ряда теплофизических моделей приблизительно оценено время остывания интрузивов в указанном температурном интервале и, соответственно, продолжительность переходных зон от менее 6 до 14 тысяч лет, в зависимости от участия воды или чисто кондуктивного процесса остывания. При детальном отборе образцов из керна скважины, пробуренной в интрузиве Татуш, на фоне заметного шума выделяются вариации направления и величины намагниченности (геомагнитного поля), вектор двигается против часовой стрелки, образуя петли различной формы, подобные вековым вариациям.

Описан случай очень быстрой инверсии геомагнитного поля, зафиксированной так же первым способом в процессе остывания одного лавового потока горы Стинс [Coe, Prevo, 1989; Coe et al., 1995]. Однако, эта интерпретация небесспорна, т.к. показано, что это возможный результат перемагничивания верхней части потока в результате его прогрева вышележащим потоком, который изливался, когда геомагнитное поле имело другую полярность. Сказанное подтверждается подобной ситуацией - разная полярность высокотемпературных компонент *NRM* в одном потоке - во-первых, в лавовых потоках на острове Ла Пальма, где зафиксирована инверсия Матуяма-Брюнес, во-вторых, в лавах Гамарри, Эфиопия [Valet et al., 1998]. На основании палеомагнитных, петромагнитных и других детальных исследований доказано, что это результат перемагничивания базальтов вышележащим потоком.

Только один пример встречен в литературе, где детально анализируется второй вариант записи: запись геомагнитных инверсий фиксируется в образцах, содержащих однодоменный пирротин, из медленно остывающей юрской осадочной толщи в Западных Альпах в течение миоцена, после ее деформаций и метаморфизма при температуре 300–350°C в олигоцене [Rochette et al., 1992; Crouzet et al., 2001]. При этом до десятка инверсий фиксировались в одном образце в ходе детального терморазмагничивания его *NRM* [Crouzet et al., 2001].

ВОЗМОЖНОСТЬ ПОЛУЧЕНИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ЗАПИСИ

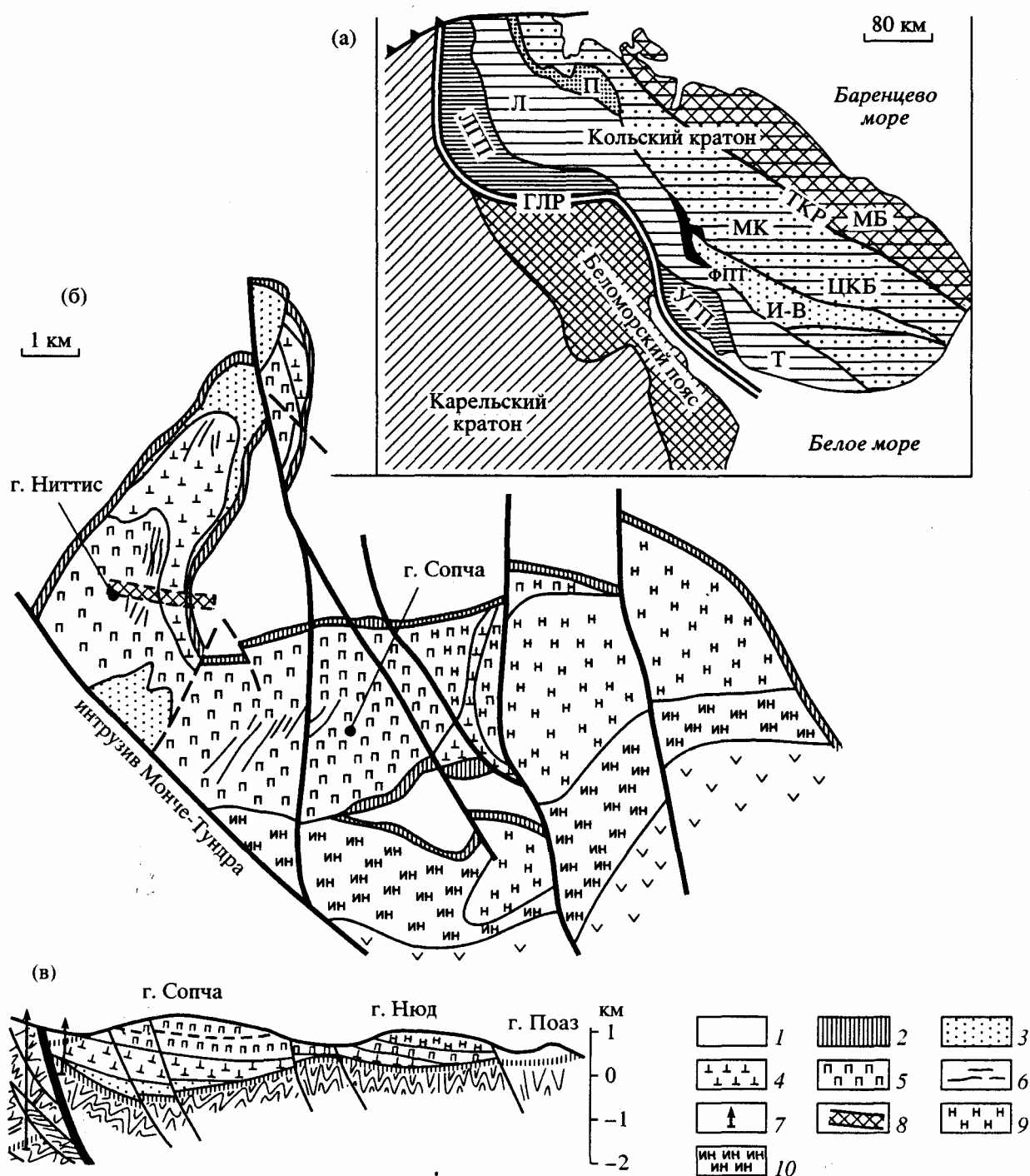


Рис. 1. (а) – положение Мончегорского комплекса в главных тектонических структурах северо-восточной части Балтийского щита: МБ – I – Мурманский блок, ЦКБ – Центрально-Кольский блок, Т и Л – Терский и Лоттинский фрагменты Терско-Лоттинского блока, П и И-В – Печенгская и Имандра-Варзугская структуры Печенгско-Варзугского вулканогенно-осадочного пояса, ЛГП и УГП – Лапландский и Умбинский фрагменты Лапландско-Умбинского гранулитового пояса, ГЛР – Главный Лапландский глубинный разлом, МК – Мончегорский комплекс; (б) – схема геологического строения Мончегорского плутона; (в) – субширотный разрез Мончегорского плутона: 1 – вмещающие гнейсы, глиноземистые кристаллические сланцы кольской серии и др. супракрустальные породы позднего архея, 2 – краевые эндоконтактные зоны интрузива, 3 – дуниты, перидотиты, 4 – ритмичное переслаивание дунитов, перидотитов, оливковых бронзититов и бронзититов, 5 – преимущественно бронзититы, 6 – зоны сульфидной минерализации, 7 – положение структурных скважин, 8 – участок отбора ориентированных образцов, 9 – нориты, 10 – измененные нориты. Жирные линии – разломы.

Затем проведена корреляция магнитохронов между образцами и точками отбора, в результате построен магнитостратиграфический разрез, включающий 21 инверсию поля. Термомагнитными исследованиями показано, что зерна пирротина однодоменные и для них соблюдается закон аддитивности и независимости парциальных термона-магниченностей. Температурный интервал регистрации магнитохронов по температурам деблокирования - 302-182.5°C, продолжительность записи ~4 млн. лет.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА

Мончегорский плутон известен еще с работ А.Е. Ферсмана с 1930-х годов. С тех пор этот интрузив изучается многочисленными коллективами геологов и петрологов, в результате чего является одним из наиболее изученных расслоенных интрузивов в России. Благодаря хорошей обнаженности и хорошей сохранности пород, практически не подвергшихся наложенным деформациям и метаморфизму, он является прекрасным объектом для постановки различных исследований, в том числе и палеомагнитных.

Мончегорский плутон является частью ранне-палеопротерозойского расслоенного Мончегорского интрузивного комплекса, расположенного в центральной части Кольского полуострова (рис. 1а). Этот комплекс образован двумя телами, разделенными крупным Мончегундровским разломом: Мончегорским интрузивом ультраосновных и основных пород и массивом Главного хребта, сложенным преимущественно базитами. Оба тела имеют автономные внутренние структуры и сформированы близкими типами кумулятов основного и ультраосновного состава. Согласно наиболее распространенным представлениям, а также новым геологическим, петрологическим, геохимическим, изотопно-геохронологическим данным и результатам глубокого бурения в зоне сочленения этих тел [Елисеев и др., 1956; Козлов, 1973; Dokuchaeva, Yakovlev, 1994; Sharkov et al., 2001 и др.], эти тела являются самостоятельными интрузивами разного возраста (возраст Мончегорского интрузива - 2.5 млрд. лет [Balashov et al., 1993; Amelin et al., 1995], а массива Главного хребта - около 2.45 млрд. лет [Tolstikhin et al., 1992]). Можно предположить, что Мончегорский комплекс представлял собой долгоживущий магматический центр, как это установлено для Бураковского комплекса в Южной Карелии [Чистяков и др., 1999].

Мончегорский комплекс входит в состав ранне-палеопротерозойской крупной Балтийской провинции высокомагнезиальных (бонинитоподобных) изверженных пород, развивавшейся в восточной части Балтийского щита примерно с 2.55 до 2.3 млрд. лет назад [Шарков и др., 1997]. Эта провинция образована крупными расслоенными

интрузивами основных и ультраосновных пород, роями габбро-норитовых даек и вулканогенно-осадочными комплексами в рифтогенных структурах, одной из которых является Печенгско-Варзугская на Кольском полуострове [Sharkov, Smolkin, 1997].

В позднем палеопротерозое (около 2.0-1.9 млрд. лет назад) в результате мощных процессов коллизии, сопровождавших закрытие Свекофенн-ского океана в центральной части Балтийского щита, этот краток был расчленен на ряд тектонических блоков, разделенных позднепалеопротерозойскими региональными разломами - зонами мощных надвигов и сбросо-надвигов. Мончегорский комплекс расположен в зоне Центрально-Кольского разлома. В результате, комплекс в настоящее время состоит из многочисленных тектонических пластин и его первичные размеры и внутренняя структура сейчас неизвестны. Обращает на себя внимание наличие структурно-метаморфической зональности в пределах Мончегорского комплекса: от западной его границы, где в бластомилонитах преобладают гранатсодержащие парагенезисы амфиболитовой фации, по мере движения на восток идет затухание метаморфизма до зеленосланцевой фации у контакта с Мончегорским интрузивом и в пределах последнего. В результате Мончегорский плутон оказался слабо затронут тектоно-метаморфическими процессами: метаморфические изменения здесь локализованы главным образом в зонах разломов. Первичное залегание интрузива не нарушено, а небольшие колебания элементов залегания расслоенности - первичные.

Поскольку наши работы проводились в пределах Мончегорского плутона, мы остановимся подробнее на его строении.

В плане Мончегорский плутон имеет дугообразную форму; одна его ветвь вытянута в северо-восточном направлении, а вторая - в субширотном (рис. 1б). Общая площадь интрузива составляет около 55 км². Его продолжение на запад и юго-запад оборвано Мончегундровским разломом; южное продолжение перекрыто раннепалеопротерозойским вулканогенно-осадочными образованиями серии Имандра-Варзуга, частично надвинутыми на породы интрузива. Первичные интрузивные соотношения сохранились лишь в северной части интрузива, где вдоль контакта повсеместно развита быстроохлажденная краевая зона, образованная преимущественно мелкозернистыми норитами и габбро-норитами. Вмещающие породы здесь представлены гранулитами, произошедшими преимущественно за счет осадков; это главным образом различные глиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы (биотит-гранатовые, силлиманитовые и гранат-кордиеритовые и др.), метаморфизованные в условиях гранулитовой фации около 2.83 млрд. лет назад [Баянова и др., 2000].

После своего формирования интрузив практически не подвергался заметному термальному воздействию: как уже указывалось, наложенный метаморфизм был локализован только в зонах разломов и не превышал условий зеленосланцевой фации (300–400°C).

Как и все расслоенные интрузивы, Мончегорский плутон имеет автономное внутреннее строение, не совпадающее с морфологией их контактовых ограничений. Разрез Мончегорского интрузива определяется преимущественным развитием ультрамафитовых кумулятов [Козлов, 1973; Шарков, 1980]. Здесь (рис. 1б, 1в), выше габброидов нижней краевой зоны мощностью от 10 до 100 м, в корытообразных прогибах дна наблюдается слой перидотитов (дунитовых кумулятов) мощностью от 100 до 200 м. Выше него располагается зона ритмичного переслаивания перидотитов, оливинных ортопироксенитов и ортопироксенитов мощностью от 250 до 400 м. Еще выше располагается слой бронзититов мощностью 300–700 м. В восточной части плутона мощность перидотитовых и ортопироксенитовых зон сокращается, и они снизу вверх сменяются норитами (плагиоклаз-ортопироксеновые кумуляты) и габбро-норитами (плагиоклаз-ортопироксен-клинопироксеновые кумуляты). Из рудных минералов в шлифах отмечен только хромит (в перидотитах). Реконструированная полная мощность интрузива около 3 км, верхняя его часть (~1 км) уничтожена эрозией. Глубина формирования интрузии 10–15 км (4–4.5 кбар), о чем свидетельствует отсутствие и лишь изредка появление реакции между основными плагиоклазами и оливинами, которая происходит при давлении не менее 5 кбар.

Ориентированные образцы отобраны из скальных обнажений расслоенных пород практически полно обнаженного разреза вдоль восточного гребня горы Ниттис, от ее основания до вершины, равномерно, в среднем через 10 м (по вертикали), вверх по мощности ~400 м (отбор выполнен А. Шацкило). Здесь на дневную поверхность выведены породы эндоконтактовой зоны, зоны ритмичного переслаивания перидотитов (гарцбургитов) и пироксенитов (бронзититов), которые в верхней части разреза сменяются монотонными бронзититами пироксенитовой зоны.

Всего из интрузива отобрано 39 образцов, из вмещающих архейских гнейсов – 14 образцов (в том числе 4 у контакта).

МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ И ОБРАБОТКИ РЕЗУЛЬТАТОВ

У всех образцов измерена величина и направление естественной остаточной намагниченности (NRM или J_n) на магнитометре $JR-4$, магнитная восприимчивость χ и ее анизотропия на измерителе $KLY-2$; для серии представительных образ-

цов проведен термомагнитный анализ разных видов намагниченности: намагниченности насыщения J_s , остаточной намагниченности насыщения J_{rs} и термоостаточной намагниченности J_{tr} (TRM), созданной в лаборатории (на термовибромагнитометре и термомагнитометре конструкции К.С. Буракова), измерена остаточная коэрцитивная сила. Проведена рекогносцировочная температурная чистка (T -чистка) дублей всех образцов от 120 до 580°C (12–15 шагов). Для определения палеонапряженности использована модификация метода Телье – первый нагрев в нулевом поле, второй до той же температуры в заданном поле (46.2 мкТл). Печь для T -чистки и нагревов методом Телье помещена в систему колец Гельмгольца, компенсирующую внешнее магнитное поле до 10 нТл.

Из-за малой величины естественной остаточной намагниченности у большинства образцов пироксенитов преобладает парамагнитная восприимчивость, так у серии образцов с $J_n < 0.1$ мА/м $\chi \approx 4 \times 10^{-4}$ ед.СИ. Эта величина принята как парамагнитная восприимчивость пироксенитов и перидотитов χ_p , и она вычтена из полной величины магнитной восприимчивости для определения ферримагнитной восприимчивости χ_f , соответственно, отношения Кенигсбергера для ферримагнитной части материала: $Q_{nf} = J_n / \chi_{nf}$, где $\chi_{nf} = \chi - \chi_p$.

По данным T -чистки проведен компонентный анализ.

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

По данным термомагнитного анализа по J_s , J_{rs} , J_{tr} (рис. 2) в породах интрузива явно преобладает магнетит с $T_c = 570$ –580°C, изредка присутствует пирротин, $T_c = 325$ °C. Во вмещающих породах, наоборот, преобладает пирротин, в ряде образцов гнейсов он единственный магнитный минерал.

По $J_s(T)$ в породах интрузива виден существенный парамагнитный вклад. В подавляющем большинстве образцов преобладает парамагнитная χ . Судя по восприимчивости и намагниченности насыщения, породы интрузива слабомагнитны и практически немагнитны, содержат максимум десятки доли процента магнетита, чаще <0.1%, как и должно быть для исследуемых пород. Исключение – обр. 10–11 перидотита, $\chi = 153 \times 10^{-4}$ ед.СИ. В общем, у перидотитов намагниченность выше, чем у пироксенитов (табл. 1). Распределение χ и NRM по разрезу (рис. 3б) отражает, главным образом, распределение в нем перидотитов, которые преобладают в нижней части интрузива. Породы устойчивы к термическому воздействию: при лабораторных нагревах образцов их восприимчивость χ_{tr} , измеренная после нагрева образца до 540–580°C, изменяется незначительно, отношение χ_{tr}/χ_0 варьирует от 0.8 до 1.08 и в среднем равно 0.98. И только в образцах, содержащих заметное количество сульфидов железа, в частности, пирротина, в зонах сульфидизации χ_{tr}/χ_0 дости-

Таблица 1. Намагниченность пород Мончегорского интрузива

Порода	N	$\chi, 10^{-4}$ ед. СИ		$J_n, \text{мА/м}$		Q_{nf}	
		среднее	пределы	среднее	пределы	среднее	пределы
Перидотит	8	16.8	9.2–153	90.4	50–1850	11.7	1.5–60
Пироксенит	29	8.9	4.0–59.3	26.6	<0.1–285	6.5	1.0–278

части A_χ достигает 1.19 (рис. 3г) и в нижних 100 м разреза в среднем равна 1.1. Такое поведение магнитной анизотропии обычно для магматических тел, у которых магнитная текстура формируется в краевой части магматического тела на стадии кристаллизации. Более высокая анизотропия относится к более магнитным образцам, т.е. связана с магнитными минералами, тогда как слабомагнитные пироксениты, восприимчивость которых преимущественно парамагнитная, как правило, близки к изотропным (рис. 3г). Величина магнитной анизотропии у вмещающих гнейсов $A_\chi = 1.02$ –1.19, средняя 1.12.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате термочистки выделяются три древние компоненты NRM : 1) условно “низкотемпературная”, она выделяется в ряде образцов ниже 500°C (часто ниже 400°C); 2) “среднетемпературная”, обычно выделяется между 500 и 540°C ; 3) “высокотемпературная”, выделяется выше 540°C . “Среднетемпературная” и “высокотемпературная” компоненты NRM имеют противоположную полярность (рис. 4) и часто фиксируются в одном образце. При этом одно-, двух- и трехкомпонентные по NRM образцы не отличаются по $J_n(T)$, $J_{rs}(T)$, $J_s(T)$ – все они однокомпонентные (рис. 2), т.е. присутствие компонент разной полярности не результат самообращения. Учитывая отсутствие каких-либо вторичных изменений пород интрузива, независимость магнитной полярности от состава пород (перидотиты, пироксениты), содержания и состава магнитных минералов магнетит, пирротин), от доменного состояния магнитных зерен (H_{cr}), можно полагать, что разная полярность компонент NRM есть результат изменения полярности геомагнитного поля в ходе остывания интрузии.

Поведение высокотемпературной компоненты (540 – 580°C) в разрезе: на фоне преобладающей прямой (условно) полярности фиксируются три “всплеска” обратной полярности (рис. 3а). Поведение “среднетемпературной” компоненты (500 – 540°C): в нижней части разреза преобладает “обратная” полярность, в средней части – “прямая” полярность, но картина неустойчивая; в верхней части разреза NRM практически однокомпонентная и имеет прямую полярность (рис. 3а). В обр. 47, например, пирротиновая и магнетитовая компоненты NRM имеют близкие направления; в обр.

49, приходящемся на переходную зону – целая серия компонент (рис. 4).

Длительность процесса остывания и, соответственно, приобретения NRM объясняет сложные диаграммы NRM – TRM (Арай-Нагаты) (рис. 5), до температуры 480 – 500°C они “прижаты” к оси dJ_n и прямолинейные участки выделяются только выше 480 – 500°C (рис. 5), особенно сложны диаграммы NRM – TRM для NRM , включающих компоненты разной полярности. По интервалам 480 – 580°C определены величины H_a для образцов с однокомпонентной NRM и от 540°C до 580°C – для образцов с двухкомпонентной NRM . На переходные интервалы приходятся низкие значения H_a и Q_{nf} (рис. 3в), этим объясняется большой разброс значений H_a и Q_{nf} (табл. 2) для однокомпонентных NRM . Но даже если выбрать наиболее устойчивые по палеомагнитным направлениям участки, представленные однокомпонентной NRM , величина палеонапряженности остается той же только уменьшается разброс: $H_a = 20.5 \pm 11$ мкТл ($n = 7$). Можно полагать, что величина $H_a \approx 20$ мкТл отражает среднюю палеонапряженность во время остывания Мончегорского интрузива. Картина поведения H_a и Q_{nf} сильно искажается наличием двухкомпонентных NRM , их величины существенно уменьшаются (табл. 2). Видно явное влияние двух компонент NRM противоположной полярности, хотя для определения H_a использован только интервал выше 540°C , т.е. выше температуры деблокирования “среднетемпературной” компоненты. Очевидно, из-за очень медленного остывания спектры блокирующих температур не только сильно смещаются в сторону высоких температур (рис. 5), но и перекрываются. Это подтверждает согласованное поведение H_a и Q_{nf} , хотя Q_{nf} определен по NRM , а она, конечно, включает компоненты разной полярности. Сказанное следует из теоретических и экспериментальных данных [Neel, 1949; Pullaiah et al., 1975; Dodson, McClelland-Brown, 1980 и др.]. По той же причине – резкой разнице времени природного охлаждения интрузии и времени лабораторных нагревов образцов, – должна превышать величина намагниченности и, соответственно, палеонапряженности, в нашем случае на 10–20% (по данным [В.П. Щербакова, 2001; Dodson, McClelland-Brown, 1980]).

Рассмотрим средние палеомагнитные направления, полученные по образцам из интрузива и из вмещающих пород (табл. 3).

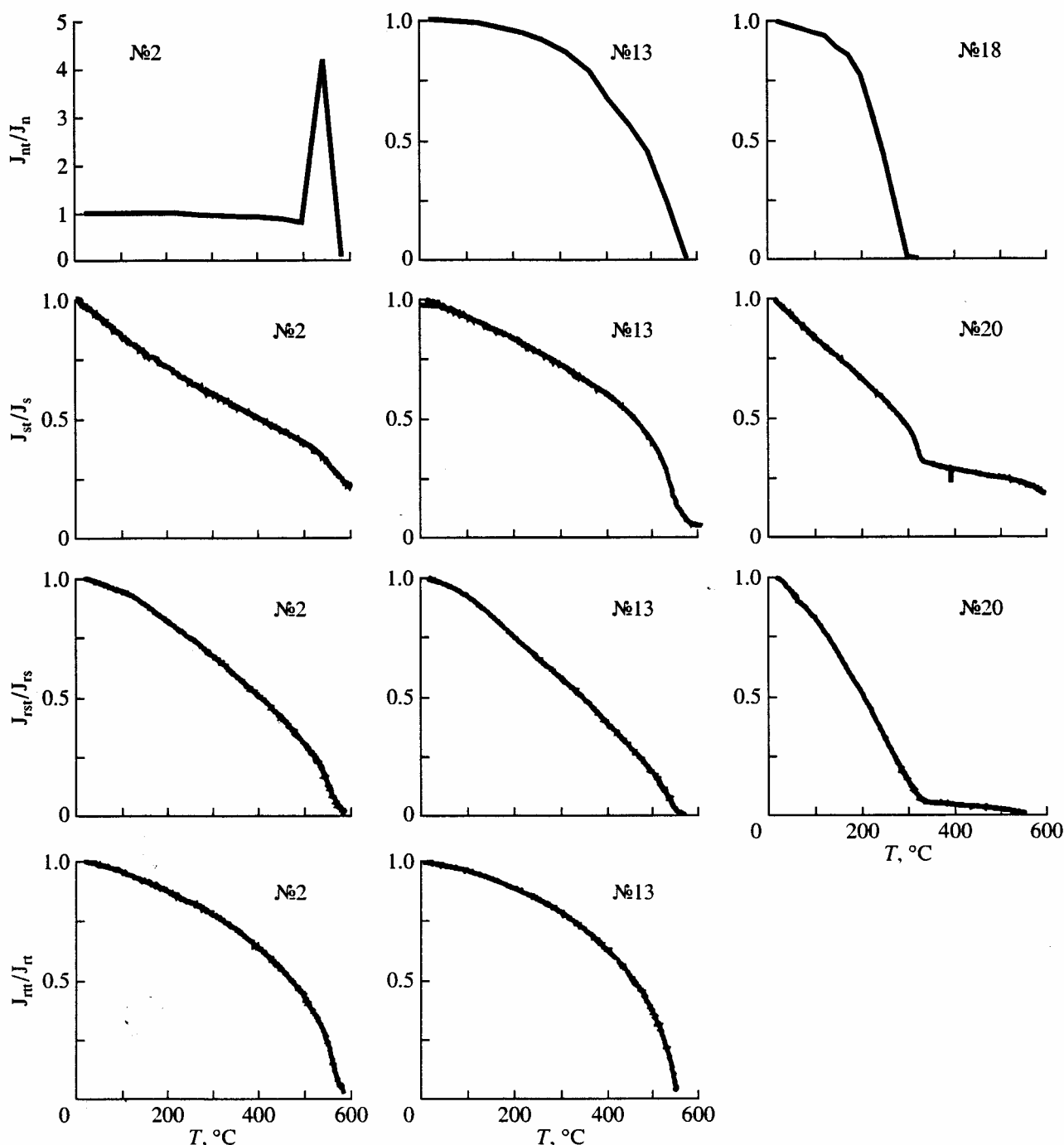


Рис. 2. Примеры поведения естественной остаточной намагниченности (J_n), намагниченности насыщения (J_s), остаточной намагниченности насыщения (J_{rs}), термоостаточной намагниченности (J_n) в ходе их терморазрушения. Цифры возле кривых – номера образцов. Величины намагниченности, измеренные после нагрева до заданной температуры, обозначены дополнительным индексом "t".

гает 1.8 (образец 44, примерно 100 м по мощности от верха разреза). Еще выше это отношение во вмещающих гнейсах, где основной магнитный минерал – пирротин.

Магнитная жесткость пород оценена по величине остаточной коэрцитивной силы H_{cr} , она варьирует от 10 до 80 мТл (средняя – 30 мТл), независимо от состава пород, содержания в них маг-

нитных минералов и от изменений χ , и отражает, по всей вероятности, преобладание в породах магнитных зерен, близких однодоменным и псевдооднодоменным.

Основная часть интрузива, сложенная пироксенитами, изотропна. Отношение максимального значения восприимчивости образца к минимальному $A_\chi = 1.0-1.08$ (средняя – 1.02), в краевой же

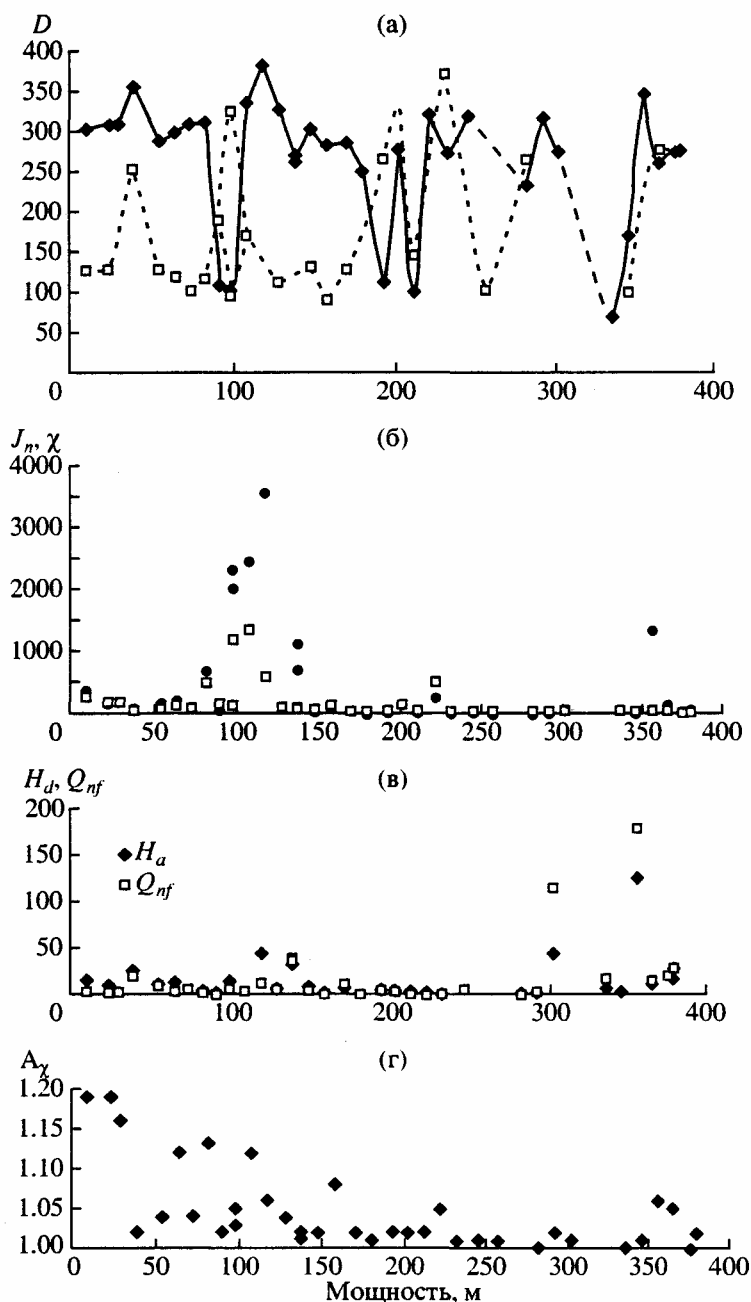


Рис. 3. Поведение различных магнитных характеристик в разрезе Мончегорского интрузива: (а) – палеомагнитное склонение (залитые ромбики – компонента *NRM* выше 540°C, полые квадратики – компонента *NRM* ниже 540°C); (б) – величина естественной остаточной намагниченности (J_n , залитые кружки) и магнитной восприимчивости (χ , полые квадратики); (в) – Q_{nf} (залитые ромбы) и палеонапряженность H_a (полые квадраты); (г) – анизотропия магнитной восприимчивости A_χ .

Как видно из табл. 3, в пределах α_{95} для пород интрузива выполняется тест обращения. В зоне экзоконтакта палеомагнитное направление имеет обратную полярность, и оно близко *R*-направлению “среднетемпературной” компоненты интрузива (правда, из зоны контакта взяты только 4 образца). Из-за длительного остывания вмещающих пород до температур ниже точки Кюри пирротина, тест обжига в данном случае неприменим, т.к. “обожженные” породы намагнитились су-

щественно позже интрузива, в котором стабильная часть *NRM* закрепились выше 500°C.

Пирротиновые компоненты *NRM* в гнейсах в современной системе координат имеют большой разброс ($K = 3$), в древней же системе координат направления компонент *NRM* образуют довольно компактные группы, одна из которых (*N*) близка палеомагнитному направлению интрузии и экзоконтактной зоны, но у них разная полярность, т.е. длительный прогрев вмещающих пород “за-

Таблица 2. Сравнение H_a и Q_{nf} образцов с одно- и двухкомпонентной NRM

	Однокомпонентная NRM		N	Двухкомпонентная NRM		N
	средняя	пределы		средняя	пределы	
H_a	30 ± 34	6–127	11	5.4 ± 2.8	1–11	22
H_a	20 ± 15 (без обр. 50 с $H_a = 127$)		10			
Q_{nf}	30.6 ± 34.6	2–116	10	4.1 ± 3.1	0.6–12	22
	(без обр. 50 с $Q_{nf} = 278$)					

хватил" поле разной полярности; вторая компонента (R) заметно отличается и близка "низкотемпературной" компоненте NRM , зафиксированной в образцах из интрузива. Координаты полюса, определенные по "низкотемпературным" компонентам NRM , близки участкам траектории кажущегося движения полюса Балтийского щита, соответственно, 1300 млн. лет назад, в случае гнейсов, и 1600 млн. лет назад, в случае интрузивных пород [Elming et al., 1993], но положение полюса в случае гнейсов относится к древней системе координат (в современной системе его положение аномальное, табл. 3). Образцы гнейсов отобраны на разных расстояниях от контакта с интрузивом, но распределение образцов, перемангниченных по палеомагнитному направлению интрузива и позднее, не зависят от их положения относительно интрузива. Как будет показано ниже, весь интервал отбора образцов гнейсов (менее 500 м от контакта) был прогрет интрузивом выше точки Кюри пирротина. Направление магнетитовой компоненты близко современному полю (табл. 3).

Если сравнить полюсы Мончегорского плутона, определенные по "среднетемпературной" и "высокотемпературной" компонентам, с траекторией кажущегося движения полюса ($APWP$) Балтийского щита в докембрии [Elming et al., 1993], то варианты полюса Мончегорского интрузива ближе всего к участку $APWP$ 2300–2200 млн. лет назад, что противоречит его возрасту (2.5 млрд. лет).

Координаты полюсов, относящиеся к раннепротерозойским расслоенным интрузивам и дайкам основного состава восточной части Балтийского щита (Карелии, Финляндии и Кольского полуострова, табл. 4), возраст которых 2.4–2.45 млрд. лет, имеют большой разброс: широта 11 – 41° S, долгота 245 – 305° E (табл. 4), средние же координаты (23° S и 273° E) близки синхронному участку $APWP$ Балтийского щита [Elming et al., 1993]. Расхождение с нашими результатами – либо результат более молодого возраста Мончегорского интрузива, либо полного перемангничивания пород интрузива, либо, наконец, результат тектонических движений. Учитывая все сказанное выше, два первых варианта мало вероятны. Противоречие снимается, если ввести тектоническую поправку согласно среднему залеганию вмещающих гнейсов (азимут падения 230° , угол падения 50°). В этой си-

стеме координат положение полюса Мончегорского интрузива, вычисленного как по "высокотемпературной", так и "среднетемпературной" компонентам NRM , в пределах угла доверия согласуется и с положением полюса на $APWP$ ~2450 млн. лет назад [Elming et al., 1993], и с определенным выше средним положением полюса для Карелии и Кольского полуострова для того же возраста (табл. 3 и 4). Для этого нужно допустить, что, во-первых, метаморфическая слоистость вмещающих гнейсов была во время внедрения интрузии

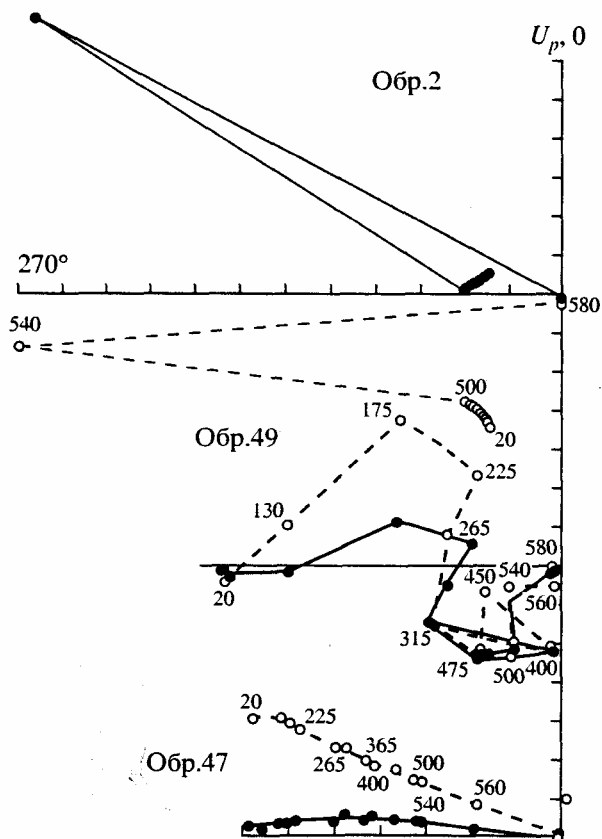


Рис. 4. Примеры результатов термочистки образцов Мончегорского интрузива. Диаграммы Зийдервельда: обр. 2 – двухкомпонентная NRM , обр. 47 – однокомпонентная NRM , обр. 49 – из переходной зоны. Залитые кружки – вертикальная проекция, полые кружки – горизонтальная проекция NRM в ходе Т-чистки.

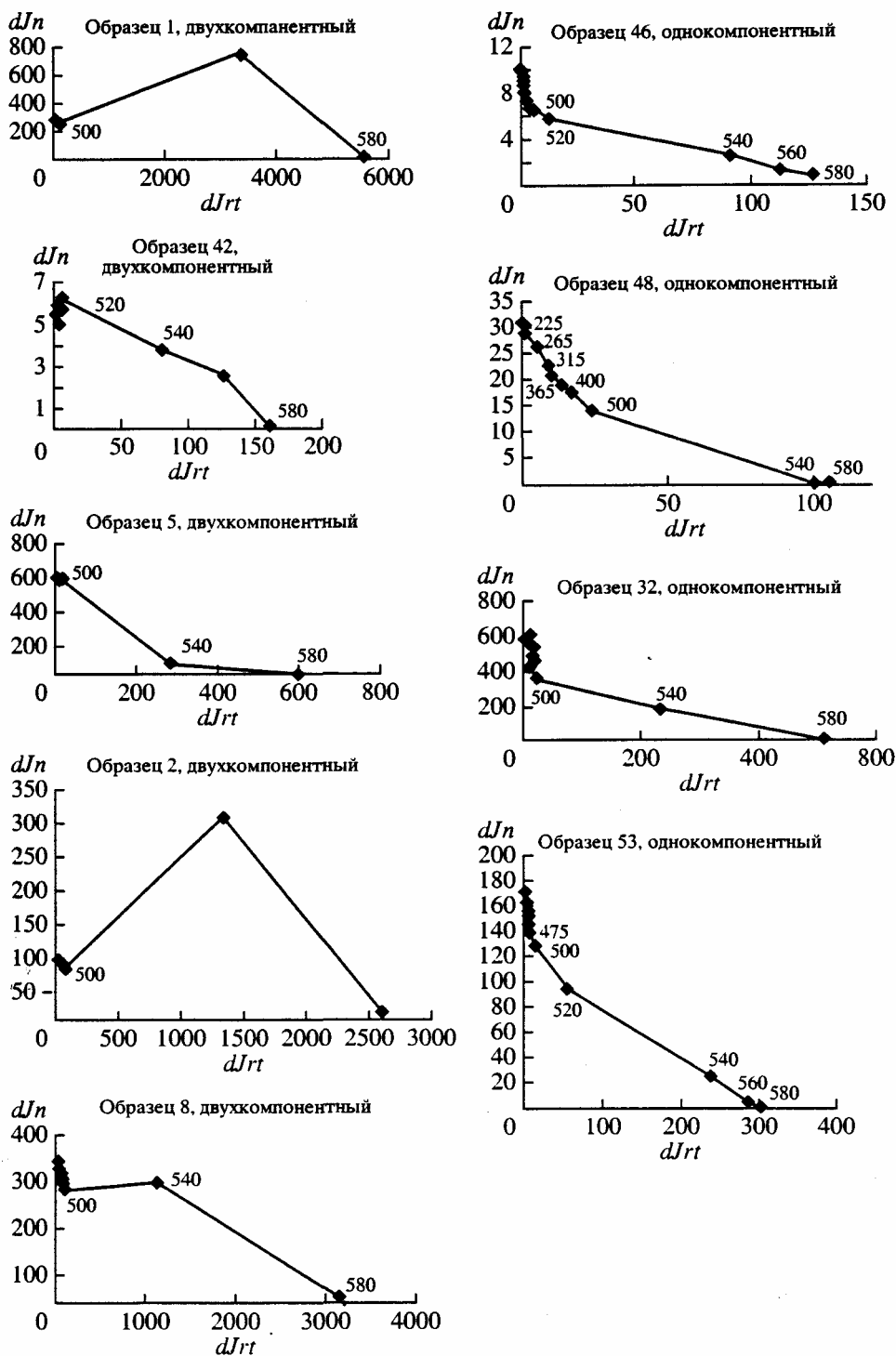


Рис. 5. Примеры диаграмм $NRM-TRM$ для образцов из Мончегорского интрузива, имеющих однокомпонентную и двухкомпонентную NRM .

примерно горизонтальной и, во-вторых, позднее блок, включающий интрузив вместе с вмещающими его породами был наклонен на юго-запад под углом $\sim 50^\circ$. Вполне вероятно, что большой разброс положений раннепалеопротерозойских

полусов (табл. 4) вызвано той же причиной – неучетом местных тектонических движений. Эти движения, видимо, “разнонаправленные”, поэтому в среднем они дают хорошее согласие с $APWP$ Балтийского щита.

Таблица 3. Средние палеомагнитные направления и координаты полюсов, Мончегорский интрузив и вмещающие его породы

Интрузив	N	D	I	K	α_{95}	Полюс	
N, совр.	33	298	6	5.3	10.6	13°N	277.8°E
древн.	33	291	-39.7	5.3	10.6	13.4°S	274.9°E
R, совр.	15	125	17	6.3	14.4	4.1°N	267.3°E
R, древн.	15	106.2	63.6	6.3	14.4	35.8°S	269°E
N + R, совр.	2	301	6	22.8		8.3°N	272.9°E
N + R, древн.	2	294.7	-40.8	22.8		12.9°S	281.4°E
<500°C, совр	13	21	8	6.4	15	24.4°N	189.4°E
древн.	13	24.4	-16.2	6.4	15	11.8°S	7.8°E
500–540°C, N + R	24	295	-10	6.4	11.3	4.4°N	279.9°E
древн.	24	276.6	-52.7	6.4	11.3	28.2°S	283°E
R, совр.	14	113	20	11	11.3	1.2°S	279.9°E
древн.	14	82.9	59.5	11	11.3	39.4°S	290.9°E
540–580°C, N + R	36	294	5	4.3	11.3	11.1°N	281°E
древн.	36	285.8	-39	4.3	11.3	14.7°S	279.7°E
N + R, совр.	33	294	0	6.1	9.8	8.8°N	280.1°E
древн.	33	282.8	-43.5	6.1	9.8	18.8°S	281°E
R, совр.	5	104	24	61.6	8	6.5°S	287.4°E
древн.	5	66.9	55.9	61.6	8	42°S	307.9°E
Гнейсы							
пирротиновая комп. N, совр.	11	293	53	3	18.5	39.4°N	298°E
N, древн.	6	290	8	15.6	14.5	9.9°N	289.5°E
R, древн.	5	36	-25	25.2	12.5	4.9°N	180°E
совр.	4	42	-69	32.7	15	34.5°N	2.9°E
контакт, совр	4	136	18	4.6		13.7°N	258.1°E
древн.	4	129.9	67.7	4.6		34.4°S	248.6°E
магнетитовая компонента, совр.	9	64	88	8.5	16	69.5°N	42.8°E

Таблица 4. Координаты раннепалеопротерозойских полюсов Балтийского щита

Район	Породы	Возраст, Ма	Полюс		A_{95}	Авторы
			широта °S	долгота °E		
Главный хребет, Кольский п-ов	Габбро-диабазы	2436	16.7	304.8	8.3	Храмов и др., 1997
Воче-Ламбина, Кольский п-ов	Ультрабазиты, гнейсы	~2450	13.2	300.4	8.1	Храмов и др., 1997
Дайки, С. Карелия	Нориты	~2450	11.3	267.7	10.5	Еин, Соколов, 2000
Карелия	Интрузивы	2470	41	245	10	Krasnova, Guskova, 1995
Шальские дайки, ЮВ Карелия	Габбро-Долериты	2450	15	248	7.4	Krasnova, Guskova, 1995
Бураковка, ЮВ Карелия	Расслоенный интрузив	2450	19.5	262.6	7.2	Храмов и др., 1997
Юж. Карелия	Дайки норитов	2440	19.9	278.7		Mertanen et. al., 1999
Койллисмаа, Финляндия	Расслоенный интрузив	2436	29.8	269.3	22	Mertanen et. al., 1989
Суопера, Финляндия	Дайки норитов	2446	31	277.1	10.8	Mertanen, 1995
Среднее		2448	23	273	12.2	

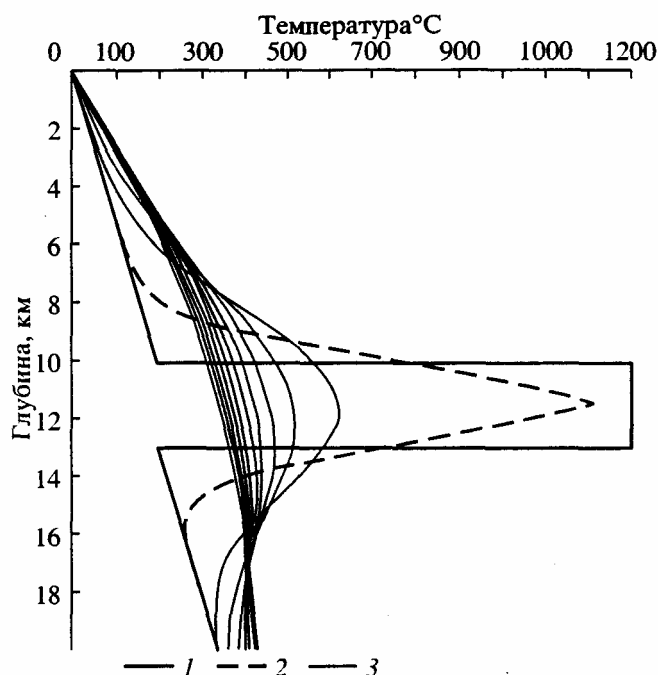


Рис. 6. Динамика геотермы в центральной области интрузивного тела ($k_1 = 1.3 \text{ мм}^2/\text{с}$, $k_2 = 1 \text{ мм}^2/\text{с}$): 1 – распределение температуры в момент внедрения интрузии; 2 – расчётная геотерма к моменту полного застывания интрузива; 3 – расчётные геотермы, характеризующие динамику остывания интрузива (проведены через 100 тыс. лет).

ОЦЕНКА ВРЕМЕНИ ОСТЫВАНИЯ ИНТРУЗИВНОГО ТЕЛА В ДИАПАЗОНЕ БЛОКИРУЮЩИХ ТЕМПЕРАТУР

При интерпретации результатов палеомагнитных измерений большое значение имеет определение временных характеристик остывания исследуемого тела: времени остывания в диапазоне блокирующих температур и общего времени остывания. Для моделирования динамики изменения температуры после внедрения интрузивного тела и оценки этих интервалов была рассмотрена нестационарная задача теплопроводности (с учётом процессов кристаллизации внедрённого расплава).

Геометрия интрузивного тела (длина $\approx 10 \text{ км}$, мощность $\approx 3 \text{ км}$) позволяет для центральной области рассмотреть одномерную (зависящую только от глубины) задачу. Предполагаем, что внедрение интрузивного тела происходило достаточно быстро (по сравнению с характерным временем остывания). Тогда теплообменом в процессе внедрения можно пренебречь и температуру вмещающих пород на верхней и нижней границах интрузива считать в начальный момент времени одинаковой, определяемой “невозмущённой” геотермой. Начальное распределение температуры принято по данным ее измерений в Кольской скважине [Кольская сверхглубокая, 1984], здесь использу-

ется геотерма с температурным градиентом $20^\circ/\text{км}$, температура расплава в момент внедрения интрузии $T_{\text{инт}} \approx 1300^\circ\text{C}$ (рис. 6).

Задача об остывании интрузии может быть разбита на два этапа. Сначала было оценено время остывания внедрённого расплава до температуры солидуса ($T_{\text{кр}} \approx 1200^\circ\text{C}$) и получено распределение температуры в интрузии и вмещающей породе к моменту полного затвердевания. Для этого решалась задача Стефана в приближении, рассмотренном в [Теркотт, Шуберт, 1985]. Расчёты проводились для различных значений параметров, на рис. 6 и рис. 7 приведен вариант удельной теплоты плавления (кристаллизации) $L = 350 \text{ кДж/кг}$, удельной теплоёмкости $C = 1.2 \text{ кДж/(кг К)}$, коэффициента температуропроводности $k = 1.3 \text{ мм}^2/\text{с}$. Полное затвердевание происходит примерно за 25 тыс. лет.

Затем для моделирования динамики остывания исследуемого объекта решалась одномерная нестационарная задача теплопроводности. Уравнения имеют вид:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_i \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

где T – температура; t – время; z – вертикальная координата; k – коэффициент температуропроводности; $i = 1, 2$, индекс 1 относится к интрузивному телу, 2 – к вмещающей породе; на контакте ставится условие непрерывности температуры. В качестве начального условия использовалось распределение температур, полученное на предыдущем этапе. Уравнение решалось численно методом конечных разностей (шаг по пространственной координате 100 м , шаг по времени 100 лет).

На рис. 6 приведены результаты, полученные при $k_1 = 1.3 \text{ мм}^2/\text{с}$ (для перидотита, пироксенита), $k_2 = 1 \text{ мм}^2/\text{с}$ (для гнейсов). Общее время моделирования 1 млн. лет . Видно, что вмещающие породы испытывают значительный нагрев: прилегающие к интрузиву – до $550^\circ\text{C} - 650^\circ\text{C}$, ниже подошвы интрузива 2 км – до 450°C .

Как видно из графика изменения температуры с течением времени (рис. 7), имеющееся в начале рассматриваемого процесса различие температур участков исследуемого разреза (около 150°) исчезает достаточно быстро. Так, прохождение верхней (кривая 1) и нижней (кривая 3) частей разреза через точку Кюри магнетита (580°C) разделено временным интервалом $\Delta t_{580} \approx 12 \text{ тыс. лет}$ (показано в увеличенном масштабе на врезке). Прохождение блокирующей температуры 480°C при данном наборе тепловых параметров происходит всем разрезом практически одновременно ($\Delta t_{480} \approx 0$), о чём свидетельствуют слившиеся кривые 1, 2 и 3 на рис. 7. Интервал времени, разделяющий моменты прохождения разрезом температур 580°C и 480°C , составляет здесь $\Delta t_{580-480} \approx 160 \text{ тыс. лет}$.

При дальнейшем остывании кривые вновь расходятся, направление градиента температур становится "нормальным" (к поверхности), и с течением времени стремится к "невозмущенному".

Тепловые параметры могут варьироваться в достаточно широком интервале, нами были получены оценки искомым временных характеристик процесса остывания для различных значений коэффициентов температуропроводности и геотермического градиента, взятых по [Теркотт, Шуберт, 1985; Тепловое..., 1982; Дударев и др., 1972] (табл. 5, ↓ – нормальное направление геотермического градиента, ↑ – обратное).

Таким образом, при реалистических значениях тепловых параметров время прохождения разрезом температуры Кюри магнетита не превышает 20 тыс. лет, а промежутков времени, разделяющий прохождение температур 580°C и 480°C находится в пределах от 100 до 200 тысяч лет.

Оценено так же время остывания: нижней части интрузива до "невозмущенной" температуры (250°C) – 15–20 млн. лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Совокупность палеомагнитных и петромагнитных данных показывает принципиальную возможность изучения тонкой структуры геомагнитного поля, фиксируемую в процессе остывания такого интрузива как Мончегорский плутон.

По прохождению температуры Кюри магнетита в изученном разрезе интрузива фиксируется история геомагнитного поля в течение 10–20 тыс. лет. В каждом образце из интрузива в процессе его термочистки в интервале блокирующих температур 580–480°C записана история геомагнитного поля за 100–200 тыс. лет. Соответственно, для первого случая требуется детальный отбор образцов по разрезу интрузива через 1–2 м, и тогда удастся прочитать историю геомагнитного поля с детальностью в несколько десятков лет; для второго случая требуется детальная термочистка каждого образца с шагом менее 5°, тогда удастся проследить историю геомагнитного поля с детальностью около 5000 лет. В результате детальной термочистки образцов вмещающих пород, содержащих преимущественно пирротин, в интерва-

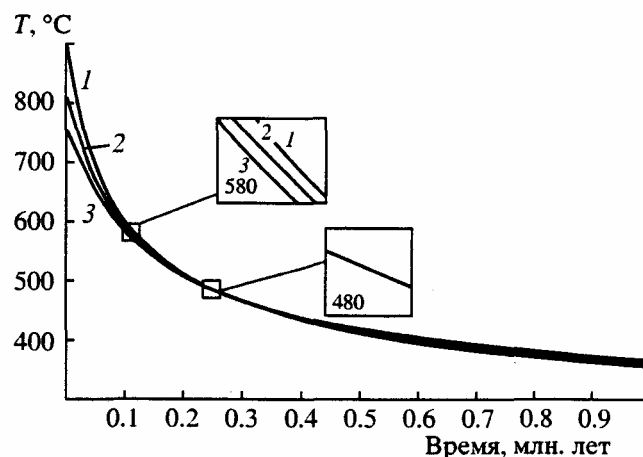


Рис. 7. Изменение температуры с течением времени в нижней части интрузивного тела: 1 – на 500 м выше нижнего контакта с вмещающими породами, 2 – на 200 м выше контакта, 3 – на контакте. На врезках – прохождение разреза через изотермы 580°C и 480°C.

ле 325–250°C удастся проследить поведение геомагнитного поля в течение 15–20 млн. лет.

Это задача будущего детального изучения образцов Мончегорского плутона. По полученным результатам можно говорить о преобладании прямой магнитной полярности за время "пробега" температуры Кюри от края к центру интрузива (10–20 тыс. лет). На этом фоне зафиксированы три "всплеска" обратной полярности, продолжительность каждого по теплофизическим оценкам менее 1000 лет. Через ~150–200 тыс. лет, когда плутон остыл до 480–500°C, температура по разрезу практически сгладилась и охватывала менее 10 тыс. лет, нижняя часть разреза в это время имела обратную магнитную полярность, видимо, в течение нескольких тысяч лет, в верхней части разреза преобладала прямая полярность.

Положение полюса Мончегорского интрузива, вычисленного как по "высокотемпературной" (18.8° S, 281° E), так и "среднетемпературной" (28.2° S, 283° E) компонентам *NRM* согласуется с положением полюса на *APWP* Балтийского щита и со средним положением полюса для Карелии и Кольского полуострова (23° S, 273° E) ~2450 млн. лет назад.

Таблица 5. Время остывания интрузива при разных тепловых параметрах

Геотермич. градиент, °/км	Температуропроводн., мм ² /с		Δt_{580} , тыс. лет	Δt_{480} , тыс. лет	$\Delta t_{580-480}$, тыс. лет
	вмещающие породы	интрузив			
20	1.48	1.31	10 ↑	10 ↑	180
	0.96		12 ↑	0	160
	0.71		18 ↑	2 ↓	130
12	0.96		20 ↑	16 ↓	120
20		1.05	16 ↑	4 ↑	200
		1.55	12 ↑	0	120

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 01-05-64240.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баянова Т.Е., Митрофанов Ф.П., Пожиленко В.И. Геохронология реперных геологических образований и процессов раннего докембрия Кольского региона. Материалы III Всерос. Собрания "Общие вопросы расчленения докембрия". Апатиты. 2000. С. 24-28.
- Дударев А.Н., Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шарпов В.Н. Теплообмен в магматогенных процессах. Новосибирск: Наука. 1972. 124 с.
- Еин А.С., Соколов С.Я. Палеомагнетизм базитов северной Карелии // Материалы конференции "Рифто-генез магматизм и металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии". Петрозаводск. 2000. С. 47-49.
- Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Козлов Е.К. Лялин П.В., Масленников В.А. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Л.: Наука. 1956. 327 с. Козлов Е.К. Естественные ряды никеленовых интрузий и их металлогения. Л.: Наука. 1973. 288 с. Тепловое поле Европы. М.: Мир. 1982. 376 с. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: Мир. 1985. Храмов А.Н., Федотова М.Л., Писакин Б.Н., Прияткин А.А. Палеомагнетизм раннепротерозойских интрузий и связанных с ними пород Карелии и Кольского полуострова: вклад в разработку модели докембрийской эволюции Русско-Балтийского кратона // Физика Земли. 1997. №6. С. 24-41.
- Чистяков А.В., Богатилов О.А., Гроховская Т.Л., Шарков Е.В., Беляцкий Б.В., Овчинникова Г.В. Бураковский расслоенный плутон (Южная Карелия) как результат пространственного совмещения двух интрузивных тел: петрологические и изотопно-геохимические данные // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 2. С. 228-235. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: 1980. 183 с.
- Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Ранне-протерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. С. 503-522.
- Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. V. 75. P. 31-46. Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov P.P. Isotope data on the age and genesis of layered intrusions in the Kola peninsula and Northern Karelia, northeastern Baltic shield // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 197-205. Coe R.S., Prevot M. Evidence suggesting extremely rapid field variation during a geomagnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V. 92. P. 292-298.
- Coe R.S., Prevot M., Camps P. New evidence for extraordinarily rapid change of the geomagnetic field during reversal // Nature. 1995. V. 374. P. 687-692.
- Crouzet C., Rochette P., Menard G. Experimental evaluation of thermal recording of successive polarities during uplift of metasediments // Geophys. J. Int. 2001. V. 145. P. 771-785.
- Dodson R., Dunn J.H., Fuller M., Williams I., Ito H., Schmidt V.A., Wu Y. Palaeomagnetic record of a late Tertiary field reversal // Geophys. J. R. astr. Soc. 1978. V. 53. P. 373-412.
- Dodson M.Y., McClelland-Brown E. Magnetic blocking temperatures of single domain grains during slow cooling. J.G.R. 1980. V. 85. P. 2625-2637.
- Dokuchaeva V.S., Yalcovlev Yu.V. Monchegorsky pluton // 7th Intern. Platinum Symposium. Guide to the pre-symposium field trip, July 27-31. 1994. Apatity. P. 71-108.
- Elming S.A., Pesonen L.J., Leino M., Khramov A.V., Mikhailova N.P., Krasnova A.F., Mertanen S., Bylund G., Terho M. The continental drift of Fennoscandia and Ukraina during the Precambrian // Tectonophysics. 1993. V. 223. P. 177-198.
- Krasnova A.F., Gooskova E.G. Palaeomagnetism of Precambrian basic intrusion and dykes of Northern Karelia, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 1995. V. 74. P. 245-252.
- Neel L. Theorie du trainage magnetique des ferromagnetiques en grains fins avec applications aux terres cuites // Ann. Geophys. 1949. V. 5. P. 99-136.
- Mertanen S. Multicomponent remanent magnetizations reflecting the geological evolution of the Fennoscandian shield - a palaeomagnetic study with emphasis on the Svecofennian orogeny // Geol. survey of Finland. Espoo. 1995. P. 46.
- Mertanen S., Pesonen L.J., Huhma H., Leino M.A.H. Palaeomagnetism of the early Proterozoic layered intrusions. Northern Finland // Geol. survey of Finland. 1989. V. 347. P. 40.
- Mertanen S., Halls H.C., Vuollo J.I., Pesonen L.J., Stepanov V.S. Palaeomagnetism Of 2.44 Ga mafic dykes in Russian Karelia, eastern Fennoscandian Shield - implications for continental reconstructions // Precambrian Res. 1999. V. 98. P. 197-221.
- Pullaiah G., Irving E., Buchan K.L., Dunlop D.J. Magnetization changes caused by burial and uplift // Earth planet. Sci. Lett. 1975. V. 28. P. 133-143.
- Rochette P., Menard G., Dunn R. Thermochronometry and cooling rates deduced from single sample records of successive magnetic polarities during uplift of metamorphic rocks in the Alps (France): Geophys. J. Int. 1992. V. 108. P. 491-501.
- Sharkov E.V., Smolkin V.F. The Early Proterozoic Pechenga-Varzuga belt: a case of Precambrian back-arc spreading // Precambrian Res. 1997. V. 82. P. 133-151.
- Sharkov E., Smolkin V., Chistyakov A., Galkin A. Structure of the Early Palaeoproterozoic Monchegorsky Layered Complex Kola Peninsula, Russia: Evidence from Geology and Cumulate Stratigraphy // EUG XI, Strasbourg, France. 2001. Abstracts. J. Conference. V. 6, № 1 (OS07:TUp072:PO).
- Tolstikhin I.N., Dokuchaeva V.S., Kamensky I.L., Amelin Yu.A. Juvenile helium in ancient rocks: 11. U-He, K-Ar, Sm-Nd And Rb-Sr systematics in the Monche pluton. 3He/4He ratios frozen in uranium-free ultramafic rocks // Geochim. et cosmochim. acta. 1992. V. 56. P. 987-999.
- Valet J.-P., Kidane T., Soler V., Brassart J., Courtillot V., Meynadier L. Remagnetization in lava flows recording pre-transitional directions // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 9755-9775.
- Williams I., Fuller M. A Miocene polarity transition (R-N) from the Agno batholith, Luzon // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 9408-9418.