

УДК 550.382.3:551.214(265.53)

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ И ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД, ДРАГИРОВАННЫХ НА ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНАХ ОХОТОМОРСКОГО СКЛОНА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

© 2016 г. В. А. Рашидов¹, О. В. Пилипенко², В. В. Петрова³

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

E-mail: rashidva@kscnet.ru

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

E-mail: pilipenko@ifz.ru

³Геологический институт РАН, г. Москва

E-mail: v.petrova.v@gmail.com

Поступила в редакцию 01.03.2015 г.

Изучены петромагнитные свойства образцов драгированных горных пород, слагающих подводные вулканические постройки Охотоморского склона северной части Курильской островной дуги. Выполнены измерения стандартных петромагнитных параметров, термомагнитный анализ, петрографические исследования и микронзондовый анализ. Основными носителями намагниченности в изученных породах являются псевдооднородные и многодоменные зерна титаномагнетита и низко-титанистого титаномагнетита. Высокие величины естественной остаточной намагниченности обусловлены псевдооднородной структурой зерен титаномагнетита, а высокие значения магнитной восприимчивости — большой концентрацией ферритмагнитных зерен. Самыми высокими температурами Кюри обладают зерна титаномагнетита изверженных пород, слагающих постройки подводных вулканов Смирнова, Эдельштейна и I.4.

Ключевые слова: Курильская островная дуга, Охотоморский склон, подводные вулканы, петромагнитные свойства, титаномагнетит.

DOI: 10.7868/S0002333716040062

ВВЕДЕНИЕ

Всестороннее изучение Мирового океана является одной из важнейших и насущных задач, стоящих перед современной наукой. В комплексе решаемых проблем большое место принадлежит и геологическим наукам.

В результате комплексной интерпретации данных геолого-геофизических исследований, выполненных на научно-исследовательских судах (НИС) на акватории Мирового океана, получены сведения о его геологическом строении и распространении полезных ископаемых на его дне, геодинамике литосферы, связи вулканизма с мантийными источниками. Выявлена хорошая корреляция наблюдаемых магнитных аномалий с магнитными свойствами горных пород, слагающих различные структуры Мирового океана.

Установлено, что магнетизм изверженных пород зависит, в первую очередь, от титаномагнетитов различного состава и различной степени окисле-

ния, чему способствовали и петромагнитные исследования, выполненные отечественными учеными [Верба и др., 2000; Диденко, 1989; Диденко и др., 1999; Диденко, Тихонов, 1991; Курочкина, 2007; Магнитное поле..., 1993; Печерский и др., 1979; 1980; 1981; Попов и др., 1989; 2011; Попов, Щербаков, 2001; Природа..., 1996; Трухин и др., 2000; 2001; 2005; 2006; Шрейдер и др., 1982].

Большую роль в изучении тихоокеанской зоны перехода, в западной части которой находится значительное количество подводных вулканов, сыграли комплексные геолого-геофизические исследования, выполненные с борта НИС "Вулканолог" в 1977–1991 гг. [Аникеева и др., 2008; Бабаянц и др., 2005; 2006; Блох и др., 2006а; 2012б; 2013а; 2014а; Бондаренко и др., 1994; Брусиловский и др., 2004; Подводный вулканизм..., 1992; Рашидов, 2010; Рашидов и др., 2014; 2015; и др.].

Исследование как активных и потенциально активных подводных вулканов, так и палеовулка-

нов представляет собой актуальную задачу исключительной важности. С точки зрения фундаментальных задач геотектоники и геодинамики подводные вулканы — это эффективные индикаторы геодинамических процессов, формирующих литосферу Мирового океана. Но изучение подводных вулканов имеет и чрезвычайно важное практическое значение, так как области современного вулканизма оказывают огромное непосредственное воздействие на природную среду и жизнедеятельность людей.

Изначально, еще со времен пионерских исследований аномального магнитного поля подводных вулканов и гор, изучаются палеомагнитные характеристики, геологическое строение и эволюция этих объектов, т.е. развиваются два взаимодополняющих направления. Широко применяются математическое моделирование и изучение намагниченности горных пород, слагающих вулканические постройки.

При палеомагнитном изучении подводных вулканов, на основе совместного анализа данных эхолотного промера и гидромагнитной съемки, вычисляется величина и направление вектора эффективной намагниченности “методом подводной горы” [Ле Пишон и др., 1977], а затем координаты виртуальных палеомагнитных полюсов. Это позволяет оценить возраст образования вулканических построек, а при наличии данных об абсолютном возрасте пород, слагающих вулкан, проводить геодинамические реконструкции. Одним из главных ограничений “метода подводной горы” является предположение о том, что намагниченность подводной горы представлена только остаточной составляющей.

При геолого-структурном изучении на основе геомагнитного моделирования и лабораторного определения магнитных свойств драгированных пород исследуется строение подводных вулканов и их эволюция.

Данные о петромагнитных свойствах горных пород, драгированных с построек подводных вулканов, необходимы при интерпретации материалов комплексных геолого-геофизических исследований, включая, объяснение природы магнитных аномалий над подводными вулканами и изучение особенностей приобретения намагниченности горными породами в ходе эволюции вулканических построек, что помогает получать информацию об условиях их образования. Конкретные сведения о величине намагниченности горных пород, помогают снизить неоднозначность решения обратной задачи магниторазведки.

К настоящему времени в западной части Тихого океана выполнены петромагнитные исследования горных пород, слагающих действующий подводный вулкан Аксиал в хребте Хуан-де-Фука [Магнитное поле..., 1993], Императорские горы [Carvallo

et al., 2004], серпентиновые подводные горы Идзу-Бонинского региона [Stokking et al., 1992], подводные склоны Гавайских вулканов Мауна Лоа и Мауна Кеа [Kontny et al., 2003] и подводную гору между Центральным и Южным поднятиями возвышенности Шатского [Попов, Щербаков, 2001].

В последние годы авторы настоящей работы проводят петромагнитные и петрографо-минералогические исследования горных пород, драгированных в рейсах НИС “Вулканолог” с построек позднекайнозойских подводных вулканов западной части Тихого океана [Блох и др., 2014а; Пилипенко, Рашидов, 2013; Пилипенко и др., 2012а; 2012б; 2014; Рашидов и др., 2014; 2015; Pilipenko et al., 2014; Rashidov et al., 2012]. В результате выполненных работ изучены активные подводные вулканы Фукудзин и Эсмеральда в Марианской островной дуге, Ковачи и Симбо в Соломоновой островной дуге, Иль де Сандр в Южно-Китайском море, подводная вулканическая группа Софу в Идзу-Бонинской островной дуге [Рашидов и др., 2014; 2015].

В настоящее время основными объектами исследований авторов являются слабоизученные в петромагнитном отношении позднекайнозойские подводные вулканы Охотоморского склона Курильской островной дуги (КОД) [Пилипенко и др., 2014; Pilipenko et al., 2014]. Такие детальные исследования для данного региона выполняются впервые.

Предыдущие измерения естественной остаточной намагниченности (NRM) и магнитной восприимчивости (k) горных пород, драгированных в рейсах НИС “Вулканолог” с построек подводных вулканов КОД, на астатическом магнитометре МА-21 (Геологоразведка, СССР), выполненные в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, показали, что эти породы резко дифференцированы по своим характеристикам, причем наиболее магнитными являются свежие неизмененные разности [Блох и др., 2006а; 2012а; 2012б; 2013а; 2013б; 2014б; Подводный..., 1992; Рашидов, 2010; Рашидов, Бондаренко, 1998; 2003; 2004; http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_04/tables/magnet.xls]. Эти результаты хорошо согласуются с имеющимися данными о магнитных свойствах горных пород, измеренных в пределах КОД. Так измерения k , выполненные сахалинскими учеными в прикурильской части Охотского моря, показали большой разброс полученных значений [Геолого-геофизический..., 1987; Коренев, 1990; Коренев и др., 1982; Коренев, Шкуть, 1979; Кочергин и др., 1980], а исследования включений габброидов в молодых лавах Курильских островов, проведенные сотрудниками ИФЗ РАН, — заметную вариацию k и фактора Кенигсбергера (Q_n) [Ермаков, Печерский, 1989].

В настоящей работе приводятся результаты петромагнитных и петрографо-минералогических ис-

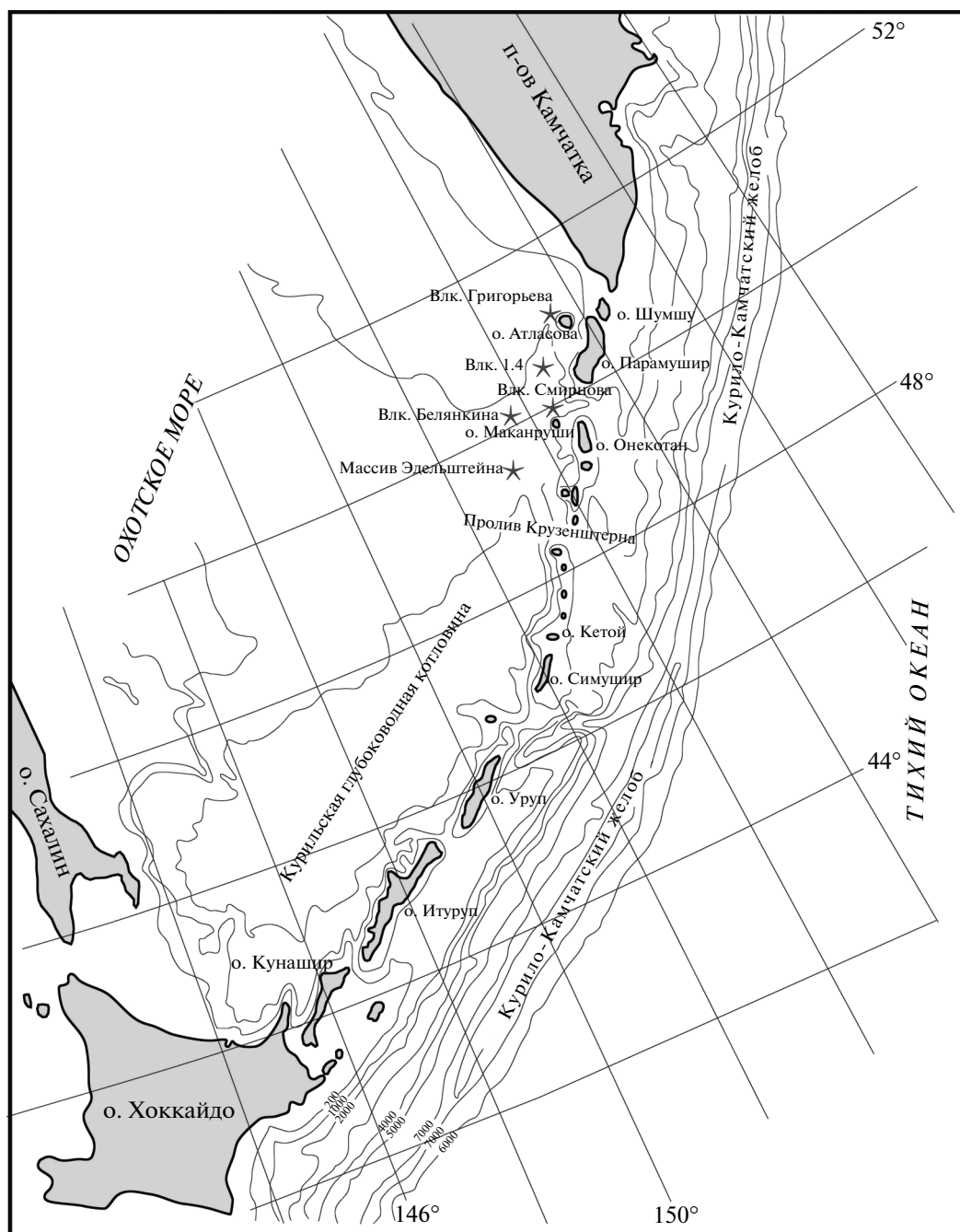


Рис. 1. Местоположение изученных подводных вулканов Охотоморского склона северной части КОД.

следований горных пород, драгированных с построек пяти подводных вулканов КОД (рис. 1), а именно: вулканов Григорьева, 1.4, Смирнова, Белянкина и Эдельштейна, которые были исследованы в нескольких рейсах НИС "Вулканолог" [Бабаянц и др., 2005; 2006; Блох и др., 2006а; 2006б; Бондаренко и др., 1994; Подводный..., 1992; Рашидов, 2010; Рашидов, Бондаренко, 1998; 2003; Рашидов и др., 1992].

Целью работы является изучение структурных особенностей, концентрации и состава титаномаг-

нетитов, содержащихся в горных породах, слагающих изученные вулканические постройки для выявления различий в магнитных свойствах этих пород и изучения вклада остаточной и индуктивной намагниченности в наблюдаемые аномалии магнитного поля.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Петромагнитные исследования были проведены в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта

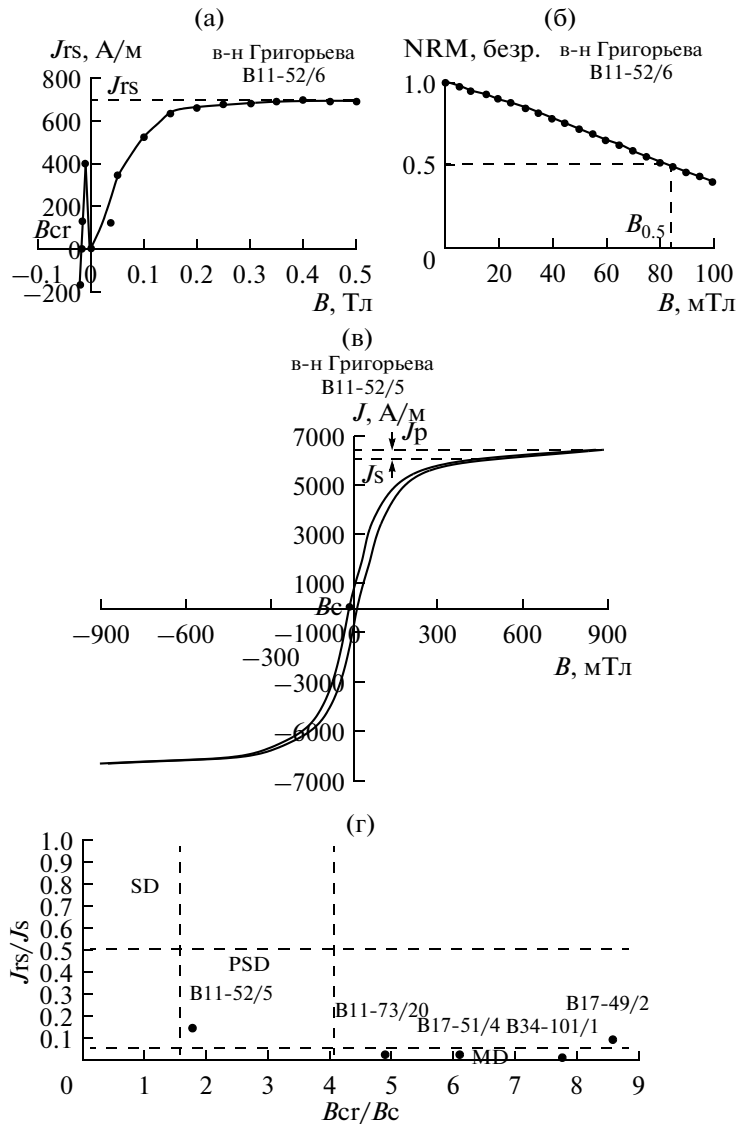


Рис. 2. Определение петромагнитных характеристик горных пород. На примере образцов подводного вулкана Григорьева: (а) – кривая насыщения образца В11-52/6 в постоянном магнитном поле; (б) – кривая размагничивания NRM образца В11-52/6 переменным магнитным полем; (в) – кривая магнитного гистерезиса для образца В11-52/5; (г) – диаграмма Дея.

РАН. Измерения NRM проведены на магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия), k и P' – степени анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) – на каппа-метре Multi-Function Carrbridge (AGICO, Чехия), чистка переменным магнитным полем – на установке переменного поля в трех положениях образца внутри катушки с переменным током, магнитное поле которой могло изменяться в пределах от 0 до 100 мТл при экранированном внешнем магнитном поле (Applied Physics Systems, USA). Для измерения использовались два кубика с ребром 1 см.

Проведены исследования состава магнитной фракции путем насыщения в постоянном магнитном поле образцов, определения значений остаточной коэрцитивной силы B_{cr} , снятия кри-

вых магнитного гистерезиса. На всех образцах была создана J_s в поле ~ 0.8 Тл и измерена на вибромагнитометре (ОРИОН, Россия), измерение J_{rs} выполнено на магнитометре JR-6. На образцах для каждого вулкана сняты кривые насыщения J_{rs} до 0.5 Тл с шагом 0.05 Тл (рис. 2а). На этих же образцах на электромагните (ОРИОН, Россия) создана противоположно направленная J_s и определена остаточная коэрцитивная сила B_{cr} (рис. 2а). Для каждого вулкана на одном из образцов сняты кривые магнитного гистерезиса (рис. 2в). Магнитные параметры по кривым магнитного гистерезиса определены с коррекцией на величину парамагнитного фона. Все исследованные образцы базальтов являются сильными в магнитном отношении. Из-

мерения магнитных параметров по кривым магнитного гистерезиса показали, что парамагнитный вклад в таких сильных образцах базальтов составляет менее 5%, поэтому учет парамагнитной составляющей практически никак не сказался на результатах. Тем не менее, на образцах, на которых были сняты кривые магнитного гистерезиса, вклад парамагнитной составляющей учитывался.

Оценка доменного состояния проведена на образцах, на которых были сняты кривые магнитного гистерезиса по величинам отношений J_{rs}/J_s , а также по B_{cr}/B_c , где B_c — коэрцитивная сила. Эти отношения можно использовать по отдельности, но полезно использовать вместе [Evans, Heller, 2003] и для наглядности представлять на диаграмме Дея (рис. 2г) [Day et al., 1977]. За определение доменного состояния брались пределы величин J_{rs}/J_s и B_{cr}/B_c [Evans, Heller, 2003]: для SD зерен: $J_{rs}/J_s \geq 0.5$, $B_{cr}/B_c \leq 1.5$; для MD зерен: $J_{rs}/J_s \leq 0.05$, $B_{cr}/B_c \geq 4$; для PSD зерен: величины между этими двумя группами величин.

Выполнены два вида термомагнитного анализа (ТМА): на вибромагнитометре по зависимости намагниченности насыщения J_s от температуры (T) в поле ~ 0.8 Тл в атмосфере воздуха и на двухкомпонентном термомагнитометре (ОРИОН, Россия) по зависимости остаточной намагниченности насыщения J_{rs} от T на образцах-дублях в атмосфере воздуха.

О степени окисления зерен титаномагнетита судили по величине медианного переменного магнитного поля $B_{0.5}$, поскольку рост $B_{0.5}$ может напрямую быть связан с изменениями в составе титаномагнетита или фазовыми изменениями титаномагнетита [Kontny et al., 2003]. Для этого на всех образцах была изучена стабильность NRM по отношению к воздействию переменного магнитного поля, для чего были сняты кривые размагничивания переменным магнитным полем максимум до величины 100 мТл с шагом 5 мТл и измерена величина медианного магнитного поля, при котором остаточная намагниченность убывает вдвое (рис. 2б).

Для подтверждения состава носителей NRM образцов были выполнены петрографо-минералогические исследования и микронзондовый анализ рудных минералов в Геологическом институте РАН на аналитическом сканирующем электронном микроскопе Sam Scan MV2300 при участии операторов Н.В. Горьковой и А.Т. Савичева, и на Геологическом факультете МГУ на аналитическом сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480 LV при участии оператора Е.В. Гусевой.

В железосодержащих и ассоциирующих с ними минералах для всех образцов анализировался состав вскрытых при шлифовании центральных зон и не полированных приповерхностных частей

отобранных вручную объемных зерен. Так как зондовый анализ не определяет валентность железа, при пересчетах средних составов титаномагнетитов на формулу минерала во всех случаях принималось стандартное отношение: две трети трехвалентного железа и одна треть двухвалентного, а также учитывался пересчетный коэффициент перевода двухвалентного железа в трехвалентное.

Полученные для всех изучаемых вулканов анализы рудных минералов отвечают титаномагнетиту, в составе которого помимо Fe и Ti всегда присутствует незначительное количество Mg, Al, V, Mn. Если в анализах количество всех компонентов колебалось в близких пределах независимо от морфологии минерала, для расчета формулы минерала брались средние значения, полученные для конкретного вулкана. Теоретическая формула титаномагнетита принималась как $(Fe^{+2}, Mg, Ni, Zn, Mn)(Fe^{+3}, Ti)_2O_4$.

В некоторых анализах было определено небольшое количество кремнезема. Рудные минералы часто окружены плотно “приклеенной” к их поверхности стекловатой оболочкой. Предполагается, что при анализе луч зонда пробивает эту оболочку и анализ засоряется лишним кремнеземом, поэтому приведенные ниже химические анализы рудного минерала, сделанные как по шлифам, так и по объемным зернам пересчитаны за вычетом SiO_2 .

Замечено также, что при анализе в шлифах в титаномагнетитах иногда определяются несколько более высокие количества Mg, Mn, Al. Вероятно, это также является следствием захвата зондом компонентов из окружающего титаномагнетит парагенетических минералов и стекла.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Подводный вулкан Григорьева

Плосковершинный подводный вулкан Григорьева (рис. 1), названный в честь известного советского геолога академика И.Ф. Григорьева [Безруков и др., 1958], находится в 5.5 км к северо-западу от о. Атласова (вулкан Алаид) и поднимается с глубин 800–850 м.

Его основание срослось с основанием вулкана Алаид. Размеры вулкана по основанию составляют 12.5×15 км, а по изобате 500 м — 8.5×11.5 км. Объем вулканической постройки ~ 40 км³ [Баба-янц и др., 2005; 2006; Блох и др., 2006а; 2006б; Подводный вулканизм..., 1992]. Вершина подводного вулкана Григорьева срезана абразией и снивелирована до уровня 120–140 м, что, практически, соответствует положению уровня моря в позднем плейстоцене. В западной и юго-западной частях вершины отмечены скальные высту-

Таблица 1. Магнитные свойства драгированных пород, слагающих подводные вулканы Охотоморского склона северной части КОД

Порода	Количество образцов	Диапазон изменения естественной остаточной намагниченности, NRM, А/м	Диапазон изменения магнитной восприимчивости, $k \times 10^{-3}$, ед. СИ
1	2	3	4
Подводный вулкан Григорьева			
Базальты раскристаллизованные	3	1.57–1.94	2.39–8.29
Базальты порфиоровые	9	4.12–18.90	18.34–29.77
Базальты афировые	3	13.61–28.45	24.12–94.83
Туффит	1	1.47	2.42
Подводный вулкан 1.4			
Андезибазальт	5	0.22–7.35	16.67–44.84
Дациандезиты	4	0.98–1.89	23.74–50.74
Подводный вулкан Белянкина			
Базальты оливиновые	10	0.15–29.01	10.50–70.96
Подводный вулкан Смирнова			
Андезибазальты	5	0.42–4.12	18.96–38.19
Андезиты	2	3.10–5.64	2.03–3.34
Дацинты		0.40–0.82	16.02–22.16
Подводный вулканический массив Эдельштейна			
Андезибазальты	7	1.53–50.13	16.29–48.46
Андезиты	4	0.63–2.24	47.35–53.99
Дациандезит	1	0.68	48.46

пы, поднимающиеся до глубин 50–55 м. Возможно, они являются отпрепарированным неом, а может быть, образовались после формирования вершины и представляют собою голоценовые экструзии или небольшие лавовые постройки.

К подводному вулкану Григорьева приурочена интенсивная аномалия магнитного поля ΔT_a с амплитудой более 1400 нТл. Вулканическая постройка намагничена по направлению современного магнитного поля, и ее возраст не древнее 700 тыс. лет. Все отмеченные скальные выступы отчетливо проявляются в магнитном поле ΔT_a [Бабаянц и др., 2005; 2006; Блох и др., 2006а; 2006б].

При драгировании подводного вулкана Григорьева [Подводный вулканизм..., 1992] были подняты однотипные высокоглиноземистые, высокожелезистые, высококальциевые и умеренно-титанистые базальты (табл. 1, табл. 2). NRM драгированных базальтов изменяется в диапазоне 1.57–28.45 А/м, а k – в диапазоне $(2.39–94.83) \times 10^{-3}$ ед. СИ (табл. 1).

Для двух образцов порфиоровых базальтов (В11-52/5 и В11-52/22) и одного образца афирового базальта (В11-52/6) были выполнены петро-

магнитные исследования (табл. 3). Ступенчатое изотермическое намагничивание образца базальта В11-52/6 в постоянном магнитном поле показало, что образец насыщается при 0.25 Тл. Все три образца магнитноизотропны. Намагниченность обусловлена содержанием высокой концентрации низкоэрцитивных ($B_{сг} = 17–26$ мТл) псевдооднородных (PSD) ферромагнитных зерен. Образцы В11-52/5 и В11-52/6 обладают более высокими значениями NRM и более высокой величиной медианного магнитного поля, чем образец В11-52/22. Это может говорить о том, что образцы В11-52/5 и В11-52/6 кристаллизовались в краевых частях базальтовых потоков при быстром остывании расплава [Природа..., 1996].

ТМА по $J_{rs}(T)$ образца афирового базальта В11-52/6 показал, что кривая первого нагрева имеет пологий перегиб в районе 250°C, намагниченность полностью разрушается приблизительно при 500°C (рис. 3). Кривая второго нагрева проходит выше кривой первого нагрева, в целом повторяет ее ход, остаточная намагниченность разрушается в районе 550°C. На кривой второго нагрева также сохраняется перегиб, который смещается в сторону увеличения температур: ~300°C. Таким образом, основными носителями остаточ-

Таблица 2. Описание станций драгирования подводных вулканов Охотоморского склона северной части КОД

№ п/п	№ драги	Координаты отбора		Глубинный интервал отбора, м
		широта северная	долгота восточная	
Подводный вулкан Григорьева				
1	B11-52	50°56.5'	155°25.6'	120–87
Подводный вулкан 1.4				
2	B34-101	50°20.4'	154°11.6'	1100–700
3	B40-32/7	50°20.8'	154°12.3'	770–615
Подводный вулкан Белянкина				
4	B11-72	49°56.2'	154°07.7'	720–660
5	B-17-49	49°56.2'	154°09.1'	850–750
Подводный вулкан Смирнова				
6	B11-73	49°54.4'	154°20.4'	1300–1050
Подводный вулканический массив Эдельштейна				
7	B17-51	49°12.8'	153°29.0'	2200–740
8	B40-26	49°10.8'	153°27.2'	1350–980

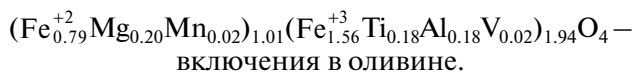
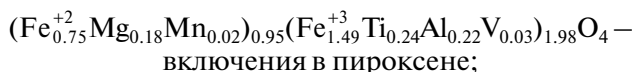
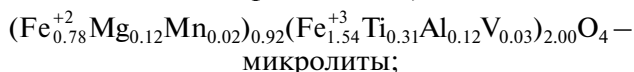
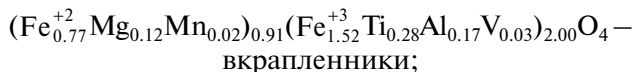
ной намагниченности являются PSD зерна титаномагнетита (табл. 3) с различным содержанием Ti. В ходе нагрева в образце произошло гетерофазное изменение, приведшее к образованию двух компонент: богатой и бедной Ti. Рост намагниченности на кривой второго нагрева обусловлен образованием титаномагнетита с меньшим содержанием Ti, по составу близкому к магнетиту и с большей величиной спонтанной намагниченности.

На кривой нагрева ТМА по $J_s(T)$ образца-дубля афирового базальта B11-52/6 имеет место перегиб в районе 490°C (рис. 4). Кривая охлаждения необратима и имеет два перегиба в районе 530 и 280°C, что говорит об образовании двух ферритмагнитных фаз титаномагнетита с высоким и низким содержанием Ti.

Петрографические исследования и микронзондовый анализ образцов B11-52/5 и B11-52/22 показали, что породы представляют собой оливинпироксен-плаггиоклазовые базальты, крупнопорфировые (рис. 5) с небольшими вариациями в соотношении вкрапленников и основной массы (отношение вкрапленники/основная масса в образце B11-52/5: 3/1, а в образце B11-52/22: 4/1). Размеры вкрапленников от 0.5 до 4 мм, среди них преобладает плаггиоклаз, в подчиненном количестве встречаются пироксен, оливин и рудный минерал. Стекло основной массы раскристаллизовано до 50%. Среди микролитов преобладают пироксен и плаггиоклаз.

Валовое содержание рудного минерала в образце B11-52/5 около 10% от объема породы, в образце B11-52/22 около 15%. Рудный минерал присутствует в породе как вкрапленники, микролиты

и включения в пироксене и в оливине. Во всех случаях его кристаллохимический состав отвечает титаномагнетиту:



Как следует из приведенных формул, содержание титана в титаномагнетитах колеблется от 0.24 до 0.31 формульных единиц (ф. е.) с аномалией 0.18 ф. е. для включений в оливине, которые кристаллизовались самыми первыми еще из первичного расплава. Они содержат максимальное количество железа. Далее выделялись включения в пироксене ($X = 0.24$ ф. е.), потом кристаллизовались самостоятельные крупные вкрапленники титаномагнетита ($X = 0.28$ ф. е.) и последними при самых низких температурах и, судя по структуре основной массы, в близповерхностных условиях выделялись микролиты ($X = 0.31$ ф. е.). В них наблюдается максимальное количество титана.

Микронзондовый анализ образца афирового базальта B11-52/6 позволил рассчитать содержание титана. Отношение массы титана к массе железа лежит в диапазоне 0.09–0.14, что соответствует в первом приближении содержанию тита-

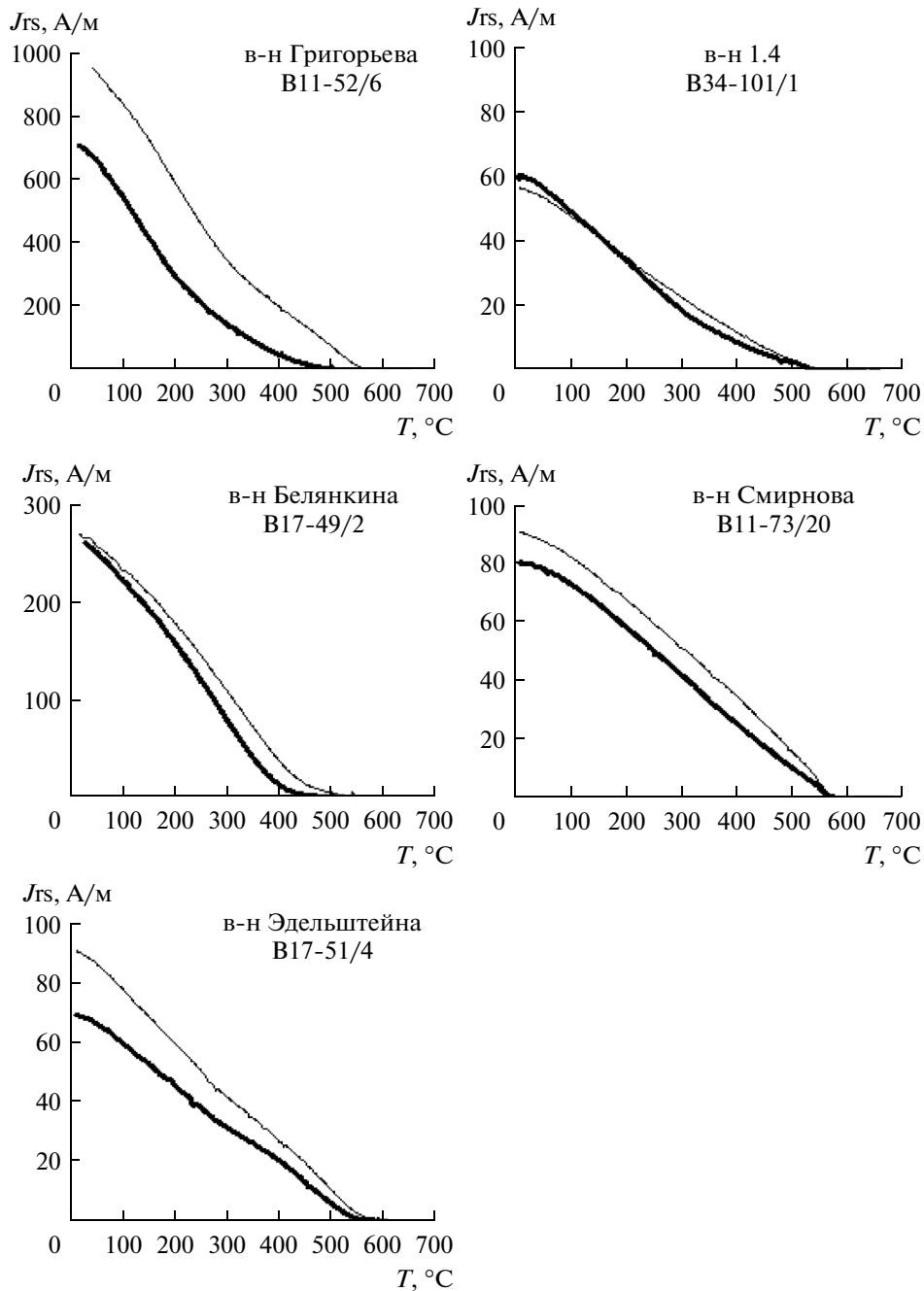


Рис. 3. Термомагнитные кривые зависимости остаточной намагниченности насыщения J_{rs} от температуры T , жирная линия – первый нагрев, тонкая линия – второй нагрев.

на в титаномагнетите $X \sim 0.28-0.42$ и диапазону точек Кюри $T_c \sim 270-370^\circ\text{C}$.

Полученные расчетные точки Кюри ниже по величине, чем точка Кюри, определенная экспериментально по $J_s(T)$, и удовлетворительно совпадают с температурой блокирования по $J_{rs}(T)$. Это говорит о том, что основным носителем NRM является окисленный титаномагнетит (титаномаггемит).

Подводный вулкан 1.4

Островершинный подводный вулкан 1.4, открытый в 1989 г. в 34-м рейсе НИС “Вулканолог” [Рашидов и др., 1992], находится в 80 км к западу от о. Парамушир (рис. 1).

Он возвышается над окружающим дном Охотского моря на 650–700 м. Основание его слегка вытянуто в северо-западном направлении и имеет размеры $\sim 6.5 \times 7$ км. Вершина горы осложнена

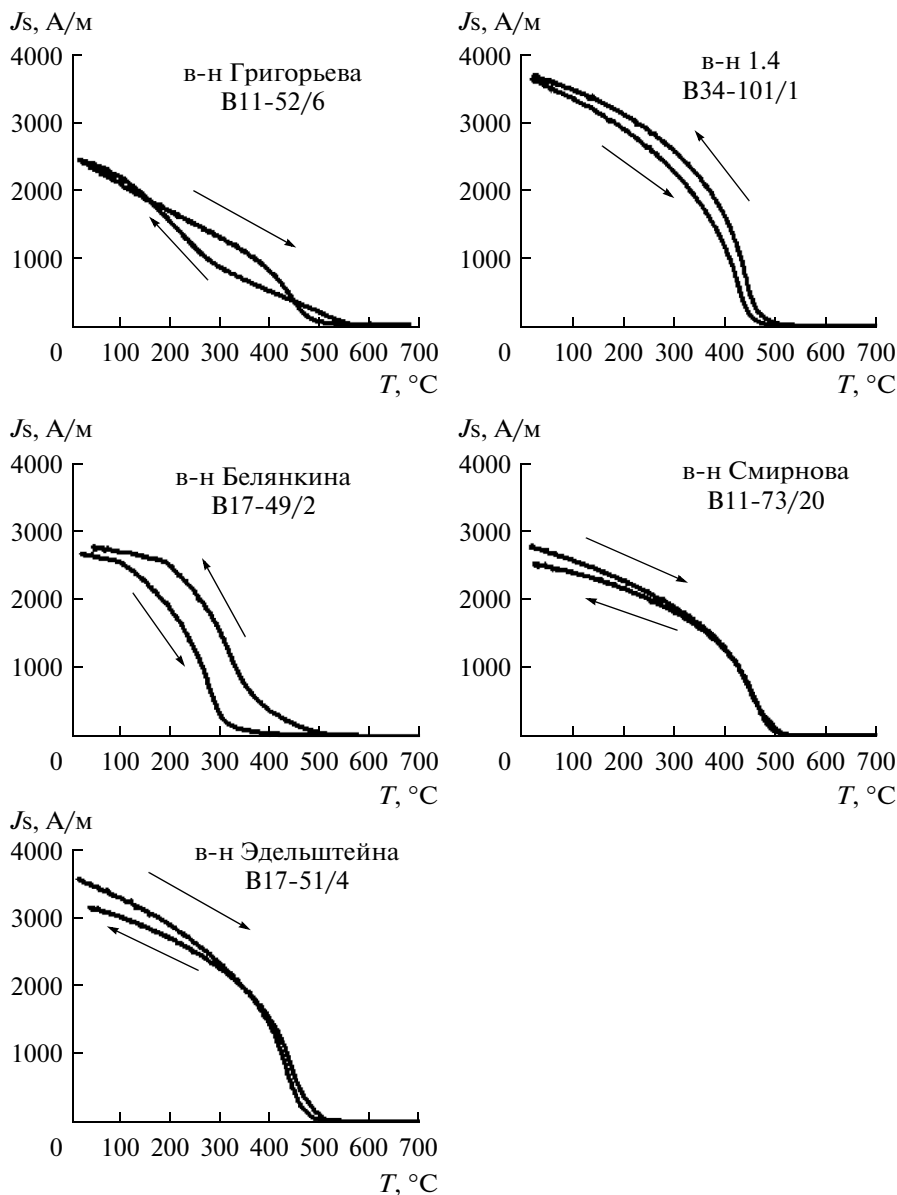


Рис. 4. Термомагнитные кривые зависимости намагниченности насыщения J_s от температуры T , стрелками обозначен цикл нагрев–охлаждение.

рядом пиков. Отрицательная форма рельефа почти замкнутым кольцом опоясывает основание вулкана. Объем постройки $\sim 13 \text{ км}^3$ [Бондаренко и др., 1994; Рашидов и др., 1992].

К вулканической постройке приурочена положительная аномалия магнитного поля интенсивностью до 400–500 нТл. Вблизи привершинной части постройки отмечен локальный максимум интенсивностью до 700 нТл. Максимум аномалии смещен к югу от вершины вулкана, что свидетельствует о прямой намагниченности горных пород, слагающих подводный вулкан [Бабаянц и др., 2005; 2006; Бондаренко и др., 1994].

При драгировании привершинной части вулкана были подняты, в основном, амфиболовые андезитобазальты, с подчиненным количеством пироксеновых андезитобазальтов и плагиобазальтов, и дациандезиты [Бондаренко и др., 1994; Рашидов и др., 1992] (табл. 1, табл. 2). В малых количествах присутствуют обломки гранитоидов и андезитовых пемз, шлаки, галька осадочных пород, железомарганцевые образования и донная биота [Аникиева и др., 2008; Бондаренко и др., 1994].

NRM андезитобазальтов изменяется в диапазоне 0.22–7.35 А/м, а k – в диапазоне (16.67–44.84) $\times 10^{-3}$ ед. СИ. NRM дациандезитов изменяется в

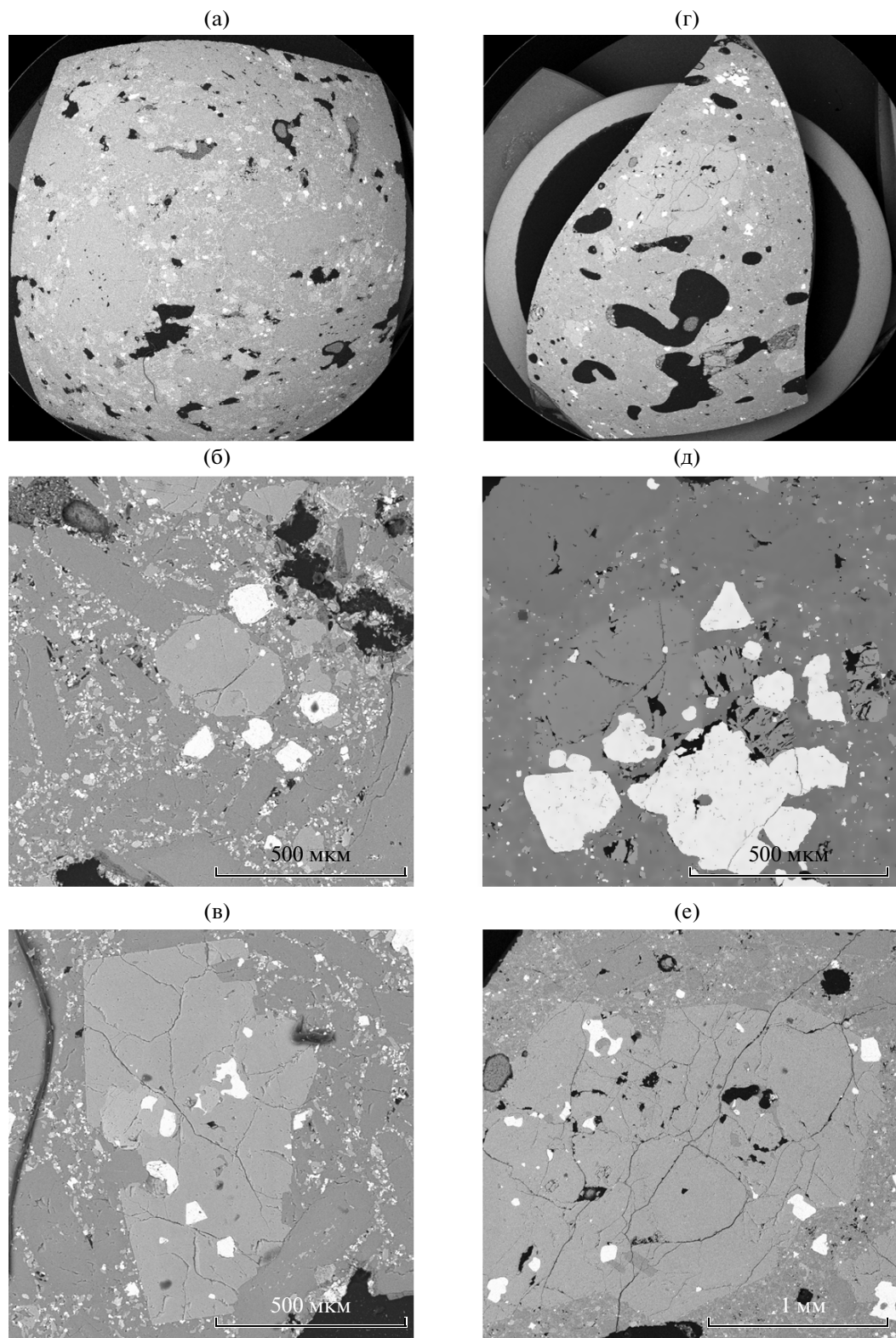


Рис. 5. Титаномагнетиты подводного вулкана Григорьева: (а)–(в) – образец В11-52/22; (г)–(е) – образец В11-52/5; (а), (г) – общий вид шлифов: хорошо виден размер газовых пустот и их распространение в поле шлифов, а также количество, размер и частота распределения титаномагнетитовых зерен (ярко-белые точечные и более крупные выделения); (б), (д) – вкрапленники и микролиты титаномагнетита в породе. Видно, что в основной массе шлифа В11-52/22 содержится значительно больше микролитов, чем в шлифе В11-52/5; (в), (е) – включения титаномагнетитов в крупных вкрапленниках пироксена.

Таблица 3. Петромагнитные характеристики драгированных образцов горных пород, слагающих подводные вулканы Охотоморского склона северной части КОД

№ п/п	Номера образцов	Описание образцов	NRM, А/м	$k \times 10^{-3}$, ед. СИ	Q_n	P'	$B_{сг}$, мТл	$B_{0,5}$, мТл	J_s , А/м	$J_{тs}/J_s$	$B_{сг}/B_c$	Структура	C , %
Подводный вулкан Григорьева													
1	B11-52/5	Базальт порфиоровый	18.9	49.41	9.61	1.019	26	70	6000	0.14	1.78	PSD	1.7–1.8
2	B11-52/6	Базальт афировый	15.31	20.09	19.14	1.017	17	85	2450	0.29		PSD	
3	B11-52/22	Базальт порфиоровый	4.12	50.4	2.05	1.017	22	35	7460	0.07		PSD	
Подводный вулкан 1.4													
4	B34-101/1	Андезитобазальт порфиоровый	0.22	39.49	0.14	1.027	17	15	3600	0.01	7.76	MD	0.9
5	B40-32/7	Андезитобазальт порфиоровый	4.27	16.67	6.43	1.010	18	27	2260	0.1		PSD	
Подводный вулкан Белянкина													
6	B11-72/3	Базальт порфиоровый	22.48	44.38	12.72	1.023	43	>100	1280	0.27		PSD	
7	B17-49/2	Базальт порфиоровый	7.33	39.18	4.7	1.028	53	>100	2800	0.1	8.62	MD (?)	0.8
8	B17-49/5	Базальт порфиоровый	0.15	10.50	0.36	1.064	23	92	1330	0.04		MD	
Подводный вулкан Смирнова													
9	B11-73/8	Андезитобазальт порфиоровый	0.53	30.23	0.44	1.018	20	14	4720	0.06		PSD	
10	B11-73/10	Дациит субафировый	0.54	20.00	0.68	1.058	21	33	2110	0.01		MD	
11	B11-73/20	Андезитобазальт афировый	0.42	38.19	0.28	1.093	18	57	2700	0.03	4.92	MD	0.6–0.7
Вулканический массив Эдельштейна													
12	B17-51/2	Андезитобазальт порфиоровый	1.53	42.46	0.91	1.034	18	27	4410	0.02		MD	
13	B17-51/4	Андезитобазальт порфиоровый	1.70	39.3	1.09	1.056	18	28	3500	0.02	6.10	MD	0.8–0.9
14	B17-51/8	Андезитобазальт афировый	31.56	19.23	41.23	1.029	28	100	2860	0.16		PSD	
15	B40-26/2	Дациандезит порфиоровый	0.68	48.46	0.35	1.049	17	9	4540	0.01		MD	
16	B40-26/3	Андезитобазальт афировый	10.18	16.29	15.70	1.012	41	>100	2490	0.17		PSD	

Примечание. NRM – естественная остаточная намагниченность; k – магнитная восприимчивость; Q_n – коэффициент Кенигсбергера; P' – степень анизотропии магнитной восприимчивости; $B_{сг}$ – остаточная коэрцитивная сила; $B_{0,5}$ – медианное поле; B_c – коэрцитивная сила; J_s – остаточная намагниченность насыщения; $J_{тs}$ – намагниченность насыщения; PSD – псевдооднодоменные зерна; MD – многодоменные зерна; C – объемная концентрация ферромагнетика.

диапазоне 0.98–1.89 А/м, а k – в диапазоне (23.74–50.74) × 10⁻³ ед. СИ (табл. 1).

Для двух образцов порфировых андезибазальтов В34-101/1 и В40-32/7 были выполнены петромагнитные исследования (табл. 3). Намагниченность первого образца обусловлена содержанием относительно крупных многодоменных (MD) зерен низкокоэрцитивного магнитного минерала ($B_{сг} = 17$ мТл). Намагниченность второго – содержанием PSD зерен, также низкокоэрцитивного магнитного минерала ($B_{сг} = 18$ мТл). В образцах отсутствует AMS, образцы магнитомягкие, NRM легко разрушается переменным магнитным полем.

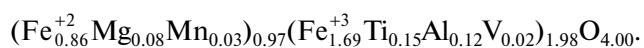
ТМА по $J_{гс}(T)$ образца В34-101/1 показал, что намагниченность полностью разрушается приблизительно при 550°С (рис. 3). Кривая второго нагрева практически совпадает с кривой первого нагрева и также имеет единственную температуру блокирования в районе 550°С. В этом образце основным носителем намагниченности является устойчивый к нагревам титаномагнетит близкий по составу к магнетиту.

ТМА по $J_s(T)$ на образце-дубле В34-101/1 показал, что на кривой первого нагрева выявляется перегиб в районе ~460°С (рис. 4). Кривая охлаждения проходит чуть выше кривой первого нагрева, в целом повторяет ее ход, и точка перегиба сдвинута в сторону роста точек Кюри ~ 480°С.

Различие между точкой Кюри и температурой блокирования для разных анализов может быть связано с тем, что ТМА по $J_{гс}(T)$ чувствителен к выявлению более мелких магнитных зерен, в то время как ТМА по $J_s(T)$ – более крупных магнитных зерен (устное сообщение Д.М. Печерского). Таким образом, в данном образце ТМА по $J_s(T)$ выявил содержание устойчивых к нагревам зерен титаномагнетита с точками Кюри ~460°С.

Петрографические исследования и микронзондовый анализ образца В34-101/1 показали, что это порфировый андезибазальт амфибол-двупироксен-плагиоклазовый, с оливином и титаномагнетитом. Образец сильно пористый, количество пор: 10–13% от объема породы (рис. 6а). Отношение вкрапленники/основная масса: 3/1. Распределение рудного минерала в породе (по шлифу) и морфология вкрапленников и микролитов хорошо видны на рис. 6а–6в. Объемный кристалл представлен на рис. 6г.

Химический состав рудных минералов представлен в табл. 4. Нужно отметить, что в андезибазальте вулкана 1.4 химизм вкрапленников, микролитов и других морфологических форм минерала практически совпадает, поэтому пересчет на формулу делался из объединенного среднего состава (19 анализов):



Видно, что в кристаллической решетке минерала по сравнению с его теоретическим составом

Таблица 4. Вариации и средний состав титаномагнетитов в породах, слагающих подводные вулканы Охотоморского склона северной части КОД

Содержание	Максимум	Минимум	Среднее значение
Вулкан Григорьева (34 анализа)			
MgO	6.07	0.94	2.96
Al ₂ O ₃	7.23	0.71	4.08
TiO ₂	17.01	2.51	10.36
V ₂ O ₅	1.95	0	1.25
MnO	1.41	0	0.78
FeO	88.33	74.82	80.57
Вулкан 1.4 (19 анализов)			
MgO	3.96	0.24	1.47
Al ₂ O ₃	5.16	1.62	2.94
TiO ₂	9.27	4.97	5.89
V ₂ O ₅	1.24	0.53	0.81
MnO	1.42	0.43	0.96
FeO	90.95	82.33	87.86
Вулкан Белянкина (13 анализов)			
MgO	5.16	0.03	2.1
Al ₂ O ₃	6.25	0.82	3.41
TiO ₂	14.51	8.34	10.54
V ₂ O ₅	1.87	0	0.86
MnO	1.09	0	0.48
FeO	86.2	80.2	82.58
Вулкан Смирнова (18 анализов)			
MgO	2.22	0	1.13
Al ₂ O ₃	5.46	0.07	2.45
TiO ₂	6.41	2.97	5.56
V ₂ O ₅	1.34	0	0.59
MnO	1.38	0.25	0.87
FeO	92.4	85.75	89.38
Вулканический массив Эдельштейна (16 анализов)			
MgO	2.69	0.16	1.21
Al ₂ O ₃	3.87	0.69	2.24
TiO ₂	12.62	4.66	6.18
V ₂ O ₅	0.95	0	0.57
MnO	1.49	0.29	0.92
FeO	92.19	85.07	88.88

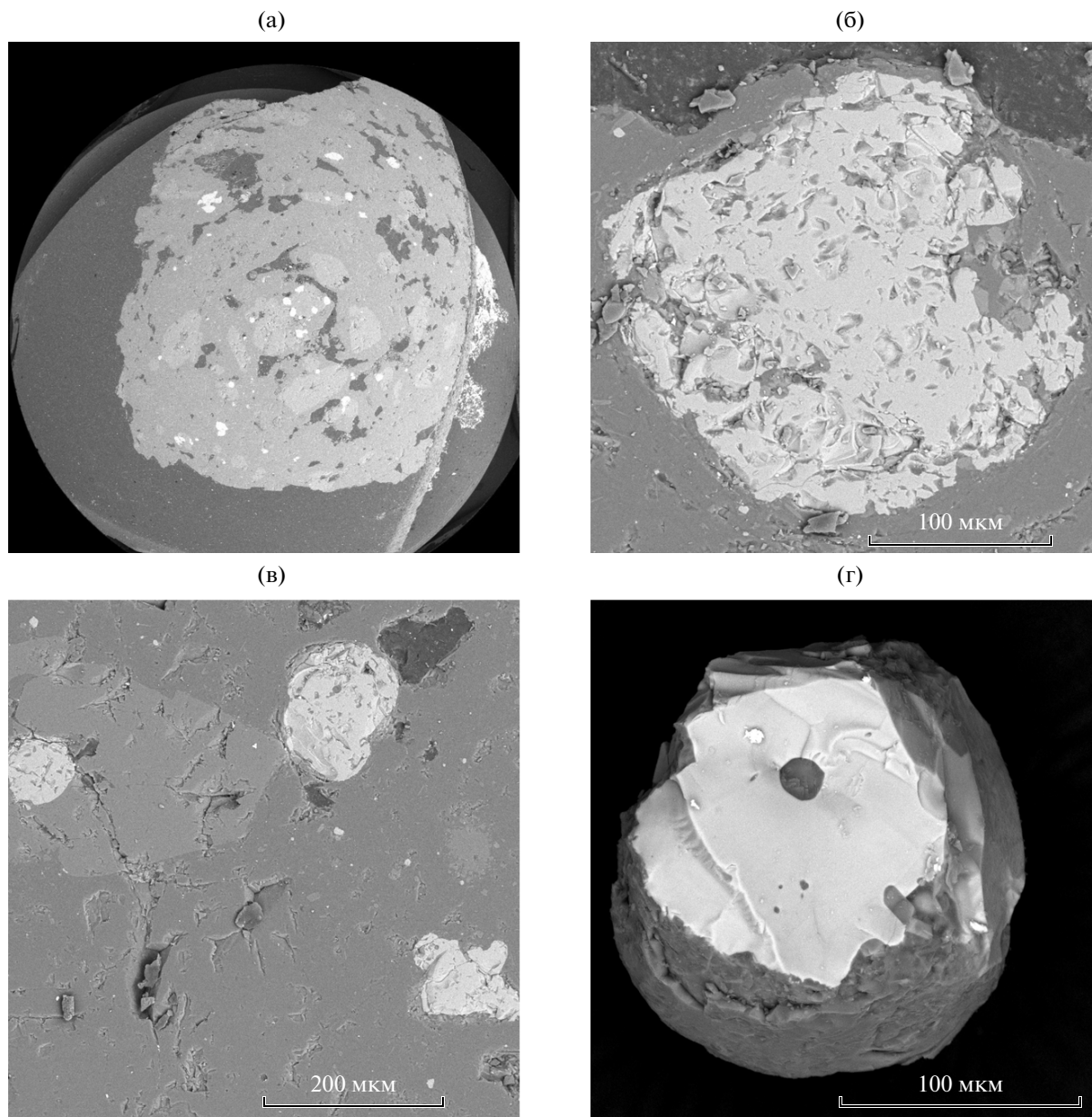


Рис. 6. Титаномагнетиты подводного вулкана 1.4 (образец В34-101/1): (а) — общий вид шлифа: хорошо видно, что порода крупно- и мелкопористая с неравномерным распределением газовых пустот; вкрапленники и микролиты титаномагнетита (ярко-белые пятна и точки) неравномерно распределены по площади шлифа; (б) — вкрапленник титаномагнетита: хорошо видна неровная, дислоцированная поверхность кристалла; (в) — микролиты титаномагнетита (белые выделения и точки). Крайнее левое зерно — включение в кристалл пироксена, остальное (в том числе точечные микронных размеров выделения) распределено по основной массе породы; (г) — объемный кристалл титаномагнетита (белое), покрытый плотно “приклеенной” пленкой стекловатой основной массы.

наблюдается небольшой дефицит как двухвалентных, так и трехвалентных катионов, однако существование такого несколько дефицитного минерала в природе реально. Согласно расчету, содержание титана в элементарной ячейке минерала составляет $X = 0.15$ ф. е., при этом колебания в содержании титана в макро- и микрочастицах составило $X = 0.13–0.17$ ф. е., что соответствует интервалу точек Кюри $T_c = 450–480^\circ\text{C}$, в который уклады-

ваются экспериментально полученные значения точек Кюри по ТМА $J_s(T)$. Таким образом, основными носителями NRM в образце являются зерна низкотитанистого титаномагнетита.

Подводный вулкан Белянкина

Подводный вулкан Белянкина, названный в честь крупнейшего советского петрографа акаде-

мика Д.С. Белянкина [Безруков и др., 1958], расположен в 23 км к северо-западу от о. Маканруши (рис. 1).

Вулкан Белянкина имеет форму изометрично-го конуса и поднимается над окружающим дном на высоту около 1100 м. Острая вершина вулкана расположена на глубине 508 м. Размер основания вулканической постройки 9×7 км, а его площадь ~ 50 км² [Подводный вулканизм..., 1992; Рашидов, Бондаренко, 1998].

Подводный вулкан Белянкина отчетливо проявляется в магнитном поле ΔT_a , и к нему приурочена аномалия с амплитудой 650 нТл, экстремум которой смещен к юго-востоку от вершины. Вулканическая постройка имеет прямую намагниченность [Рашидов, Бондаренко, 1998].

При драгировании подводного вулкана Белянкина были подняты однородные порфиоровые оливиновые базальты [Кичина, Остапенко, 1977; Остапенко, Кичина, 1982; Подводный вулканизм..., 1992] (табл. 1, табл. 2). NRM драгированных пород изменяется в пределах 0.15–29.01 А/м, а k – в диапазоне $(10.50–70.96) \times 10^{-3}$ ед. СИ (табл. 1).

Для трех драгированных образцов порфиоровых базальтов были выполнены петромагнитные исследования (табл. 3). Образцы демонстрируют разброс величин NRM в диапазоне 0.15–22.48 А/м, величина k возрастает с увеличением NRM, что говорит о росте концентрации зерен-носителей NRM. P' достигает 1.064, остаточная коэрцитивная сила B_{cg} лежит в пределах 23–53 мТл. Все образцы порфиоровых базальтов демонстрируют высокую магнитную жесткость ($B_{0.5} \geq 92$ мТл). Размер магнитных зерен лежит в PSD-MD области.

ТМА по $J_{rs}(T)$ образца порфиорового базальта В17-49/2 (рис. 3) говорит о том, что основным носителем намагниченности является магнитный минерал с температурой блокирования в районе 410°C. Кривая второго нагрева проходит чуть выше кривой первого нагрева, повторяет ее ход и имеет перегиб в районе 440°C. Основным носителем намагниченности в данном образце является титаномагнетит с содержанием Ti ($X = 0.22$). В результате медленного охлаждения произошло образование двух фаз – богатой и бедной титаном ($X \sim 0.18$), образование второй фазы и было зафиксировано ТМА.

На кривой первого нагрева ТМА по $J_s(T)$ образца-дубля порфиорового базальта В17-49/2 (рис. 4) также имеется единственная фаза с точкой Кюри в районе 320°C. На кривой охлаждения T_c сдвигается в сторону увеличения до 360°C, кривая охлаждения проходит выше кривой нагрева, что свидетельствует об образовании фазы бедной Ti.

Петрографические исследования и микронзондовый анализ образца В17-49/2 показали, что это оливин-двупироксен-плагноклазовый порфиоро-

вый базальт со стекловатой основной массой, замещенной тонкораспыленным рудным материалом и превращенной в опацил (рис. 7а, 7б). Присутствуют газовые пустоты ($\sim 20\%$ объема породы), обуславливающие высокую пористость базальта. Вкрапленники и основная масса неравномерно распределены по площади шлифа. Преобладает отношение вкрапленники/основная масса: около 3/1, но отмечаются более разреженные участки с этим отношением: 2/2.

Рудных минералов около 15%. Часто они представляют собой включения в оливине и пироксене.

Химический состав рудных минералов вулкана Белянкина приведен в табл. 4. Заметных отличий в химическом составе разных морфологических типов рудных минералов не обнаружено.

Пересчет среднего (13 анализов) состава приводит к следующей формуле минерала: $(\text{Fe}_{0.79}^{+2} \text{Mg}_{0.11} \text{Mn}_{0.01})_{0.91} (\text{Fe}_{1.56}^{+3} \text{Ti}_{0.27} \text{Al}_{0.14} \text{V}_{0.02})_{1.99} \text{O}_{4.00}$.

В полученной формуле наблюдается большой дефицит двухвалентных катионов, но существование такого структурно-дефектного минерала возможно. Рассчитанное среднее количество титана в элементарной ячейке $X = 0.27$ ф. е., при этом колебание в содержании титана в макро- и микрочернах составило $X = 0.23–0.29$ ф. е., что соответствует интервалу точек Кюри $\sim 360–410^\circ\text{C}$, в который укладываются экспериментально полученные значения точек Кюри по ТМА. Таким образом, в образце порфиорового базальта В17-49/2 основным носителем намагниченности является неизменный титаномагнетит.

Помимо титаномагнетита встречены очень редкие кристаллы пирита размером до 10 мкм и примазки, возможно, самородных Cu, Zn и Ag, размером первые единицы мкм (рис. 7в, 7г). Маленькие размеры этих образований позволяют определить их состав только качественно. Присутствует апатит.

Подводный вулкан Смирнова

Плосковершинный подводный вулкан Смирнова, названный в честь известного советского геолога академика С.С. Смирнова [Безруков и др., 1958], расположен в 12 км к северо-северо-западу от о. Маканруши (рис. 1). Его основание на глубине ~ 1800 м сливается с основанием о. Маканруши. Плоская вершина вулкана расположена на глубине 950 м.

Размер основания вулкана 8×11 км при площади ~ 70 км², а плоской вершины – 2×3 км. Относительная высота вулканической постройки 850 м, а объем – около 20 км³ [Подводный..., 1992; Рашидов, Бондаренко, 1998].

К подводному вулкану Смирнова приурочена аномалия магнитного поля ΔT_a с амплитудой

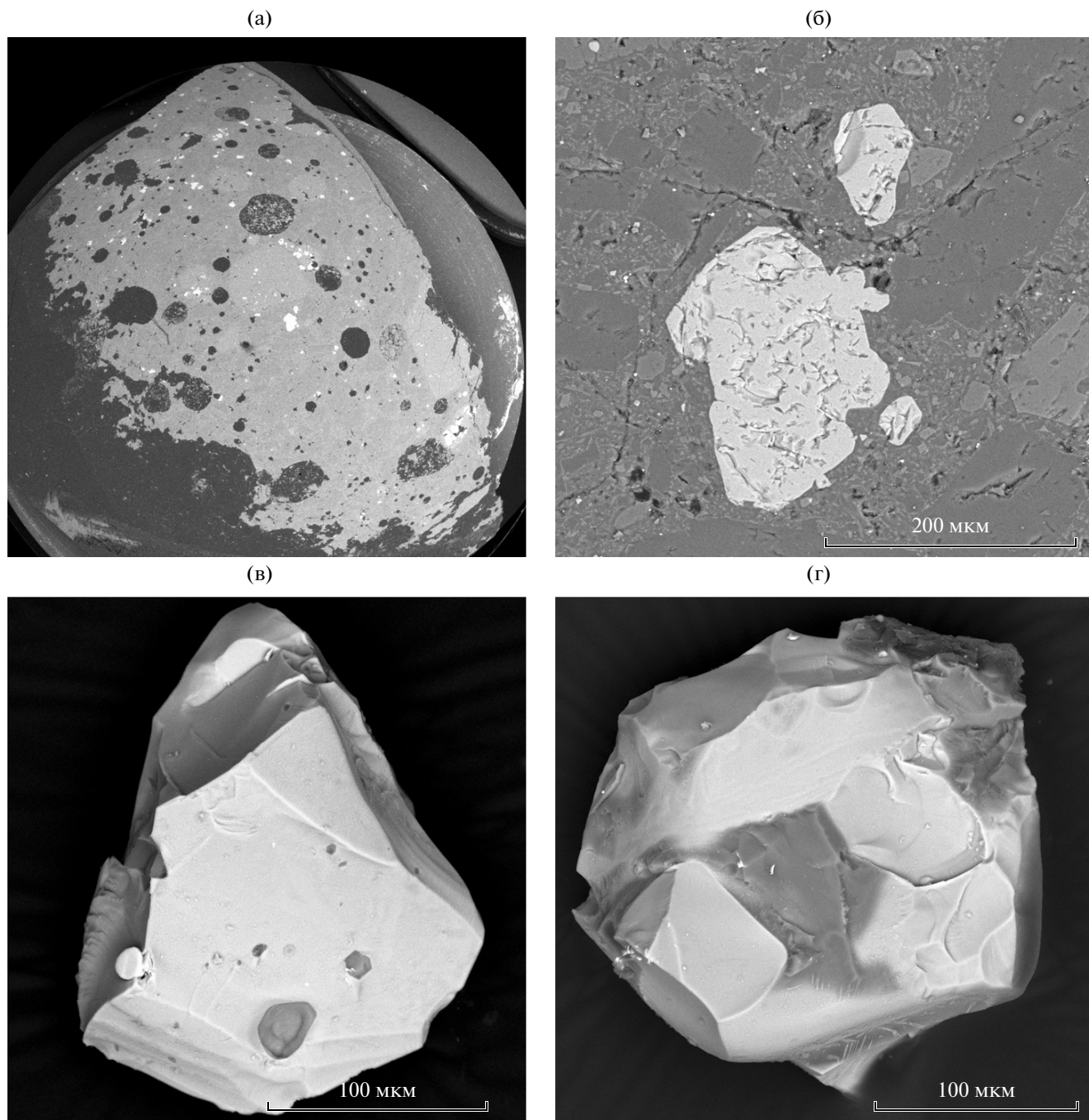


Рис. 7. Титаномагнетиты подводного вулкана Белянкина (образец В17-49/2): (а) – общий вид шлифа: видно распределение газовых пустот разного размера и вкрапленников и микролитов титаномагнетита (ярко-белые пятна и точки); (б) – разноразмерные вкрапленники титаномагнетита, окруженные основной массой породы и находящиеся вблизи вкрапленников пироксена и плагиоклаза, микролиты титаномагнетита в виде мелких белых точек распределены в окружающем пространстве; (в) – объемный кристалл титаномагнетита, содержащий включения апатита (темно-серое внутри белого) и имеющий сросток с маленьким кристаллом пирита (белый “шарик” на левом ребре); (г) – объемный кристалл титаномагнетита: на фронтальной темно-серой зоне “стекловатой” основной массы присутствуют мелкие белые точки, качественно проанализированные как серебро.

470 нТл. Постройка намагничена по направлению современного магнитного поля [Рашидов, Бондаренко, 1998].

При драгировании вулкана Смирнова были подняты разнообразные породы, изменяющиеся по своему составу от базальтов до дацитов [Остапенко,

1976; 1978; Остапенко, Кичина, 1977; 1982; Подводный вулканизм..., 1992] (табл. 1, табл. 2). В драгированных андезибазальтах NRM 0.42–4.12 А/м, андезитах – 3.10–5.64 А/м, дацитах – 0.40–0.82 А/м, а k этих пород изменяется в диапазонах $(18.96–38.19) \times 10^{-3}$ ед. СИ, соответственно $(2.03–3.34) \times 10^{-3}$ ед. СИ, $(16.02–22.16) \times 10^{-3}$ ед. СИ соответственно (табл. 1).

Для трех драгированных образцов (порфиновый андезибазальт В11-73/8, субафировый дацит В11-73/10 и афировый андезибазальт В11-73/20) были выполнены петромагнитные исследования (табл. 3). Все три образца обладают относительно низкими значениями NRM = 0.42–0.53 А/м и достаточно высокими значениями $k = (20–38) \times 10^{-3}$ ед. СИ, что может говорить о высокой концентрации зерен-носителей NRM. Степень P' в образцах изменяется в интервале 1.018–1.093. Намагниченность образцов обусловлена содержанием PSD и MD зерен низкокоэрцитивного магнитного минерала ($B_{сг} = 18–21$ мТл). Намагниченность неустойчива по отношению к воздействию переменного магнитного поля ($B_{0.5} = 14–57$ мТл).

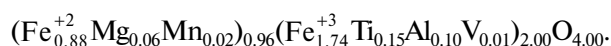
Проведенный ТМА по $Jrs(T)$ афирового андезибазальта В11-73/20 показал (рис. 3), что как на кривой первого нагрева, так и на кривой второго нагрева присутствует температура блокирования, соответствующая точке Кюри магнетита $\sim 575^\circ\text{C}$. Кривая второго нагрева в основном повторяет ход кривой первого нагрева, но проходит несколько выше. Таким образом, основным носителем намагниченности в данном образце является магнетит.

ТМА по $J_s(T)$ образца-дубля афирового андезибазальта В11-73/20 (рис. 4) продемонстрировал наличие единственной точки Кюри в районе $\sim 500^\circ\text{C}$. Практически, кривые нагрева и охлаждения обратимы и совпадают. Расхождение результатов по определению блокирующей температуры по кривой $Jrs(T)$ и точки Кюри по $J_s(T)$ может быть связано с неоднородным распределением ферромагнитных зерен и, следовательно, с значительным разбросом зерен по точкам Кюри и по температурам блокирования в изученных образцах. Аналогичная картина отмечена в работе [Трухин и др., 2006]. Также различие в температуре блокирования и точке Кюри, определенных в результате различных анализов, может быть связано с тем, что ТМА по $Jrs(T)$ чувствителен к выявлению более мелких магнитных зерен, в то время как ТМА по $J_s(T)$ – более крупных магнитных зерен, как было отмечено ранее. Таким образом, можно говорить о том, что основным носителем NRM в образце В11-73/20 является устойчивый к нагревам низкотитанистый титаномagnetит по составу близкий к магнетиту.

Петрографические исследования и микронзондовый анализ образца В11-73/20 показали, что это плагиоклаз-роговообманковый крупнопор-

фировый андезибазальт с рудным и единичными знаками оливина, пироксена и биотита. Соотношение вкрапленники/основная масса: 50/50. Андезибазальт содержит до 15% ксенолитов полностью раскристаллизованного слабо порфинового двупироксен-роговообманкового (возможно с оливином) базальта. Размер обломков ксенолитов до 4×4 мм. Рудный минерал вкрапленников имеет размер до 0.4×0.4 мм, в основной массе – мелкий – 0.04×0.04 мм. Преобладает титаномagnetит вкрапленников, встречаются вросстки титаномagnetита в пироксен. Особенно это характерно для ксенолитовых участков.

Распределение рудного минерала в породе (по шлифу) и морфология вкрапленников и микролитов хорошо видны на рис. 8а–8в. Объемный кристалл представлен рис. 8г. Химический состав рудных минералов представлен в табл. 4. Полученная при пересчете среднего (18 анализов) состава минерала формула титаномagnetита вулкана Смирнова имеет вид:



Видно, что в кристаллической решетке минерала по сравнению с его теоретическим составом наблюдается небольшой дефицит двухвалентных катионов. Определено среднее количество титана в элементарной ячейке минерала $X = 0.15$ ф. е., при этом колебания в содержании титана в макро- и микрозернах составило $X = 0.14–0.16$ ф. е., что соответствует интервалу точек Кюри $\sim T_c = 490–510^\circ\text{C}$, в который попадают экспериментально полученное значение точки Кюри по ТМА $J_s(T)$.

Однако в отмеченных ксенолитах состав рудного минерала может быть иным (не исключено наличие ильменита).

Подводный вулканический массив Эдельштейна

Подводный вулканический массив Эдельштейна названный в честь известного советского геолога-геоморфолога профессора Я.С. Эдельштейна [Безруков и др., 1958] располагается ~ 26 км к северу от о. Чиринкотан (рис. 1).

Вулканический массив Эдельштейна образован двумя слившимися близко расположенными островершинными вулканическими постройками. Две его постройки, северо-восточная и юго-западная, поднимаются, соответственно, до глубин 620 и 840 м. Северо-восточная постройка по своим размерам значительно превышает юго-западную. Расстояние между постройками около 5 км, седловина между постройками находится на глубине около 1300 м. Высота вулканического массива с учетом его погребенной части порядка 2600 м. Размер основания вулканического массива 19×25 км. Объем ~ 315 км³ [Подводный вулканизм..., 1992; Рашидов, Бондаренко, 2003].

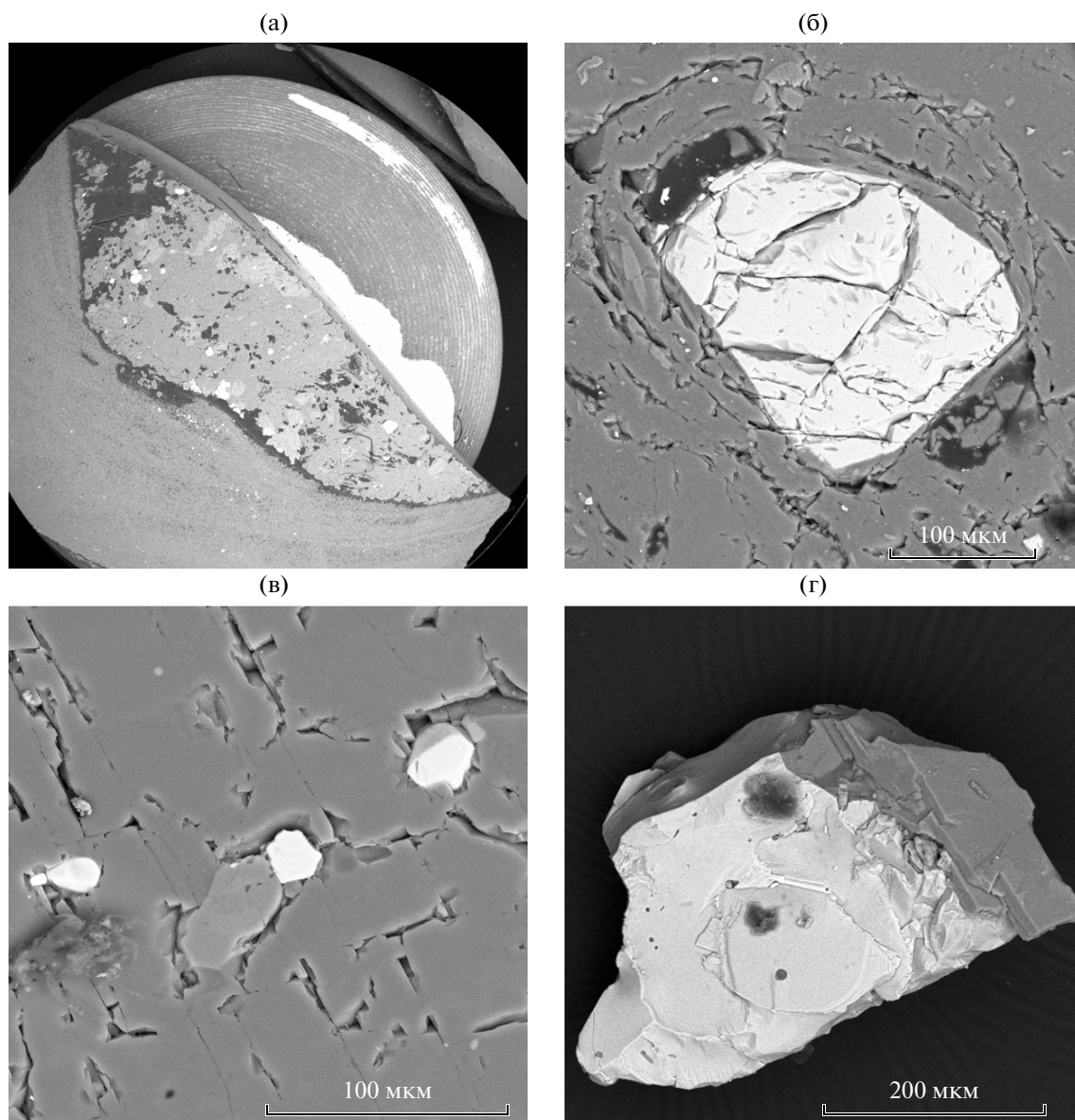


Рис. 8. Титаномagnetиты подводного вулкана Смирнова (образец В11-73/20): (а) – общий вид шлифа: видно неравномерное распределение по площади шлифа разноразмерных газовых пустот и вкрапленников и микролитов титаномagnetита (ярко-белые пятна и точки внутри шлифа, не путать с белой каймой клея вне поля шлифа); (б) – вкрапленник титаномagnetита, окруженный основной массой породы; (в) – микролиты титаномagnetита, заключенные в кристалле пироксена; (г) – объемный кристалл титаномagnetита, покрытый “рубашкой” основной стекловатой массы и содержащий включения, обогащенные углеродом (органическим веществом, возможно, битумом) (темно-серые включения).

В аномальном магнитном поле ΔT_a подводный вулканический массив Эдельштейна проявляется четкой локальной аномалией северо-восточного простирания. Интенсивность аномалий, приуроченных к юго-западной и северо-восточной постройкам массива, достигает максимальных значений, соответственно, 1060 и 850 нТл. Максимальный градиент магнитного поля достигает 350 нТл/км [Брусилковский и др., 2004; Рашидов, Бондаренко, 2003].

При драгировании северо-восточной постройки подводного массива Эдельштейна подняты амфибол-плагиоклазовые андезиты, андезибазальты и дациандезиты [Корнев и др., 1982; Подводный вулканизм..., 1992; Рашидов, Бондаренко, 2003] (табл. 1). При опробовании юго-западной постройки подводного вулканического массива подняты оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты, редко-порфировые плотные оливин-плагиоклазовые андезибазальты, пористые пироксен-плагиоклазовые андезиты и, в меньшем количестве, дациан-

дезиты. На некоторых образцах встречены железомарганцевые корки [Аникиева и др., 2008].

Драгированные породы сильно различаются по величинам NRM и k . NRM изменяется в диапазонах (1.53–50.13) А/м у андезибазальтов, (0.63–2.24) А/м – у андезитов и равна 0.68 А/м у образца дациандезита, а k изменяется в диапазоне (16.29–48.46) $\times 10^{-3}$ ед. СИ у андезибазальтов, (47.35–53.99) $\times 10^{-3}$ ед. СИ – у андезитов и равна 48.46 $\times 10^{-3}$ ед. СИ у образца дациандезита (табл. 1).

Для трех образцов, драгированных с северо-восточной постройки – порфировых андезибазальтов В17-51/2 и В17-51/4 и афирового андезибазальта В17-51/8, и двух образцов с юго-западной постройки – порфирового дациандезита В40-26/2 и афирового базальта В40-26/3 были выполнены петромагнитные исследования (табл. 3). Намагниченность порфировых разностей на порядок ниже, чем у афировых и меняется в диапазоне 0.68–1.70 А/м. Напротив, магнитная восприимчивость в 2–3 раза выше и изменяется в диапазоне (39.3–48.46) $\times 10^{-3}$ ед. СИ (табл. 3). У афировых разностей NRM изменяется в диапазоне 10.18–31.56 А/м, k изменяется в диапазоне (16.29–19.23) $\times 10^{-3}$ ед. СИ (табл. 3). Степень P' в образцах изменяется в интервале 1.012–1.056.

Намагниченность порфировых разностей обусловлена содержанием большого числа крупных MD зерен низкокоэрцитивных магнитных минералов. Об этом говорят величины $B_{Cr} = 17–18$ мТл, $B_{0.5} = 9–28$ мТл, отношений J_{rs}/J_s , B_{Cr}/B_c (табл. 3). Намагниченность афировых разностей обусловлена содержанием PSD зерен магнитных минералов, остаточная коэрцитивность которых выше ($B_{Cr} = 28–41$ мТл) и высокая величина медианного магнитного поля ($B_{0.5} \geq 100$ мТл). Причина вариаций величин NRM заключается в различиях доменной структуры титаномагнетита, вызванных различными условиями кристаллизации базальтового расплава. В краевых частях базальтовых потоков происходит быстрое остывание расплава и образование афировых базальтов. В этих условиях кристаллы титаномагнетита приобретают однодоменную и псевдооднодоменную структуру. Такие породы имеют наивысшие значения NRM. Во внутренних частях потоков процесс кристаллизации идет значительно медленнее, и образуются MD кристаллы титаномагнетитов с более низкими значениями NRM [Природа..., 1996].

ТМА по $J_{rs}(T)$ образца порфирового андезибазальта В17-51/4 показал, что образец теряет намагниченность в районе $\sim 540^\circ\text{C}$ (рис. 3). Кривая второго нагрева проходит выше, повторяет ход кривой первого нагрева и имеет рост температуры блокирования до $\sim 560^\circ\text{C}$, приближаясь к T_c магнетита. Таким образом, в этом образце основным носителем намагниченности является титаномагнетит с низким содержанием Ti: $X \sim 0.05$. После

нагрева происходит гетерофазный распад титаномагнетита и образование магнетита с большей остаточной намагниченностью и ильменита.

На образце-дубле порфирового андезибазальта В17-51/4 был выполнен ТМА по $J_s(T)$, который также продемонстрировал высокое значение точки Кюри $T_c \sim 480^\circ\text{C}$ на кривой первого нагрева и ее небольшое смещение до 490°C на кривой охлаждения (рис. 4). Кривые нагрева и охлаждения практически обратимы и совпадают. Можно предположить, что в этом образце окисление исходного титаномагнетита уже прошло в естественных условиях [Печерский, Диденко, 1995].

Петрографические исследования и микронзондовый анализ образца В17-51/4 показали, что это порфировый оливин-пироксен-амфибол-плаггиоклазовый андезибазальт с биотитом, со стекловатой насыщенной тончайшей рудной пылью до непрозрачного состояния (опацитовой) основной массой. Отношение вкрапленники/основная масса: 3/1 (рис. 9).

Кристаллы рудного минерала разбросаны в окружении основной массы и образуют сростки с оливином, амфиболом и пироксеном. Размер кристаллов до 0.4×0.4 мм. Часто присутствуют сростки нескольких кристаллов титаномагнетита. В основной массе имеют место микролиты титаномагнетита мельчайших размеров 0.02×0.02 мм.

Химический состав рудных минералов вулканического массива Эдельштейна приведен в табл. 4. Обращает на себя внимание различие составов титаномагнетитов, анализированных в шлифах и в отобранных зернах. В первом случае значительно выше количество всех катионов, кроме железа, суммарное содержание которого уменьшается примерно на 1%. Однако пересчет состава разновидностей минералов на формулы показывает, что это уменьшение отражается в основном на трехвалентном железе. Количество титана в том и другом случае остается примерно равным. Несмотря на то, что составы разных морфологических разностей и анализы их поверхностных и внутренних частей несколько отличаются, минералогические формулы близки. Они характеризуются замещением трехвалентного железа на титан в количестве $X = 0.16$ и 0.17 единиц на элементарную ячейку, что может находиться в пределах ошибок пересчета и анализов.

Полученная формула титаномагнетита при пересчете среднего состава (16 анализов) имеет вид: $(\text{Fe}_{0.86}^{+2}\text{Mg}_{0.06}\text{Mn}_{0.03})_{0.95}(\text{Fe}_{1.72}^{+3}\text{Ti}_{0.16}\text{Al}_{0.09}\text{V}_{0.01})_{1.99}\text{O}_{4.00}$.

Определено среднее количество титана в элементарной ячейке минерала $X = 0.16$ ф. е., при этом колебания в содержании титана в макро- и микрочастицах составило $X = 0.14–0.18$ ф. е., что соответствует интервалу точек Кюри $T_c = 470–510^\circ\text{C}$, в который хорошо укладывается экспериментально полученный интервал значений точек

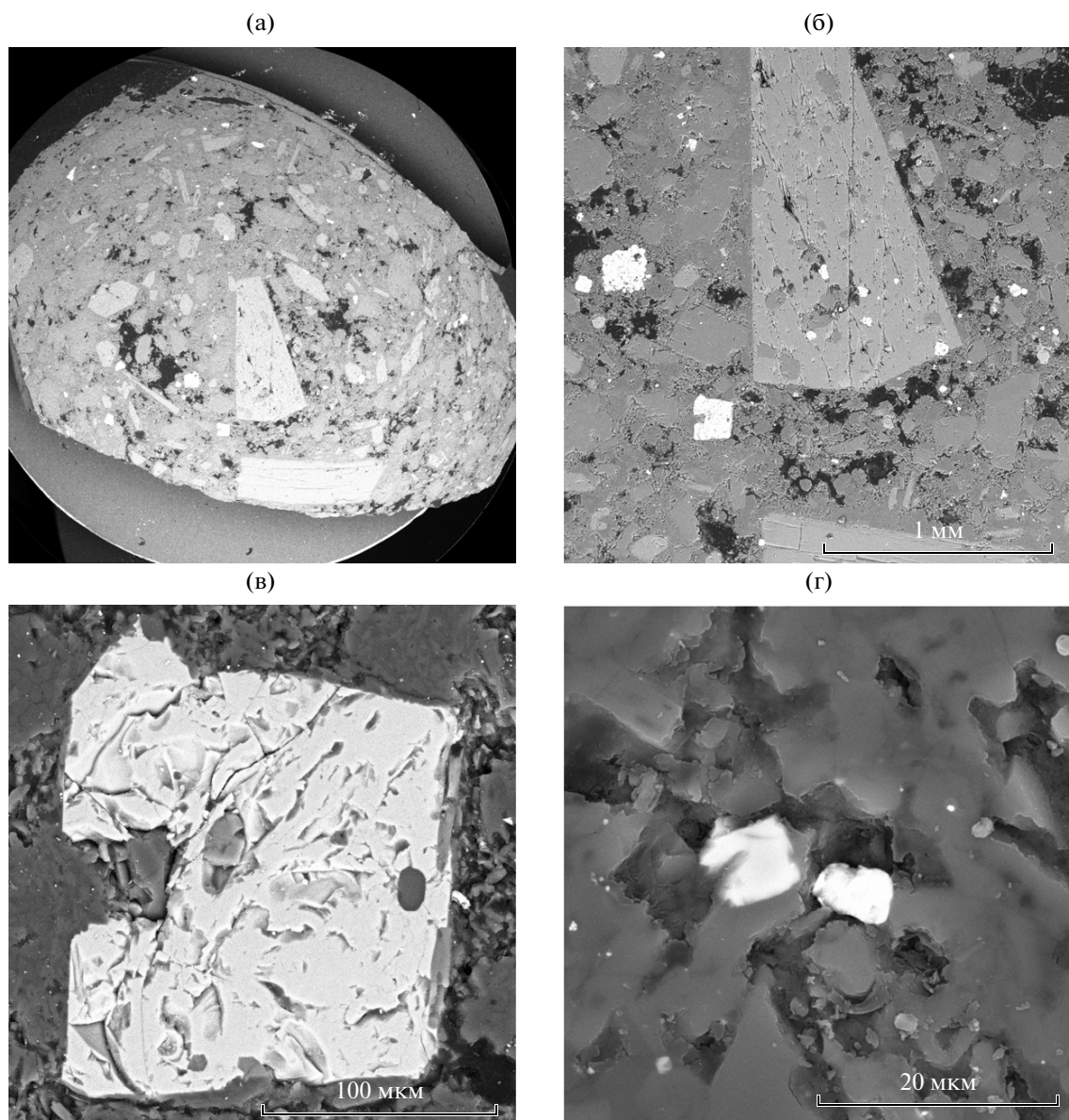


Рис. 9. Титаномагнетиты подводного вулканического массива Эдельштейна (образец В17-51/4): (а) – общий вид шлифа: видны крупные вкрапленники амфибола и более мелкие пироксена и рудного минерала; (б) – поле шлифа, на котором четко видны выделения вкрапленников и микролитов титаномагнетита, в том числе и включения его внутри кристалла амфибола; (в) – вкрапленник титаномагнетита, внутри которого присутствуют включения апатита (серые и темно-серые включения): видна неровная дислоцированная поверхность кристалла; (г) – микролиты титаномагнетита, заключенные в стекловатой основной массе.

Кюри по ТМА $J_s(T)$. Таким образом, в этом образце основным носителем намагниченности является низкотитанистый титаномагнетит.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные петромагнитные и микрозондовые исследования показали, что основными носителями намагниченности изученных порфировых и афировых разностей горных пород ряда от

дацитов до базальтов, являются PSD и MD зерна титаномагнетита и низкотитанистого титаномагнетита с незначительным количеством примесей Mg, Al, V, Mn. Высокие величины намагниченности обусловлены, в основном, PSD структурой зерен титаномагнетита, а высокие значения магнитной восприимчивости – большой концентрацией ферримагнитных зерен. Объемная концентрация ферримагнетика в образцах изверженных пород изменяется в диапазоне $C \sim 0.6\text{--}1.8\%$ (табл. 3). При расчетах объемной концентрации использовалась

экспериментально полученная по кривым магнитного гистерезиса намагниченность насыщения образцов и намагниченность насыщения титаномагнетита, определенная по атомной доли титана [Butler, 1998]. Среди исследованных образцов наибольшей магнитной стабильностью обладают образцы, содержащие PSD зерна титаномагнетита, меньшей – MD зерна (табл. 3, величины Q_n).

В изученных образцах наблюдается тенденция уменьшения NRM с ростом магнитной восприимчивости, которую можно объяснить зависимостью магнитных характеристик от размера зерен [Butler, 1998; Dunlop, 1981]. Схожая картина поведения NRM с ростом магнитной восприимчивости была отмечена при изучении базальтов рифтовой зоны юга Красного моря [Трухин и др., 2006].

Для образцов, драгированных на подводном вулкане Смирнова, и некоторых образцов, опробованных на подводных вулканах 1.4, Беякина и подводном вулканическом массиве Эдельштейна, величина $Q_n < 1$, что может указывать на то, что при объяснении наблюдаемых над постройками аномалий магнитного поля ΔT_a стоит, вероятно, учитывать и вклад индуктивной намагниченности.

Несмотря на то, что по существующим представлениям магматические породы близки к изотропным [Печерский, Диденко, 1995], несколько повышенные значения степени AMS отмечены для нескольких образцов, драгированных на подводных вулканах Беякина, Смирнова, и Эдельштейна (табл. 3), что говорит о кристаллизации магнитных минералов в условиях направленных давлений и течений.

Во всех исследованных образцах микронзондовый анализ не выявил наличия гетерофазного изменения титаномагнетита и его структур распада, хотя отмеченные высокие точки Кюри и высокие значения медианного магнитного поля $B_{0.5}$ в некоторых образцах свидетельствуют о фазовых изменениях и об изменениях в составе титаномагнетита. Измеренные T_c часто больше расчетных и нередко приближаются к точке Кюри магнетита. Образование таких трудно диагностированных тонких структур распада отмечено в работе [Печерский, Диденко, 1995].

Если полагать, что чем меньше титана в титаномагнетите и тем выше температура его образования, то наиболее высокотемпературными являются титаномагнетиты вулканов Смирнова, Эдельштейна и 1.4 (табл. 5), что напрямую связано с последним равновесным состоянием магмы и с глубиной магматического очага [Печерский, Диденко, 1995]. Титаномагнетиты вулканов Беякина и Григорьева имеют температуру образования ниже.

Сравнительный анализ магнитных свойств горных пород, слагающих подводные вулканы

Таблица 5. Соотношение титана и точек Кюри для подводных вулканов Охотоморского склона северной части КОД

Подводный вулкан	Содержание титана в элементарной ячейке (ф. е.)	Точка Кюри (°C)
Григорьева	0.28–0.42	270–370
	0.14–0.24 включения в минералах	420–490
1.4	0.13–0.17	450–480
Беякина	0.23–0.29	410–470
Смирнова	0.14–0.16	490–510
	Рудный в ксенолитах	700
Эдельштейна	0.16–0.18	470–510

Охотоморского склона северной части КОД, показал, что, как и в Идзу-Бонинской, Марианской и Соломоновой островных дугах [Пилипенко, Рашидов, 2013; Пилипенко и др., 2012а; 2012б; 2014; Рашидов и др., 2014; 2015; Pilipenko et al., 2014; Rashidov et al., 2012], они сильно дифференцированы по величинам NRM, k и Q_n . Такая дифференциация связана с присутствием нескольких ферримагнетиков, образовавшихся как в процессе кристаллизации породы, так и после ее изменений в результате вторичных процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных исследований дополнена имеющаяся информация о петромагнитных свойствах, структурных и петрографо-минералогических особенностях горных пород, слагающих постройки подводных вулканов западной части тихоокеанской зоны перехода, которую в дальнейшем можно рассматривать с различных точек зрения.

Выявлено, что породы, слагающие подводные вулканы Охотоморского склона северной части КОД, сильно дифференцированы по величинам NRM, k и Q_n . Установлено, что высокие величины NRM в изученных образцах горных пород, обусловлены PSD структурой зерен титаномагнетита, а высокие значения k – большой концентрацией ферримагнитных зерен. Наиболее высокотемпературными являются титаномагнетиты вулканов Смирнова, Эдельштейна и 1.4

Полученные данные могут быть использованы при интерпретации аномального магнитного поля в районах проявления островодужного вулканизма Тихого океана и изучении особенностей приобретения намагниченности горными породами в ходе эволюции вулканических построек.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 15-05-02955-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникеева Л.И., Казакова В.Е., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А.* Железомарганцевые корковые образования западно-тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. 11. С. 10–31.
- Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др.* Применение пакета программ структурной интерпретации СИГМА-3D при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 2. Вып. 6. С. 67–76.
- Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др.* 3D моделирование подводных вулканов Курильской островной дуги. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных магнитных и электрических полей: Материалы 33-ей сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Екатеринбург. 30 января–3 февраля 2006 г. Екатеринбург: институт геофизики УрО РАН. 2006. С. 16–21.
- Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б.* Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды. Тр. Лаборатории вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 71–88.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др.* Применение современных компьютерных технологий для исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014а. № 2. Вып. 24. С. 27–40.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др.* Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 6.1. Курильская островная дуга // Геофизика. 2012а. № 2. С. 58–66.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др.* Современные интерпретационные технологии при комплексном моделировании подводного вулкана Макарова (Курильская островная дуга) // Геоинформатика. 2012б. № 4. С. 8–17.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др.* Комплексное моделирование подводных вулканов 2.7 и 2.8 (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013а. № 1. Вып. 21. С. 77–85.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др.* Комплексные геофизические исследования массива Рикорда (Курильская островная дуга). Материалы региональной конференции. “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвященной Дню вулканолога, 29–30 марта 2013 г. / Отв. ред. академик РАН Гордеев Е.И. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013б. С. 167–173.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др.* Применение современных компьютерных технологий для исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014а. № 2. Вып. 24. С. 27–40.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др.* Геофизические исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных магнитных и электрических полей: Материалы 41-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. 27 января–31 января 2014 г. Екатеринбург: институт геофизики УрО РАН. 2014б. С. 44–46.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.* Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2006а. № 5. С. 17–26.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.* Вулканический массив Алайд (Курильская островная дуга). Материалы международного симпозиума “Проблемы эксплозивного вулканизма” к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный. 25–30 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский / Отв. ред. чл.-корр. РАН. Гордеев Е.И. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2006б. С. 135–143.
- Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Селиверстов Н.И., Шкира В.А.* Подводный вулкан к западу от о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1994. № 1. С. 13–18.
- Брусилковский Ю.В., Иваненко А.Н., Рашидов В.А.* Анализ магнитного поля трех позднекайнозойских подводных вулканов в северной части Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 2004. № 2. С. 73–83.
- Верба В.И., Аветисов Г.П., Степанова Т.В.* Геодинамика и магнетизм базальтов подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 4. С. 303–312.
- Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. Сергеева К.С., Красного М.Л. Л.: ВСЕГЕИ. 1987. 36 листов.
- Диденко А.Н.* Изучение составов титаномагнетитов базальтов разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 3. С. 667–669.
- Диденко А.Н., Пейве А.А., Тихонов Л.В.* Петромагнитные и петрологические вариации вдоль Срединно-Атлантического и Юго-Западного Индийского хребтов в районе тройного сочленения Буве // Физика Земли. 1999. № 12. С. 47–66.
- Диденко А.Н., Тихонов Л.В.* Петромагнитное изучение базальтов. Строение разлома Долдрамс. Центральная Атлантика / Отв. ред. академик Пушаровский Ю.М. М.: Наука. 1991. С. 112–131.
- Ермаков В.А., Печерский Д.М.* Природа включений габброидов из молодых лав Курильских островов // Тихоокеанская геология. 1989. № 4. С. 45–55.
- Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф.* Щелочные базальты подводного вулкана Белянкина (Охотское море) // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232. № 1. С. 205–208.
- Корнев О.С.* Геомагнитные образования в фундаменте Охотоморской котловины // Тихоокеанская геология. 1990. № 2. С. 33–41.
- Корнев О.С., Неверов Ю.Л., Остапенко В.Ф. и др.* Результаты геологического драгирования в Охотском море на НИС “Пегас” (21-й рейс). Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1982. С. 36–51.
- Корнев О.С., Шкуть Г.И.* О магнитной восприимчивости горных пород северной части Курильской дуги.

- Геофизические поля островных дуг Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1979. С. 45–50.
- Кочергин Е.В., Павлов Ю.А., Сергеев К.Ф.* Геомагнитные аномалии Курильской и Рюкю островных систем. М.: Наука. 1980. 127 с.
- Курочкина Е.С.* Магнитные свойства подводных базальтов и эволюция рифтовой зоны Красного моря. Автореф. дис. канд. физ.-мат. наук. М.: МГУ. 2007. 23 с.
- Ле Пишон К., Франтшо Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир. 1977. 288 с.
- Магнитное поле океана / Отв. ред. Городницкий А.М. М.: Наука. 1993. 300 с.
- Остапенко В.Ф.* Некоторые аспекты новейшей истории прикурильской части Охотского моря в свете изучения подводных вулканов этого региона. Вулканизм Курило-Камчатского региона и о. Сахалин. Южно-Сахалинск: изд-во ДВНЦ АН СССР. 1976. С. 34–74.
- Остапенко В.Ф.* Подводные вулканы прикурильской части Охотского моря и их значение для понимания новейшей истории этого региона // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 1. С. 168–171.
- Остапенко В.Ф., Кичина Е.Н.* Вещественный состав лав подводных вулканов Курильской дуги. Геология дна Дальневосточных морей. Владивосток: из-во ДВНЦ АН СССР. 1977. С. 24–45.
- Остапенко В.Ф., Кичина Е.Н.* Латеральные вариации петрографического состава лав наземных и подводных вулканов Большой Курильской дуги. Рельеф и вулканизм Курильской островодужной системы. Владивосток: изд-во ДВНЦ АН СССР. 1982. С. 74–90.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан; петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН. 1995. 298 с.
- Печерский Д.М., Золотарев Б.П., Тихонов Л.В.* Магматизм базальтов Атлантики // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1979. № 12. С. 67–84.
- Печерский Д.М., Лыков А.В., Тихонов Л.В., Шараськин А.Я.* Магнитные свойства изверженных пород района Филиппинского моря и Марианского желоба. Решение геофизических задач геомагнитными методами. М.: ИФЗ АН СССР. 1980. С. 61–73.
- Печерский Д.М., Тихонов Л.В., Золотарев Б.П.* Магнетизм и палеомагнетизм базальтов Калифорнийского залива // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1981. № 9. С. 51–64.
- Пилипенко О.В., Рашидов В.А.* Петромагнитные исследования горных пород подводных вулканов Идзу-Бонинской и Курильской островных дуг. Геология морей и океанов. Матер. XX Межд. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Москва. 18–22 ноября 2013 г. М.: ГЕОС. 2013. Т. 5. С. 209–213.
- Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Ладыгин В.М.* Петромагнитные исследования пород позднекайнозойских подводных вулканов островных дуг западной части Тихого океана. Матер. II Школы-семинара “Гординские чтения” Москва. 21–23 ноября 2012 г. М.: ИФЗ РАН. 2012а. С. 160–164.
- Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Ладыгин В.М.* Петромагнитные и петрофизические исследования пород позднекайнозойских подводных вулканов западной части Тихого океана. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Матер. межд. школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. СПб.: СОЛО. 2012б. С. 184–191.
- Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Петрова В.В.* Петромагнитные исследования пород подводных вулканов Курильской островной дуги. “Палеомагнетизм и магнетизм горных пород”. Матер. межд. школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. СПб.: СОЛО. 2014. С. 131–140.
- Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука. 1992. 528 с.
- Попов К.В., Базылев Б.А., Щербаков В.П., Ганеев А.К.* Сопоставление магнитных и петрологических характеристик перидотитов хребта Горриндж с перидотитами срединно-океанических хребтов // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 162–174.
- Попов К.В., Щербаков В.П.* Магнитные свойства ферробазальтов возвышенности Шатского в Тихом океане // Океанология. 2001. Т. 41. № 4. С. 570–579.
- Попов К.В., Щербаков В.П., Городницкий А.М., Назарова Е.А.* Магнитные характеристики пород океанической коры в зоне трансформного разлома Кларифон // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. № 3. С. 34–44.
- Природа магнитных аномалий и строение океанической коры / Отв. ред. Городницкий А.М. М.: ВНИРО. 1996. 283 с.
- Рашидов В.А.* Геомагнитные исследования при изучении подводных вулканов островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана. Автореф. дис. канд. технич. наук. Петропавловск-Камчатский. 2010. 27 с.
- Рашидов В.А., Бондаренко В.И.* Геофизические исследования подводных вулканов Белянкина и Смирнова (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 1998. № 6. С. 107–114.
- Рашидов В.А., Бондаренко В.И.* Подводный вулканический массив Эдельштейна (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 3–13.
- Рашидов В.А., Бондаренко В.И.* Геофизические исследования подводного вулкана Крылатка (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 65–76.
- Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Ладыгин В.М.* Сравнительный анализ магнитных свойств пород пяти действующих подводных вулканов западной части Тихого океана // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 37–52.
- Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В.* Петромагнитные и микрозондовые исследования пород подводной вулканической группы Софу (Идзу-Бонинская островная дуга, Тихий океан) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 3. С. 36–51.
- Рашидов В.А., Сазонов А.П., Селиверстов Н.И., Шкира В.А.* Новые данные о проявлении подводного вулканизма к западу от о-ва Парамушир. Вулканизм, структуры и рудообразование: Тез. докл. 7 Всес. вулканологического совещания. Петропавловск-Камчатский. 1992. С. 64–65.
- Трухин В.И., Багин В.И., Бульчев А.А. и др.* Магнетизм срединно-океанического хребта Шписс (Южная Атлантика) // Физика Земли. 2000. № 2. С. 68–82.

- Трухин В.И., Максимочкин В.И., Жияева В.А. и др.* Магнитные свойства базальтов и геодинамические особенности рифтовой зоны юга Красного моря // *Физика Земли*. 2006. № 11. С. 70–83.
- Трухин В.И., Шрейдер А.А., Багин В.И. и др.* Магнетизм дна в области трансформного разлома Буве (Южная Атлантика) // *Физика Земли*. 2001. № 6. С. 86–94.
- Трухин В.И., Шрейдер А.А., Жияева В.А. и др.* Магнетизм дна в области трансформного разлома Романш (экваториальная Атлантика) // *Физика Земли*. 2005. № 3. С. 3–17.
- Шрейдер А.А., Римский-Корсаков Н.А., Трухин В.И.* Детальные геомагнитные исследования рифтовой зоны на юге Красного моря // *Океанология*. 1982. Т. 22. № 3. С. 439–445.
- Butler R.* Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Electronic edition, May 1998. Department of Geosciences University of Arizona, Tucson, Arizona. <http://www.pmc.ucsc.edu/~njarboe/pmagresource/ButlerPaleomagnetismBook.pdf>
- Carvallo C., Özdemir Ö., Dunlop D.J.* Palaeointensity determinations, palaeodirections and magnetic properties of basalts from the Emperor seamounts // *Geophysics J. International*. 2004. V. 156. P. 29–38.
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1977. V. 13. P. 260–267.
- Dunlop D.J.* The rock magnetism of fine particles // *Phys Earth planet. Int.* 1981. V. 26. P. 1–26.
- Evans M.E., Heller F.* Environmental magnetism. Principles and applications of enviromagnetics. Academic press. 2003. 299 p.
- Kontny A., Vahle C., de Wall H.* Characteristic magnetic behavior of subaerial and submarine lava units from the Hawaiian Scientific Drilling Project (HSDP-2) // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2003.V. 4. № 2. 31 p. doi: 10.1029/2002GC000304.
- Pilipenko O.V., Rashidov V.A., Peirova V.V.* Petromagnetism ingeneous rocks of the submarine volcanoes from Kurile Island Arc. 10th International Conference “Problems of Geocosmos”. Book of Abstracts. St. Petersburg. Petrodvorets. October 6–10, 2014. St. Russian Foundation of Basic Research. St. Petersburg, P. 66–67.
- Rashidov V.A., Pilipenko O.V., Ladygin V.M.* Petromagnetic investigations of active submarine volcanoes from western Pacific Ocean. 9th International Conference “Problems of Geocosmos”. Book of Abstracts. St. Petersburg. Petrodvorets. Oktober 8–12, 2012. St. Petersburg, 2012. P. 68–69.
- Stokking L.B., Merrill D.L., Haston R.B., Ali J.R., Saboda K.L.* Rock magnetic studies of serpentinite seamounts in the Mariana and Izu-Bonin regions. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1992. V. 125. P. 561–579.