ПЕТРОМАГНЕТИЗМ ПЕРЕМАГНИЧЕННЫХ ТОЛЩ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ОХОТСКОГО МОРЯ

© 2005 г. Д. В. Коваленко¹, Е. Е. Чернов¹, М. В. Алексютин²

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва Геологический институт РАН, г. Москва Поступила в редакцию 27.01.2003 г.

Исследования перемагниченных толщ п-ва Тайгонос, о. Сахалин и Западной Камчатки показали, что вторичная намагниченность этих пород связана с разными ассоциациями магнитных минералов. На Тайгоносском п-ве носителями вторичной намагниченности являются пирротин и многодоменный магнетит. Пирротин, по-видимому, является первичным минералом в осадочных породах и дайках лампрофиров. Магнетит в магматических породах сформировался при спинодальюм распаде титаномагнетита. В толщах о. Сахалин носителями намагниченности являются синседиментационный гематит в яшмах и осадочных породах и многодоменный магнетит в лавах и диабазах, сформированный при спинодальном распаде титаномагнетита или его окислении. На Западной Камчатке на Утхолокском полуострове намагниченность связана с низкотитанистым титаномагнетитом, в бассейне р. Палана - с многодоменным магнетитом в осадках и гематитом в красных яшмах. Перемагниченные породы во всех районах не подвергались сильным вторичным прогревам, вторичные преобразования пород протекали при температуре 200-250°С. Следовательно, вторичная намагниченность пород не может являться термоостаточной. Вряд ли вторичная намагниченность является химической, так как перемагничены толщи с разными магнитными минералами, многие из которых - первичны в породе. Возможно, перемагничивание связано с термовязкими процессами. Для возникновения такой намагниченности в магнетите и гематите требуется около 10 млн лет.

введение

Проблема перемагничивания горных пород является одной из насущных проблем палеомагнетизма. Суть этой проблемы в том, что первичная намагниченность пород, приобретенная при их формировании, часто полностью или частично замещена более поздней намагниченностью. Перемагниченные толщи широко распространены в геологических структурах разного возраста, на разных стадиях их тектонического развития. Во многих районах перемагничены комплексы пород фундамента и чехла древних платформ, многие толщи складчатых поясов и островных дуг. Ареалы перемагничивания пород часто простираются на большие расстояния. Очевидно, что перемагничивание пород на больших пространствах является следствием каких-то глобальных физических и геологических процессов, знание которых важно для понимания геологической эволюции. Повсеместное проявление процессов перемагничивания требует изучения этой проблемы, тем не менее, в большинстве палеомагнитных работ просто устанавливается факт перемагничивания пород, без исследования причин перемагничивания.

В этой работе мы провели исследования перемагниченных толщ четырех районов - п-ова Тайгонос, о. Сахалин, и двух районов Западной Камчатки, и попытались сделать предположения о причинах перемагничивания.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ИССЛЕДОВАННЫХ РАЙОНОВ

Полуостров Тайгонос

Структура Тайгоносского п-ва сформировалась в раннем - среднем мелу [Заборовская, 1978; Некрасов, 1976; Чехов, Паланджян, 1994; Bondarenko and Sokolov, 1997]. С северо-запада на юговосток в ней выделяются Северо-Тайгоносская зона, Южно-Тайгоносская зона и зона аккреционной призмы (рис. 1а).

Северо-Тайгоносская зона сложена залегающими в виде синклинория вулканогенно-осадочными породами перми, триаса, юры и мела, образование которых происходило в тыловодужном бассейне.

Южно-Тайгоносская зона, характеризующаяся сложным чешуйчатым строением, представлена интенсивно дислоцированными в основном вулканогенными породами юрско-раннемелового возраста. Морфологически структура зоны образует антиклинорий, который рассматривается как осевая вулканическая часть Удско-Мургальской островной дуги.

Чешуйчато-надвиговые структуры мыса Поворотного и полуострова Елистратова представляют собой деформированную аккреционную призму Удско-Мургальской дуги. Среди аккретированных комплексов различаются энсиматические островодужные образования (верхний триас-



Рис. 1. (а) - тектоническая схема полуострова Тайгонос: / - верхнемезозойско-кайнозойские (альб-неогеновые) перекрывающие отложения; 2 - Северо-Тайгоносская зона (верхняя пермь-апт); 3 - Южно-Тайгоносская зона (мезозой); 4 - аккреционные комплексы; 5 - места палеомагнитного опробования и номера разрезов. На врезке - район исследований; (б) - стереограмма средних направлений вторичной намагниченности с кругами доверия, выделенной в разрезах п-ва Тайгонос, в современной системе координат (ССК). Треугольник - направление современного магнитного поля в районе п-ва Тайгонос: цифры - номера геологических разрезов на рис. 1а.

юра), глубоководные базальт-кремнистые океанические ассоциации (юра-нижний мел) и турбидиты (верхняя юра-нижний мел). Эти пластины нередко отделены друг от друга зонами серпентинитового меланжа.

Мезозойская структура Тайгоносского полуострова по всей площади интрудирована меловыми гранитами.

Палеомагнитные исследования проводились практически во всех структурных зонах полуострова [Bazhenov et al., 1999]. Были детально опробованы 11 геологических разрезов (рис. 1a).

Разрезы 1-7 были опробованы в пределах Северо-Тайгоносской зоны. Разрез 1 представлен чередующимися серыми и черными алевролитами, аргиллитами и вулканомиктовыми песчаниками позднепермского возраста. Разрез 2 южнее по побережью сложен ритмично переслаивающимися черными углистыми сланцами, алевролитами и аргиллитами средне, верхнетриасового возраста. Разрез 3 опробован в пределах туфовобазальтовой толщи раннеюрского возраста. Базальты залегают в виде потоков мощностью от 2 до 15м. Разрез 4 включает чередующиеся серые вулканогенные среднезернистые песчаники, чер-

ные глинистые сланцы и темносерые гравелиты среднеюрского возраста. Породы разреза 5 представлены верхнеюрскими черными плитчатыми сланцами и алевролитами с прослоями серых мелко-, среднезернистых песчаников. Разрез 6 сложен пачками конгломератов, песчаников, углистых, глинистых и кремнистых сланцев, а также включает прослои туфов основного и среднего состава апт-альбского возраста. Толща разреза 7 представлена миндалекаменными и витропорфировыми базальтами раннемелового возраста, залегающими в виде маломощных (до 1 м) потоков. По мнению Г.Е. Некрасова [1976] и Г.Е. Бондаренко (устное сообщение) все описанные толщи, возможно, за исключением пермских, залегают в единой стратиграфической последовательности.

В Южно-Тайгоносской зоне *paзpes 8* сложен нижнеюрскими кислыми вулканитами-туфами, кислыми лавами, туффитами. Толщи *paзpeзa 9* представлены средне-верхнеюрскими окремнелыми тонкими и грубообломочными туфами, туфопесчаниками, туфогравелитами, кремнистыми сланцами, алевролитами, чередующимися с потоками базальтов.



Рис. 2. (а) - тектоническая схема о . Сахалин: / - кайнозойский чехол; 2 - Западно-Сахалинская зона; 3-6 - Центрально-Сахалинская зона: 3 - Мерейский комплекс; 4 - Анивский комплекс; 5 - нерасчлененные Центрально-Сахалинские комплексы; 6 - метаморфические породы; 7-9 - Восточно-Сахалинская зона: 7 - Набильский комплекс, 8 - Рымникский комплекс, 9 - Котиковский комплекс; 10- Шмидтовский комплекс. Черным квадратом показан район отбора палеомагнитных образцов; (б) - стереограммы распределений средних направлений вторичной намагниченности с кругами доверия в толщах о. Сахалин в древней (ДСК) и современной (ССК) системах координат. Треугольник - направление современного поля в районе о. Сахалин.

В зоне аккреции *разрез 10* сложен верхнеюрскими — нижнемеловыми флишевыми породами, пронизанными дайками лампрофиров.

Анализ естественной остаточной намагниченности исследованных разрезов показал, что за исключением намагниченности, выделенной в кремнистых породах аккреционного комплекса (разрез 11 на рис. 16), намагниченность всех остальных опробованных толщ является вторичной, послескладчатой и включает в основном только одну компоненту. В осадочных породах и дайках лампрофиров вторичная намагниченность уничтожается при 320-350°С, в магматических при нагревах то 500-580°С. По-видимому, все толщи были перемагничены в результате воздействия какого-то одного процесса, так как, кроме направления 6, направления вторичной намагниченности в остальных опробованных разрезах близки и, вероятно, были приобретены породами

в период от 100 млн. лет назад до настоящего времени [Bazhenov et al., 1999] (рис. 16).

О. Сахалин

На геологических схемах острова Сахалин выделяются три структурные зоны (рис. 2а) - Западную, Центральную и Восточную [Рихтер, 1986]. В структуре Западной зоны участвуют мелководные терригенные толщи, включающие небольшое количество тел андезитов и андезитовых туфов, происхождение которых, по-видимому, связано с функционированием Сихотэ-Алиньского окраинно-континентального пояса. Мерейский и Анивский комплексы Центрально-Сахалинской зоны сложены позднемеловыми турбидитами и рассматриваются как комплексы глубоководного желоба, ограничивающего позднемеловую активную континентальную окраину. В Восточно-Саха-



Рис. 3. (а) - геологическая схема полуострова Утхолок (Западная Камчатка): 1 — миценовые граниты; 2 - Утхолокский вулканогенный комплекс (Рј); 3 - свита мыса Зубчатого (Рј); 4 - кайнозойские толщи; 5 - геологические границы: *a* - установленные, *б* - предполагаемые; *б* - субвертикальные разломы; 7 - надвиги; 8 - места отбора палеомагнитных образцов. Цифры - номера опробованных блоков. На врезке - район исследований; (б) - стереограмма направлений вторичной намагниченности с кругами доверия, выделенной в разрезах п-ва Утхолок, в древней ДСК) и современной (ССК) системах координат. Цифры соответствуют номерам блоков на рис. 3(а). Треугольник- направление современного поля в районе п-ва Утхолок.

линской зоне выделяется Набильский комплекс, представленный толщей переслаивающихся туфов, туффитов, лав андезитов и базальтов островодужной природы, среди которых иногда обнажаются меловые океанические пластины, сложенные гематитизированными базальтами, диабазами, красными яшмами и кремнями. Возраст толщи оценен как кампанский или древнее. Сантон-кампанские толщи Котиковского комплекса представлены известково-щелочными и щелочными вулканогенными породами (лавовые потоки и туфы) островодужной природы. Он перекрыт маастрихт-датскими терригенными толщами. Рымникский комплекс включает коньяк-сантонские силициты, кампанские базальты и трахиандезиты, переслаивающиеся с яшмами и кремнями, и маастрихтские вулкано-кластические и терригенные породы. В Шмидтовский комплекс объединены позднемеловые островодужные толщи.

Палеомагнитные образцы отбирались из океаничесгагх толщ Набильского комплекса, сложенных пачками красных яшм, подушечных лав базальтов, диабазов, маломощными пачками красных яшмоидных алевролитов и аргиллитов (рис. 2a).

Анализ намагниченности образцов показал [Левашова, Баженов, неопубликованные данные], что в ней выделяется одна компонента. На диаграммах Зийдервельда она проявляется в прямолинейном участке практически во всем спектре блокирующих температур - от 20-200°С до 580°С или до 620-640°С в зависимости от присутствия или отсутствия в образцах гематита. Направление компоненты незначительно отличается от направления современного магнитного поля Земли в районе о. Сахалин, но по мнению Н.М. Левашовой и М.Л. Баженова она могла сформироваться и в позднемеловое время. Тест складки показывает, что вторичная компонента была приобретена после деформаций исследуемой геологической толщи (рис. 26).



Рис. 4. (а) — геологическая схема побережья Охотского моря к северу от устья р. Палана: (I) - район распространения мезозойских отложений, (II) - район распространения палеогеновых отложений: 1 - обломочная толща; 2 - конгломераты анадыркской свиты; 3 - кремнистые породы: иноцерамовые слои (а), кремни (б); 4 - туфопесчаники; 5 - туфобрекчии; 6 - лавы кинкильской свиты; 7 - разломы: субвертикальные (о), надвиги (б); 8 - положение опробованных блоков и их номера; (б) - стереограмма направлений вторичной намагниченности, выделенной в разрезах бассейна р. Палана, в древней ДСК) и современной (ССК) системах координат.

Утхолокский п-ов (Западная Камчатка)

2 км

Усть- А

Палан

Устье р. Палана

Позднемеловые — палеоценовые геологические комплексы, обнажающиеся на полуострове Утхолок, были сформированы в пределах активной континентальной окраины Евразии [Нижний палеоген..., 1997]. Здесь выделяются утхолокский вулканогенный комплекс (поздний Маастрихт - ранний даний), представленный дифференцированной известково-щелочной серией пород, и свита мыса Зубчатого, сложенная терригенными кварц-полевошпатовыми породами палеоценового возраста. Толщи утхолокского комплекса и свиты мыса Зубчатого в разной степени дислоцированы и разбиты на блоки. В ряде районов фиксируются надвиги (рис. За).

Осадочные толщи средне-, верхнеэоценовых снатольской и ковачинской свит с угловым несогласием и с конгломератами в основании перекрывают толщи утхолокского комплекса и свиты мыса Зубчатого. Эоценовые породы также дислоцированы, углы падения пород варьируют от 20 до 60°. Вся структура Утхолокского полуострова прорвана миоценовыми гранитоидами (рис. За) [Гладенков и др., 1997].

Как показали палеомагнитные исследования [Коваленко и др., 2002], на Утхолокском полуострове полностью перемагничены позднемеловые и палеоценовые лавы и туфы утхолокского вулканогенного комплекса (рис. 36). В остальных толщах магнитные компоненты распределены хаотически. В процессе температурной чистки вторичные компоненты большинства образцов утхолокского комплекса уничтожаются при температуре 500-550°С, у единичных образцов - сохраняются до 640°С.

Бассейн р. Паланы (Западная Камчатка)

В геологической структуре бассейна р. Палана выделяются мезозойские аллохтонные кремнисто-вулканогенный и кремнисто-обломочный комплексы пород и кайнозойский неоавтохтонный комплекс [Нижний палеоген..., 1997; Коваленко и др., 2002] (рис. 4).

Кампан-маастрихтский кремнисто-вулканогенный комплекс включает две толщи - кремнисто-туфогенную и вулканогенную, сложенную туфобрекчиями базальтов, по-видимому, сформированных в условиях островной дуги [Кузмичев, Сухов, 2000].

В составе мелового кремнисто-обломочного комплекса, имеющего тектонические взаимоотношения с кремнисто-вулканогенным, выделяются пластины кремнистых пород и терригенные породы олистостромовой природы. Толщи кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-обломочного комплексов сложно деформированы и залегают в виде пластин и чешуи в системе надвигов западной вергентности.

Палеоценовые и эоценовые толщи неоавтохтона субгоризонтально с угловым несогласием залегают на аллохтонных комплексах. В палеоценовых толщах преобладают крупнообломочные разности - конгломераты и гравелиты, в меньшей степени — песчаники. Эоценовые породы представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами, сменяющимися вверх по разрезу мощной толщей базальтов, андезито-базальтов, андезитов, липарито-дацитов, дацитов [Нижний палеоген..., 1997].

Как показали проведенные палеомагнитные исследования, породы в этом районе в разной степени перемагничены после их деформаций [Коваленко и др.. 2002]. Направления вторичной намагниченности близки к направлению современного поля Земли обратной полярности в этом районе (рис. 46). В толщах неоавтохтона выделяется только послескладчатая компонента намагниченности. В кремнях и красных яшмах кремнисто-обломочного комплекса эта компонента тоже присутствует и при терморазмагничивании сохраняется до 450°С. В породах кремнисто-вулканогенного комплекса компоненты намагниченности распределены хаотически.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящее время известны три типа процессов перемагничивания, которые могут привести к полному уничтожению первичной намагниченности и к формированию новых, устойчивых к размагничивающим воздействиям, компонент намагниченности: 1) сильный прогрев пород и приобретение ими термоостаточной намагниченности; 2) химическое преобразование пород с формированием новых магнитных минералов (обычно чистого магнетита, гематита или пирротина) и 3) термовязкое перемагничивание, протекающее при низких температурах в течение длительного времени. Для выяснения, с каким из процессов связано перемагничивание интересующих нас толщ, мы провели следующие исследования перемагниченных пород:

1. Исследования вторичных изменений пород на оптическом микроскопе с целью определения возможных температур их вторичных прогревов.

2. Снятие кривых Js-T, Jrs-T с целью выявления магнитных фаз в исследуемых породах [Нагата, 1965; Печерский и др., 1975].

3. Измерения параметров петель гистерезиса образцов, для того чтобы оценить доменную структурумагнитныхминералов.

4. Изучение магнитных минералов и их преобразований на электронном микроскопе "CAMSCAN" с приставкой для микроанализа "LINK-860", позволяющей анализировать объекты до 2-3 мк.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

П-ов Тайгонос

Микроскопическое изучение вторичных преобразований осадочных пород Тайгоносского полуострова показало, что они либо не изменены, либо изменены незначительно. Вторичные преобразования проявлены вхлоритизации клинопироксена и плагиоклазов, развитии по ним мелкозернистого пренита и агрегата соссюрита. Тонкозернистый матрикс пелитизирован. Стекло умеренно денитрифицировано, в отдельных участках интенсивно карбонатизировано и цеолитизировано. Такие изменения характерны для температурных интервалов от 160-180°С до 200-220°С и давления 1кбар.

В базальтах вторичные изменения проявлены иногда в полной, иногда в частичной пелитизации и цеолитизации плагиоклазов. В некоторых образцах плагиоклаз незначительно карбонатизирован и хлоритизирован. Клинопироксены в большинстве случаев сильно хлоритизированы с выделением рудных минералов. Стекло в разной степени карбонатизировано и пелитизировано. В лампрофирах по амфиболу развивается хлорит и радиально лучистые агрегаты тремолита. Такие парагенезисы вторичных минералов свидетельствуют о преобразовании пород при температурах 200-240°С и давлении 1 кбар.

Термомагнитные исследования были проведены для образцов пород из разрезов 2 (4 образца), 3 (4 образца), 4 (4 образца), 7 (5 образцов), 8 (3 образца), 9 (4 образца) и 10 (3 образца). Из остальных разрезов такие исследования не проводились из-за малой концентрации магнитных минералов в породах. В результате исследованные породы разделились надве группы.

<u>В группу 1</u> отнесены осадочные породы *разре зов 2, 4 и* лампрофиры разреза 10. Кривые Js-Т образцов этих пород показывают присутствие



Рис. 5. Примеры кривых зависимостей намагниченности насыщения (Js) от температуры (*T*), остаточной намагниченности насыщения (Jrs) от температуры и парциальной термоостаточной намагниченности (Jptrm) от температуры для образцов Тайгоносского полуострова.

двух магнитных фаз: первая с точкой Кюри около 320°С, составляет примерно 90% объема магнитного материала в породе и втория - с точкой Кюри около 580°С является магнетитом, который составляет не более 10% от общего объема магнитных минералов в образце. На кривых Jrs-T для этих образцов выявляется только одна фаза с температурой Кюри 320°С. Спектры парциальных намагниченностей, снятые для этих образцов, имеют пики в интервале температур 300-320°С, которые свидетельствуют, что эта фаза, по-видимому, является моноклинным пирротином (рис. 5) [Печерский и др., 1975].

<u>Ко второй группе</u> относятся образцы туфов или базальтов *разрезов 3, 7, 8, 9*. Кривые Js-T, Jrs-T для всех образцов показали присутствие одной магнитной фазы-магнетита с T_c - 576°C (рис. 5). Параметры петель гистерезиса, снятые для этих образцов, характерны для многодоменного магнетита (табл. 1).

Микрозондовые исследования образцов <u>группы 1</u> показали, что в одном из двух проанализированных образцов глинистых сланцев *разреза 2* присутствуют в большом количестве зерна ильменита ($THO_2-43-51\%$), некоторые из которых в центре замещены рутилом или сфеном. В другом образце на микрозонде обнаружены редкие зерна рутила, циркона, ильменита. В двух из трех образцов песчаников *разреза* 4 найдено по три зерна ильменита, в третьем - не обнаружено магнитных зерен. В сильномагнитных образцах даек лампрофиров на микроанализаторе не обнаружено магнитных зерен.

Микрозондовый анализ образцов группы 2 показал, что в базальтах, разреза 3 в одном образце обнаружены только зерна ильменита ($THO_2 = 48-49\%$) и хромистой шпинели ($C\Gamma_2O_3$ от 3 до 37%). В другом образце на зонде выявлены только зерна ильменита (T $HO_2 = 41-53\%$), встречающиеся совместно с агрегатами биотита. В третьем образце базальта выявлены зерна титаномагнетита (ТЮ, = 0-18% ». часто со структурами распада ильменит-титаномагнетит (рис. 6). Температура распада, определенная по термометру Линдсли, соответствует 950-1050°С. В базальтах разреза 7 в одном образце не обнаружены видимые (более 0.5 мк) магнитные зерна, в другом зафиксированы единичные зерна ильменита, рутил и, по-видимому, гематит. В третьемобразцеобнаруженымногочисленныезерна титаномагнетита (ТЮ₉ = 0-18%) и ильменит - титаномагнетитовые сростки. Термометр Линдсли для определения температуры кристаллизации

КОВАЛЕНКО и др.

Образец:		С парама	пгнитной	і фракци	Без парамагнитной фракции:						
	Is	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr	Hcr/Hc	Is	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr/Hc
ib8	5.57E-01	2.50E-02	0.045	93	226	2.43	1.82E-01	2.50E-02	0.137	104	2.17
ib2	6.09E-01	2.09E-02	0.034	71	250	3.52	2.33E-01	2.09E-02	0.090	81	3.09
bb22	1.34E+00	2.07E-01	0.155	290	639	2.20	7.07E-01	2.07E-01	0.293	311	2.05
bb31	3.57E+00	3.14E-01	0.088	90	202	2.24	3.18E+00	3.14E-01	0.099	91	2.22
tt20	3.23E-01	3.34E-02	0.103	217	279	1.29	5.92E-02	3.34E-02	0.564	241	1.16
tt17	6.36E-01	1.36E-01	0.21	473	554	1.17	2.36E-01	1.36E-01	0.58	515	1.08
sb11	1.92E+00	2.37E-01	0.123	153	755	4.93	1.62E+00	2.37E-01	0.147	155	4.87
pm32	1.05E+00	1.02E-01	0.097	163	232	1.42	2.05E-01	1.02E-01	0.498	182	1.27
iu20	6.38E-01	1.18E-01	0.185	215	257	1.20	1.81E-01	1.18E-01	0.653	228	1.13
bu15	5.84E-01	3.09E-03	0.01	65	506	7.78	-2.26E-02	3.09E-03	-0.14	268	1.89
bu15a	5.83E-01	3.22E-03	0.01	68	503	7.40	-7.44E-02	3.22E-03	-0.04	392	1.28

Таблица 1. Параметры гистерезиса для образцов пород п-ва Тайгонос

Примечание: Јѕ - намагниченность насыщения; Јгѕ - остаточная намагниченность насыщения; Не - коэрцитивная сила; Нег - **остаточная** коэрцитивная сила, ib - базальты с магнетитом, bb - базальты с магнетитом, tt - глинистые сланцы с пирротином, * - **базальты** с магнетитом, pт - дайки лампрофиров, iu - песчаники с пирротном, bu - кислые туфы с магнетитом.

сростков не использован, так как в них произошто перераспределение вещества (наблюдаются агретать сфена, содержание TiO_2 в ильменитах большиновые исследования двух обтов из *разреза* 9 показали, что в них тов из *разреза* 9 показали, что в них постать общинстве зерен $TiO_2 = 12-15\%$), во которых наблюдается сетка распада – тов которых наблюдается сетка распада – тов которых наблюдается сетка распада – состата сильно варьирует как в титатов соста сетречаются агрегаты сфена.

О. Сахалин

Исследование базальтовые лавы характериобласти базальтовой и гиалопорфировой странование в диабазах проявлена диабазовая странование в базальтах и диабазах умеренно хлоритизировано и цеолитизировано. В некоторых образцах интенсивно проявлена карбонатизация. Стекло часто содержит значительное количество пылевидных сульфидов. Фенокристы плагиоклаза замещены хлоритом, цеолитом, карбонатом, очень редко пренит-пумпеллиитовым агрегатом. Часто развиты цеолит-хлорит-карбонатные и кварц-карбонатные прожилки. По пироксенам иногда развит эпидот. Ассоциации вторичных минералов показывают, что преобразования вулканических пород протекали в условиях цеолитовой субфации метаморфизма или на границе цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой субфаций ($T=160-210^{\circ}$ С, P=1 кбар).

Красная окраска алевролитов и яшм связана с тонкодисперсным гематитом, по-видимому, образовавшимся в процессе осадконакопления или диагенеза. В яшмах гематит равномерно распределен



на К. Зерна титаномагнетита с сеткой распада (Tmt – титаномагнетит, Ilm – ильменит).



Рис. 7. Примеры кривых зависимостей намагниченности насыщения (Js) от температуры (*T*) и остаточной намагниченности насыщения (Jrs) от температуры для образцов острова Сахалин.

по породе, в алевролитах разная концентрация и цвет гематита четко приурочены к осадочным слойкам.

Кривые Js-T и Jrs-T, снятые для 17 образцов (рис. 7) базальтов и диабазов, показали, что в некоторых из них присутствует только гематит (*группа 1*), в других - только магнетит (*группа 2*), в ряде образцов - магнетит с небольшим количеством гематита (*группа 5*), в одном из образцов на кривых терморазмагничивания зафиксирован перегиб в районе 400°С, вероятно связанный с маггемитом.

Параметры магнитного гистерезиса для магнетитсодержащих образцов (табл. 2) показывают, что магнетит, по-видимому, многодоменный.

Микрозондовые исследования базальта и диабаза с точками Кюри гематита (группа 1) выявили: в базальте - редкие рыхлые зерна гематита (ТЮ₂ - отсутствует), размер которых от 10 до 60 мк, а в диабазе - многочисленные зерна рудного минерала (до 30 мк) с содержанием FeO - 90-97% и ТЮ, - 3-5%. Зерна имеют неправильную форму и ассоциируют с агрегатами сфена. Судя по кривым терморазмагничивания - это тоже гематит. Магнитные минералы, выявленные при микрозондовых исследованиях базальтов и диабазов групп 2 и 3, представлены в основном титаномагнетитом, в разной степени измененным окислительными процессами. В трех образцах титаномагнетит представлен зернами до 50 мк с высоким содержанием ТЮ₂ (от 12 до 24%). Зерна плотные одно-

Образец:	1.20	С парама	ией:	Без парамагнитной фракции:							
	ls	Irs	lrs/Is	Hc	Hcr/Hc	Hcr	Is	Irs	Irs/Is	Hc	Her/He
m4462K.g.	2.39E+00	3.70E-01	0.155	190	4.49	852	1.91E+00	3.70E-01	0.194	194	4.39
п560л.	1.26E+00	2.48E-01	0.197	271	2.77	752	1.01E+00	2.48E-01	0.245	277	2.71
п537л.	3.47E+00	3.89E-01	0.112	125	3.05	382	3.07E+00	3.89E-01	0.127	127	3.02
т4402л.	8.25E-01	9.38E-02	0.114	172	2.37	408	4.02E-01	9.38E-02	0.233	184	2.22
п564л.	1.17E+00	2.53E-01	0.216	308	2.67	823	9.49E-01	2.53E01	0.267	315	2.62
п536л.	2.14E+00	3.44E-01	0.161	182	3.35	609	1.77E+00	3.44E01	0.194	185	3.29
4408л.	3.86E+00	3.10E-01	0.080	66	2.43	160	3.28E+00	3.10E-01	0.095	66	2.41
п533л.	9.91E-01	1.36E-01	0.137	206	3.26	672	6.09E-01	1.36E-01	0.223	216	3.11
п478л.	2.15E+00	2.78E-01	0.129	134	3.06	411	1.64E+00	2.78E-01	0.169	137	3.00
п538л.	3.49E+00	4.53E-01	0.130	123	2.33	286	3.14E+00	4.53E-01	0.144	123	2.31
п506л.	2.59E+00	2.70E-01	0.104	103	2.44	250	2.06E+00	2.70E-01	0.131	104	2.40

Таблина 2. Параметры гистерезиса для образцов пород о. Сахалин

Примечание: л. – лавы, к.д. – красные диабазы. По данным термомагнитного анализа породы содержат либо только магнетит, либо магнетит с незначительным (до 7%) количеством гематита. Остальные обозначения см. табл. 1.

родные, иногда в виде скелетных кристаллов. В одном образце зерна титаномагнетита менее плотные, смногочисленнымитрещинами окисления. Содержание TiO_2 в них от 0 до 20%. Еще в четырех шлифах магнитные зерна (размер до 100 мк) представлены либо чистым магнетитом, либо титаномагнетнтом с содержанием TiO_2 до 5%. Зерна изометрнчные. часто разбиты трещинами, многие из которых заполнены сфеном.

В двух образцах гематитизированных алевролитов найдены зерна низкотитанистого (до 5% TiO₂) окисла железа, вероятно, гематита.

Утхолокский п-ов

Породы не несут следов сильных вторичных прогревов. Их вторичные изменения протекали в условиях пренит-пумпеллиитовой ступени мета-морфизма при температуре 220-240°С и давлении 1 кбар.

На кривых Js-Т и Jrs-Т. снятых для 5 образцов лав (рис. 8). фиксируется одна магнитная фаза с $T_{e} = 500^{\circ}$ С, характерная для низкотитанистого титаномагнетита. Для 5 образцов туфов на кривых Js-Т и Jrs-Т фиксируются точки Кюри от 500°С до 580°С (рис. 8), характерные для магнетита и низкотитанистого титаномагнетита. у двух образцов на кривых Jrs-Т выявляются два перегиба - в районе 600°С, возможно, связанный с катион-дефицитным магнетитом, и 650°C, свидетельствующий о присутствии гематита. На кривых Js-Т гематит не фиксируется. По-видимому, он подавляется большой концентрацией магнетита. Параметры петель гистерезиса для магнетитсодержащих пород (табл. 3) типичны для многодоменных магнитных зерен.

Бассейн р. Палана

Исследования парагенезисов вторичных минералов перемагниченных пород показали, что вторичные изменения протекали в условиях низов пренит-пумпеллитовой ступени метаморфизма $(T = 200-220^{\circ}\text{C}, P = 1 \text{ кбар}).$

Кривые Js-T и Jrs-T, снятые для 7 образцов палеоценовых песчаников неоавтохтонного комплекса (рис. 9), показали присутствие в 5 образцах низкотитанистого титаномагнетита с точкой Кюри около 500°С, а в 2 образцах - магнетита с T_c – = 580°С. В 5 образцах кремней из кремнисто-обломочного комплекса на кривых Js-T и Jrs-T тоже фиксируется точка Кюри в районе 500°С. Для одного образца красной яшмы из этого же комплекса термомагнитный анализ показал гематитовые кривые с $T_c = 670-680°$ С.

Параметры гистерезиса, приведенные в табл. 4 для пород кремнисто-обломочного и неоавтох-тонного комплексов, характерны для многодо-менных зерен.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полуостров Тайгонос

В толщах полуострова обнаружено два магнитных минерала, с которыми связана вторичная намагниченность пород - пирротин и магнетит. Моноклинный пирротин является носителем намагниченности в терригенных толщах Северо-Тайгоносской зоны и в дайках лампрофиров в зоне аккреции. Вторичная компонента намагниченности этих пород уничтожается при нагревах до температуры 320-330°С, близкой к точке Кюри этого минерала (325°С). Небольшое количество магнетита, выявленное на кривых Js-T, вероятно,



Рис. 8. Примеры кривых зависимостей намагниченности насыщения (Js) от температуры (T) и остаточной намагни ченности насыщения (Jrs) от температуры для образцов полуострова Утхолок (Западная Камчатка).

имеет лабораторное происхождение, связанное с окислением пирротина при нагреве.

В работах [Бетехтин, 1949; Бетехтин, 1950; Гаррелс, Крайст, 1968; Геохимия гидротермаль ных..., 1970] приведены результаты исследовании и диаграммы, которые показывают, что формиро вание пирротина возможно практически при лю бых температурах флюидов *при соответствую*-

№ обра- зца	Без ком	пенсации па	рамагни	тной сс	С компенсацией парамагнитной составляющей						
	Is	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr	Hcr/Hc	Is	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr/Hc
		v		Па	леоцен	овые туф	ы				
2-99	7.73E-01	4.76E-02	0.06	77	329	4.27	6.88E-01	4.76E-02	0.07	78	4.22
4-99	5.56E-01	4.93E-02	0.09	136	718	5.28	497E-01	4.93E-02	0.10	138	5.20
10-99	1.04E+00	8.75E-02	0.08	107	393	3.67	1.03E+00	8.75E-02	0.08	108	3.64
14-99	3.91E-01	4.20E-02	0.11	280	1032	3.69	2.00E-01	4.20E-02	0.21	303	3.41
15-99	3.22E-02	1.16E-03	0.04	202	2074	10.27	2.79E-03	1.16E-03	0.42	284	7.30
				Па	леоцен	овые лав	ы		T CONTRACTOR DO		1
61-99	3.65E+00	1.18E-01	0.03	45	214	4.76	2.67E+00	1.18E-01	0.04	46	4.65
62-99	1.81E+00	5.42E-02	0.03	34	177	5.21	1.62E+00	5.42E-02	0.03	34	5.21
66-99	1.72E+00	5.83E-02	0.03	39	184	4.72	1.44E+00	5.83E-02	0.04	39	4.72
68-99	1.08E+00	6.48E-02	0.06	66	226	3.42	9.61E-01	6.48E-02	0.07	66	3.42
68-99	1.09E+00	6.16E-02	0.06	66	235	3.56	9.91E-01	6.16E-02	0.06	66	3.56
72-99	1.70E+00	5.71E-02	0.03	38	179	4.71	1.56E+00	5.71E-02	0.04	38	4.71

Таблица 3. Параметры гистерезиса для образцов пород Утхолокского полуострова

Примечание: Все образцы содержат низкотитаничный титаномагнетит (Tc = 500°C). Остальные обозначения см. табл. 1.



Рис. 9. Примеры кривых зависимостей намагниченности насыщения (Js) от температуры (T) и остаточной намагничености насыщения (Jrs) от температуры для образцов из бассейна р. Палана.

щих концентрациях серы и кислорода во время магматических или гидротермальных процессов, а также при осадконакоплении (в основном в вулканических областях) и при диагенетическом преобразовании осадков опять-таки при подходящих окислительно-восстановительных условиях.

В вулканогенных толщах Северо-Тайгоносской и Южно-Тайгоносской зон носителем вторичной намагниченности является магнетит. По всей видимости, он образовался при тонком спинодальном распаде первичного титаномагнетита, так как в образцах базальтов при микрозондовых исследованиях выявлены однородные на вид окислы титана и железа с высоким содержанием $TЮ_2$ без видимых признаков распада и окисления.

Направления вторичной намагниченности пород с пирротином и магнетитом совпадают. Теоретически возможны разные варианты, объясняющие такое перемагничивание.

<u>Гипотеза 1.</u> Перемагничивание связано с ново образованием пирротина и магнетита. Как было показано, направления вторичной намагниченности хорошо сгруппированы и соответствуют позднемеловому палеомагнитному полюсу для Евразии. Поэтому, очевидно, что формирование пирротина и магнетита, несущих вторичную намагниченность, могло происходить только после завершения главных деформаций в районе и, возможно, было связано с перераспределением и изменением состава в результате деформаций присутствующих в породах метаморфических флюидов или с флюидами, сопровождающих внедрение меловых гранитоидов. По всей видимости, флюиды должны были воздействовать на все толщи, так как все толщи перемагничены. В результате проработки флюидами в осадочных породах образовался моноклинный пирротин, а, возможно присутствующие в осадках более ранние магнитные окислы железа (магнетит, титаномагнетит, гематит) терригенного происхождения заместились сульфидами железа вследствие повышенной концентрации серы во флюидах [Бетехтин. 1949; Бетехтин, 1950; Гаррелс, Крайст, 1968; Геохимия гидротермальных..., 1970]. Тем не менее, в базальтах, присутствующих в структуре полуострова, пирротин не фиксируется, при микрозондовых исследованиях не выявлены даже признаки псевдоморфоз пирротина по магнетиту. Температура флюидов (200-250°С) не могла привести к полному перемагничиванию магнетита базальтов, так как точка Кюри магнетита - 576°С. По-видимому, маловероятным является и предположение о провоцировании флюидами спинодального распада титаномагнетита в базальтах с образованием магнетита, так как в этом случае магнетит то-

ПЕТРОМАГНЕТИЗМ ПЕРЕМАГНИЧЕННЫХ ТОЛЩ

№ обра- зца	Без комп	енсации пар	амагнит	тной соо	С компенсацией парамагнитной составляющей						
	Is	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr	Hcr/Hc	Is	lrs	Irs/Is	Hc	Hcr/Hc
			Палео	оценовь	ые песч	аники не	соавтохтона				
112-99	3.57E+00	1.14E-01	0.03	38	169	4.45	2.38E+00	1.14E-01	0.05	39	4.33
113-99	3.27E+00	1.47E-01	0.05	47	175	3.72	2.23E+00	1.47E-01	0.07	48	3.65
115-99	3.48E+00	9.92E-02	0.03	34	180	5.29	2.55E+00	9.98E-02	0.04	34	5.29
126-99	2.29E+00	5.76E02	0.03	25	192	7.68	2.08E+00	5.76E-02	0.03	26	7.38
128-99	2.19E+00	9.11E-02	0.04	41	200	4.88	2.08E+00	9.11E-02	0.04	41	4.88
		Меловые	е кремні	и и яшм	ы крем	нисто-об	, бломочного	комплекса			1
161-99	2.47E-01	2.35E-02	0.09	158	371	2.35	1.17E01	2.35E-02	0.20	166	2.23
161-99	2.43E-01	2.30E-02	0.09	157	373	2.38	1.21E01	2.30E-02	0.19	165	2.26
163-99	2.32E-01	2.90E-02	0.13	168	346	2.06	1.16E-01	2.90E-02	0.25	175	1.98
165-99	2.06E-01	2.52E-02	0.12	182	408	2.24	1.27E-01	2.52E-02	0.20	189	2.16
165-99	1.49E-01	1.33E-02	0.09	155	335	2.16	6.09E02	1.33E-02	0.22	165	2.03
168-99	1.39E-01	1.61E02	0.12	178	400	2.25	7.68E02	1.61E-02	0.24	186	2.15
169-99	1.31E-01	1.18E-02	0.09	205	452	2.20	4.09E02	1.18E-02	0.29	226	2.00
177-99	8.61E-02	9.29E-03	0.11	429	429	2.32	4.21E02	9.29E-03	0.22	195	2.20

Таблица 4. Параметры гистерезиса для образцов пород бассейна р. Палана

Примечание: Обр. 177-99 содержит гематит, остальные образцы – магнетит. Остальные обозначения см. табл. 1.

же должен был бы хотя бы частично заместиться пирротином. Пирротин в дайках лампрофиров, скорее всего, имеет магматическое происхождение. Магматический пирротин описан во многих работах [Андреева и др., 1994; Андреева и др., 1995]. Все сказанное не позволяет нам рассматривать гипотезу 1 о перемагничивании пород Тайгоносского полуострова как надежную.

Гипотеза 2. Пирротин и магнетит существовали в породах до их перемагничивания и одновременно приобрели вторичную намагниченность, либо при прогреве пород до температуры выше точек Кюри этих минералов, либо за счет термовязких процессов. Ассоциации вторичных минералов пород Тайгонгосского полуострова показывают, что толщи этого полустрова не испытывали вторичных прогревов выше 200-250°С, и вторичная намагниченность пирротина и магнетита в породах не может иметь термоостаточное происхождение. Для возникновения термовязкой намагниченности, то есть намагниченности, которая может сформироваться при относительно низких температурах (в нашем случае 200-250°С), но при долгом ее воздействии требуется время около 10 млн. лет [Dunlop et al., 1997]. Возможно, такая температура сохранялась из-за положения толщ приблизительно на глубине 6 км или из-за медленного остывания меловых гранитоидов.

О. Сахалин

Породы о. Сахалин тоже не претерпели сильных вторичных прогревов. Р-7-условия формирования парагенезисов вторичных минералов в породах находятся в пределах $T = 160-210^{\circ}$ С и P - 1 кбар. То-есть, вторичная намагниченность пород не может быть термоостаточной.

Магнитные минералы в породах Сахалина представлены гематитом и магнетитом. Причем, оба эти минерала в разных пропорциях представлены и в лавах базальтов и в телах диабазов, внедрявшихся в кремнисто-вулканогенные толщи. Широкое развитие гематита зафиксировано и в осадках. В красных яшмах он распределен равномерно, а во многих образцах алевролитов наблюдается четкая приуроченность различной концентрации гематита к осадочной микрослоистости. В целом вся описанная ситуация дает основания для предположения, что внедрение и излияние основных пород протекало в окислительной обстановке. В результате гематит в магматических и осадочных породах образовался практически одновременно с излиянием лав и накоплением морских осадков, вмещающих лавы и силы.

Магнетит, выявленный в лавах и диабазах, сформировался на разных стадиях изменения первичного титаномагнетита в этих породах. В некоторых образцах магнетит образовался при спинодальном распаде титаномагнетита, в других - при его окислении с перераспределением титана и железа, проявленного в ассоциациях магнетит (или низкотитанистый титаномагнетит) - сфен - рутил. Вероятно, распад титаномагнетитов в лавах базальтов и диабазах также связан с окислительной обстановкой. Скорее всего, распад протекал одновременно с образованием гематита.

В зависимости от присутствия гематита и магнетита спектры блокирующих температур компонент вторичной намагниченности пород Сахалина заключены в интервалах от 20-200°С до 620-640°С нли до 500-580°С. Это свидетельствует о том. что вторичная намагниченность связана именно с этими минералами. Если предположить, что пргаеденные выше выкладки о первичности гематита и магнетита в перемагниченных породах правильные, то единственным механизмом, объясняющим перемагничивание исследованных пород после их деформаций и вовлечения в геологическую структуру о. Сахалин, может быть термовязжое перемагничивание.

Рассмотрим и другой вариант. Допустим, что формирование гематита связано с химической переработкой изученных нами пород флюидами, которые возможно мигрировали в толщах после их деформаций в геологической структуре Сахалина. Широкое развитие гематита свидетельствуст о том, что это были окислительные флюиды. В базальтах и диабазах гематит частично, а в некоторых потоках полностью заместил магнетит. Тем не менее, в большинстве магматических тел магнетит сохранился в больших концентрациях и его образование связано с распадом и окислением магматических титаномагнетитов. Направления намагияченности вулканитов с одним магнетитом, только гематитом и с обоими минералами не отличаются и образовались в результате одного процесса. Температура флюидов была низкой (160-210°С), поэтому намагниченность магнетита не может быть термоостаточной. Возможно, мальстит образовался при воздействии флюидов на перинчные титаномагнетиты в магматических телах в спровоцировал их распад и окисление. В этом случае направление намагниченности новособсазованного хемогенного магнетита может совпадать с направлением намагниченности гематита.

При выбесе наиболее вероятного варианта каляется то, что в структуре центематитизация проявлена даво сновном только в толщах селетно, в основном только в толщах толщах селетно, в основном только в толщах толих селетно, в основном только в толщах толих селетно, в основном только в толщах толих селетно, в основном только в толиком только в толиком только в то первый из предложенных механизмов перемагничивания толщ острова.

Западная Камчатка (Утхолокский п-ов и бассейн р. Палана)

Вторичная намагниченность вулканогенных толщ Утхолокского п-ва, также как терригенных и кремнистых пород бассейна р. Палана, не может иметь термоостаточную природу, так как температура их вторичного прогрева не превышает 200-250°С.

По всей видимости, вряд ли намагниченность является химической, то есть приобретенной при формировании новых магнитных минералов в породах. Низкотитанистый титаномагнетит ($T_c = 500^{\circ}$ C) в толщах Утхолокского полуострова, вероятно, сформировался при распаде первичного магматического титаномагнетита. Многочисленные примеры показывают, что такой распад часто не приводит к перемагничиванию пород [Коваленко, Злобин, 2000; Коваленко, Злобин, 1999; Коваленко, 2000]. В бассейне р. Палана перемагничены яшмы с сингенетичным гематитом и магнетитсодержащие терригенные толщи, что тоже не может быть объяснено воздействием каких-то химических процессов, приводящих к новообразованию магнитных минералов.

Таким образом, проведенные исследования показали, что вторичная намагниченность пород четырех районов обрамления Охотского моря вряд ли является термоостаточной или химической. Еще одним из известых теоретических механизмов перемагничивания пород является термовязкое перемагничивание. Необходимыми условиями для формирования намагниченности такого типа являются прогрев пород и время. Термовязкая намагниченность одинаковой стабильности может возникнуть при различных соотношениях этих параметров. Намагниченностью именно такого типа обычно считается вторичная намагниченность пород, в которых не выявлены признаки какой-либо другой намагниченности. На диаграммах "Температура - Время", рассчитанных для термовязкой намагниченности магнетита и гематита [Dunlop et al., 1997], видно, что для возникновения компоненты намагниченности со спектром блокирующих температур до 450-500°С для магнетита и до 580-600°С для гематита требуется около 10 млн. лет. Так как последние деформации пород в исследованных районах прошли не позднее среднего эоцена, то механизм термовязкого перемагничивания можно предполагать и в породах, исследованных в этой работе.

выводы

Исследования перемагниченных толщ п-ва Тайгонос, о. Сахалин и Западной Камчатки показали, что вторичная намагниченность этих толщ связана с разными ассоциациями магнитных минералов в породах. На Тайгоносском п-ве носителями вторичной намагниченности являются моноклинный пирротин осадках и лампрофирах и многодоменный магнетит в базальтах, который сформировался при спинодальном распаде пер-. вично магматического титаномагнетита. В толшах о. Сахалин носителями намагниченности являются гематит в яшмах и осадочных породах и многодоменный магнетит в лавах и диабазах, сформированный при спинодальном распаде титаномагнетита или его окислении. На Западной Камчатке на Утхолокском полуострове намагниченность связана с низкотитанистым титаномагнетитом, в бассейне р. Палана - с многодоменным магнетитом в осадках и гематитом в красных яшмах.

Перемагниченные породы во всех районах не подвергались сильным вторичным прогревам - вторичные преобразования пород протекали при температуре 200-250°С. Следовательно, вторичная намагниченность пород не может являться термоостаточной.

Процессы химического и термовязкого перемагничивания рассматриваются как возможные, но более вероятным представляется термовязкое перемагничивание. Для возникновения такой намагниченности при температуре 250°С в магнетите и гематите требуется около 10 млн лет.

Авторы благодарят д.г.-м.н. М.Л. Баженова и к.г.-м.н. Н.М. Левашову за предоставление образцов пород с о. Сахалин.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты \mathbb{N} 3-05-65263 и 03-05-64048 и по гранту Президента РФ "Молодые доктора наук" (проект \mathbb{N} 02-15-99452).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреева И.А., Наумов В.Б.. Коваленко В.И.Нистратова Е.Н., Коненкова Н.Н. Магматический целестин в расплавных включениях в апатитах щелочного вулканоплутонического комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия) // Докл. РАН. 1994. Т. 337. № 4. С. 499-502.

Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Коненкова Н.Н. Природные фосфатносиликатные расплавы // Докл. РАН. 1995. Т. 343. № 2. С. 237-241.

Бетехтин А.Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 3. С. 3-26. *БетехтинА.Г.* Парагенезисы рудных минералов в системах Fe-S-O и Cu-Fe-S-O // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 5. С. 16-41.

Гаррелс Р.М., Крайст ЧЛ. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир. 1968. 368 с.

Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир. 1970. 542 с.

Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука. 1978. 200 с.

Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и юга Корякин. Дис. ... докт. геол.мин. наук. М. 2000. 48 с.

Коваленко Д.В., Чернов Е.Е., Курилов Д.В. Палеомагнетизм позднемеловых кайнозойских геологических комплексов Западной и Восточной Камчатки // Физика Земли. 2002. № 6. С. 23^1.

Коваленко Д.В., Злобин ВЛ. Петромагнитное сравнение перемагниченных и неперемагниченных островодужных толщ Камчатки и юга Корякин // Физика Земли. 2000. № 1. С. 77-92.

Коваленко Д.В., Злобин В.Л. О перемагничивании толщи Олюторского террейна (юг Корякского нагорья) // Физика Земли. 1999. № 2. С. 57-69.

Кузмичев А.Б., Сухов А.Н. Островодужный мел окрестностей Усть-Паланы (Западная Камчатка): строение разреза и геодинамические спекуляции. // Исследования литосферы. М.: ИЛРАН. 2000. С. 33-36.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир. 1965. 346 с. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоносса и северо западной Камчатки. М.: Наука. 1976. 159 с.

Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС. 1997. 367 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 488).

Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука. 1975. 287 с.

Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука. 1986. 90 с.

Чехов А.Д., Паланджян С.А. Новые данные по геологическому строению полуострова Тайгонос // Колыма. 1994. №4. С. 7-11.

Bazhenov M.L., Alexutin M.V., Sokolov S.D., Bondarenko G.E. Mezozoic paleomagnetism of the Taigonos peninsular, the Sea of Okhotsk: implications to kinematic of continental and oceanic plates // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 173. P. 113-127.

Bondarenko G.E., Sokolov S.D. Wrench faults in the Southwestern Taygonos Peninsula // Geol. of Ocean. 1997. V. 13. P. 339-350.

Dunlop D.J., Schmidt P.W., Ozdemir O., Clare D.A. Paleomagnetism and paleothermometry of the Sydney Basin. 1. Termoviscous and chemical overprinting of the Milton Monzonite // Journal Geoph. Res. 1997. V. 102. NB12. P. 27271-27283.