

УДК 550.384.33

## О ПЕРЕМАГНИЧИВАНИИ ТОЛЩ ОЛЮТОРСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮГ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ)

©1999г. Д. В. Коваленко, В. Л. Злобин

*Институт литосферы РАН, г. Москва*

Поступила в редакцию 03.02.98 г.

Проведенные исследования метаморфических преобразований перемагнитных и неперемагнитных толщ Олюторского террейна, изучение магнитных минералов этих толщ микрондовым и петромагнитным методами показали, что формирование вторичных послескладчатых высокотемпературных магнитных компонент перемагнитных толщ Олюторского террейна не может быть надежно объяснено ни одним из известных типов намагничивания пород. Наиболее вероятно термовязкая природа намагниченности перемагнитных толщ. Это гипотеза требует предположения существования источника тепла расположенного вдоль фронта Ватынского тектонического покрова в позднемиоцен-четвертичное время.

### ВВЕДЕНИЕ

В нескольких публикациях, посвященных палеомагнетизму толщ Олюторской зоны (или террейна) [Коваленко, 1992а; Коваленко, 1992б; Коваленко, 1996; Коваленко, 1997], было показано, что в данном районе выявляется относительно четкая палеомагнитная зональность. Выделяются две зоны - северная и южная. В пределах северной зоны, протягивающейся широкой полосой вдоль регионального Ватынско-Вывенского надвига, по которому аллохтонные комплексы пород Олюторского террейна надвинуты на автохтонные флишевые отложения Укелятского прогиба, практически все толщи горных пород (океанические, островодужные и флишевые) перемагнитены после их деформаций. В южной зоне эти толщи обладают доскладчатой, по-видимому, близкой к первичной намагниченностью.

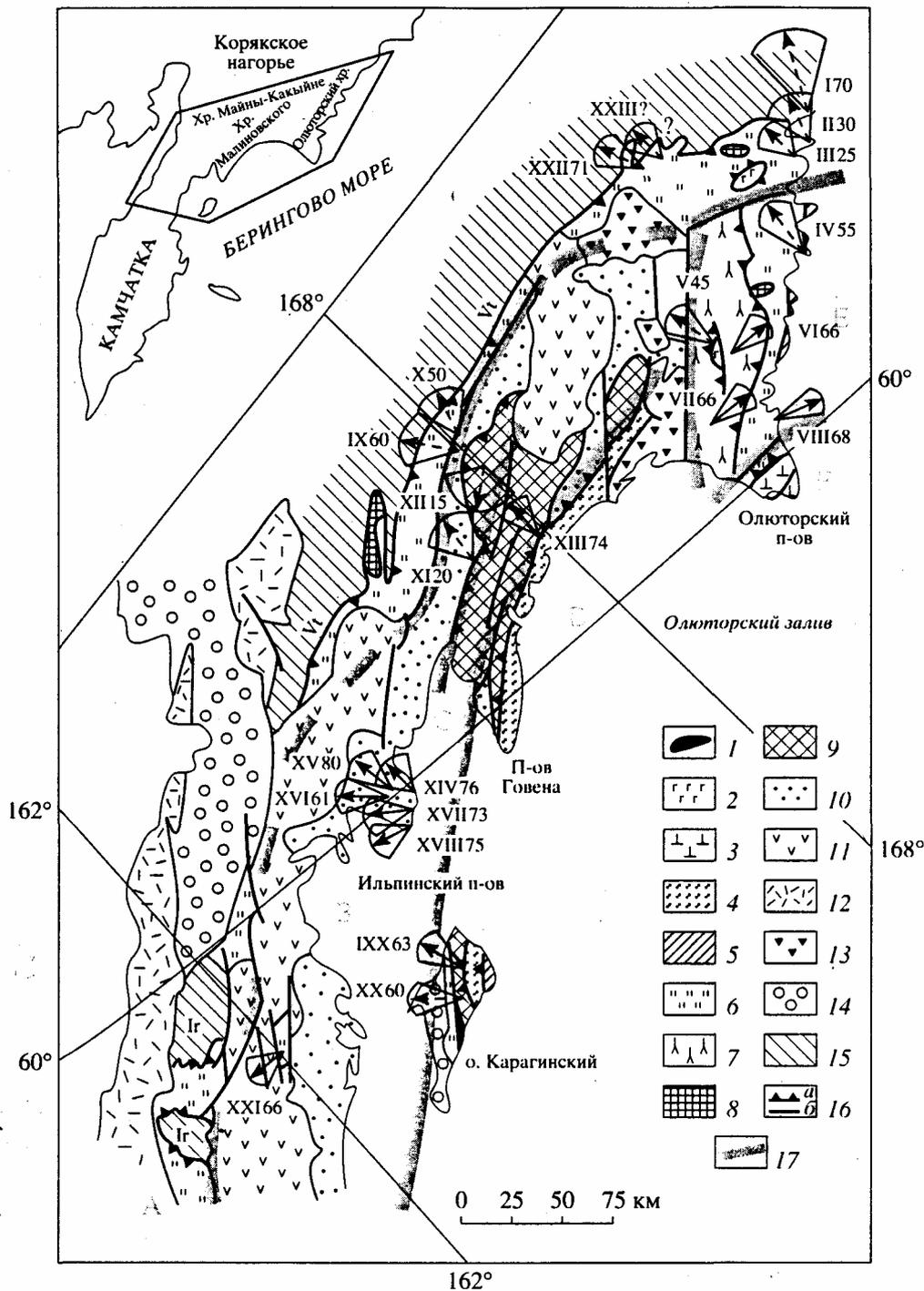
Палеомагнитные зоны не совпадают с какими-либо структурными зонами внутри Олюторского террейна, и на первый взгляд, процессы перемагничивания толщ северной зоны могли быть связаны только с формированием одной геологической структуры - Ватынско-Вывенского надвига. Исходя из этого предположения, возникает вопрос - какие физические процессы, протекающие при надвигообразовании или после него, могли привести к перемагничиванию уже литифицированных и сильно деформированных толщ? Для решения<sup>1</sup> этой проблемы был проведен комплекс петрографических и магнито-минералогических исследований, результаты которых приводятся и обсуждаются ниже.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОЛЮТОРСКОГО ТЕРРЕЙНА

Геологическое строение Олюторского террейна показано на рис. 1 [Богданов, 1982; Богданов, 1987; Чехович, 1989]. Геологической структурой регионального значения в этом районе является Ватынско-Ирунейская система тектонических покровов, по которой геологические комплексы Олюторского террейна надвинуты на автохтонные мел-палеогеновые флишевые толщи Укелятско-Лесновской зоны.

В пределах Олюторского террейна выделяются несколько структурных зон [Чехович, 1989]. Фронтальная зона протягивается вдоль Ватынского и Ирунейского тектонических покровов. В структуре зоны северной вергентности участвуют сантон-маастрихт-датские базальтовые, яшмовые, кремнистые и осадочные океанические толщи и одновозрастные с ними островодужные кремнисто-вулканогенные породы.

Южнее фронтальной зоны на востоке блока располагается зона центральной части Олюторского хребта. В ней выделяются [Чехович, 1989; Федорчук, 1985] три структурно-формационных комплекса. Самое нижнее структурное положение занимает комплекс осадочного меланжа ( $K_2-P$ ) (рис. 1). На флишево-олистоостромовые толщи с северо-запада надвинуты кремнистые, туфогенные и лавовые толщи сантон-кампанского возраста, выделенные В.Д. Чеховичем [Чехович, 1989] как кремнисто-вулканогенный комплекс. На них в свою очередь также с северо-запада надвинуты толщи вулканогенно-обломочного комплекса [Чехович, 1989], представленные туфогенными и лавовыми пачками, возраст которых от кампана до дания. Породы как кремнисто-вулканогенного, так и вулканогенно-обломочного



**Рис. 1.** Геологическая схема северо-западного складчатого обрамления Командорской котловины [Чехович, 1989]. 1-3: Океанические комплексы – 1. Офиолитовый ( $K_2$ ); 2. Океанических базальтов ( $K_2al-d$ ); 3. Океанических базальтов щелочного типа ( $K_2sr-d$ ); 4-5: Комплексы глубоководных желобов и аккреционных призм – 4. флишoidalный ( $P_1-P_3$ ); 5. Осадочного меланжа ( $K_2-P_3$ ); 6-10: Островодужные комплексы – 6. Кремнисто-вулканогенный ( $K_2st-cr$ ); 7. Вулканогенно-обломочный ( $K_2sr-d$ ); 8. Комплекс реликтов магматических камер островной дуги (дунит-клинопироксенит-габбровый) ( $P$ ); 9. Вулканогенно-осадочный ( $P_2-P_3$ ); 10. Вулканогенно-терригенный ( $K_2-P_3$ ); 11, 12: Комплексы активных континентальных окраин – 11. Апушко-Вывенский ( $N_2-Q$ ); 12. Западно-Камчатско-Корякский ( $P$ ); 13. Рифтогенные вулканиты Апушко-Вывенского грабена ( $P-N$ ); 14. Рыхлые неоген-четвертичные отложения; 15. Флишевые толщи Укеляяско-Лесновской зоны ( $K_2-P_1$ ); 16. Надвиги (а) и субвертикальные разломы (б).

Рис. 1. (Окончание)

Структурные зоны: А - Фронтальная; В - Ильпинско-Пахачинского прогиба; С - Говенская; D - Говено-Карагинской аккреционной призмы; Е - Центральная зона Олюторского хребта; F - Олюторского полуострова. Vt, л - соответственно, Ватынский и Ирунейский тектонические покровы.

Пунктирные стрелки с углами доверия указывают направления смещений векторов послескладчатой намагниченности от направления поля перемагничивания. Сплошные стрелки с углами доверия соответствуют склонениям векторов доскладчатой намагниченности. Надписи около стрелок: Римские цифры - номер магнитной компоненты, последняя цифра (70, 30, 25 и т.д.) для перемагниченных толщ указывает значимые углы отклонений векторов послескладчатой намагниченности от направления перемагничивания; для не перемагниченных толщ - соответствуют наклонениям векторов доскладчатой намагниченности.

комплексов обладают островодужными характеристиками [Федорчук, 1965]. Среди толщ остро-водужных комплексов в ряде мест обнажаются блоки океанических пород ( $K_2a1-cp$ ) [Чехович, 1989; Федорчук, 1985] (рис. 1). Взаимоотношения океанических и островодужных толщ тектонические.

В более южных районах Олюторского хребта располагается зона Олюторского полуострова. В ней, в основном, распространены позднемеловые вулканогенные толщ океанического типа, близкие по геохимическим характеристикам к вулканитам океанических поднятий [Чехович, 1989] (рис. 1). Взаимоотношения структур Олюторского полуострова и структур центральной части Олюторского хребта уничтожены наложенными рифтогенными процессами, протекавших в данном районе в третичное время.

На западе Олюторского террейна южнее фронтальной зоны протягивается зона Ильпинско-Пахачинского прогиба. Она в основном сложена позднемеловыми и третичными вулканогенными и осадочными островодужными толщами [Богданов, 1982; Богданов, 1987; Чехович, 1989] (рис. 1). С юга на породы Ильпинско-Пахачинского прогиба надвинуты кайнозойские остро-водужные вулканогенные толщ Говенской зоны [Чехович, 1989].

И, наконец, еще южнее выделяются палеогеновые флишoidные толщ, которые пододвинуты под толщ Говенской зоны, и рассматриваются как зона Говено-Карагинской аккреционной призмы [Чехович, 1989] (рис. 1).

## ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Распределение известных перемагниченных (северная зона) и неперемагниченных (южная зона) толщ в пределах Олюторского террейна показано на рис. 1. Для решения проблемы о происхождении послескладчатой намагниченности пород Олюторского террейна были выбраны толщ, обладающие отчетливой послескладчатой намагниченностью. Они распространены в районе бухты Анастасии (направления намагниченности ИЗО, П25 на рис. 1) (фронтальная зона), в бассейне р. Ничакваям (V45), в районе мыса Витгенштейна (IV55) (центральная зона Олюторского

хребта), в хребте Майны-Какыйне (IX60 и X50), в бассейне р. Хатапваям (XI20) (зона Ильпинско-Пахачинского прогиба). Для сравнения были также изучены, по-видимому, неперемагниченные толщ, обладающие доскладчатой намагниченностью. Они выявлены в бассейне р. Бурная и в районе мыса Вулканический (VII66 и VIII68) (юг центральной зоны Олюторского хребта), в хр. Малиновского (XIII74) (Говенская зона) и на Ильпинском полуострове (XIV76, XV80, XVI61, XVII73, XVIII75) (зона Ильпинско-Пахачинского прогиба) (рис. 1).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Были проведены следующие исследования перемагниченных и неперемагниченных пород.

а) изучение степени метаморфических изменений исследуемых толщ с целью предположения возможных температур их вторичного прогрева;

б) термомагнитный анализ различных типов пород - получены кривые Js-T, Jrs-T для диагностики магнитных минералов, присутствующих в породах [Нагата, 1965, Печерский, 1975; Печерский, 1995];

в) микронзондовые исследования магнитных минералов с целью изучения их составов, степени окисления, распада и вторичных изменений.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В районе бухты Анастасии тектонически совмещены позднемеловые островодужные и океанические комплексы пород, надвинутые по Ва-тынскому покрову в виде пакета тектонических чешуи на автохтонные флишевые отложения также мелового возраста. Аллохтонные океанические и островодужные толщ обладают отчетливой послескладчатой намагниченностью. В перемагниченных океанических разрезах присутствуют осадочные разности (туфоалевролиты, силициты, туфопесчаники), красные и зеленые яшмы, чередующиеся с потоками подушечных базальтов и иноцерамовыми горизонтами, черные, зеленые и серые кремни. Перемагниченные островодужные толщ представлены, в основном, туфами и туффитами основного состава различной зернистости. Компонентный анализ на-

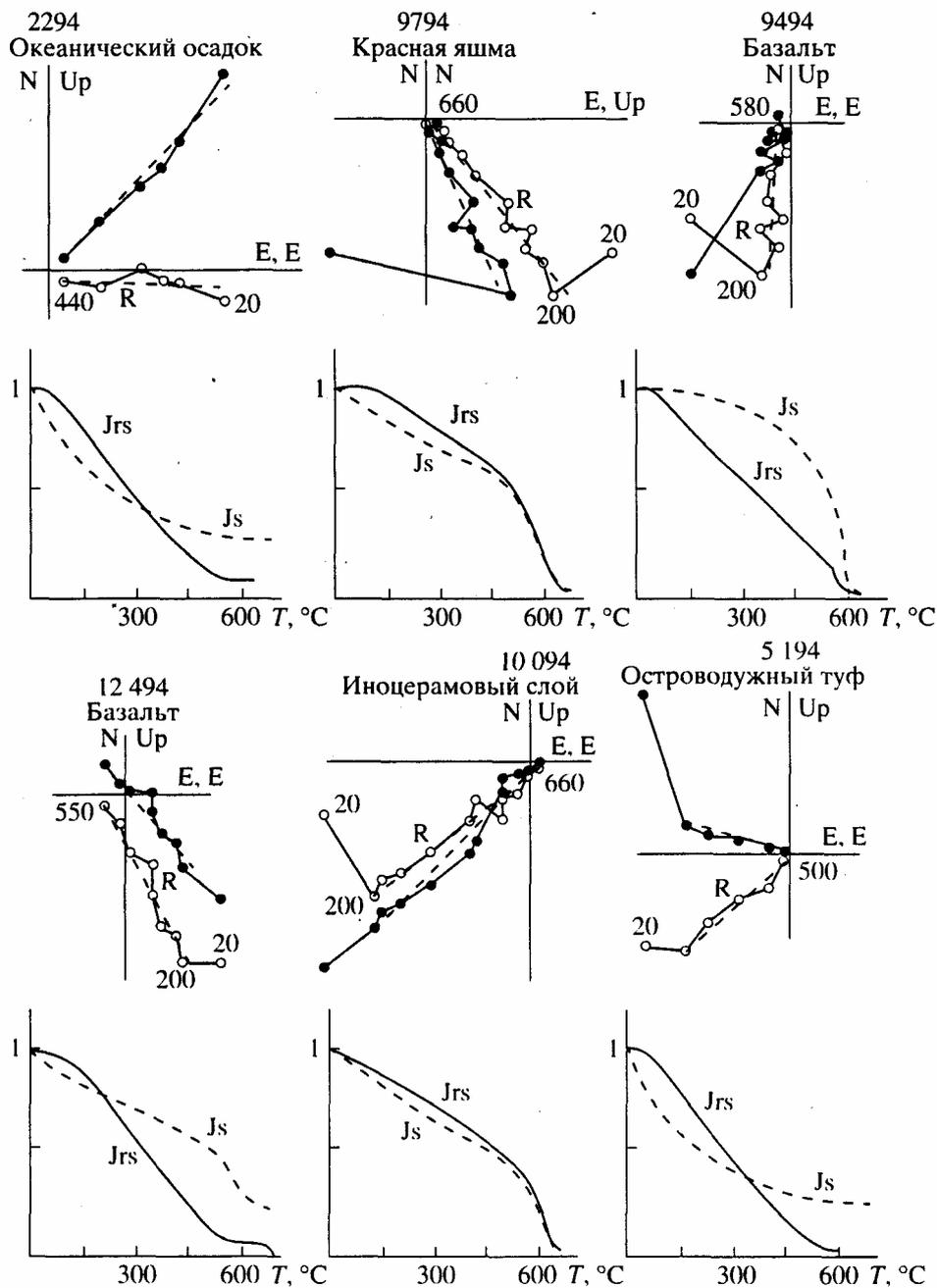


Рис. 2. Примеры диаграммы Зейдверльда и кривых зависимостей  $J_s$ - $T$   $J_{rs}$ - $T$  для пород бухты Анастасии.

магнитности океанических и островодужных толщ показал, что намагненность практически всех использованных образцов состоит из одной компоненты. В осадочных толщах как океанических, так и островодужных она сохраняется до 500–520°C. В океанических базальтах, яшмах и иноцерамовых толщах – до 650–680°C (рис. 2).

Микроскопическое изучение вторичных преобразований океанических осадков, яшм, иноцерамовых слоев, базальтов, островодужных туффов и флишевых пород показало, что в них

присутствуют хлорит, карбонаты, эпидот, актинолит, пренит и пумпелит. Такие ассоциации образуются на пренит-актинолитовой ступени метаморфизма в интервале температур 200–300°C и давлении 1–2 кбар.

Микрозондовые исследования магнитных зерен были проведены для океанических базальтов и яшм. Для остальных как океанических, так и островодужных пород такие исследования невозможны из-за очень малой концентрации магнитных зерен в породе.

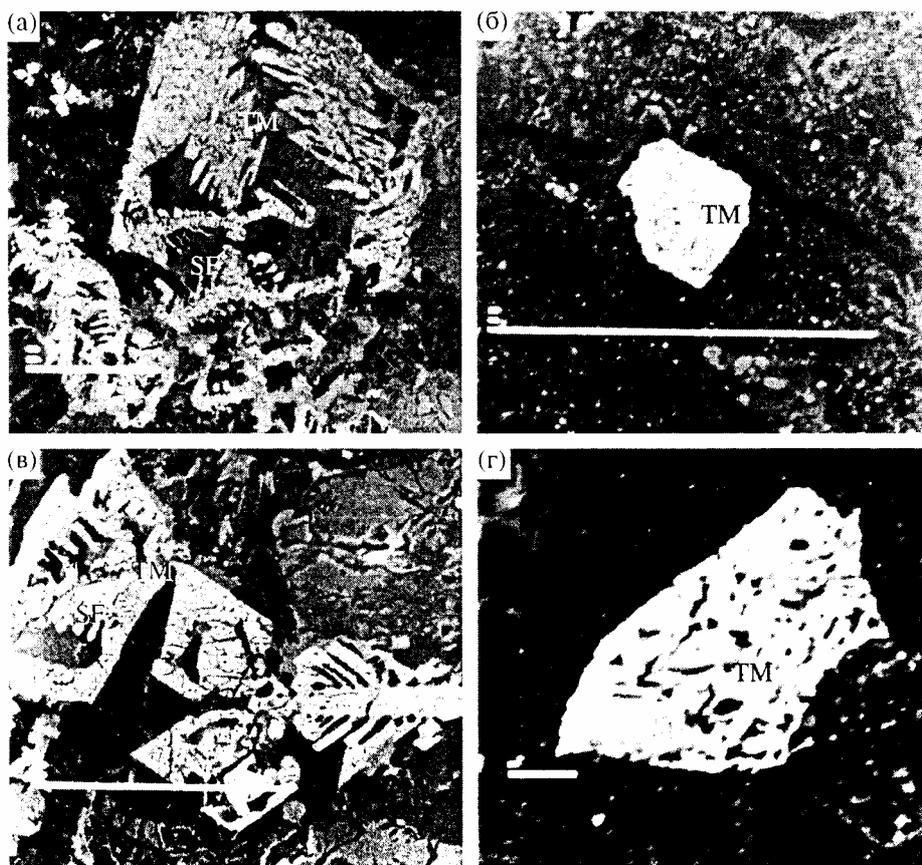


Рис. 2. Фотографии зерен титаномagnetитов в базальтах (а и б) и осадочных толщах (в и г) бухты Анастасии. Длина масштабной планки с одной, двумя и т.д. точками с левого края равняется соответственно 10 мкр., 100 мкр. и т.д. ТМ, SF – титаномagnetит и сфен соответственно.

Изучение океанических яшм показало, что, в них присутствуют как обломочные терригенные, так и сингенетичные хемогенные минералы. Обломочные зерна представлены титаномagnetитами (рис. 3б, 3г), содержание  $TiO_2$  в которых меняется от 2 до 10–12%. Размеры зерен от единичных до 20–30 микрон. Хемогенные зерна, размеры которых 3–4 микрона, в основном представлены окислами железа с низким (0–2%) содержанием  $TiO_2$ . Анализ кривых  $J_s-T$ ,  $J_{rs}-T$  показал присутствие в красных яшмах только гематита с точкой Кюри  $680^\circ C$  (рис. 2), следовательно, концентрация упомянутых выше титаномagnetитов незначительна. В яшмах и яшмоидах других цветов точки Кюри фиксируются при температурах  $580-600^\circ C$  и, небольшие “хвосты” уничтожаются при температуре  $680^\circ C$ . По-видимому, в этих породах присутствуют как magnetит, так и гематит.

Микронзондовые исследования океанических базальтов выявили, что в двух изученных потоках (124/94, 139/94) присутствуют структуры замещения ильменит-сфен, мелкие, однородные на вид зерна титаномagnetитов ( $TiO_2$ ; 1–3%, редко 10–12%), многочисленные агрегаты сфена. В потоке 94/94 обнаружены многочисленные крупные (до

200 мк) и мелкие (меньше 5 мк) зерна рудных минералов с ярко выраженными структурами распада (рис. 3а, 3в). Продукты распада представлены титаномagnetитом ( $TiO_2$  около 3–6%, редко 10–20%) и сфеном. Так как, по данным термомагнитного анализа в исследованных образцах фиксируются только magnetиты и, в малой степени – гематит (на кривых  $J_s-T$ ,  $J_{rs}-T$  выделяются два перегиба – в области  $580^\circ C$  и  $680^\circ C$ ), то, по-видимому, все, выявленные на микронзонде, однородные на вид титансодержащие магнитные фазы претерпели очень тонкий распад с образованием чистого magnetита.

Для других типов пород в районе бухты Анастасии микронзондовые исследования провести не удалось в связи с малой концентрацией магнитных зерен. Кривые  $J_s-T$ ,  $J_{rs}-T$  показывают (рис. 2), что носителем намагниченности в океанических осадках и кремнях и островодужных туфах является magnetит с точками Кюри от  $550$  до  $580^\circ C$ .

В бассейне р. Ничакваям оказалась перемagnetиченной толща, сложенная силлами и пластовыми телами миндалекаменных и массивных базальтов океанического типа красного цвета

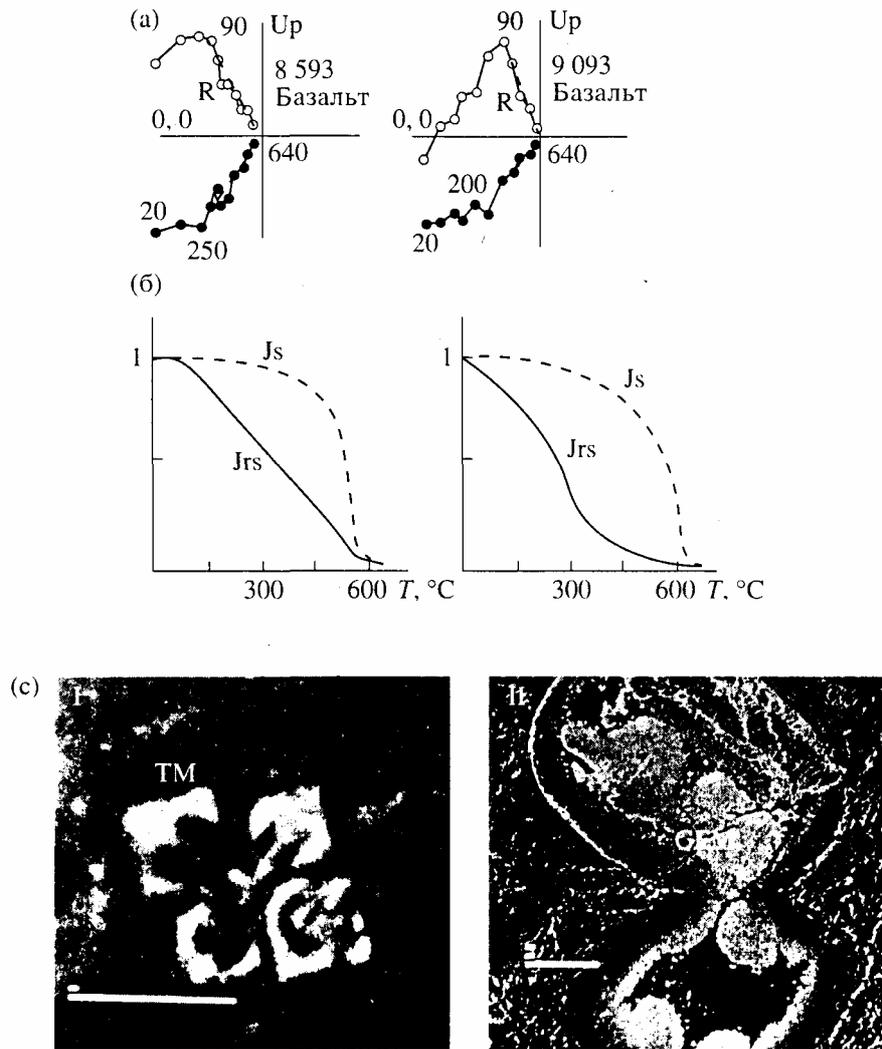


Рис. 4. Примеры диаграмм Зейдервелда (а), кривых зависимостей  $J_s$ - $T$   $J_{rs}$ - $T$  (б) и фотографии магнитных минералов (с) для базальтов р. Ничакваям. ТМ, GEM – титаномагнетит и гематит.

(“красная” лавовая толща [Федорчук, 1985]). Предполагается коньяк – сантонский возраст толщи. Компонентный анализ показал, что намагниченность базальтов представлена единственной послескладчатой компонентой, сохраняющейся иногда до  $580$ – $600^\circ\text{C}$ , иногда до  $650$ – $680^\circ\text{C}$  (рис. 4). Базальты практически не изменены. Ассоциации вторичных минералов включают цеолиты, карбонаты, хлорит и окислы железа. Условия метаморфизма отвечают граничным переходам цеолитовой фации и пренит-пумпеллентовой субфации зеленосланцевой фации (температура  $190$ – $210^\circ\text{C}$ , давление  $1$ – $2$  кбар).

Магнитные минералы представлены дендритовидными кристаллами титаномагнетита размером  $10$ – $20$  мк и гематитом (рис. 4). Титаномагнетиты внешне однородны (рис. 4CI), содержание  $\text{TiO}_2$  в них устойчиво в интервале от  $10$  до  $15\%$ . Гематит (рис. 4CII) обычно распределен в стекле

в интерстициях между породообразующими минералами и, по-видимому, генетически не связан с титаномагнетитами. Кривые  $J_s$ - $T$ ,  $J_{rs}$ - $T$  обычно фиксируют одну точку Кюри – либо  $550$ – $580^\circ\text{C}$  (магнетит), либо около  $650^\circ\text{C}$  (вероятно, гематит или катион – дефицитный магнетит) (рис. 4).

Перемагниченные позднемиоценовые и палеоценовые толщи хр. Майны-Какыйне сложены вулканогенными толщами, включающие разнозернистые туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфосилициты. В них выделяются две послескладчатые компоненты – прямой и обратной полярности. Первая из них обычно уничтожается при  $400$ – $450^\circ\text{C}$ , редко при  $500$ – $550^\circ\text{C}$ , другая в большинстве случаев сохраняется до  $500$ – $580^\circ\text{C}$  (рис. 5). Микроскопическое изучение пород этого района показало, что основными парагенезисами вторичных минералов в различных типах пород являются хлорит, цоизит, эпидот,

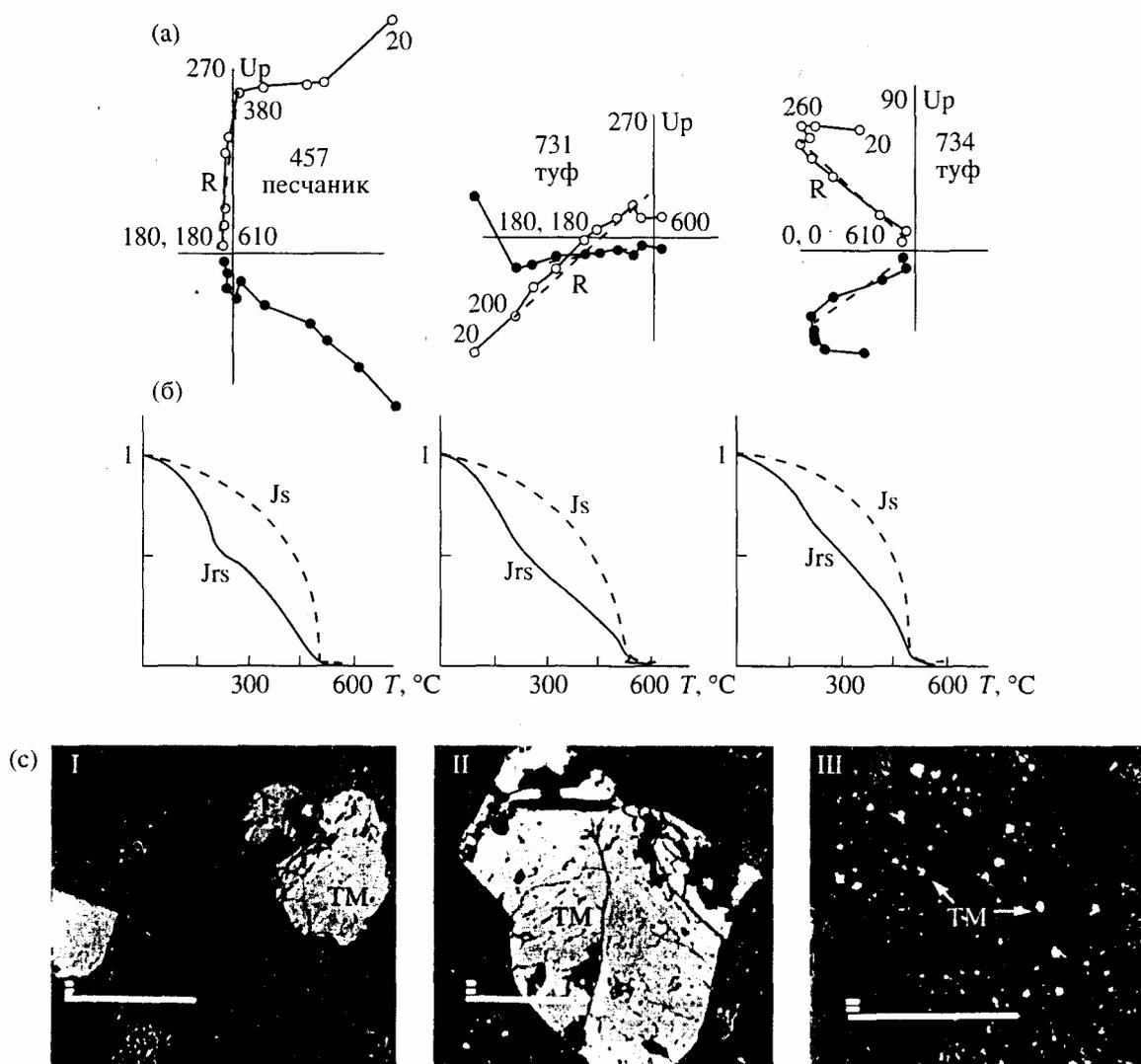


Рис. 5. Примеры диаграмм Зейдверelda (а), кривых зависимостей  $J_s$ - $T$   $J_{rs}$ - $T$  (б) и фотографии магнитных минералов (с) для туфитов хр. Майны-Какыйне. ТМ – титаномагнетит.

карбонат, альбит, редко – пренит и пумпеллеит. Такие ассоциации соответствуют средней части пренит-пумпеллеитовой субфации ( $T = 230$ – $250^\circ\text{C}$ ,  $P = 1$ – $2$  кбар).

Микрозондовое исследование магнитных зерен позволило выяснить, что они представлены титаномагнетитами двух генетических типов (рис. 5). К первому типу отнесены разные изометричные и идиоморфные зерна от первых микронов до 100 мк (рис. 5СI, II). Содержание  $\text{TiO}_2$  в них меняется от 1 до 10–14%. Во всех зернах наблюдаются трещины связанные с однофазным окислением титаномагнетитов. Второй тип – это мелкие (1–3 мкр) включения рудных минералов в полевых шпатах (рис. 5СIII). В основном это также титаномагнетиты, состав которых близок к составам титаномагнетитов первого типа. Кривые  $J_s$ - $T$ ,  $J_{rs}$ - $T$  показали, что все магнитные минералы претерпели распад до магнетита

с  $T_s$ – $550$ – $580^\circ\text{C}$ , настолько тонкий, что фазы распада не фиксируются на микроанализаторе.

В бассейне р. Хатапваям полностью перемагничены разрезы, сложенные туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, граувакками различной зернистости, пелитоморфными известняками маастрихт-палеоценового возраста. Намагниченность состоит из единственной компоненты обратной полярности, которая уничтожается при нагревах до не менее  $450$ – $500^\circ\text{C}$  (рис. 6).

Вторичные изменения выражены в развитии хлорита, участков карбонатизации, зон образования мелкозернистого пренита в ассоциации с мелкозернистым эпидотом. Указанные минеральные ассоциации формируются на пренит-пумпеллеитовой стадии метаморфизма ( $T = 220$ – $240^\circ\text{C}$ ,  $P = 1$ – $2$  кбар).

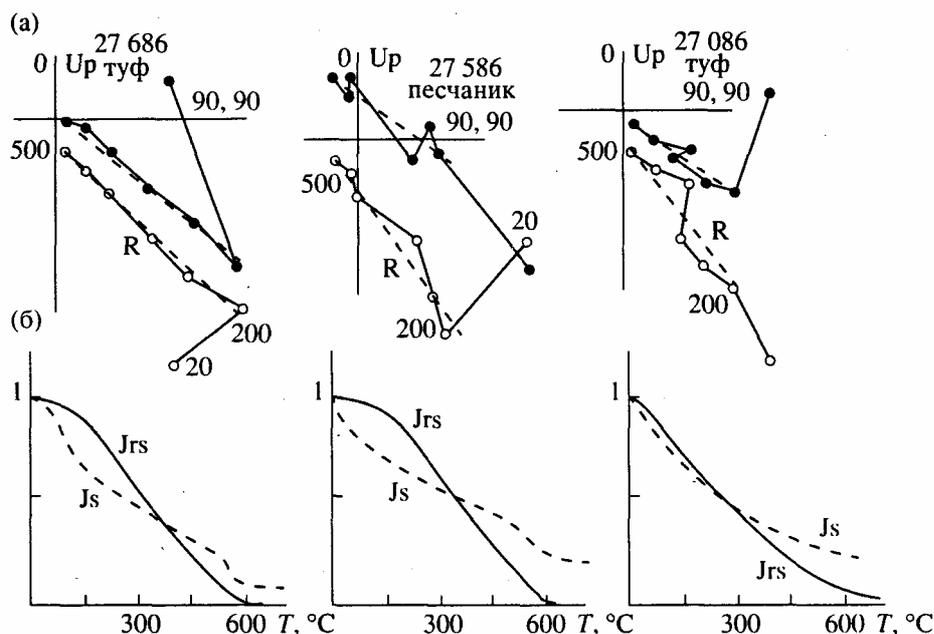


Рис. 6. Примеры диаграмм Зийдervельда (а) и кривых зависимостей  $J_s$ - $T$   $J_{rs}$ - $T$  (б) для пород бассейна р. Хатапваям.

Магнитные зерна, которые удалось наблюдать в терригенных породах из этого района, в трех шлифах представлены редкими, мелкими (менее 5 мкр) зернами титаномагнетитов, в одном — преимущественно ильменитом и редкими зернами титаномагнетита. Содержание  $TiO_2$  в титаномагнетитах от 2 до 8%, причем в некоторых шлифах содержание  $TiO_2$  практически постоянно (5–6%) во всех зернах титаномагнетитов. Кривые  $J_s$ - $T$ ,  $J_{rs}$ - $T$  указывают на присутствие только магнетита с  $T_c$ –550–575°C (рис. 6).

Толщи с доскладчатой намагниченностью выявлены в южной части Олюторского хребта (в бассейне р. Бурная, в районе мыса Вулканический), в хр. Малиновского, на Ильпинском полуострове.

В районах р. Бурной и мыса Вулканического, в основном, распространены вулканогенно-осадочные толщи позднемелового возраста. В обоих районах намагниченность пород включает одну доскладчатую компоненту, сохраняющуюся до 550–560°C (рис. 7). В бассейне р. Бурной породы представлены кристалло-витрокластическими туфами и туффитами различной зернистости, в районе мыса Вулканического — кристалло-витрокластическими туффитами, силицитами, туфосилицитами, туфоалевролитами. Породы достаточно свежие. В бассейне р. Бурной вторичные изменения характеризуются слабой пелитизацией плагиоклазов, появлением пумпеллеита, хлоритизацией и иногда карбонатизацией пироксенов и стекла. Такая ассоциация минералов могла формироваться при  $T = 190$ – $250$ °C,  $P = 1$ – $1.5$  кбар. В районе м. Вулканического вторичные минералы представлены хлоритом и пумпеллеитом, разви-

вающихся по стеклу, агрегатом сосюрита, эпидота, хлорита по плагиоклазу и пироксену. Данная ассоциация формируется в интервалах  $T = 210$ – $270$ °C,  $P = 1$ – $2$  кбар.

В результате микрондовых исследований пород бассейна р. Бурной были выявлены равномерно распределенные по породе зерна титаномагнетитов в большинстве случаев неправильной формы, часто раздробленных и разъеденных. Часто наблюдались признаки однофазного окисления. Размер зерен колеблется от 5 до 50 мк. В некоторых шлифах помимо этих равномерно распределенных отдельных зерен наблюдались скопления мелких до 2 мк зерен титаномагнетитов, а также единичные агрегаты, состоящие из магнетита, ильменита и сфена. Содержания  $TiO_2$  в титаномагнетитах колеблется от 1 до 10%, большинство зерен в скоплениях представлены низкотитанистыми (1–4%  $TiO_2$ ) титаномагнетитами.

Изучение магнитных минералов пород в районе мыса Вулканический показало, что они также представлены многочисленными зернами титаномагнетитов, видимый размер которых от 1 до 30 мкр. Встречаются и неправильные и таблитчатые зерна. Некоторые из них однородные и плотные, другие трещиноватые и рыхлые, разъеденные. Иногда наблюдаются признаки однофазного окисления. Содержание  $TiO_2$  меняется от 1–2 до 13–15%. Анализ кривых  $J_s$ - $T$ ,  $J_{rs}$ - $T$  показал, что в породах присутствует только одна магнитная фаза — магнетит с  $T_c$ –550–570°C (рис. 7).

В хребте Малиновского были исследованы эоцен-олигоценные вулканогенные островодужные толщи. Они сложены пачками слоистых разномзернистых кристалло-витрокластических и

витрокластических туфов и туффитов основного и среднего состава с многочисленными потоками подушечных массивных и миндалекаменных базальтов и андезитов с порфировой структурой. Анализ намагниченности тонких туфов, туффитов и закалочных зон лавовых потоков показал, что намагниченность включает только одну высокотемпературную компоненту (сохраняется до 550–570°C), приобретенную до деформаций толщ, и, вероятно, первичную (тест складки, тест обращения) (рис. 8).

Петрографическое изучение шлифов этих пород выявило присутствие пумпеллеита, пренита, альбита, эпидота, хлорита, иногда карбоната. Такие парагенезисы соответствуют пренит-пумпеллеитовой ступени метаморфизма при  $T = 200\text{--}240^\circ\text{C}$ ,  $P = 1\text{--}2$  кбар.

Данные микронзондовых исследований показали, что главным магнитным минералом в туфах и туффитах является титаномагнетит (рис. 8). Зерна титаномагнетитов равномерно распределены по породе. Одинаково часто встречаются как кристаллы правильной таблитчатой формы (рис. 8СII), так и изометричные зерна. Часто они внешне однородные и плотные, но встречаются и рыхлые, разъеденные зерна. Иногда наблюдаются трещины однофазного окисления. Размер титаномагнетитов от единичных до 20–30 мкр. Иногда титаномагнетиты встречаются в виде включений в альбите. Содержание  $\text{TiO}_2$  в титаномагнетитах (как в отдельных зернах, так и во включениях) меняется от 0 до 14%. Достаточно часто встречаются рыхлые, внешне сильно неоднородные агрегаты окислов железа без  $\text{TiO}_2$ , возможно, являющиеся гематитом. Иногда наблюдаются пространственно совмещенные кристаллы ильменита, и пирита, окаймленные агрегатом безтитановых окислов железа (рис. 8СI).

В базальтах также обнаружены многочисленные изометричные зерна титаномагнетитов размером до 600 мкр и редко хромитов. Иногда зерна титаномагнетитов однородные и плотные, в других случаях в них наблюдаются отчетливые признаки однофазного окисления и структуры распада, выраженные в присутствии прожилок, секущих жил или включений неправильной формы сфена в зернах титаномагнетита (рис. 8СIII). Составы титаномагнетитов как однородных зерен, так и зерен со структурами распада характеризуются содержаниями  $\text{TiO}_2$  от 4–5 до 14%.

Точки Кюри как для туффитов, так и для базальтов, рассчитанные по кривым  $J_s\text{--}T$ ,  $J_{rs}\text{--}T$  (рис. 8), распределены в интервале 500–580°C, иногда в районе 400°C наблюдаются перегибы, возможно, указывающие на присутствие магнетита. К сожалению, кривые охлаждения для этих образцов, подтверждающие эти предположения, снять не удалось из-за резкого возрастания вели-

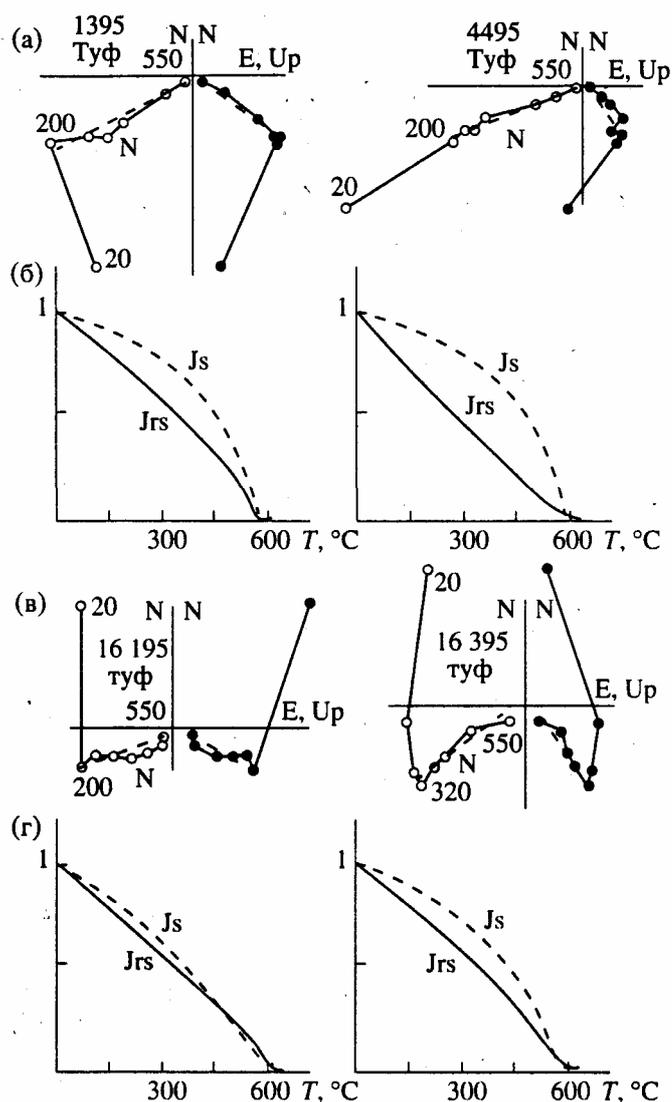


Рис. 7. Примеры диаграмм Зийдверельда (а, в) и кривых зависимостей  $J_s\text{--}T$ ,  $J_{rs}\text{--}T$  (б, г) для пород районов м. Вулканический и р. Бурная.

чины намагниченности за счет формирования магнитных новообразований при нагреве.

На Ильпинском полуострове были исследованы осадочные толщ, сложенные тонкослоистыми туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами с многочисленными горизонтами карбонатных конкреций. Возраст толщ от позднего мела до раннего олигоцена. Намагниченность пород в большинстве случаев включает одну высокотемпературную доскладчатую, и по видимому, первичную компоненту (тесты складки и обращения) (рис. 9).

Парагенезисы вторичных минералов включают цеолиты, хлорит, редко пренит, пумпеллеит по кристаллам и обломкам основного плагиоклаза и хлорит по мезостазису. Степень метаморфизма толщ не превышает цеолитовой фации, это соот-

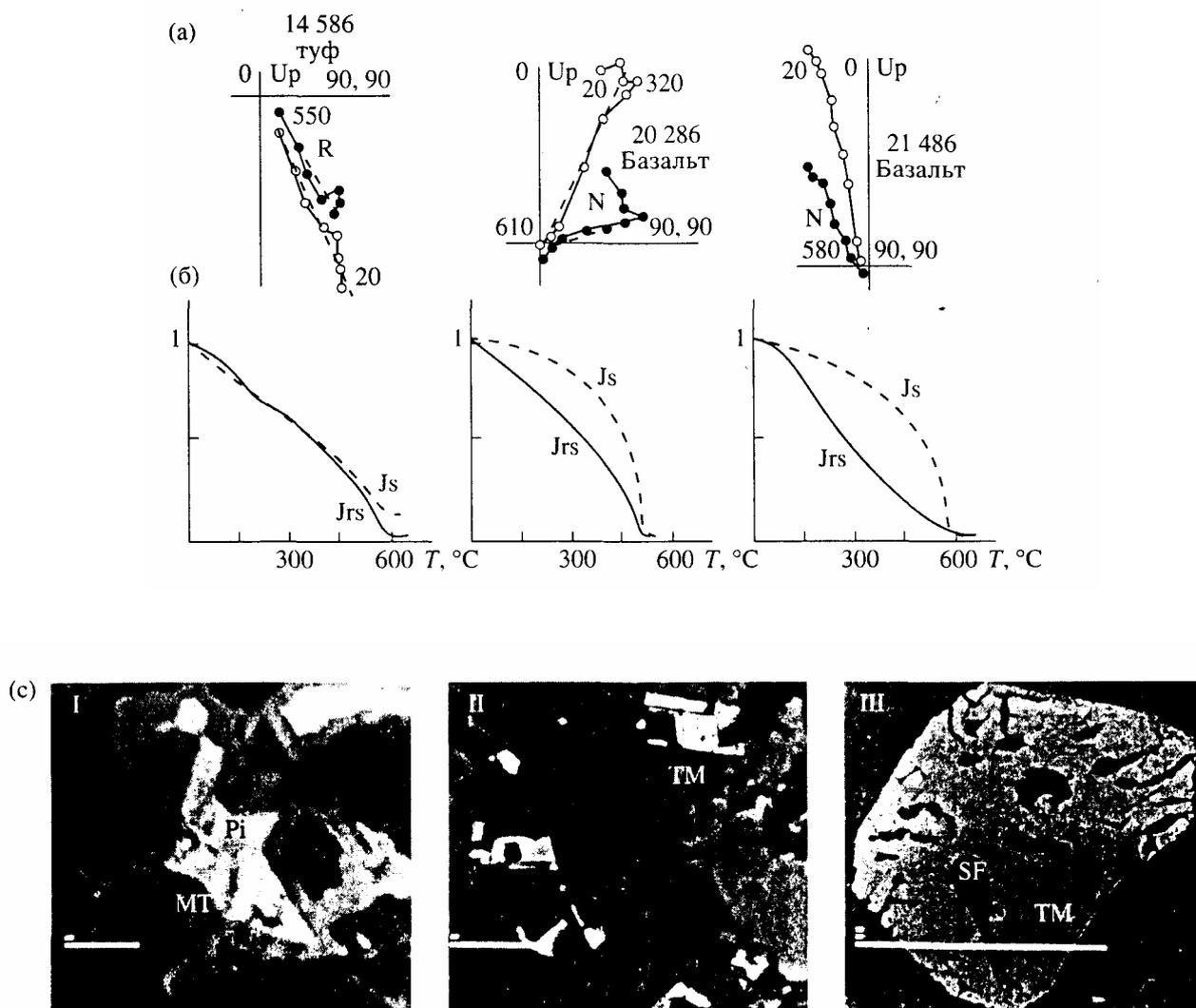


Рис. 8. Примеры диаграмм Зийдверельда (а), кривых зависимостей  $J_s$ - $T$   $J_{rs}$ - $T$  (б) и фотографии магнитных минералов (с) для вулканитов хр. Малиновского. TM, Pi, SF - титаномагнетит, пирит и сфен соответственно.

ветствует  $T = 180-200^\circ\text{C}$ ,  $P = 1$  кбар.

Магнитные минералы представлены титано-магнетитами (рис. 9С), зерна которых характеризуются изометричными и обломочными формами, размер зерен от 1-2 до 20 мкр. Титаномагнетиты иногда однородные и плотные, иногда рыхлые и трещиноватые. Иногда в зернах титаномагнетитов наблюдаются области, сложенные ильменитом. По-видимому, такие структуры связаны с распадом титаномагнетитов. Содержание  $\text{TiO}_2$  в титаномагнетитах колеблется от 4 до 15-17%. Чистый магнетит встречается редко.

Точки Кюри для большинства исследованных пород Ильпинского полуострова лежат в интервале  $500-580^\circ\text{C}$  (рис. 9).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследования перемагниченных толщ показали, что эти породы не подвергались температур-

ному воздействию выше  $200-250^\circ\text{C}$ , для района бухты Анастасии -  $200-300^\circ\text{C}$ .

В результате микронзондовых и петромагнитных исследований было выяснено, что в осадочных породах (туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, яшмы), в основном, присутствуют титаномагнетиты, редко ильменит и в некоторых породах сингенетичный гематит (красные яшмы в районе бухты Анастасии). В магматических породах (лавовые потоки базальтов и андезитов) также преобладают титаномагнетиты, помимо которых встречаются зерна ильменитов, гематит, а также продукты распада первичных титаномагнетитов (низкотитанистый титаномагнетит и сфен), по-видимому образовавшиеся при остывании лавовых потоков. Было установлено, что степень преобразований магнитных минералов в породах резко отличается в различных районах, в различных породах - в пределах одного района, и иногда даже в пределах одного типа по-

## О ПЕРЕМАГНИЧИВАНИИ ТОЛЩ ОЛЮТОРСКОГО ТЕРРЕЙН

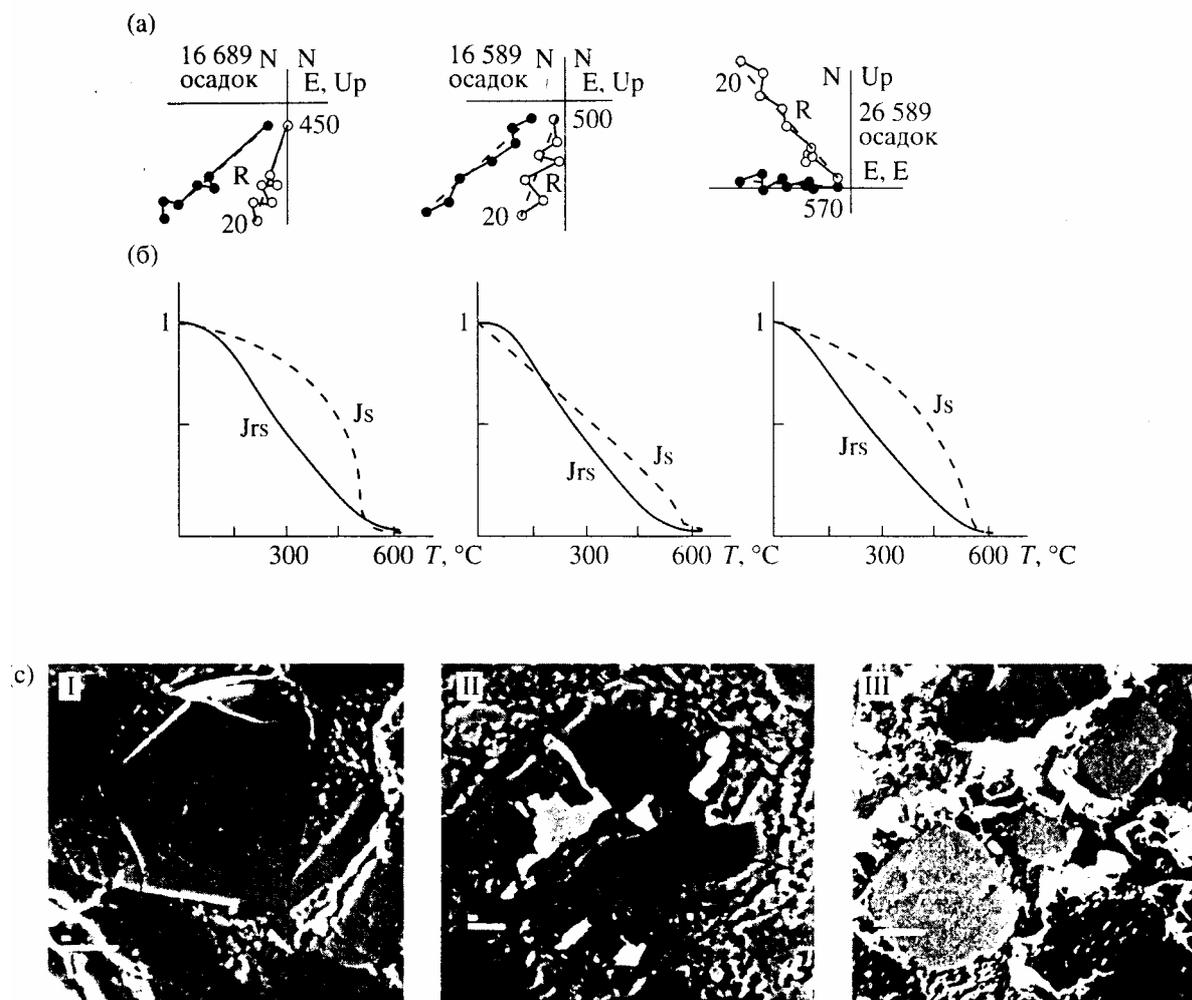


Рис. 9. Примеры диаграмм Зийдверельда (а), кривых зависимостей Js-T Jrs-T (б) и фотографии магнитных минералов (с) для осадочных пород Ильпинского полуострова.

род. В океанических лавах в бассейне р. Ничаква-ям титаномагнетиты внешне практически не изменены, они плотные, однородные, без признаков магнитного распада. Титаномагнетиты туфо-генных толщ хр. Майны-Какыйне и осадочных пород бассейна р. Хатапваям изменены в большей степени. Встречаются как однородные, так и рыхлые, резорбированные зерна титаномагнетита, часто с трещинами, свидетельствующими об их однофазном окислении. Наиболее сильные изменения титаномагнетитов обнаружены в базальтах бухты Анастасии. В них наблюдаются ярко выраженные структуры распада с формированием низкотитанистого титаномагнетита и сфена.

Среди видимых исследованных на микроанализаторе зерен не было обнаружено заслуживающих внимания концентраций чистого магнетита (по крайней мере крупнее 1 мкр), а величина намагниченности изученных образцов сильно коррелирует с частотой встречаемости перечисленных выше минералов в шлифах этих пород при

микронном анализе. Следовательно, по-видимому, именно с этими минералами связана намагниченность исследованных пород. Тем не менее, анализ кривых Js-T, Jrs-T показал, что в переманниченных породах присутствует только магнетит ( $T_c = 550-580^\circ\text{C}$ ) или гематит (в красных яшмах и иногда в лавовых потоках). Следовательно, либо большие концентрации зерен магнетита находятся за пределами разрешения микроанализатора (много меньше 1 мкр), а выявленные на микроанализаторе минералы не являются главными носителями намагниченности, либо большинство из них претерпело очень тонкий, спиноидальный распад до магнетита, возможный при относительно низких температурах [Печерский, 1975; Печерский, 1995]. По нашему мнению, наиболее вероятен второй вариант. Если это так, то необходимо предполагать, что процессы формирования вторичного аутигенного магнетита были незначительны.

Возможные температуры вторичных прогревов неперемагнитных толщ различных районов Олюторского террейна также незначительны - 200-270°C.

Микрозондовые исследования показали, что главным магнитным минералом в них также является титаномагнетит. Больших концентраций чистого магнетита не обнаружено.

Преобразования титаномагнетитов как и в перемагнитных толщах неоднородны. В бассейне р. Бурной, в районе мыса Вулканический, на Иль-пинском полуострове наблюдаются как плотные однородные зерна титаномагнетитов, без признаков распада, так и резорбированные зерна, часто с трещинами однофазного окисления. В базальтах хр. Малиновского распад более сильный с формированием прожилков и областей сфена в зернах титаномагнетитов.

Таким образом, проведенные исследования показали, что минералогические и магнитные характеристики перемагнитных и неперемагнитных пород очень близки. По-видимому, главными носителями как доскладчатой, так и вторичной послескладчатой, в большинстве случаев однокомпонентной высокотемпературной намагниченности осадочных, терригенных и вулканогенных толщ являются титаномагнетиты, явно первичного происхождения, но претерпевшие магнитный распад, и сингенетичный гематит в красных яшмах.

Вторичная намагниченность перемагнитных толщ не может быть термоостаточной, так как эти толщи не нагревались до температуры более чем 200-300°C.

Маловероятно, что намагниченность является химической, так как видимых аутигенических вторичных магнитных минералов не обнаружено, а вторичные преобразования титаномагнетитов перемагнитных и неперемагнитных толщ Олюторского террейна практически одинаковы и вряд ли значительно оторваны от времени формирования пород. Обнаруженный в некоторых лавовых потоках распад первичных титаномагнетитов до низкотитанистого титаномагнетита и сфена возможен при относительно медленном остывании этих магматических пород, а спиной-дальний распад до магнетита, выявленный во всех породах, мог произойти при незначительных прогревах пород, на стадии диагенеза при их захоронении вышележащими осадками [Печерский, 1975; Печерский, 1995]. Трудно предположить химический процесс, при котором одновременно перемagnetились бы красные яшмы с сингенетичным гематитом и магнетитсодержащие породы.

Относительно приемлемой является гипотеза о термовязкой природе этой послескладчатой намагниченности, то есть сформированной при до-

статочно длительных прогревах при относительно низких температурах.

Как видно из рис. 1, в ряде исследованных районов незначительно удаленных от фронта Ва-тыньско-Вывенского покрова (р. Хатапваям, бухта Анастасии) направления послескладчатой намагниченности незначительно смещены от направления поля перемагничивания (современное поле района), что свидетельствует о слабых деформациях толщ после приобретения вторичной намагниченности. Значит, их перемагничивание произошло после завершения перемещений по Ватыньскому покрову в миоцене и выведения на поверхность этих толщ. Следовательно, вряд ли необходимые для приобретения термовязкой намагниченности температуры, были связаны с положением толщ на определенной глубине. Если это так, то необходимо предполагать другой источник тепла, протягивающийся вдоль простирания Ватыньско-Вывенского покрова, и существовавший достаточно долгое время после его формирования. Как показано в [Чехович, 1989] главные деформации в пределах Олюторского террейна произошли в конце олигоцена - раннем миоцене. Следовательно, предполагаемый источник тепла, существовал в конце миоцена - четвертичном периоде. Возможно, необходимое для перемагничивания тепло генерировалось в магматических камерах в зоне субдукции Командорской котловины. Так как в большинстве исследуемых районах не обнаружены лавовые толщи миоцен-четвертичного возраста, то необходимо предполагать, что магматический расплав, формирующийся в камерах, не был выведен на поверхность. Необходимо отметить, что в течение миоцена-четвертичного периода неизвестны периоды прямой или обратной полярности магнитного поля Земли, длительность которых превышала бы 3 млн. лет. Следовательно, предполагаемая термовязкая намагниченность обратной (во всех районах) и прямой (хр. Майны-Какыйне) полярности должна была быть сформирована в течение этих коротких периодов времени. Это противоречит выводам о длительности процессов приобретения термовязкой намагниченности магнетитовыми и гематитовыми минеральными зернами.

## ВЫВОДЫ

Проведенные исследования метаморфических преобразований перемагнитных и неперемагнитных толщ Олюторского террейна, изучение магнитных минералов этих толщ микрозондовым и петромагнитными методами показали, что формирование вторичных послескладчатых высокотемпературных магнитных компонент перемагнитных толщ Олюторского террейна не может быть надежно объяснено ни одним из известных типов намагничивания пород. Наиболее

вероятна термовязкая природа намагниченности перемагниченных толщ. Это гипотеза требует предположения о существовании источника тепла, расположенного вдоль фронта Ватынского тектонического покрова в позднемiocен-четвер-тичное время.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 97-05-64610).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишне-вская В.С.* Тектоника Олюторской зоны. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189-217.
- Богданов Н.А., Вишне-вская В.С., Кебезинская П.К. и др.* Геология юга Корякского нагорья // М.: Наука, 1987. 168 с.
- Гапеев А.К., Артемова Т.Т.* О распаде твердых раство-ров в системе магнетит-ульвошпинель // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 12. С. 82-87.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм палеогеновых ком-плексов п-ва Ильпинский // Геотектоника. 1992а. № 5. С. 78-95.
- Коваленко Д.В.* Геологическая интерпретация палео-магнитных данных по позднемеловым и палеогеновым комплексам Олюторской зоны-. Дис. ... канд. ге-ол.-мин. наук. М.: ИЛСАН. 1992б. 21с.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм и кинематика цент-ральной части Олюторского хребта // Геотектоника. 1996. № 3. С. 82-96.
- Коваленко Д.В., Ремизова ЛЛ.* Палеомагнетизм севе-ро-западной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Физика Земли. 1997. № 7. С. 81-91.
- Ногата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 346 с.
- Печерский Д.М.* Магнетизм и условия образования из-верженных горных пород. М.: Наука, 1975. 287 с.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан. М. 1995. 293 с.
- Федорчук А.В.* Геология кремнисто-вулканогенных образований Олюторского хребта. Дис.... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН. 1985.
- Цельмович В.А.* Исследование процессов гетерофаз-ного окисления синтетических и природных титано-магнетитов. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИФЗ. 1991.
- Чехович В.Д.* Геология и геодинамические обстановки формирования складчатого обрамления малых океа-нических бассейнов. Дис. ... док. геол.-мин наук. М.: ИЛСАН. 1989.

*Статья рекомендована к печати членом редколлегии докт. физ.-мат. наук В.П. Труби-цыным.*