Д.В. Коваленко

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАМЧАТКИ И ЮЖНОЙ КОРЯКИИ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ ОКРАИННЫХ И ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES INSTITUTE OF THE LITHOSPHERE OF MARGINAL SEAS

D.V. Kovalenko

PALEOMAGNETISM OF THE GEOLOGICAL COMPLEXES IN KAMCHATKA AND SOUTHERN KORYAK HIGHLAND TECTONIC AND GEOPHYSICAL INTERPRETATIONS

MOSCOW SCIENTIFIC WORLD 2003 Д.В. Коваленко

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАМЧАТКИ И ЮЖНОЙ КОРЯКИИ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

МОСКВА НАУЧНЫЙ МИР 2003 УДК 550.384.33 ББК 26.2 К56

Коваленко Д.В.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАМЧАТКИ И ЮЖНОЙ КОРЯКИИ. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ. – М.: Научный мир, 2003. – 256 с., 7 цв. вкл.

ISBN 5-89176-202-1

В монографии проводится детальный анализ палеомагнитных и геологических данных по Камчатке и югу Корякии. Полученные в результате применения палеомагнитного метода количественные оценки широт формирования исследованных геологических толщ подтвердили гипотезу о том, что структура активной континентальной окраины (АКО) Камчатки и юга Корякин образовалась при последовательном причленении экзотических комплексов пород, которые накапливались значительно южнее их современного положения. Была реконструирована позднемеловая система островных дуг на северо-западе Тихого океана, которая протягивалась от тридцатых градусов северной широты до пятидесятых и отсекала от материка небольшие по ширине бассейны. Большое внимание уделено проблеме формирования вторичной намагниченности пород. Показано, что, скорее всего, перемагничивание пород происходит на завершающих фазах развития орогенных поясов, после главных этапов деформаций.

> УДК 550.384.33 ББК 26.2



Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 02-05-78010)

D.V. Kovalenko

PALEOMAGNETISM OF THE GEOLOGICAL COMPLEXES IN KAMCHATKA AND SOUTH-ERN KORYAK HIGHLAND. TECTONIC AND GEOPHYSICAL INTERPRETATIONS. – Moscow: Scientific World, 2003. – 256 p.

The detailed analysis of the paleomagnetic and geological data on Kamchatka and Southern Koriakia was done in the monograph. The quantitative estimates of the paleolatitudes of formation of geological complexes confirm the hypothesis on accretionary nature of investigated structures of Kamchatka and Southern Koriakia. The Late Cretaceous system of island arc was reconstructed for the West Pacific ocean. The great attention was given to the remagnetization of rocks. It was established that remagnetization of geological complexes occurred at the final stage of orogenic belt development after termination of the main deformations.

© Коваленко Д.В., 2003 © Научный мир, 2003

оглавление

введение	7
Глава 1. КРА И К	ТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАМЧАТКИ Эга корякии
Геол	югическое строение Камчатки
	Западно-Камчатская зона 9
	Малкинский выступ метаморфических пород 22
	Лесновские и хозгонские флишевые толщи 25
	Центрально-Камчатская зона 25
	Восточно-Камчатская зона 29
	Ганальский выступ метаморфических пород 41
	Хавывенский выступ метаморфических пород 43
	Центрально-Камчатская депрессия 44
	Зона террейнов восточных полуостровов Камчатки 44
	· Тюшевский прогиб 47
Геол	югическое строение юга Корякского нагорья (Олюторский
тект	онический блок) 48
	Укелаятские флишевые толщи 48
	Фронтальная зона 48
	Зона Олюторского хребта 51
	Зона Олюторского полуострова 52
	Зона Ильпинско-Пахачинского прогиба 52
	Говенская зона
	Зона аккреционной призмы 53
	Апукский грабен 53
	Апукско-Вывенский вулканический пояс 53
Геод Экзо	инамическая интерпретация геологических данных и проблема выделения лических террейнов
Глава 2. ПА. И Н	ЛЕОМАГНЕТИЗМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТОЛЩ КАМЧАТКИ ОГА КОРЯКИИ
Осн	овы палеомагнитного метода
Ист	ория изучения палеомагнетизма пород Камчатки и юга Корякии 59
Mer	одика палеомагнитных исследований
Пал	еомагнетизм геологических комплексов Камчатки
	Малкинский выступ и Центрально-Камчатская зона
	Центрально-Камчатская депрессия и пролив Литке
	Зона террейнов восточных полуостровов Камчатки

Палеомагнетизм геологических комплексов южной части Корякии	
(Олюторский тектонический блок)	114
Фронтальная зона	114
Зона Олюторского хребта	121
Говенская структурная зона	135
Зона Ильпинско-Пахачинского прогиба	138
Глава 3. АНАЛИЗ ДОСКЛАДЧАТОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ	152
Палеошироты формирования островодужных сегментов Камчатки и юга Корякии	152
Анализ склонений доскладчатой намагниченности геологических комплексов	
Камчатки и юга Корякии	158
Глава 4. МОДЕЛИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КАМЧАТКИ	
И ЮГА КОРЯКИИ	169
Сравнительный анализ перемещений террейнов Североамериканского	
и Евразиатского обрамления Тихого океана в позднем мелу и кайнозое	
(по палеомагнитным данным)	171
Глава 5. АНАЛИЗ ПОСЛЕСКЛАДЧАТОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ	188
Структурное положение перемагниченных и неперемагниченных толщ	
Камчатки и юга Корякии	188
Петромагнитные исследования возможных причин перемагничивания	188
Обсуждение полученных результатов	197
Детальное описание петромагнитных свойств перемагниченных	
и неперемагниченных пород	201
Кроноцкий островодужный сегмент	201
Говенский островодужный сегмент	203
Восточно-Камчатский и Южно-Корякский островодужные сегменты	205
Петромагнитные свойства перемагниченных пород других районов	
Камчатки и юга Корякии	222
Глава 6. ГЛОБАЛЬНЫЕ ПОЯСА ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ	234
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	238
ЛИТЕРАТУРА	240

введение

Изучение структур активных континентальных окраин материков (АКО) до сих пор является актуальным научным направлением современной геологии. В частности одной из важных проблем в рамках этого направления является выяснение причин формирования ярко выраженной неоднородности строения активных континентальных окраин, проявляющейся в сложном распределении структурных элементов и некоторых геофизических параметров, характеризующих магнетизм горных пород, гравитационные, термальные и другие поля. Очевидно, что неоднородное строение АКО связано со сложными геодинамическими процессами в этих районах. Знание закономерностей в распределениях структурных и геофизических параметров в них и причин возникновения этих закономерностей является основой для понимания геодинамической эволюции активных окраин и положения в них многочисленных и разнообразных месторождений полезных ископаемых (нефти, газа, рудных месторождений и других). Ярким примером активной континентальной окраины являются районы Камчатки и юга Корякии. В них при геологическом картировании и тематических исследованиях были выделены многочисленные зоны, различающиеся по ориентировке и характеру структур, комплексам горных пород, участвующих в этих структурах, и времени их деформаций. Во многих работах были сделаны предположения об экзотической природе многих геологических толщ Камчатки и юга Корякии. Палеомагнитные исследования в этих районах несомненно имеют большое значение так как, они дают качественно новую информацию о широтах формирования комплексов горных пород, о структурном развитии районов АКО, а также о закономерностях распределений магнитных параметров горных пород, важных для геодинамического анализа.

При использовании палеомагнитного метода планировалось решить следующие задачи:

1) Рассчитать количественные оценки широт формирования разновозрастных геологических комплексов пород, находящихся в различных структурных зонах Камчатки и юга Корякии.

 Оценить величины широтных перемещений исследованных комплексов пород, время и тип их тектонического совмещения с материком.

 На основе совместного анализа палеомагнитных и геологических данных разработать тектонические модели, объясняющие формирование структурных особенностей АКО.

 Выяснить закономерности распределений перемагниченных пород в структуре Камчатки и юга Корякии и оценить геодинамические факторы, объясняющие эти закономерности.

Материал изложенный в этой работе собирался в течение 17 лет. Автор монографии принимал участие в 13 научных экспедициях на Камчатку и юг Корякии. Было отобрано из обнажений и обработано около 4000 ориентированных образцов. Отбор палеомагнитных образцов сопровождался детальным описанием геологических разрезов и их положения в геологической структуре. Проведено описание более 1000 прозрачных шлифов горных пород. По 92 образцам проведены микрозондовые исследования магнитных минералов, в среднем по 20 зерен из образца. По нескольким сотням образцов были измерены параметры петель гистерезиса - ls, Irs, Irs/ls, Hc, Hcr/Hc, Hcr, по 93 образцам сняты зависимости Js-T, Jrs-T. Для 600-700 образцов замерены значения магнитной восприимчивости. В работе также использованы литературные данные по палеомагнетизму пород Камчатки, полученные сотрудниками ГИН РАН, ИФЗ РАН и других организаций, и опубликованные данные о геологическом строении Камчатки и юга Корякии. Проведен анализ опубликованных в мировой печати работ, касающихся проблемы перемагничивания горных пород.

В работе впервые приведены результаты детальных палеомагнитных исследований разновозрастных геологических комплексов пород из большинства структурных зон АКО Камчатки и юга Корякии. Рассчитаны кривые широтной миграции островодужных террейнов Камчатки и юга Корякии и определено время их коллизии с материком. Предложены модели, объясняющие формирование структурной неоднородности этих районов. Выяснено распределение перемагниченных и неперемагниченных пород в структуре Камчатки и юга Корякии, оценено время перемагничивания пород и проведено исследование возможных механизмов, приводящих к перемагничиванию пород. Выявлены пояса перемагниченных пород в различных регионах Мира и проведен анализ положения поясов перемагничивания в глобальных геологических структурах.

Результаты исследований, изложенные в монографии, были использованы при составлении тектонической карты Охотоморского региона масштаба 1:2500000 (ответственные редакторы Н.А. Богданов и В.Е. Хаин), которая может служить основой для геологического картирования и анализа распределения месторождений полезных ископаемых в структуре Камчатки и юга Корякии.

Автор глубоко признателен чл.-корр. РАН Н.А. Богданову и д.г.-м.н. В.Д. Чеховичу за поддержку в период сбора фактического материала и подготовки монографии и за критические замечания при обсуждении различных аспектов работы. Я благодарю д.г.-м.н. И.А. Басова, д.г.-м.н. В.И. Багина, д.г.-м.н. М.Л. Баженова, д.г.-м.н. В.С. Вишневскую, д.г.-м.н. Ю.Б. Гладенкова, д.г.-м.н. Г.З. Гурария, д.г.-м.н. А.Н. Диденко, д.г.-м.н. Г.Н. Петрову, д.г.-м.н. Д.М. Печерского, к.г.-м.н. В.Э. Павлова, д.г.-м.н. С.Д. Соколова, д.г.-м.н. Н.И. Филатову, д.г.-м.н. А.Н. Храмова, Е.Е. Чернова, к.г.-м.н. А.Е. Шанцера, к.г.-м.н. С.В. Шипунова за обсуждение работы и полезные советы, сотрудников обсерватории "Борок" за предоставление аппаратуры для петромагнитных исследований, М.И. Ильина за помощь в проведении микрозондовых исследований. Искренне благодарен Л.Л. Ремизовой, Я.Ю. Ярославцевой, Е.А. Ширяевскому за помощь в обработке материала, а также другим сотрудникам лабораторий тектоники океанической литосферы и биостратиграфии Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН и соавторам моих публикаций за поддержку и сотрудничество.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ и по гранту Президента РФ "Молодые доктора наук".

Глава 1

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

В разные годы геологическое строение Камчатки и юга Корякии изучалось сотрудниками различных организаций. С конца 30-х годов на этих территориях исследования проводили Горно-геологическое управление Главсевморпути и Камчатская комплексная экспедиция СОПС АН СССР. С 50-х годов была начата планомерная мелкомасштабная геологическая съемка, проводимая Камчатским ТГУ и НИИ геологии Арктики при участии В.А. Ярмолюка, А.И. Юдина, Ю.П. Ершова, Б.Х. Егиазарова и других геологов. В начале 60-х годов эти же организации переходят к среднемасштабной съемке и тематическим исследованиям по стратиграфии и магматизму. В отдельных районах проводилась съемка в масштабе 1:50000. В этот же период времени были проведены первые морские геолого-геофизические исследования дна Берингова моря [Удинцев, 1955]. В конце 60-80-х годов сотрудниками объединения "Аэрогеология" и ПГО "Камчатгеология" практически вся территория Камчатки и юга Корякии была покрыта среднемасштабной съемкой и продолжалось проведение крупномасштабной геологической съемки. В это же время проводились и проводятся до настоящего времени тематические исследования сотрудниками ПГО "Камчатгеология", "Аэрогеология", ИЛСАН СССР, ГИН АН СССР, ИФЗ АН СССР и других.

Камчатка и южная часть Корякии занимают крайнее к океану положение в геологических структурах Северо-Востока Азии. Тектоническое развитие этих районов во многом определялось субдукцией Тихоокеанских литосферных плит в мелу и кайнозое, а также процессами, протекавшими в Командорской и в Алеутской котловинах во второй половине кайнозоя после заложения Алеутской островной дуги.

Имеющиеся в настоящее время материалы о геологическом строении Камчатки и юга Корякии показывают сложное геологическое строение этих районов. Оно определяется тем, что на Камчатке и юге Корякии были выделены многие структурные зоны, в которых закартированы разновозрастные комплексы пород, сформированные в различных геодинамических обстановках и деформированные в разное время и в разных направлениях. Выделяющиеся в настоящее время главные элементы геологического строения Камчатки и юга Корякии, показаны на рис. 1 и 20.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАМЧАТКИ

На Камчатке выделяются Западно-Камчатская структурная зона, выступы метаморфических пород (Малкинский, Ганальский и Хавывенский), флишевые толщи лесновской серии и хозгонской свиты, Центрально-Камчатская структурная зона, Центрально-Камчатский прогиб, Восточно-Камчатская структурная зона, Тюшевский прогиб и зона террейнов Восточных полуостровов Камчатки (см. рис.1).

Западно-Камчатская зона

Западно-Камчатская структурная зона в основном сложена кайнозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными толщами, среди которых в ряде мест обнажаются блоки мезозойских пород.

Наиболее древние толщи обнажаются на полуострове Омгон (3 на рис.1) [Бондаренко, Соколков, 1990; Богданов и др., 1991; Чернов, Коваленко, 2001]. Здесь выделяются три структурные единицы – относительный автохтон, аллохтонные



Рис. 1. Схема тектонического строения Камчатки по данным [Аккреционная..., 1993; Богданов, Хаин, 2000] с дополнениями автора

1, 2 – Западно-Камчатская зона: 1 – кайнозойские осадочные толщи, 2 – выступы вулканогенно-осадочных и кремнисто-вулканогенных толщ островных дуг и окраинных морей (J_3-K) ; 3 – Западно-Камчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканический пояс (кинкильские и божедомовские вулканиты, P_2); 4 – Центрально-Камчатская зона (вулканогенные, кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи островных дуг и окраинных морей (K_2-P_1) ; 5 – выступы метаморфических пород (PZ-MZ); 6 – лесновские и хозгонские флишевые толщи $(K-P_1)$; 7 – Центрально-Камчатский прогиб (осадочные толщи (PZ-MZ); 6 – лесновские и хозгонские флишевые толщи (K_2) , вулканогенно-осадочные толщи островных дуг (K_2-P_1) и флишоидные толщи (ветловский комплекс) (P); 9 – Тюшевский прогиб (кайнозойские осадочные толщи; 10 – зона террейнов восточных полуостровов Камчатки (вулканогенно-осадочные и кремнисто-вулканогенные толщи островных дуг (K_2-P) и блоки сложного строения (K-N); 11 – Центрально-Камчатский вулканический пояс (P_3-Q) ; 12 – Восточно-Камчатский вулканический пояс (Q); 13 – разрывные нарушения: а – надвиги, 6 – субвертикальные. Цифры на схеме: 1 – Пенжинский район, 2 – Паланский район, 3 – п-ов Омгон, 4 – бассейн р. Рассошина, 5 – система хребтов Кылымс-Медвежий-Пенсантайн, 6 – п-ов Утхолок, 7 – бассейн р. Тихая, 8 – мыс Хайрюзова, 9 – Колпаковский район, 10 – Камчатский перешеек, 11 – юг Срединного хребта, 12–14 – Малкинский, Ганальский и Хавывенский выступы метаморфических пород, 15 – о. Карагинский, 16 – п-ов Шипунский



Рис. 2. Геологическая схема хребта Омгон (с использованием материалов [Богданов и др., 1991]

1 – флишоидная толща с силлами; 2 – флишоидная толща без силлов; 3 – вулканогенно-кремнистая толща; 4 – интрузии габбро; 5 – граниты; 6 – третичные осадочные толщи; 7 – пачки конгломератов; 8 – элементы залегания пород; 9 – разрывные нарушения: а – пологие, 6 – субвертикальные; 10 – геологические границы; 11 – места отбора палеомагнитных образцов; На врезке показано географическое положение хребта Омгон

пластины и палеогеновые осадочные толщи, "запечатывающие" эти структуры (рис.2).

Автохтонный комплекс представлен двумя типами толщ – флишоидными меловыми толщами без силлов, картируемыми на юге хребта, и флишоидными толщами того же возраста, насыщенными телами силлов основного и среднего состава в его северной части. Терригенные породы толщ обоих типов в основном представлены ритмично чередующимися мелкозернистыми серыми песчаниками, темно-серыми и черными алевролитами и аргиллитами. Иногда среди песчаников встречаются маломощные прослои гравелитов и конгломератов. Состав песчаников кварц-полевошпатовый. В гальках конгломератов обнаружены кремни, базальты, яшмы, а также метаморфизованные породы, отсутствующие в коренных обнажениях изученного района. Породы интенсивно дислоцированы – смяты в изоклинальные складки, разбиты на многочисленные блоки, разделенные разломами и мощными зонами дробления. В толщах обнаружены комплексы спор и пыльцы, имеющие апт-альбский и маастрихтский возраст, и радиолярии берриасваланжинского возраста [Вишневская и др., 1998]. Результаты трекового датирования по цирконам показывают 102-80 млн. лет [Соловьев и др., 2001].

Силлы габбро, диабазов и андезитов, прорывающие терригенные толщи на севере хребта, имеют мощность от первых метров до десятков метров. Признаки их участия в изоклинальной складчатости характерной для вмещающих силлы терригенных пород отсутствуют, хотя аналогичные силлам магматические тела, секущие по многочисленным разломам слоистость терригенных пачек, тоже не наблюдались. Восемнадцать из девятнадцати силлов имеют отчетливую выдержанную по простиранию пластообразную форму и согласное со слоистостью терригеных пачек залегание. Мощность терригенных пород между силлами в относительно ненарушенных частях разреза редко превышает 20 м. Контакты силлов с терригенными породами горячие. У большинства силлов наблюдается постепенный, прослеживающийся по простиранию, тектонически не сорванный переход от закалочной части силлов к обожженным вмещающим породам. Общая степень дислоцированности силлов соответствует дислоцированности кайнозойских осадочных толщ на Омгонском полуострове, которые в основном имеют моноклинальное залегание с углами падения 40-70°. Таким образом, выдержанная по простиранию пластовая форма большинства силлов, сохранившиеся отчетливые горячие контакты силлов с вмещающими породами, скорее всего, свидетельствуют о том, что силлы внедрились после плотной изоклинальной складчатости терригенных толщ.

Участие силла в изоклинальной складчатости наблюдается лишь в одном месте на побережье около мыса Бабушкина. Здесь же в пределах терригенно-силловой толщи закартирован надвиг с падением плоскости сместителя на юго-восток. Так же ориентированы осевая плоскость смятого в изоклинальную складку силла (в 500 м от подошвы надвига) и плоскости кливажа во флишоидных толщах около него. По-видимому, эти структуры фиксируют еще один этап деформаций, после формирования изоклинальной складчатости терригенных толщ и внедрения в них силлов.

Возраст силлов, определенный калий-аргоновым методом, соответствует 53±4, 67±4, 56±4, 66±4 млн. лет [Нижний палеоген..., 1997], трековый анализ цирконов из силлов показывает 60±4 млн. лет [Соловьев и др., 2001]. По химическому составу силлы соответствуют вулканитам активной континентальной окраины [Нижний палеоген..., 1997].

Породы аллохтонного комплекса представлены вулканогенно-яшмовой толщей, сложенной потоками подушечных и массивных базальтов, лавобрекчиями, яшмами, кремнистыми алевролитами и аргиллитами и туфами основного состава. Петрологическое исследование базальтов показало, что они формировались в спрединговом бассейне [Леднева, 2001, устное сообщение]. По определениям В.С. Вишневской, радиолярии, выделенные из яшм и кремнистых аргиллитов аллохтонного комплекса, имеют средне-позднеюрский возраст [Вишневская и др., 1998]. По-видимому, кремнисто-вулканогенные толщи в виде единой пластины были надвинуты с юго-востока.

Породы автохтонного и аллохтонного комплексов со структурным несогласием перекрываются морскими толщами снатольской свиты среднеэоценового возраста. В основании этих толщ залегает мощный слой базальных конгломератов. Свита сложена чередующимися слоями конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов с многочисленными горизонтами карбонатных конкреций. Залегание кайнозойских толщ в основном моноклинальное, углы падения пород до 40°, реже – до 70°, в приразломных частях иногда фиксируются складки.

В геологической структуре бассейна реки Рассошина (4 на рис.1) участвуют позднемеловые и кайнозойские комплексы пород (рис.3). Выделяются два типа позднемеловых толщ – терригеннокремнистые (ТК) и кремнисто-вулканогенные (КВ). Разрез терригенно-кремнистых толщ в нижней части представлен терригенными кварц-полевошпатовыми породами. В верхней части разреза терригенные породы без видимых несогласий сменяются толщей переслаивающихся кремней, яшм и полушечных базальтов рифтогенного типа (Сухов, устное сообщение). Терригенные толщи по зоне дробления граничат с маломощной кремнистовулканогенной пластиной (КВ), сложенной переслаивающимися кремнями, красными яшмами и



Рис. 3. Геологическая схема бассейна р. Рассошина (a) и строение исследованных геологических разрезов (б) Свиты: ir – ирунейская, mn – майначская, hlg – хулгунская. I, II – исследованные геологические разрезы

потоками базальтов, сформированными в условиях открытого бассейна (Сухов, устное сообщение). Сложно деформированные меловые толщи с резким угловым несогласием перекрываются практически недеформированными горизонтально залегающими кайнозойскими породами. Они представлены переслаивающимися пачками конгломератов и песчаников, содержащих большое количество

органики, иногда прослои углей. Из кремней терригенно-кремнистого комплекса выделены кампанмаастрихтские радиолярии [Курилов, 2001], комплексы спор и пыльцы из кайнозойского чехла показывают палеоценовый интервал накопления этих толщ.

В системе хребтов Кылымс-Медвежий-Пенсантайн (5 на рис.1) (Кузмичев, устное сообще-



Рис. 4. Схема геологического строения системы хребтов Кылымс-Медвежий-Пенсантайн

ние; материал автора) выявляется отчетливая геологическая зональность (рис.4). Наиболее западные хребты (Паншетаям и Кылымс) сложены в основном слабо метаморфизованными грубообломочными вулканогенными и кремнистыми толщами. В них выделено три пачки общей мощностью более километра. Нижняя пачка представлена плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезитами с прослоями кремней. Средняя пачка сложена преимущественно лапиллиевыми спекшимися туфами среднего и основного состава, сменяющимися вверх вулканомиктовыми песчаниками и конгломератами. Наращивает разрез верхняя пачка переслаивающихся кремней, туфов и туфопесчаников. В ряде мест фиксируются дайки диабазов, прорывающие вулканогенные толщи.

Восточнее в хребтах Медвежий и Малый Медвежий наблюдается совершенно иной характер разреза. Геологические толщи сложены мелкообломочными преимущественно пепловыми туфами, туффитами и кремнями, чередующимися без очевидных закономерностей.

Самый восточный хребет Пенсантайн сложен кремнисто-туфогенными толщами, схожими по

облику с толщами хребтов Медвежий и Малый Медвежий, но метаморфизованные более сильно в пределах фации зеленых сланцев.

Возраст толщ, оцененный по радиоляриям в шлифах, соответствует кампану – маастрихту (В.С. Вишневская, устное сообщение).

Предварительное петрографическое и петрологическое изучение вулканических пород показало, что их формирование происходило в условиях островной дуги (А.Н. Сухов, устное сообщение).

Геологическую структуру в этом районе расшифровать практически невозможно из-за слабой обнаженности. В хребтах Паншетаям и Кылымс преобладают западные падения (10-80°). В двух обнажениях задокументированы мелкие надвиги и сдвиго-надвиги с падениями плоскостей сместителя на запад. Метаморфизованные кремнисто-туфогенные толщи хребта Пенсантайн деформированы в условиях пластического течения в сложные изоклинальные складки различного масштаба. Осевые плоскости и шарниры складок ориентированы без каких-либо закономерностей.

В бассейне реки Тихой (7 на рис.1) исследовались позднемеловой вулканогенно-терригенный комплекс пород, обнажения которого протягиваются по руслу р.Тихая на 8-10 км (рис.5). Нижняя часть разреза комплекса – вулканогенная. Она сложена многочисленными телами диабазов и лав базальтов, разделенных редкими пачками кремнистых пород. Петролого-геохимические особенности базальтов показывают, что они накапливались в условиях островной дуги (Сухов, устное сообщение). Верхняя часть разреза представлена гравелитами, песчаниками разной размерности и редко горизонтами конгломератов в основном грауваккового состава. В основании терригенной толщи в гравелитах и конгломератах встречаются гальки диабазов, зеленых кремней и красных яшм размером до 10 см, свидетельствующие о размыве кремнисто-вулканогенных толщ. Радиолярии из кремней нижней части комплекса свидетельствуют о сантон-кампанском возрасте [Курилов, 2002]. Мощность нижней вулканогенной толщи около 1 км. Она слабо наклонена на северо-восток. Мощность



Рис. 5. Схема геологического строения (а) и стратиграфическая колонка (б) бассейна р. Тихая

верхней, терригенной толщи 5-6 км. Она характеризуется крутыми, до вертикальных углами падения пород. Толщи комплекса разбиты на многочисленные блоки, верхняя толща отделена от нижней мощной зоной дробления. Меловые толщи по разлому граничат с конгломератами хулгунской свиты, которые залегают практически горизонтально и, по данным геолого-съемочных работ [Мороз, 1965], имеют палеоценовый возраст.

На мысе Хайрюзова (8 на рис.1) обнажаются три разновозрастных комплекса пород: нижнемеловой терригенный, эоценовый вулканогенный и эоцен-олигоценовый осадочный (рис.6).

Нижнемеловой терригенный комплекс доступен для изучения в одном небольшом обнажении в морской террасе к северу от горы Омбон. Он сложен переслаивающимися алевролитами и аргиллитами, содержащими терригенно-карбонатные линзы и конкреции с раковинами двустворок и аммонитов [Палечек и др., 2001]. Видимая мощность не превышает 50 м.

Эоценовый вулканогенный комплекс, обнажающийся в горе Омбон, представлен толщей, сложенной многочисленными потоками миндалекаменных и массивных базальтов (мощность от первых метров до первых десятков метров), вероятно, излившихся в условиях континентальной окраины, гиалокластитами, туфо- и лавобрекчиями, среди которых иногда присутствуют прослои терригенных пород – тонко переслаивающихся алевролитов и тонкозернистых песчаников мощностью до 1,5 м. Иногда в основании таких терригенных прослоев находятся конгломераты, содержащие гальку базальтов, туфов, песчаников.

Породами эоцен-олигоценового осадочного комплекса сложены большинство морских террас на мысе Хайрюзова. Толщи комплекса представлены переслаивающимися алевролитами и аргиллитами, часто ожелезненными по поверхностям напластования. В них иногда встречаются карбонатные конкреции до 3 м в поперечнике.

Структурные взаимоотношения перечисленных комплексов неясны – контакты в основном задернованы. Толщи эоценового вулканогенного комплекса смяты в антиклинальную складку с углами падения пород на крыльях – 10–50°.

Породы эоцен-олигоценового осадочного комплекса в основном залегают в виде моноклиналей и имеют пологие углы падения. В одном месте в пределах комплекса фиксируется надвиг с круто падающей на юго-запад плоскостью сместителя (до 60–70°), в приразломной зоне толщи смяты в изоклинальные складки, осевые плоскости которых приблизительно параллельны плоскости сместителя надвига.



Рис. 6. Схема геологического строения мыса Хайрюзова

На севере Западно-Камчатской зоны в Паланском районе (2 на рис.1) авторами работы было исследовано геологическое строение бассейна р. Палана и побережья Охотского моря от Кахтанинского полуострова до Кинкильского мыса.

На большей части исследованной территории обнажаются толщи позднемелового кремнистовулканогенного комплекса. Кремнисто-вулканогенный комплекс включает два типа толщ – кремнисто-туфогенный и вулканогенный (рис.7). Кремнисто-туфогенные толщи сложены переслаивающимися серыми, зелеными, иногда черными кремнями, туфогенными песчаниками и кремнистыми алевролитами и аргиллитами. На Кахтанинском полуострове они интрудированы силлами и штоками пироксен-плагиоклазовых базальтов. Песчаники имеют вулканомиктовый состав, кварцевая кластика практически отсутствует [Кузьмичев, Сухов, 2000]. Это свидетельствует об удаленности района накопления этих толщ от источников континентального сноса. Вулканогенные толщи сложены либо туфобрекчиями, иногда лавобрекчиями базальтов, либо многочисленными силлами и штоками основного состава, внедрившихся в кремнистые пачки. Базальты в основном клинопироксеновые, менее распространены щелочные базальты,



Рис. 7. Схема геологического строения побережья Охотского моря в районе устья р. Палана (а) и в бассейне р. Анадырка (б)

андезито-базальты и андезиты. По химическому составу вулканиты образуют непрерывный ряд от известково-щелочных калиевых базальтоидов до шошонитов и имеют островодужную природу [Кузьмичев, Сухов, 2000].

Из кремнистых пород кремнисто-вулканогенного комплекса были выделены радиолярии кампанмаастрихтского возраста [Курилов, 2001; Палечек и др., 2001]. Для туфобрекчий имеются определения абсолютного возраста (K/Ar) – 72,5±3,5 и 72±3,5 млн. лет [Палечек и др., 2000].

Структура кремнисто-вулканогенного комплекса покровно-складчатая [Коваленко и др., 2002]. Кремнисто-туфогенные толщи смяты в изоклинальные складки западной вергентности. Шарниры складок характеризуются крутыми падениями, повидимому, связанными с левосдвиговыми смещениями в процессе складчатости. Тела клинопироксеновых базальтов также участвуют в складчатости. Вулканогенные толщи дислоцированы в меньшей степени и граничат с кремнисто-туфогенными по надвигам западной вергентности. В единичных местах комплекса зафиксированы непротяженные (около 100 м) зоны левых сдвигов и небольшие зоны растяжения, заполненные обломками уже деформированных в изоклинальные складки кремней. Зоны растяжения в свою очередь деформированы в складки западной вергентности.

В устье р. Палана и в районе Кинкильского мыса в геологической структуре Паланского района участвуют толщи *кремнисто-обломочного комплекса*, залегающие, вероятно, структурно ниже пород кремнисто-вулканогенного комплекса.

Наиболее ярко главные черты строения кремнисто-обломочного комплекса видны в устье р. Палана (рис.7, 8) [Коваленко и др., 2002]. Здесь



Рис. 8. Зарисовка геологического строения кремнисто-обломочного комплекса на побережье Охотского моря к северу от устья р. Палана

кремнисто-обломочные толщи залегают в виде пластин и чешуй в системе надвигов западной вергентности. Верхнее структурное положение в этой системе занимает пластина, сложенная переслаивающимися красными и зелеными кремнями с многочисленными иноцерамовыми горизонтами. Мощность пластины 200-300 м. Кремнистая пластина надвинута на сложную систему мелких (мощность до 30 м) тектонических чешуй, сложенных либо кремнистыми породами – переслаивающимися красными, зелеными и серыми кремнями, иноцерамовыми слоями, красными яшмами, либо телами лавобрекчий базальтов, либо терригенными пачками, представленными песчаниками, гравелитами и глыбовыми конгломератами и брекчиями, по-видимому, олистостромовой природы. В обломках терригенных пород зафиксированы красные и зеленые кремни, иноцерамовые породы, базальты и песчаники. Терригенные породы в ряде мест с осадочными контактами залегают на пластично деформированной в неясно слоистую массу кремнистой толще. В ней зафиксированы многочисленные обломки пород аналогичные тем, которыми сложены залегающие стратиграфически выше терригенные пачки (кремни, иноцерамовые породы, базальты, песчаники). В одном месте обнажается резко несогласный осадочный контакт терригенных пород с плоскостью сместителя верхней кремнистой пластины, свидетельствующий о том, что первые фазы надвигообразования проходили в период, когда терригенные породы еще не были литифицированы. Наиболее нижнее положение в структуре занимают опять-таки переслаивающиеся красные и зеленые кремни, вероятно, представляющие собой самостоятельную пластину. Кремнистые породы слагают около 90% объема исследованных обнажений кремнисто-обломочного комплекса. Их петрографическое изучение показало, что это чистые кремни без примеси терригенного материала (А.Н. Сухов, устное сообщение), которые, скорее всего, накапливались в окраинно-морском бассейне к западу от островодужных комплексов. Для кремней и яшм верхней и нижней пластин получены многочисленные определения возраста по радиоляриям соответствующие кампану-маастрихту. Из пластично деформированных кремнистых толщ, с обломками пород, подстилающих терригенные пачки, получены определения возраста по радиоляриям от поздней юры до позднего мела [Курилов, 2001; Палечек и др., 2001]. Породы кремнисто-обломочного комплекса разбиты на многочисленные блоки и деформированы в сложные (до изоклинальных) складки разного масштаба (от первых метров до десятков метров) с субвертикальными шарнирами. По-видимому, формирование таких складок связано с присутствием левосдвиговой составляющей во время формирования покровно-складчатой структуры. Элементы залегания пород в крыльях складок и отдельных блоках кремнисто-обломочного комплекса повсеместно близки к элементам залегания пород кремнисто-вулканогенного комплекса. Этот факт указывает, что деформации пород обоих комплексов, по-видимому, происходили в период одного и того же тектонического импульса.

Взаимоотношения меловых кремнисто-вулканогенного и кремнисто-обломочного комплексов с кайнозойскими толщами разные.

Палеоценовые толщи в Паланском районе присутствуют только в районе Кинкильского мыса и севернее устья р. Палана. Они с угловым несогласием перекрывают меловые комплексы и сложены песчаниками и конгломератами (хулгунская и анадыркская свиты) [Нижний палеоген..., 1997]. Южнее на Пятибратском мысу меловой кремнисто-вулканогенный комплекс по надвигу перекрывается толщей среднезоценовых наземных вулканитов (кинкильская свита). Еще южнее на севере Кахтанинского полуострова обнажения кремнисто-вулканогенного комплекса с размывом и угловым несогласием перекрываются, наклоненными на северо-восток, толщами палеоценового кахтанинского лавового комплекса [Нижний палеоген..., 1997]. На юге полуострова на меловые толщи надвинуты в северо-западном направлении деформированные в изоклинальные складки богатые органическим материалом песчаники, по-видимому, эоцен-олигоценового возраста. Меловые и кайнозойские породы в этой части полуострова перекрыты с резким угловым несогласием, по-видимому, неогеновыми песками и конгломератами. В конгломератах в основном присутствуют гальки кинкильских лав и в меньшей степени меловых кремней и базальтов.

Анализ геологического строения Паланского района позволяет предположить этапы формирования его структуры.

 По-видимому, наиболее ранние тектонические процессы начались в среднем мелу (возможно, в поздней юре). Они отражены в строении кремнисто-обломочного комплекса. В этот период времени началось формирование кремнистой толщи с многочисленными обломками кремней, яшм и базальтов, подстилающей обломочную толщу. Кремнистое осадконакопление доминировало над терригенным.

 Вероятно, в конце маастрихта юрско-меловые кремнистые толщи кремнисто-обломочного комплекса были деформированы и началось накопление терригенных обломочных, часто лавинного происхождения толщ, возможно, во фронте надвига.

3. Видимо, скоро после начала накопления терригенных толщ (их мощность не превышает 30 м), в маастрихте они еще в нелитифицированном состоянии были с востока перекрыты верхней надвиговой кремнистой пластиной кремнисто-обломочного комплекса. Надвигообразование протекало с левосторонней сдвиговой компонентой.

4. По-видимому, в это же время или чуть позже в покровно-складчатые деформации были вовлечены толщи кремнисто-вулканогенного комплекса. Деформации протекали в менее пластичных условиях (надвиговые зоны маркируются мощными зонами дробления и катаклаза) и характеризуются западной вергентностью с левосторонней сдвиговой компонентой.

5. Позднемеловой этап покровно-складчатых деформаций завершился в палеоцене накоплением мощных толщ конгломератов усть-анадыркской свиты.

Целенаправленные исследования кайнозойских толщ, которые обнажаются на большей части территории Западной Камчатки проводилось в нескольких районах. В Пенжинском, Паланском и Тигильском районах стратиграфические работы проводились Ю.Б. Гладенковым, А.Е. Шанцером, М.П. Антиповым, А.В. Журавлевым и другими [Эоцен западной..., 1991; Нижний палеоген..., 1997; Антипов и др., 1997]. Строение более южного Колпаковского района было выяснено при изучении керна поисковых скважин на нефть [Тузов и др., 1997; Антипов и др., 1997].

Палеоценовые осадочные толщи Пенжинского района, отнесенные к чемурнаутской серии [Эоцен западной..., 1991; Нижний палеоген..., 1997], сложены переслаивающимися в разных пропорциях песчаниками, алевролитами и аргиллитами, часто с углями и многочисленными горизонтами конгломератов и гравелитов. Конгломераты и гравелиты залегают с размывом, в их обломках присутствуют вулканические породы, кварциты, яшмы, песчаники, кремни. Некоторые толщи серии прорываются силлами и дайками базальтов, калий-аргоновый возраст которых 48,5±1,5 млн.лет. Палеоценовые толщи с размывом и резким угловым несогласием перекрыты осадочными отложениями снатольской свиты, вулканитами кинкильского и божедомовского комплексов. В основании снатольской свиты залегают конгломераты, которые перекрыты песчаниками, гравелитами, алевролитами. Возраст пород свиты оценивается как среднеэоценовый. Изотопные датировки вулканитов божедомовского комплекса также попадают в интервал среднего эоцена – 48,7±1,7млн. лет; 49±1,25млн.лет.

В Паланском районе к палеоценовому интервалу относятся анадыркская и кахтанинская толщи [Эоцен западной..., 1991; Нижний палеоген..., 1997]. Первая из них сложена конгломератами в основании, в средней части – песчаниками, алевролитами, углистыми алевролитами, в верхней части - ингимбритами. В разрезе описаны несколько горизонтов конгломератов, в гальках которых найдены базальты, габбро, ингимбриты, туфы, алевролиты, песчаники. По флоре возраст толщи соответствует данию - раннему палеоцену, определение калий-аргонового возраста ингимбритов дает 53±1.4 млн. лет. Кахтанинская толша, согласно залегающая на анадыркской, сложена наземными вулканитами (базальтами, дацитами, редко их туфами). Калий-аргоновый возраст базальтов кахтанинской толщи соответствует 49±1,9 млн. лет. Ю.Б. Гладенков, А.Е. Шанцер и другие [Эоцен западной..., 1991; Нижний палеоген..., 1997] отдают предпочтение датировкам, полученным по флоре и фауне, и относят обе толщи к палеоцену.

В разных местах палеоценовые толщи с размывом и угловым несогласием перекрыты породами усть-анадыркской свиты, представленной песчаниками и алевролитами с растительным детритом и горизонтами конкреций, песчаниками, гравелитами и алевролитами снатольской свиты, а также вулканитами кинкильского комплекса. Возраст первых двух свит по моллюскам и фораминиферам оценен как среднезоценовый, из вулканитов кинкильской свиты получены определения калий-аргонового возраста – $46\pm1,6$; $37\pm0,6$; $43\pm4,7$; $46,5\pm0,8$; $41\pm1,3$ млн. лет.

Осадочные толщи ковачинской и аманинской свит, первая из которых рассматривается как позднезоценовая, вторая – как позднезоцен-олигоценовая, согласно залегают на среднезоценовых толщах.

В Тигильском районе выделяются утхолокский вулканогенный комплекс, свита мыса Зубчатого, хулгунская, сосопханская, снатольская и ковачинская свиты [Эоцен западной..., 1991; Нижний палеоген..., 1997].

Вулканиты утхолокского комплекса распространены на Утхолокском полуострове. Они являются субаэральными, местами субаквальными и представлены дифференцированной известково-щелочной серией пород: двупироксеновыми базальтами, амфиболовыми андезитами, липаритами типичных для активной континентальной окраины. Характерно большое количество грубой пирокластики – агломератовых туфов и псефитовых разностей среднего состава. Возраст пород вулканогенного комплекса определялся K-Ar методом, были получены следующие датировки – 60±4; 61±5; 56±4; 63±4; 64±4 млн. лет [Нижний палеоген..., 1997].

Терригенные породы свиты мыса Зубчатого, согласно залегающие на вулканитах утхолокского комплекса, представлены переслаивающимися песчаниками, аргиллитами, алевролитами. Часто встречаются угли. Песчаники и алевролиты по составу отвечают кварц-полевошпатовым разностям, часто с примесью вулканомиктового и, иногда, ювенильного материала. Возраст свиты по комплексам флоры считается палеоценовым [Нижний палеоген..., 1997].

Толщи утхолокского комплекса и свиты мыса Зубчатого в разной степени дислоцированы и разбиты на блоки. Углы падения пород часто близки к вертикальным. В районе мыса Зубчатого закартирована тектоническая пластина, сложенная вулканогенными породами утхолокского комплекска, надвинутая с юго-запада на терригенные породы свиты мыса Зубчатого. В принадвиговых зонах фиксируются изоклинальные складки [Нижний палеоген..., 1997].

Разрезы хулгунской и сосопханской свит, выделяемых в бассейне р. Кавача и р. Снатол, сложены песчаниками, алевролитами, с остатками флоры и пачкамим конгломератов, залегающих с размывом на нижележащих слоях. В гальках конгломератов обнаружены кремни, кварциты, метапесчаники, метабазальты, туфы, габбро, габбро-сиениты, граниты, песчаники, алевролиты. Возраст сосопханской свиты по моллюскам и флоре определен как датско-палеоценовый, возраст хулгунской свиты как датский.

Палеоценовые породы с размывом и угловым несогласием перекрыты морскими осадочными толщами снатольской и ковачинской свит средне-, верхнезоценового возраста, сложенными в основном песчаниками, конкрециями и реже алевролитами и аргиллитами.

Осадочные толщи Колпаковского района исследовались в керне поисковых скважин на нефть [Тузов и др., 1997]. В нем снизу вверх выделяются Тигильская серия, Ковачинская свита и Воямпольская серия.

Тигильская серия разделяется на хулгунскую (внизу) и снатольскую (вверху) свиты. Хулгунская свита распространена только на юге района. Там она представлена конгломератами и песчаниками. Конгломераты разногалечные, включают обломки эффузивов, терригенных и кремнистых пород. В отложениях хулгунской свиты не обнаружено органических остатков, позволяющих обосновать ее возраст. Снатольская свита согласно залегает на хулгунской и представлена однообразной толщей терригенных пород: песчаников, алевролитов, углистых аргиллитов с прослоями гравелитов, конгломератов, единичными прослоями пепловых туфов. В породах свиты обнаружена палинофлора, остатки фораминифер и двустворок, показывающих эоценовый возраст толщ.

Ковачинская свита представлена ритмично переслаивающимися алевролитами и аргиллитами, иногда песчаниками. По фораминиферам и палинофлоре принимается верхнезоценовый возраст свиты. Залегание ковачинской свиты на снатольской предполагается согласным. Воямпольская серия представлена глинисто-кремнистыми и кремнистыми алевролитами, включающими фораминиферы олигоцен-среднемиоценового возраста, моллюски и палинофлору олигоцена. Воямпольская свита залегает согласно на породах ковачинской свиты в восточной части прогиба и с несогласием на породах снатольской свиты – на западе прогиба.

Главные выводы о строении Западно-Камчатской зоны

 В структуре Западно-Камчатской зоны присутствуют мезозойские аллохтонные комплексы пород и неоавтохтонные кайнозойские толщи, перекрывающие мезозойские комплексы.

 Мезозойские толщи, залегающие в покровно-складчатой структуре Западной Камчатки, формировались в разных геодинамических обстановках. Меловые терригенные кварц-полевошпатовые толщи, обнажающиеся на хребте Омгон и в бассейне р. Рассошина, скорее всего, накапливались на шельфе и склоне окраины материка и занимают нижнее положение в структуре Западной Камчатки. Юрско-меловые кремнистые и кремнисто-вулканогенные комплексы, распростаненные на хребте Омгон, в бассейне р. Рассошина и в устье р. Палана, формировались в условиях открытого бассейна. Как видно на хребте Омгон и в бассейне р. Рассошина, они залегают структурно выше терригенных толщ и, вероятно, были надвинуты на них с востока.

В бассейне р. Тихая, в системе хребтов Кылымс-Медвежий-Пенсантайн и в Паланском районе обнажаются позднемеловые вулканогенно-осадочные и кремнистые толщи, сформированные в условиях островной дуги. В Паланском районе отчетливо видно, что островодужные комплексы надвинуты в западном направлении на кремнистые толщи, накапливавшиеся в открытом бассейне.

3. Покровно-складчатая структура Западно-Камчатской зоны, вероятно, была сформирована в маастрихте-дании.

Временной интервал ее формирования может быть оценен на хребте Омгон, в бассейне р. Рассошина и в устье р. Палана. В этих районах наиболее молодые маастрихтские толщи, участвующие в покровно-складчатой структуре, перекрываются слабо деформированными палеоценовыми молассовыми песчанико-конгломератовыми толщами или интрудированы постскладчатыми палеоценовыми силлами.

 Формирование покровно-складчатой структуры происходило с левосторонней сдвиговой компонентой.

5. На границе палеоцена и эоцена произошел новый этап деформаций. В результате палеоценовые толщи Западной Камчатки были смяты в основном в простые складчатые формы. Завершение деформаций связанных с этим тектоническим импульсом произошло к среднему эоцену.

6. В среднем эоцене началось излияние наземных вулканитов Кинкильской свиты и накопление морских осадочных толщ снатольской свиты, которые залегают на более древних комплексах с размывом и угловым несогласием. Вероятно, в миоцене эти толщи были в свою очередь деформированы, причем в ряде районов (например, на Кахтанинском п-ове и горе Омбон) в изоклинальные складки и с размывом перекрыты миоценовыми конгломератами и песками.

Малкинский выступ метаморфических пород

Малкинский выступ метаморфических пород закартирован на юге Камчатки (12 на рис.1). Его строение изучалось при проведении крупномасштабной геологической съемки, осуществленной геологами ПГО "Камчатгеология", а также при геологической съемке масштаба 1:50000, проведенной в междуречье рек Ича-Облуковина В.Н. Лукьяновым и М.Е. Бояриновой. В северной части выступа (междуречье Ича-Облуковина, бассейны рек правая и левая Андриановки) выполнялись тематические работы разными исследователями: Е.М. Ерешко, Г.В. Жегалова, В.Н. Лукьянов, И.А. Сидорчук, М.Н. Шапиро, А.Е. Шанцер, А.И. Ханчук, И.А. Тарарин, В.И. Виноградов, В.П.Зинкевич, Н.В. Цуканов, А.В. Рихтер, Г.Е. Бондаренко, Н.Б. Кузнецов и другие. В результате этих работ было выполнено стратиграфическое расчленение метаморфических и неметаморфизованных толщ этих районов, показано их сложное покровно-складчатое строение, получены возрастные пределы и геодинамические обстановки формирования толщ. Тем не менее, до сих пор взгляды на строение Малкинского выступа сильно различаются.

По описаниям А.И. Ханчука [1983, 1985], И.А. Тарарина [1981, 1988], А.В. Рихтера [1991] метаморфические толщи Малкинского выступа делятся на два структурных яруса. Нижний ярус, имеющий условно нижнепалеозойский возраст, представлен породами колпаковской серии, а палеозойско-мезозойские отложения верхнего яруса, с размывом и угловым несогласием залегающие на нижнем, сложены породами малкинской серии, квахонской, алисторской и стопольниковской свит [Ханчук, 1985; Бондаренко, 1997].

По мнению А.И. Ханчука [1983, 1985] и И.А. Тарарина [1981] колпаковская серия представлена первично вулканогенно-граувакково-глинистыми породами, впоследствии метаморфизованными до высокобарической амфиболитовой фации метаморфизма. Породы колпаковской серии сильно дислоцированы [Рихтер, 1991]. В замках складок присутствуют гранитные инъекции, предположительно синскладчатого происхождения. Из гнейсов колпаковской серии выделены обломочные цирконы с возрастом 2,8–2,5, 1,7–2,1, 1 млрд. лет, 460–175, 150–120, 96–75 млн. лет, а также метаморфические цирконы с возрастом 47–53 млн. лет. Абсолютный возраст метаморфизма пород, преобразованных в гнейсы и кристаллические сланцы колпаковской серии, определенный рубидий-стронциевым методом, составляет 140–120 млн. лет [Виноградов и др., 1988, 1991; Константиновская, 2002].

Породы колпаковской серии прорываются гранитами крутогоровского комплекса. По мнению А.В. Рихтера [1991] возраст гранитов крутогоровского комплекса моложе 140–120 млн. лет (неоком), поскольку они прорывают образования колпаковской серии, но должен быть древнее возраста отложений малкинской серии, залегающих на гранитах с размывом.

Наиболее представительный разрез малкинской серии обнажен в истоках р. Крутогорова, где на размытой поверхности гранитоидов крутогоровского комплекса несогласно залегают (снизу вверх) породы шихтинской, андриановской, хейванской и химкинской свит [Ханчук, 1983; Рихтер, 1991].

К основанию шихтинской свиты, сложенной гранат-слюдистыми апотерригенными кристаллосланцами, приурочен маломощный (до 1,5 м) горизонт метадресвяников и метагравелитов с галькой подстилающих гранитоидов и пород колпаковской серии. Андриановская свита представлена продуктами амфиболитового и зеленосланцевого метаморфизма основных и ультраосновных вулканитов и их субвулканических аналогов при резко подчиненной роли апотерригенных пород. Хейванская свита состоит из апопелитовых и в меньшей степени апоалевролитовых и апопсаммитовых пород, метаморфизованных до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Химкинская свита чаще всего представлена чередующимися в разрезе основными и средними вулканитами (в основном туфами), кремнистыми и осадочно-вулканогенными породами, превращенными в различные зеленые сланцы. На некоторых участках в составе свиты преобладают ультраосновные вулканиты, а на правобережье р. Квахоны свита сложена основными, средними и кислыми вулканитами. По мнению И.А. Тарарина толщи малкинской серии представляют собой согласную стратиграфическую последовательность.

Оцененная И.А. Тарариным температура метаморфизма малкинской серии варьировала в интервале 700–500°С. Условия глубинности метаморфизма колпаковской и малкинской серий отвечают давлению 4–7,5×10⁸ Па.

Рубидий-стронциевые датировки показывают позднемеловой-палеоценовый (55-70 млн. лет [Виноградов и др., 1988]) возраст метаморфизма пород малкинской серии.

В строении алисторской свиты [Ханчук, 1983; Бондаренко, 1997; Кузнецов, 1994] участвуют в основном вулканогенные и обломочные породы ультраосновного и основного состава: потоки и силлы пикритов и пикрито-базальтов, гиалокластиты и туфы ультраосновного и основного состава, глинисто-кремнистые сланцы. Степень метаморфизма пород в основном не превышает зеленосланцевой, но иногда породы алисторской свиты метаморфизованы вплоть до эпидот-амфиболитовой субфации метаморфизма. Нижний контакт отложений свиты – повсеместно тектонический.

Глинисто-песчано-кремнистые сланцы стопольниковской свиты, возможно, согласно залегают на толщах алисторской свиты [Бондаренко, 1997; Кузнецов, 1994]. Залегающие выше с угловым несогласием островодужные юрско-раннемеловые вулканиты среднего и основного состава квахонской свиты содержат ксенолиты мафических пород, среди которых диагностированы метапикриты. Вулканогенно-осадочные островодужные толщи квахонской свиты метаморфизованы до зеленых, иногда глаукофановых сланцев. По мнению Г.Е. Бондаренко [1997] толщи верхнего структурного яруса выстраиваются в последовательности, отличной от той, которая была предложена А.И. Ханчуком и И.А. Тарариным. Были сделаны предположения об одновозрастности шихтинской и хейванской свит (девон-пермь), андриановской, алисторской и химкинской свит (триас) и стопольниковской и квахонской свит (юра – ранний мел). Малкинская серия расматривается как псевдостратифицированный пакет тектонических чешуй, сложенных породами свит [Бондаренко, 1997; Рихтер, 1991]. Еще одна стратиграфическая схема метаморфических толщ предложена Н.Б. Кузнецовым. Среди этих толщ он выделяет два стратиграфических уровня: 1 - позднеюрско-раннемеловой (квахонский, стопольниковский и колпаковский комплексы) и 2 – меловой (кихчикский, алисторский и дукукский комплексы). В дукукский комплекс объединены интрузии основных и ультраосновных пород. В толщах Малкинского выступа Г.Е. Бондаренко с соавторами [1993, 1997] закартировали синкинематические тела плагиогранитов (возраст 65±10 млн. лет), приуроченные к тектоническим контактам шихтинской и андриановской свит. Степень метаморфизма плагиогранитов и вмещающих их пород одинаковая.



Рис. 9. Геологическая схема междуречья Ича-Облуковина [Зинкевич и др., 1994]

1 – аллювиальные, озерные и ледниковые отложения (Q); 2 – вулканогенно-осадочные образования (P_3 –Q); 3 – кирганикская свита: вулканогенно-осадочные толщи; 4–6 – ирунейский комплекс, туфогенная толща: 4 – туфы и туфобрекчии основного и среднего состава, реже туфопесчаники и туфоалевролиты, 5 – туфоалевролиты, туфоаргиллиты, алевритовые и псаммитовые туфы основного и среднего состава, кремнистые туфоаргиллиты, 6 – нерасчлененные отложения; 7 – ирунейский комплекс, глинисто-яшмовая и глинисто-кремнисто-туфогенные толщи нерасчлененные: туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые туфоалевролиты, кремнистые алевролиты, аргиллиты, кремни, яшмы, реже туфы основного и среднего состава, базальты; 8 – хозгонские флишевые толщи; 9 – барабская свита: конгломераты, конглобрекчии, гравелиты, песчаники, алевролиты, туфы основного и среднего состава; 10 – метаморфические образования малкинской серии; 11 – гранитоиды (N); 12 – субвулканические тела среднего и кислого состава (N); 13 – разрывные нарушения: a - субвертикальные, 6 – надвиги

В пределах Малкинского выступа также закартированы толщи барабских конгломератов (рис.9). Барабская свита представлена континентальными терригенными породами, местами несогласно залегающими на метаморфических породах химкинской и хейванской свит и на практически неметаморфизованных кремнистых пачках, по облику схожих с кремнями мезозойских толщ Западно-Камчатской зоны (Шанцер, устное сообщение). В районе г. Барабы, по данным М.Н. Шапиро и др. [1986], она имеет двучленное строение. Нижняя толща (мощностью 120 м) в основном состоит из туфогенных и вулканомиктовых конгломератов и конглобрекчий эффузивов среднего и кислого, реже основного состава с прослоями туфов среднего и кислого составов. Верхняя толща (мощность 600 м) представлена полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками. Грубообломочные породы преобладают в нижней, а тонкообломочные в верхней части разреза. Характерной особенностью верхней толщи является резкое увеличение доли обломков метаморфических пород.

По листовой флоре хорошей сохранности для нижней части толщи А.И. Челебаевой [Шапиро и др., 1986] было сделано заключение о ее кампанмаастрихтском или даже палеоценовом возрасте.

Главные выводы о строении Малкинского выступа

 В строении Малкинского выступа принимают ют участие разновозрастные и в различной степени метаморфизованные комплексы пород, сформированные в различных геодинамических условиях.

2. Первый этап деформаций и метаморфизма и гранитизации толщ колпаковской серии произошел 140–120 млн. лет назад. Второй тектонический импульс проходил на границе мела и палеогена. Он фиксируется по времени формирования синкинематических гранитных интрузий, метаморфизма пород и времени накопления барабских конгломератов. Еще один этап фиксируется по возрасту метаморфических цирконов из колпаковской свиты, он соответствует раннему эоцену.

Лесновские и хозгонские флишевые толщи

В тектоническом обрамлении Малкинского выступа участвуют флишевые толщи хозгонской свиты. Похожие флишевые толщи обнажаются на Камчатском перешейке (лесновская серия).

Хозгонская свита в нижней части сдожена алевропелитовыми туфами и кремнистыми туффитами с редкими прослоями тонкозернистых песчаников, кремней, кремнеобломочных пород и базальтов. Породные ассоциации ее верхней части сложены темно-серыми алевролитами и кварц-полевошпатовыми песчаниками, среди которых изредка встречаются отдельные пласты конгломератов [Зинкевич и др., 1994].

Лесновская серия сложена черными глинистыми сланцами, серыми алевролитами и песчаниками. Песчаники имеют полимиктовый состав с преобладанием в обломках плагиоклазов и кварца. Характерно отсутствие туфогенного материала [Шанцер и др., 1985].

Для пород хозгонской свиты и лесновской серии характерна турбидитоподобная ритмичность. Видимо, это были осадки мутьевых потоков, осаждавшихся в глубоководной обстановке [Гречин, 1979; Аккреционная..., 1993]. В кремнях хозгонской свиты обнаружен богатый комплекс радиолярий, характерных для среднего-позднего кампана [Шапиро и др., 1986]. Возраст флишевых пород лесновской серии определяется по наннопланктону как средний эоцен [А.В. Соловьев, устное сообщение] и поздний мел [Устинова, 2001], а по трекам цирконов – 42–44 млн. лет [Соловьев и др., 2001). Флишевые толщи интенсивно дислоцированы в сложные изоклинальные складки западной и северо-западной вергентности.

В обрамлении Малкинского выступа флишевые толщи в виде тектонической пластины (Хозгонская) надвинуты с востока на метаморфические породы [Зинкевич и др., 1994]. На флишевые толщи хозгонской свиты в районе Малкинского выступа и лесновской серии на Камчатском перешейке с востока надвинуты пакеты тектонических пластин и чешуй позднемеловых и раннепалеогеновых пород, сформированных в условиях островной дуги и окраинного моря. Они объединяются в Центрально-Камчатскую структурную зону.

Центрально-Камчатская зона

На юге Камчатки, в восточном обрамлении Малкинского выступа (11 на рис.1) в структуре Центрально-Камчатской зоны участвуют *ируней*- ский комплекс пород и толщи кирганикской свиты [Зинкевич и др., 1994] (см. рис.9).

В строении ирунейского комплекса выделяются глинисто-яшмовая (мощность не известна), глинисто-кремнисто-туфогенная (мощность 300 м) и туфогенная (мощность 300-400 м) толщи с тектоническими контактами между ними. Особенности петрографии, литологии и химического состава пород глинисто-яшмовой и глинисто-кремнистотуфогенной ассоциаций [Зинкевич, 1994; Константиновская, 1997] ирунейского комплекса позволяют заключить, что их формирование происходило в одном палеобассейне, но на разном расстоянии от вулканического источника, поставлявшего туфогенный материал. Глинисто-яшмовая толща формировалась в условиях открытого бассейна в его центральных частях, а глинисто-кремнисто-туфогенная толща - в краевых частях этого палеобассейна, на склонах и у подножия вулканических построек.

Возраст пород, относимых к ирунейскому комплексу, определяется как сантон-кампанский на основании определений фауны иноцерамов [Ротман, 1961] и кампан-маастрихтский по радиоляриям [Шапиро и др., 1986].

Кирганикская свита разделена на две части [Зинкевич и др., 1994]. Нижняя часть кирганикской свиты (мощность 300-400 м) сложена ритмично чередующимися разнозернистыми туфопесчаниками и туфоалевролитами. Нередко здесь фиксируются пачки туфобрекчий. Верхняя часть кирганикской свиты (мощность 300-400 м), согласно надстраивающая нижнюю, представлена грубообломочными туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфами и лавами базальтов и андезитов. По химическому составу эффузивы кирганикской свиты, относятся к щелочным и субщелочным разностям [Ротман, 1961, 1963; Флеров, Колосков, 1976] шошонитовой серии островных дуг [Федоров, 1990]. Возраст пород кирганикской свиты по ископаемой флоре был определен как сенонский или сенонскодатский [Ротман, 1961], по бентосным фораминиферам – маастрихтский [Поздеев, Петрина, 1984], по радиоляриям – маастрихт-датский (?) [Зинкевич и др., 1994].

Сходство петрографического состава пород туфогенной толщи ирунейского комплекса с породами кирганикской свиты и их пространственная близость позволяют предположить, что их формирование происходило в пределах одной островодужной палеоструктуры. В тектоническом отношении, по данным В.П. Зинкевича с коллегами [1994], структура Центально-Камчатской зоны на юге Камчатки (см. рис.9) представляет собой систему смятых покровных пластин (Андриановская система тектонических покровов). Пластины сложены породами ирунейского комплекса (ирунейская пластина) и кирганикской свиты (кирганикская пластина), и надвинуты с востока вместе с флишевыми толщами хозгонской серии (хозгонская пластина) на метаморфические образования и барабские конгломераты.

Неоавтохтонные отложения на юге Камчатки представлены субгоризонтально залегающими вулканогенно-осадочными образованиями (P₃-Q), разбитыми новейшими субвертикальными нарушениями [Зинкевич и др., 1994].

На севере Камчатки, на Камчатском перешейке (10 на рис.1) структуру Центрально-Камчатской зоны формируют пакеты тектонических пластин вулканогенных, кремнисто-вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород ирунейской свиты, надвинутых с востока на флишевые толщи лесновской серии в виде пологого Ирунейского покрова [Шанцер и др., 1985; Федорчук и др., 1992] (рис.10, 11).

В аллохтонных толщах А.Е. Шанцер с соавторами [1985] выделял три стратиграфические единицы (снизу вверх): яшмово-базальтовую, кремнисто-диабазовую и эффузивно-обломочную, которые последовательно надстраивают друг друга. В качестве неоавтохтона рассматривались эоценовые вулканиты кинкильской свиты [Шанцер и др., 1985]. А.В. Федорчук с коллегами [1992] не обнаружил стратиграфических контактов перечисленных выше аллохтонных толщ и выделил в этом районе ряд различных по составу и возрасту геологических комплексов, слагающих самостоятельные тектонические покровы (с востока на запад): "метаморфический", энингский, ирунейский и валоваямский.

"Метаморфический" комплекс пространственно связан с лесновской серией и образован серией субмеридионально ориентированных тектонических чешуй мощностью от первых десятков до нескольких сотен метров, иногда круто падающих (70–90°) на восток и на запад. В составе чешуй представлены метаофиолиты (ультрамафиты, габброиды и габбро-амфиболиты, диабазовые дайки с односторонними закалочными зонами и базальты с реликтами подушечной отдельности), метаморфизованные до зеленых сланцев туфогенно-



Рис. 10. Схема геологического строения Камчатского перешейка [Федорчук, Извеков, 1992] 1. 2 – неоавтохтон: 1 – неогеновые образования. 2 – вулканиты кинкильской свиты; 3 – валоваямский комплекс: а – стратифицированные образования, б – интрузивные тела; 4 – ирунейский комплекс; 5 – энингский комплекс, вне масштаба; 6 – "метаморфический" комплекс: 7 – лесновский комплекс; 8 – несогласные контакты; 9 – надвиги (а) и крутопадающие разломы (б); 10 – положение геологических разрезов; 11 – местоположение проб на К-Аг возраст. На врезке – положение района работ в Корякско-Камчатском регионе: I – Корякско-Западно-Камчатский блок, II – Олюторско-Восточно-Камчатский блок, III – Андриановско-Ватынский тектонический шов, IV – район работ



Рис. 11. Геологические разрезы через междуречье Левой (a) и Правой (b) Лесной, горы Энинг (b) и бассейн р. Валоваям (c) [Федорчук, Извеков, 1992]

I – позднекайнозойские отложения; 2 – лесновский комплекс; 3–5 – "метаморфический" комплекс: 3 – метаофиолиты, 4 – зеленые сланцы, кварциты; 5 – метабазиты; 6 – энингский комплекс; 7 – ирунейский комплекс; 8–11 – валоваямский комплекс: 8 – вулканогенно-обломочные образования, 9 – кремнисто-диабазовые и лавово-гиалокластитовые пластины, 10 – кремнисто-глинистые и туфогенно-кремнистые пластины, II – яшмо-базальтовая пластина; I2 – разломы (а) и их предполагаемое продолжение (б); I3 – точки отбора проб на микрофауну и К-Аг возраст. Местоположение разрезов см. рис. 10 кремнистые породы и кварциты с силлами метабазальтов и метаандезитов, имеющие тектонические контакты как друг с другом, так и с терригенными толщами. Возраст метаморфических пород не известен. Наблюдаемые в настоящее время соотношения не позволяют определить, представляют ли они фрагменты тектонического покрова, первично перекрывающего лесновский комплекс, или так же, как на юге Камчатки, это – выступы метаморфического фундамента.

Энингский комплекс налегает на лесновский по субгоризонтальному надвигу. Он характеризуется интенсивной тектонической переработкой и образован потоками подушечных и массивных афировых базальтов и пачками красных яшм. По-видимому, этот комплекс является фрагментом океанической коры. В яшмах энингского комплекса обнаружены радиоляции позднего кампана – раннего маастрихта.

Породы ирунейского комплекса перекрывают толщи энингского по субгоризонтальному надвигу. Комплекс образован пакетом тектонических чешуй мощностью от нескольких десятков – до 200– 300 м. Структурно нижние пластины сложены тонкослоистыми кремнями и туфосилицитами, а верхние – туфогенными породами, содержащими потоки и силлы массивных пироксенсодержащих, реже амфиболсодержащих и афанитовых базальтов и диабазов, вероятно, сформированных в островодужной обстановке. Из кремней были выделены сантон-кампанские радиолярии.

В приближенных к фронту Ирунейского тектонического покрова автохтонных толщах были обнаружены структуры Риделя, указывающие на участие этих пород в левосторонних сдвиговых перемещениях [Соловьев и др., 1998].

Дислоцированные образования лесновской свиты, "метаморфического", энингского и ирунейского комплексов совместно перекрыты полого залегающими эффузивами кинкильской свиты, породы которой имеют возраст около 46 млн. лет (средний эоцен, по данным K-Ar метода).

Валоваямский комплекс отделяется от энингского крутопадающими разломами субмеридиональной ориентировки. В структуре его выделяется ряд толщ различного состава и возраста, образующих чередующиеся в разрезе тектонические пластины, падающие в западном направлении. В нижней части комплекса преобладают пластины, сложенные вулканогенно-осадочными породами среднего и кислого состава мощностью не менее 500-600 м и конформными интрузивными телами (по составу варьирующими от пироксенитов и габбро до диоритов и гранодиоритов). Возраст различных по составу интрузивных пород соответствует 42-44 млн. лет (граница среднего и позднего эоцена, по данным K-Ar метода).

Средняя часть комплекса образована толщей кремнистых и кремнисто-глинистых пород с многочислеными силлами диабазов общей мощностью до 200–300 м. Она перекрывается маломощной (не более нескольких десятков метров) тектонической пластиной, сложенной подушечными субафировыми базальтами, гиалокластитами и кремнями. Из последних выделены радиолярии весьма плохой сохранности, указывающие на поздний коньяк-кампанский возраст толщ.

Верхняя часть комплекса включает пластины кремнисто-глинистых пород мощностью до 200 м с обломками иноцерамов и кампанскими радиоляриями и пластины, сложенные слоистыми кремнями и тонкими туфосилицитами с радиоляриями сантон-кампанского возраста. Выше этих толщ местами развита маломощная (до 20–30 м) пластина, представленная базальтами с линзовидными прослоями красных яшм. Сходные по облику яшмы в виде обломков встречаются в нижележащих туфокремнистых породах и содержат радиолярии коньяк-кампанского возраста.

Покровная структура валоваямского комплекса перекрыта недислоцированными осадками неогена и плиоцен-четвертичными эффузивами с возрастом 6 млн. лет (по данным К-Аг метода). В них обнаружены ксенолиты метаморфизованных вплоть до гранулитов пород [Колосков, 1999].

Главные выводы о строении Центрально-Камчатской зоны

 В геологической структуре Центрально-Камчатской зоны участвуют тектонически совмещенные комплексы позднемеловых пород, сформированные в окраинноморском бассейне и в условиях островной дуги.

 Тектонические пластины и чешуи, сложенные позднемеловыми кремнистыми и кремнистовулканогенными породами, сформированными в окраинноморском бассейне, занимают нижнее структурное положение. На них с востока надвинуты позднемеловые кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи островодужного типа.

3. Пакеты тектонически совмещенных пластин и чешуй пород окраинноморского и островодужного типа надвинуты в западном направлении на автохтонные флишевые толщи хозгонской свиты и лесновской серии и на метаморфические комплексы Малкинского выступа.

4. Время формирования покровно-складчатой структуры на юге Центрально-Камчатской зоны оценивается весьма приблизительно. Здесь тектоническое совмещение кампан-маастрихтских толщ. участвующих в структуре восточного обрамления Малкинского выступа, произошло после маастрихта. Возможно, с этим тектоническим событием связано происхождение наиболее молодой (раннезоценовой) популяции метаморфических цирконов, выделенных из толщ колпаковской серии Малкинского выступа. Если это так, то деформации начались не позднее времени метаморфизма (47-53 млн. лет). На севере Центрально-Камчатской зоны на Камчатском перешейке выделяются два этапа деформаций. Время первых деформаций, проявленных в центральной части перешейка, оценено очень точно - они произошли в среднем зоцене, так как позднемеловые аллохтонные пластины в этом районе надвинуты на среднезоценовый флиш лесновской серии (42-44 млн. лет), а вся покровно-складчатая структура перекрыта среднезоценовыми лавами кинкильской свиты (46 млн. лет). То есть, по этим данным тектоническое совмещение геологических комплексов Камчатского перешейка началось и закончилось практически мгновенно. В восточной части перешейка фиксируется еще один этап деформаций - после среднего эоцена, так как в структуре этой части перешейка участвуют среднезоценовые породы.

Восточно-Камчатская зона

Геологические комплексы о.Карагинского, п-ва Озерной, Восточных хребтов Камчатки (Кумроч, Тумрок и Валагинский) и юга Шипунского п-ва относятся к Восточно-Камчатской структурной зоне [Аккреционная..., 1993].

Остров Карагинский (15 на рис.1) рассматривается как аккреционная призма. В его структуре выделяются офиолитовый комплекс, островодужные кремнисто-вулканогенный и вулканогеннообломочный комплексы, флишоидный комплекс и комплекс осадочного меланжа (Чехович и др., 1989; Чехович, 1993) (геологическую схему см. в главе 3). На юге и западе острова комплексы аккреционной призмы по тектоническим контактам граничат с осадочными толщами, сформированными в эоцене и позже, вероятно, в проливе Литке.

В качестве западной границы аккреционной призмы можно рассматривать полосу распространения пород офиолитового комплекса. Офиолиты представлены серпентинитовым меланжем, относительно крупными пластинами гипербазитов, блоками и пластинами, сложенными параллельными дайками, и редко блоками габброидов расслоенного комплекса. Анализ петролого-геохимических характеристик диабазов параллельных даек и габброидов, проведенный И.Р. Кравченко-Бережным [1989], показывает, что они могли быть сформированы в окраинном море. Время формирования офиолитового комплекса оценивается калий-аргоновым методом по образцам габбро-диабазов и диабазов как 84-81 млн. лет и 95-102 млн. лет [Kravchenko-Berezhnoy, Nazimova, 1991], что соответствует альбу-кампану. Определения калий-аргоновым методом возраста зеленых сланцев и гранатовых амфиболитов из серпентинитового меланжа соответствуют 30±5 млн. лет и 60±5 млн. лет.

С породами офиолитового комплекса тесно ассоциируют островодужные кремнисто-вулканогенные толщи. Они сложены лавами, вулканическими брекчиями известково-щелочной серии, туфами, кремнистыми породами, сформированными в условиях островной дуги. Возраст пород комплекса на основании находок иноцерамов определен как сенонский, а по радиоляриям – кампан-маастрихтский [Вишневская и др., 1981].

К востоку от офиолитов и кремнисто-вулканогенных толщ располагаются структурно падающие под них пластины и чешуи вулканогенно-обломочного комплекса маастрихт-палеоценового возраста островодужной природы (хынхлонайская и крутогорская свиты). В нижней части комплекс представлен в основном вулканогенными пачками: известково-щелочными лавами, туфобрекчиями и туффитами различной зернистости, в верхней части, согласно надстраивающей нижнюю, он сложен терригенными толщами - алевролитами, аргиллитами, песчаниками и их туфогенными разностями. Возраст пород нижней части комплекса определяется как маастрихт-датский по находкам бентосных фораминифер [Шапиро, Петрина, 1985], а также на основании единичных форм наннопланктона [Kovalenko, Kravchenko-Berezhnoy, 1999]. Калийаргоновое датирование по образцам базальтов показывает 65–69 млн. лет [Мельникова, 1976]. В туфогенных толщах хынхлонайской свиты, распространенных в бассейне р. Кэтонитонваям (центр острова) и около устья р. Ильхатунваям (юг острова), обнаружены среднезоцен-олигоценовые формы наннопланктона (Щербинина, устное сообщение).

Далее к востоку картируются толщи палеогенового флишоидного комплекса, отвечающего, вероятно, отложениям глубоководного желоба, пододвинутые под пластины вулканогенно-обломочного комплекса. Эти отложения слагают серию пластин и чешуй юго-восточной вергентности. Особое место в составе пород комплекса занимают олистостромовые горизонты, линзы и крупные олистоплаки. Эти образования в целом встречаются на всей площади распространения пород флишоидного комплекса. Преобладающий состав олистолитов диабазы, базальтовые туфы, базальты, кремнистые породы, серпентиниты, габброиды. Источниками этих обломков, вероятно, служили кремнисто-вулканогенный и офиолитовый комплексы, обнажающиеся в центральной части острова [Геология западной..., 1990]. Среди крупных олистолитов или олистоплак встречаются части эффузивных покровов спилитизированных базальтов типа СОХ часто с подушечной отдельностью, линзовидные блоки серпентинизированных перидотитов и диабазов, пластины кремнисто-вулканогенных пород. По радиоляриям возраст пород комплекса оценивается как среднезоценовый [Геология западной..., 1990], по нанопланктону - как конец среднего зоцена ранний олигоцен [Щербинина, 1990].

Крайнее юго-восточное положение на острове занимает комплекс осадочного меланжа, который в свою очередь пододвинут под толщи флишоидного комплекса. Породы исключительно сильно тектонизированы и состоят из аргиллит-алевролитового матрикса и олистолитов и олистоплак. По составу среди олистолитов встречаются песчаники, кремнистые породы, мергелистые песчаники, туфы, базальты, известняки, очень редко – габброиды. Крупные пластины и чешуи олистоплак представляют собой переслаивающиеся серые и зеленые кремнистые породы, алевритистые песчаники и отдельные прослои туффитов и туфов. Некоторые крупные пластины сложены афировыми и иногда порфировыми базальтами с подушечной отдельностью, редко – андезитами. По данным

И.Р. Кравченко-Бережного [1989], вулканиты принадлежат толеитовой и известково-щелочной сериям и, вероятно, изливались в условиях островной дуги на разных стадиях ее развития.

Время формирования комплекса не является надежно определенным. Существующие датировки разбросаны от маастрихта-дания до эоцена [Геология западной..., 1990]. Часть из этих определений, по-видимому, получена из олистолитов. По мнению В.Д. Чеховича возраст матрикса не может быть древнее среднего эоцена.

Структура полуострова Озерной (16 на рис.1, рис.12) представляет собой протяженную (около 60 км в длину) горстообразную структуру шириной 25–30 км. В структуре участвуют, меловые и кайнозойские образования, среди которых широко распространен серпентинитовый меланж [Зинкевич и др., 1984, 1988; Литвинов и др., 1990].

Серпентинитовый меланж, являющийся в большинстве мест относительным автохтоном, состоит из блоков серпентинизированных гипербазитов, габброидов, реже более мелких глыб пикритов, диабазов, базальтов, андезитов, кремней, кремнистых аргиллитов, яшм, песчаников, алевролитов, погруженных в серпентинитовый матрикс. Иногда среди обломков встречаются тонкополосчатые амфиболиты, гранатовые амфиболиты, различные кристаллические сланцы.

Меловые кремнисто-вулканогенные толщи сложены базальтами, андезитами, андезито-дацитами, туфами основного и среднего состава, грубообломочными тефрогенными образованиями и тефроидами, кремнистыми туффитами, кремнями. Толщи датированы поздним кампаном – маастрихтом [Аккреционная..., 1993]. Значительно реже встречаются более древние отложения, представленные кремнями сеноманского возраста [Гречин, 1987]. Геохимические характеристики вулканитов показывают, что они сформировались в условиях островной дуги.

Меловые кремнисто-вулканогенные образования являются аллохтонными и почти повсеместно подстилаются серпентинитовым меланжем. Залегание меловых пород на значительных по площади участках – обычно пологое (10–30°), складчатые дислокации в пределах меловых пород проявлены слабо.

Неоавтохтон сложен мощными толщами кайнозоя (\mathbf{P}_{2-3} -N), стратиграфические взаимоотношения и возраст которых достаточно надежно исследованы в работе [Литвинов и др., 1990]. Породы



Рис. 12. Геологическая схема центральной части п-ва Озерного [Зинкевич и др., 1988] 1-3 – аллювиальные и ледниковые отложения: 1 – четвертичные, 2 – неогеновые, 3 – палеогеновые; 4, 5 – верхнемеловые образования (кампан-маастрихт), К₂S – блок сеноманских кремней: 4 – преимущественно вулканогенные, 5 – преимущественно кремнистые; 6 – серпентинитовый меланж; 7 – габброиды; 8 – разломы: а. 6 – недифференцированные (а – установленные, б – предполагаемые), в. г – надвиги (в – установленные, г – предполагаемые); 9 – тектонические брекчии; 10 – геологические границы: а – установленные, б – предполагаемые; 11 – места находок: а – микрофауны, б – флоры, в – макрофауны

палеоценового возраста на полуострове не обнаружены. В основании кайнозойского разреза залегают средне-, позднезоценовые толщи конской свиты. Ее отложения с резким угловым несогласием перекрывают верхнемеловые образования. Свита сложена конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, а в верхней части разреза отмечаются туфопесча-

ники, туфоалевролиты и туффиты. Олигоценовые отложения представлены шагаевской свитой, согласно перекрывающей конскую. Свита представлена туфоалевролитами, алевролитами, туфопесчаниками, псаммитовыми туффитами, на отдельных участках отмечаются конгломераты, гравелиты, туфогравелиты. Вверх по разрезу увеличивается количество туфогенного материала. Толщи миоце-

G

новой македонской свиты согласно залегают на породах шагаевской свиты и сложены в нижней части в основном туфопесчаниками. Верхняя ее часть представлена туффитами и туфами кислого состава, реже отмечаются туфоалевролиты, диатомиты. Столовогорская толща, также миоценового возраста, трансгрессивно залегает на толщах македонской свиты. Толща представлена туффитами, песчаниками, диатомитами, алевролитами, гравелитами, конгломератами.

В большинстве районов отложения неоавтохтона несогласно перекрывают подстилающие меловые образования и серпентинитовый меланж, но иногда маломощные пластины серпентинитового меланжа выжаты из-под пород неоавтохтона на более высокий структурный уровень и тектонически перекрывают как меловые, так и палеогеновые отложения. На большей части территории толщи неоавтохтона смяты в пологие складки с углами падения пород на крыльях до 30–40° и разбиты многочисленными малоамплитудными разломами северо-восточного и северо-западного простирания.

В структуре **хребта Кумроч** (17 на рис.1, рис.13) участвуют в основном позднемеловые и раннепалеогеновые породы.

Наиболее древние образования были обнаружены в глыбах кремней в серпентинитовом меланже [Гречин, 1987; Аккреционная..., 1993], из которых выделены радиолярии апт-альбского возраста.

Согласно работе [Аккреционная..., 1993] верхнемеловые-нижнепалеогеновые образования Кумрочского поднятия объединяются в четыре комплекса: хапицкий (нижний кампан – даний), дроздовский (даний-палеоцен), ветловский (маастрихт? – нижний палеоген), кремнисто-базальтовый (верхний маастрихт – нижний палеоген).

Хапицкий комплекс включает вулканогено-терригенные и олистостромовую толщи. В вулканогенно-терригенных толщах преобладают грубообломочные вулканогенные породы и лавы. В верхних горизонтах отдельных разрезов встречаются толщи (мощностью до 800 м), в которых отмечается переслаиваивающиеся туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфопелиты. Вулканиты, находящиеся в перечисленных выше толщах, принадлежат к островодужным сериям.

Олистостромовая толща сложена пачками тонко переслаивающихся псаммитовых туфов основного и среднего состава, туфоалевролитов, туффитов, вулканомиктовых песчаников и кремнистых алевролитов, включающих горизонты микститов (мощностью до 70 м), сложенных несортированными гальками, глыбами и валунами (до 3 м в поперечнике) базальтов, туффитов, кремней, габбро и габбро-диабазов. По латерали, вдоль простирания толщи с севера на юг наблюдается сокращение мощности микститовых горизонтов, уменьшается размер слагающих их обломков до гравия и гальки, меняется их состав – начинают преобладать туфы, кремни и андезиты. Наиболее полные разрезы олистостромовой толщи достигают по мощности 700 м.

Возраст слагающих хапицкий комплекс вулканогенно-теригенных толщ оценен по радиоляриям и бентосным фораминиферам как позднекампанмаастрихтский. Образования олистостромовой толщи по радиоляриям датируются поздним маастрихтом – данием [Петрина и др., 1983; Цуканов, 1988; Аккреционная..., 1993].

Дроздовский комплекс согласно надстраивает хапицкий и представлен в основном ритмично, иногда флишоидно переслаивающимися черными аргиллитами, алевролитами и серыми песчаниками. Состав терригенных пород полимиктовый, отражающий смешение кварц-полевошпатового материала и тонкой перемытой вулканокластики основного и среднего состава. Общая мощность дроздовского комплекса составляет 1500 м. Возраст его отложений устанавливается по бентосным фораминиферам как дат-палеоценовый [Очерки тектонического..., 1987].

Ветловский комплекс развит на восточных склонах Кумрочского поднятия. В него включены отложения ветловской и станиславской свит. Ранее считалось, что они располагаются в стратиграфической последовательности [Петрина и др., 1983]. Но, согласно представлениям Н.В. Цуканова [1988] они являются фациальными аналогами. В работе [Аккреционная..., 1993] в составе ветловского комплекса выделяются толщи с преимущественно кремнистым, алевролитовым и песчаниковым составом осадков, граничащие друг с другом по тектоническим контактам. Общая мощность ветловского комплекса в наиболее полных разрезах достигает 2000 м.

Из пород кремнистой толщи Д.И. Витухиным определены радиолярии, характерные для раннего палеогена. Из отложений алевролитовой толщи Б.М. Петриной определен комплекс бентосных фораминифер, позволяющий датировать вмещающие породы маастрихт-датским временем [Петрина и



Рис. 13. Схематическая геологическая карта северной части хр. Кумроч [Цуканов, Зинкевич, 1987] 1 – четвертичные отложения; 2 – плиоценовые отложения; 3 – правократонская толща (P_{2-3}); 4 – ветловский комплекс (K_2m ? – P_1), толщи: кремнисто-глинистая (a), алевролитовая (b), песчаниковая (e); 5–9 – хапицкий комплекс (K_2 ср-d), толщи: 5 – олистостромовая, 6 – кремнисто-туфогенная, 7 – терригенно-кремнисто-туфогенная, 8 – эффузивно-кремнистая (a – нижняя, 6 – верхняя), 9 – вулканогенная; 10 – субвулканические тела кислого и среднего состава; 11 – серпентинитовый меланж; 12 – блоки в меланже: a – габброиды, 6 – массивные перидотиты, e – кремнистые породы; 13 – геологические границы; 14 – разрывные нарушения: a – надвиги, 6 – недифференцированные; 15 – элементы залегания слоев, цифра – угол падения; 16 – места находок микрофауны. На профиле: 17 – нижняя подтолща эффузивно-кремнистой толщи (a), терригенно-кремнисто-туфогенная толща (b); 18 – алевролитовая толща ветловского комплекса

др., 1983]. Комплекс планктонных фораминифер показывает палеоценовый возраст пород комплекса [Аккреционная..., 1993]. В целом возраст комплекса определяется как позднемаастрихтский(?) – раннепалеогеновый.

Кремнисто-базальтовый комплекс в нижней части представлен афировыми базальтами с подушечной отдельностью с тонкими прослоями гиалокластитов, яшм и кремней. Верхняя его часть образована тонкослоистыми кремнистыми породами с прослоями черных металлоносных осадков и линзами пелитоморфных известняков. Мощность вскрытых разрезов комплекса составляет до 300 м. Петрохимически базальты кремнисто-вулканогенного комплекса делятся на три группы [Федорчук и др., 1990]. Первая представлена толеитами СОХ, базальты второй группы сходны с базальтами задуговых бассейнов, третья – базальтами внутриплитного типа. Возраст кремнисто-базальтового комплекса определяется как раннепалеогеновый (планктонные фораминиферы по шлифам) [Хотин, 1976] или маастрихт(?) – ранний палеоген по радиоляриям.

Неоавтохтонные эоцен-олигоценовые [Петрина и др., 1983] толщи в пределах Кумрочского поднятия, незначительно развитые в северной его части, представлены Правократонной свитой [Цуканов, Зинкевич, 1987]. Она сложена фациально изменчивыми осадочными отложениями мошностью до 400 м, несогласно залегающими на верхнемеловых образованиях. В нижней части разреза это - грубое переслаивание вулканомиктовых плохо сортированных песчаников, конглобрекчий и алевролитов. В конглобрекчиях обломки представлены андезитами, базальтами, кремнями, габбро. Верхняя часть свиты сложена флишоидными переслаивающимися вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями мергелей.

Плиоцен-четвертичные песчаники, конгломераты, туфы среднего и кислого состава, распространенные в северной и западной частях района, перекрывают меловые и палеогеновые отложения.

Структура хребта Кумроч ранее представлялась как крупная антиклиналь северо-восточного простирания [Шанцер, Тихонов, 1967]. В 1968 г. М.Ю. Хотиным и М.С. Марковым [Марков и др., 1969] впервые было описано чешуйчато-надвиговое строение восточной части хребта. Позднее его тектоническая структура рассматривалась в работах М.Н. Шапиро [Шапиро и др., 1984], где предложен механизм ее формирования, обусловленный субгоризонтальным сжатием.

В работах [Цуканов, 1985; Цуканов, Зинкевич, 1987; Цуканов, Федорчук, 1989] показано, что в целом с востока на запад происходит постепенное изменение тектонического рисунка хребта Кумроч.

В восточной части хребта толщи ветловского и "кремнисто-базальтового" комплексов разбиты преимущественно пологими (30–45°) надвигами восточной и юго-восточной вергентности на отдельные чешуи. Внутри чешуй породы смяты в напряженные наклоненные на восток и юго-восток, часто лежачие складки с размахом крыльев от первых до нескольких сот метров. Образования "кремнисто-базальтового" комплекса слагают маломощные (100–300 м), сильно деформированные тектонические пластины среди различных толщ ветловского комплекса.

В осевой части хребта Кумроч развиты чешуи, сложенные разнообразными терригенными и туфогенными породами, входящими в состав ветловского, дроздовского и хапицкого комплексов. Чешуи разделены крутопадающими разломами (50–70°) с падением плоскостей сместителей к запад-северозападу.

На западе хребта появляются пологозалегающие тектонические пластины, сложенные верхнемеловыми породами хапицкого комплекса и серпентинитовым меланжем. Здесь относительным автохтоном служат вулканогенные и туфо-терригенные образования хапицкого комплекса. Аллохтон представлен двумя пластинами: нижней, сложенной кремнисто-туфогенной толщей, и верхней, представленной полимиктовым серпентинитовым меланжем, который включает глыбы серпентинизированных гарцбургитов, дунитов, пироксенитов, хромитов, амфиболизированных габбро, диабазов, базальтов, андезито-базальтов, роговообманковых андезитов, различных по составу туфов и кремней и более редких амфиболитов, родингитов, полосчатых габбро, плагиогранитов. В северной части района пластина серпентинитового меланжа надвинута не только на меловые, но и на палеогеновые отложения.

Палеогеновые неоавтохтонные породы смяты в прямые, реже наклоненные к юго-востоку складки с размахом крыльев до 200–300 м и углами падения до 30–40°, иногда нарушенные близкими к субширотным сбросами.

Исследования **хр.Тумрок** (18 на рис.1, рис.14) [Шанцер и др., 1966; Зинкевич и др., 1991] показали, что он в основном сложен меловыми толщами, вулканогенными в нижней части и терригенными в верхней.

Снизу вверх выделяются пикрит-базальтовая, туфогенно-осадочная, базальт-андезитовая и терригенная (флишоидная) толщи. Тумрокский выступ разделяется системой разломов северо-западного простирания на два крупных блока: Верхнеадриановский (на северо-востоке) и Правотолбачикский (на юго-западе).



Рис. 14. Схема геологического строения Тумрокского поднятия

Составлена В.М. Гундобиным, Л.В. Данюшевским, В.П. Зинкевичем, В.С. Каменецким, Е.А. Константиновской, Р.Макагяном, Ю.С. Некрасовой, В.А. Селиверстовым [Аккреционная..., 1993]

l - аллювиальные и водноледниковые отложения (Q); 2 – ледниковые образования (Q); 3 – вулканогенные образования преимущественно среднего состава (Q); 4 – вулканогенные образования преимущественно среднего состава (Q); 5 – терригенные образования преимущественно среднего состава (N₂–Q); 5 – терригенные образования щапинской свиты (N₂); 6 – терригенные отложения (P₁?); 7 – базальт-андезитовая толща (P₁?); 8 – туфогенно-осадочная толща (K₂); 9 – пикрит-базальтовая толща (K₂); 10 – покровы лав пикритов; 11 – пластовые секущие тела порфировидных диоритов (N); 12 – дайки и силлы габбро-диабазов, габбро-диоритов, диабазов; 13 – дайки: <math>a – базальтов, δ – пикритов; 14 – расслоенная интрузия дунит-пироксенит-габбро-сиенитового состава: a – преимущественно аподунитовые серпентиниты и пироксениты, δ – преимущественно габбро и габбро-сиениты; 15 – геологические границы; 16 – разломы установленные и предполагаемые: a – недифференцированные, δ – надвиги; 17 – элементы залегания; 18 – линия геологического профиля. На врезке: 19 – Восточно-Камчатский вулканический пояс; 20 – Центрально-Камчатский грабен

Верхнеандриановский блок сложен породами меловой базальт-пикритовой толщи. Породы повсеместно залегают полого с падением (15–40°) на юго-запад. В блоке фиксируются многочисленные субвертикальные малоамплитудные разломы и субгоризонтальные срывы вдоль контактов разнокомпетентных пачек и пластов (например, Шумнинский надвиг). Правотолбачикский блок сложен породами туфогенно-осадочной, базальт-андезитовой и терригенной толщ. Туфогенно-осадочная толща состоит из тонкообломочных и кремнистых пород, среди которых иногда встречаются единичные потоки базальтов и силлы габбро-диабазов. Базальт-андезитовая толща представлена агломератовыми, псаммитовыми и псефитовыми туфами основного
и среднего состава, андезитами, андезито-базальтами, базальтами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туффитами. Толща с угловым несогласием залегает на туфогенно-осадочной толще. Терригенная (флишоидная) толща согласно залегает на породах базальт-андезитовой толщи. Она сложена пачками чередующихся алевролитов, аргиллитов, мелко-, среднезернистых туфопесчаников и туфов. В нижней части толщи выявлены планктонные фораминиферы датского возраста, в верхней – палинологический комплекс, характерный для палеоцена.

Преобладающие магматические породы хр. Тумрок обнаруживают исключительно примитивные геохимические островодужные характеристики. Менее масштабно проявлен магматизм бонинитового характера.

Структура района характеризуется блоковым строением. Широко распространены крутые сбросы и взбросы, затушевывающие более ранние дислокации.

Мел-нижнепалеогеновые образования Валагинского хребта (19 на рис.1) сложены вулканогенными, кремнисто-туфогенными и терригенными породными ассоциациями [Акрреционная..., 1993], распределение которых отличается в пределах южной и северной частей хребта.

Меловые образования северной части Валагинского хребта (рис.15) ранее объединялись в валагинскую серию [Решения II Межведомственно-



Рис. 15. Геологическая схема северной части Валагинского хребта [Зинкевич н др., 1989] *1* – четвертичные терригенные отложения; *2* – плиоцен-четвертичные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; *3* – миоценовые терригенные отложения; *4* – автохтон: кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс (K₂st – P₁); *5*. *6* – Попутновский (на востоке) и Савульчинский (на западе) аллохтонные вулканогенные комплексы (K₂sn): *5* – преимущественно туфогенные разрезы, *6* – преимущественно лавы; *7* – массивы ультрабазитов; *8* – серпентинитовый меланж; *9* – габбро-плагиогранитный комплекс; *10* – катаклазиты; *11* – разломы установленные и предполагаемые: *а* – недифференцированные, *6* – надвиги; *12* – геологические границы

го..., 1974]. Более поздние исследования В.П. Зинкевича, Н.В. Цуканова, Е.А. Константиновской и других [Константиновская, 1987; Зинкевич и др., 1989; Акреционная тектоника..., 1993] показали, что большинство выделявшихся в единой стратиграфической последовательности толщ имеют тектонические контакты.

Указанным коллективом авторов предлагается вулканогенные образования западной и восточной частей района (попутновская, темнореченская, хребтовская толщи) объединить в кремнисто-вулканогенный комплекс, а отложения центральной части района (голубовская, черебакошская, белореченская, мухтарская и другие толщи) – в кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс. Кроме них в структуре хребта закартированы тела ультрабазитов и серпентинитового меланжа.

Кремнисто-вулканогенный комплекс в нижней части представлен грубыми туфами основного состава, туфобрекчиями и потоками массивных и шаровых лав основного и среднего состава, в средней части – переслаивающимися туфоалевролитами, туфопелитами, кремнями и красно-бурыми яшмоидами. Самая верхняя часть разрезов комплекса характеризуется сочетанием основных и ультраосновных лав и их туфов. Общая мощность толщ кремнисто-вулканогенного комплекса составляет около 2000 м. Из кремней верхних частей разрезов определены радиолярии, характерные для позднего кампана – раннего маастрихта.

Кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс в разных пропорциях сложен кремнистыми аргиллитами, редкими потоками и силлами андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов, туфами основного и среднего состава, туфопесчаниками и туфоалевролитами. Иногда в аргиллитах отмечаются прослои (до 50 см) кварц-плагиоклазовых песчаников и алевролитов, а также пластовые конкреции черных пелитоморфных известняков. Верхняя часть разрезов комплекса представлена массивными агломератовыми туфами основного состава, туфогравелитами, туфоконгломератами и туфобрекчиями, содержащими несортированные округлые и угловатые обломки базальтов, андезитов, дацитов, кремней, туфов, алевролитов, яшмоидов и известняков. Мощности разрезов кремнисто-терригеннотуфогенного комплекса составляют около 1000 м. Большая часть находок микрофауны позволяет датировать породы комплекса поздним кампаном маастрихтом. Но из кремнистых отложений были извлечены радиолярии, среди которых есть виды,

характерные для кайнозоя, не моложе раннего зоцена [Аккреционная..., 1993].

Серпентинитовый меланж сложен разнообразными серпентинитами, среди которых встречаются многочисленные глыбы порфировых базальтов и андезитов, их туфов, габброидов, в разной степени серпентинизированных гипербазитов (иногда почти неизмененных), различных кремнистых пород. Реже наблюдаются афировые базальты и родингиты. Радиоляриевые комплексы, извлеченные из блоков кремней и яшм в серпентинитовом меланже, показывают позднесантон(?)-кампанский и позднекампан-раннемаастрихтский временные интервалы.

Магматизм северной части Валагинского хребта представлен примитивной островодужной пикрит-базальт-андезитовой серией, сходной с ассоциацией пород хр. Тумрок.

Структура северной части Валагинского хребта изучалась в разные годы В.И. Тихоновым [1968], В.А. Селиверстовым [1978], Е.П. Кимом, Г.Б. Успенским, М.Е. Бояриновой. Все исследователи отмечали, что меловые образования здесь сложно дислоцированы и нарушены многочисленными надвигами. В последнее время высказано предположение о широком распространении в северо-восточной части Валагинского поднятия тектонических покровов [Разницын и др., 1984; Аккреционная..., 1993].

В общем виде структура северной части Валагинского хребта представляется как крупная антиформа северо-восточного простирания. Осевая часть структуры (область распространения кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса) представляет собой автохтон. В пределах автохтона по пологим срывам тектонически совмещены различные части разреза кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса. Тектонически расслоенные и совмещенные породы осложняются надвигами преимущественно восток-юго-восточной вергентности с углами падений плоскостей сместителей 20-40°. Реже отмечаются и встречные надвиги. С востока на толщи автохтона надвинут Попутновский аллохтон, с запада - Савульчинский аллохтон (хребет Широкий), состоящие из вулканогенных образований и серпентинитового меланжа.

Меловые образования рассечены грабеном р. Правая Щапина, выполненным миоценовыми мелководными терригенными и плиоцен-четвертичными вулканогенными образованиями, смятыми в пологие складки. Как автохтонные, так и аллохтонные толщи разбиты молодыми северо-западными сбросами (сбросо-сдвигами(?)).

Меловые образования южной части Валагинского хребта (рис.16) ранее объединялись в валагинскую серию, вахвинскую и ветловскую свиты [Решения II Межведомственного..., 1974]. В работе [Аккреционная..., 1993] в валагинской серии предлагается выделить четыре толщи. Китильгин-



Рис. 16. Схема геологического строения южной части Валагинского хребта (бассейн р. Кавычи) Составлена с использованием материалов М.Н. Горяева, М.Е. Бояриновой, Б.И. Сляднева, В.А. Маркунаса, В.В. Заякина [Аккреционная..., 1993]

1 – четвертичные отложения нерасчлененные; 2 – четвертичные ледниковые отложения; 3 – плиоцен-четвертичные вулканиты; 4 – неогеновые терригенные отложения; 5 – эоцен(?)-плиоценовые туфотерригенные и вулканогенные образования; 6 – ветловский комплекс ($\mathbf{P}_{1,2}$?): a – преимущественно песчаники, 6 – преимущественно известняки, кремни, кремнистые алевролиты; 7 – диабазовая толща (K_2 – \mathbf{P}_2); 8–10 – Кавычинский комплекс: 8 – туфогенная черебокошская толща, 9 – туфотерригенная тальниковская толща, 10 – кремнисто-туффитовая китильгинская толща, 11 – терригенная вахвинская толща; 12 – катаклазиты; 13 – зона дробления; 14 – серпентинитовый меланж; 15 – разрывные нарушения, установленные и предполагаемые: a – недифференцированные, 6 – предполагаемые; 17 – элементы залегания: a – нормальные, 6 – опрокинутые; 18, 19 – (на разрезе): 18 – вахвинская толща; 19 – ветловский комплекс; 20 – линия профиля на схеме; четырехугольник на врезке – район работ

ская толща (мощностью 800-1000 м), залегающая на ней согласно тальниковская (мощностью 700-1500 м) и ограниченная тектоническими контактами черебокошская толща (мощностью 1500 м) сложены в основном вулкано-терригенными породами (туфами, туфопесчаниками и туфоалевролитами с редкими потоками лав основного состава). Из отложений тальниковской свиты были отобраны комплексы фораминифер, которые характеризуют широкий возрастной диапазон от альба до маастрихта включительно. Некоторые виды этих фораминифер имеют распространение и в палеогене. В попутновскую толщу объединены выходы туфов и лав основного и ультраосновного состава. Возраст этих образований по сопоставлению с породами кремнисто-вулканогенного комплекса северной части Валагинского хребта можно считать сенонским.

Вахвинская свита (комплекс) неоднородна и сложена субаркозовыми песчаниками, чередующимися с горизонтами алевролитов и аргиллитов, кремнистых и глинистых алевролитов, объем которых в разрезах варьирует. Контакты толщи с другими образованиями тектонические. Общая мощность толщи, по-видимому, не превышает 3000 м. Возраст ее отложений достаточно условен. Выделенный из них комплекс бентосных фораминифер позволяет датировать вмещающие породы не точнее, чем ранний-поздний мел (от апта-альба до позднего мела).

Породы ветловского комплекса (свиты) интенсивно тектонизированы. Наиболее распространенный тип разреза представлен неравномерным переслаиванием алевролитов, туфоалевролитов, песчаников и кремнистых алевролитов с редкими пачками кремнистых алевролитов и горизонтами известняков. Иногда в них встречаются невыдержанные по простиранию прослои туфов основного состава и туффитов, содержащие единичные глыбы основных эффузивов, принадлежащих островодужной известково-щелочной серии. Мощность ветловского комплекса оценивается приблизительно в 1-2 км. Возраст пород, слагающих комплекс, не ясен. В известняках обнаружекы фораминиферы, скорее всего, палеогенового, возможно, палеоценового возраста.

Выделяемый также в работе [Аккреционная..., 1993] диабазовый комплекс (мощностью 700 м) структурно тесно связан с образованиями ветловского комплекса и имеет с ними тектонические контакты. Он сложен главным образом базальтами с подушечной отдельностью, их туфами и туфобрекчиями, массивными диабазами (деплетированные океанические толеиты Н-типа). Реже встречаются линзы (мощностью 1–15 м) туфосилицитов и туфоалевролитов. Образования диабазового комплекса фаунистически не датированы. Они с угловым несогласием перекрываются олигоцен (верхнезоцен?)-миоценовыми отложениями тюшевской серии. Возраст комплекса принимается условно как позднемеловой-раннепалеогеновый.

В большинстве работ, посвященных структуре южной части Валагинского хребта, отмечены многочисленные надвиги и сложнодислоцированные толщи [Тихонов, 1968; Зинкевич и др., 1990].

Северо-западная часть района [Зинкевич и др., 1990] представляет собой сложнонадвиговый пояс ("Кавычинский"). Нижним структурным элементом в Кавычинском надвиговом поясе является Вахвинская пластина, сложенная породами вахвинского комплекса. Выше залегает Китильгинская пластина, в строении которой участвуют китильгинская и тальниковская толщи. Верхняя из тектонических пластин названа Шаромской и представлена образованиями черебокошской толщи. Кроме того, в районе горы Шаромский Мыс в условиях очень плохой обнаженности встречаются отдельные глыбы и блоки основных и ультраосновных эффузивов, сходных с породами попутновской свиты на севере Валагинского хребта. Пластины полого падают на северо-запад.

К юго-востоку от Кавычинского надвигового пояса картируются интенсивно тектонизированные образования ветловского комплекса. Структура ветловского комплекса представляет собой систему тектонических чешуй, которые ограничены надвигами и взбросами с преимущественными западными и северо-западными падениями плоскостей сместителей (углы падения 50–70°). Внутри чешуй породы деформированы различно (до изоклинальных складок). В среднем течении р. Корниловская толщи ветловского комплекса запечатываются среднеэоцен-олигоцен-миоценовыми осадочными толщами [Бахтеев и др., 1994].

Структуры ветловского комплекса отделены от Кавычинского надвигового пояса крутопадающими разрывами северо-восточного простирания. В междуречье Корниловская-Вахвина между Кавычинским поясом и ветловским комплексом наблюдались соотношения по надвигам. Изредка на контакте с породами ветловского комплекса отмечаются маломощные тела серпентинитового меланжа. В меланже фиксируются разнообразные глыбы вмещающих пород, серпентинизированных гипербазитов и габброидов, сходных с магматическими образованиями океанических островов.

Образования диабазовой толщи (площадь обнажений около 40 км²) ограничены крутопадающими новейшими разломами, и только на самом севере породы рассматриваемого блока по системе надвигов погружаются под интенсивно тектонизированные образования ветловского комплекса. Весь блок разбит многочисленными крутопадающими разломами и многочисленными послойными срывами.

В работе [Аккреционная..., 1993] к Восточно-Камчатской зоне относятся и структуры юга Шипунского полуострова. В структуре Шипунского п-ва (22 на рис.1, рис.17) выделяется Налычевский комплекс, рассматриваемый как относительный автохтон, и серия аллохтонных пластин Вахильского комплекса [Цуканов и др., 1991].

Налычевский комплекс (P?) в нижней части разреза образован пачками туфов основных и средних вулканитов, туфоалевролитов, туфопелитов, туфосилицитов, кремней, иногда с линзовидными карбонатными стяжениями, которые включают горизонты глыбовых туфо-, лавобрекчий, туфоконгломератов. В верхней части комплекса развиты грубообломочные туфопесчаники, туфоконгломераты и туфобрекчии. Образования комплекса слагают полого погружающуюся в северо-западном на-



Рис. 17. Схема геологического строения Шипунского п-ова (Восточная Камчатка)

Составлена с использованием материалов А.Г. Крымова, А.Ф. Литвинова, Н.Ф. Крикун, А.В. Белого [Цуканов и др., 1991]

1 – четвертичные отложения нерасчлененные; 2 – плиоцен-четвертичные вулканиты; 3 – плиоценовые отложения судовской свиты; 4 – неогеновые отложения левовахильской свиты; 5 – эоцен-нижнемиоценовые отложения жупановской свиты: a – нижняя подсвита (\mathbf{P}_3 – \mathbf{N}_1), 6 – верхняя подсвита (\mathbf{N}_1); 6 – палеогеновые образования нерасчлененные; 7-9 – вахильский комплекс: 7 – верхний, 8 – средний, 9 – нижний подкомплексы; 10 – неогеновая диорит-габбровая интрузия; 11 – палеогеновые субвулканические тела андезитов; 12 – геологические границы: a – согласные, 6 – несогласные; 13 – интрузивные контакты; 14 – разрывные нарушения, установленные и предполагаемые: a – надвиги, 6 – недифференцированные; 15 – разрывные нарушения под четвертичными отложениями

правлении антиклинальную складку. Эффузивные образования Налычевского комплекса (лавобрекчии базальтов и андезитов с телами плагиоклазамфиболовых андезитов) относятся к островодужным сериям.

Вахильский комплекс отделяется от относительного автохтона надвигом, падающим под углом 30° к восток-северо-востоку. В структуре аллохтонного Вахильского комплекса выделяются несколько пластин, сложенных различными по составу породами: 1 – афировыми базальтами и диабазами: 2 – тонкослоистыми кремнями и известняками; 3 - тонкослоистыми кремнями и кремнистыми алевролитами; 4 - переслаивающимися туфогенно-осадочными породами с горизонтами микститов. Из кремнистых пород выделены радиолярии кампанмаастрихтского возрастного интервала, а из известняков - планктонные фораминиферы, указывающие на позднепалеоцен-среднезоценовый возраст пород. Пластины разбиты на многочисленные чешуи, внутри которых породы рассланцованы и смяты в сильно сжатые прямые складки, иногда наблюдаются две системы складок с запрокидыванием к западу или к востоку. Эффузивы Вахильского комплекса по петрохимическим характеристикам отвечают нормальному типу толеитов СОХ (Н-тип). Глыбы вулканических пород из микститов отвечают известково-щелочным сериям островодужного типа и по химизму сходны с вулканитами Налычевского комплекса.

В пределах Восточной Камчатки на простирании Восточно-Камчатской структурной зоны закартированы выступы метаморфических пород – Ганальский (13 на рис.1) на юге и Хавывенский (14 на рис.1) – на севере.

Ганальский выступ метаморфических пород

В пределах Ганальского выступа (13 на рис.1, рис.18) простирания структур метаморфических образований меняются от северо-восточных (субпараллельных хребтам Восточной Камчатки) до юго-восточных, параллельных структурам Малко-Петропавловской дислокационной зоны [Власов и др., 1963]. В Ганальском выступе выделяются четыре обособленных блока: Северный, Стеновой, Вахталкинский и Южный [Рихтер, 1991; Аккреционная..., 1993]. В геологической структуре перечисленных блоков участвуют выведенные на поверхность метаморфизованные породы и неметаморфизованные толщи. Выделяются четыре доэоценовых вещественных комплекса [Рихтер, 1991]. Ирунейский комплекс сложен позднемеловыми практически неметаморфизованными пирокластическими толщами, сформированными в условиях островной дуги. Метаморфические толщи объединены в терригенно-вулканогенный (ганальская серия), эффузивно-пирокластический (стеновая серия) и терригенно-кремнисто-вулканогенный комплексы. Породы метаморфических комплексов формировались в островодужных условиях и условиях окраинных морей и неравномерно метаморфизованы от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. Возраст пород метаморфических комплексов практически не определен и варыирует от архея до позднего мела [Сиверцева, 1975; Дюфур и др., 1977; Герман, 1978; Шульдинер и др., 1979; Львов, 1986; Львов и др., 1986].

Северный блок сложен отложениями терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса. Толщи северной части блока образуют полого-складчатую структуру. Складки имеют простирания меняющиеся от субмеридионального до северо-восточного. Иные структурные формы наблюдаются в южной части блока вблизи его контакта со Стеновым блоком. Здесь отмечены многочисленные надвиги с юго-западными падениями плоскостей сместителей и сопряженные с ними приразломные складки. Этот структурный парагенезис занимает секущее положение по отношению к складчатым структурам субмеридионального простирания. Эта зона наложенных складчато-надвиговых дислокаций связана с тектоническим контактом между образованиями Северного блока и тектонически налегающими на них с юга образованиями Стенового блока. В пределах зоны контакта известны маломощные тела метагипербазитов. В северной части Северного блока породы терригенно-кремнистовулканогенного комплекса метаморфизованы слабо, метаморфизм не превышает хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. На юге, непосредственно в зоне контакта между блоками (структурно ниже гипербазитов) толщи преобразованы в биотитовые микрогнейсы, биотитовые кварциты, в зеленые сланцы с актинолитом. Это обстоятельство указывает на дислокационный характер метаморфизма. Структура зоны складчато-надвиговых дислокаций запечатывается эоценовыми неметаморфизованными конглобрекчиями, песчаниками и алевролитами, содержащими обломки подстилающих



Рис. 18. Схема геологического строения Ганальского хребта [Аккреционная..., 1993]

I – верхнекайнозойские отложения: a – четвертичные, б – туфы и эффузивы неогена; 2 – терригенные отложения зоцена; 3 – пирокластический комплекс (ирунейская свита) верхнего мела; 4-6 – терригенно-кремнисто-вулканогенный комплекс: 4 – вулканогенная толща, 5 – терригенная толща, 6 – кремнисто-туфогенная толща; 7-9 – эффузивно-пирокластический комплекс (стеновая серия): 7 – эффузивно-пирокластическая и туфо-терригенная толщи (нерасчлененные), 8 - терригенная толща, 9 - пирокластическая толща; 10-12 - терригенно-вулканогенный комплекс: 10 - эффузивная толща (вахталкинская), 11 – терригенная (воеводская), 12 – терригенно-вулканогенная (дьявольская); 13 – образования гранулитовой фации метаморфизма; 14 – субвулканические тела габбро и плагиогранит-порфиров; 15 – дометаморфические габбро-нориты и постметаморфические роговообманковые габбро (нерасчлененные); 16 - синкинематические габбро (а) и плагиограниты (б); 17 – посткинематические диориты и плагиограниты неогена; 18 – элементы залегания слоистости или сланцеватости (а), места отбора проб на изотопный возраст (б); 19 – надвиги первой фазы (палеоцен): а – ограничивающие пластины, б – ограничивающие чешуи; 20 – сдвиго-надвиги (а, б) второй фазы (зоцен) и позднекайнозойские разломы (s): a – ограничивающие блоки (палеоценовый пакет пластин), б – ограничивающие пластины и чешуи, в - крутопадающие. Римские цифры - зоны контакта между блоками (пакетами пластин): І - между Южным и Вахталкинским, II - между Вахталкинским и Стеновым, III - между Стеновым и Северным. Цифры в кружках - складчатые структуры: 1 – Кижиченокская антиклиналь, 2 – Стеновая синклиналь, 3 – антиклиналь р. Собачьей, 4 – Вахталкинская антиклиналь

пород. Следует отметить, что эоценовые и неогеновые толщи также нарушены постметаморфическими разломами северо-западного простирания.

Стеновой блок сложен тектонически совмешенными эффузивно-пирокластическим (стеновая серия) и терригенно-кремнисто-вулканогенным комплексами. Стеновая серия слагает нижнее структурное подразделение. Породы серии смяты в изоклинальные опрокинутые на запад до лежачих складки и разбиты зонами пологих надвигов с падениями сместителей от юго-восточных до восточных. Более поздние складки северо-западного простирания сминают эти структурные формы. Метаморфизм пород Стенового блока имеет строгий структурный контроль, усиливаясь от зеленосланцевой фации в подножии Стеновой пластины до эпидот-амфиболитовой в кровле, под надвигом на контакте с Вахталкинским блоком [Герман, 1978; Аккреционная..., 1993].

В пределах Вахталкинского блока тектонически совмещены все четыре выделенных комплекса, включая неметаморфизованный ирунейский. Структура Вахталкинского блока в целом может быть названа складчато-надвиговой. На различных структурных уровнях Вахталкинского блока присутствуют пластовые синкинематические [Аккреционная..., 1993] тела габбро и плагиогранитов. Тела маркируют тектонические срывы двух генераций структурообразования: надвиги с востока и сдвиги и надвиги северо-западного простирания. Важно отметить, что синкинематические тела залегают и в основании верхней пластины, сложенной неметаморфизованными отложениями верхнего мела (ирунейский комплекс). Подстилающими образованиями для верхнемеловой толщи здесь являются плагиогнейсы терригенной (воеводской) толщи. По внешнему виду, текстуре, структуре, минеральному и химическому составам, а также по структурному положению плагиограниты в основании пластины верхнемеловых пород ничем не отличаются от плагиогранитов, залегающих среди нижних структурных подразделений. Надвиг верхнемеловых толщ происходил во вторую фазу структурообразования и связан с развитием сдвиго-надвигов северо-западного простирания, когда породы ганальской серии были выведены на близповерхностный структурный уровень. Имеются определения возраста синкинематических тел (65 млн. лет) [Герман, 1978]. А.В. Рихтером с коллегами получены калий-аргоновые датировки метаморфизма амфиболитов вахталкинской толщи ганальской серии – 50,6 и 47,0 млн. лет (по роговой обманке); определен возраст синтектонического габбро (35,4 млн. лет – по роговой обманке), маркирующего совместно с плагиогранитами контакт Вахталкинского пакета пластин со Стеновым пакетом и фиксирующего время структурообразования; син-, посттектонических равномернозернистых роговообманковых диоритов (42,0 млн. лет – по плагиоклазу и 35,2 млн. лет – по роговой обманке), распространенных в краевой части гетерогенного интрузивного массива горы Юрчик и фиксирующих время завершения здесь метаморфических и структурообразующих процессов.

Южный блок сложен слабометаморфизованными в пренит-пумпеллиитовой фации верхнемеловыми образованиями ирунейской свиты. Контакт этого блока с расположенным севернее Вахталкинским блоком проходит по крутопадающему разлому северо-западного простирания, активно проявлявшему себя в кайнозойское время.

В тектоническом плане метаморфические породы Ганальского выступа одними исследователями рассматриваются как фрагмент древнего консолидированного фундамента Камчатки [Харкевич, 1940; Мокроусов, 1961; Марченко, 1968; Розен, Марков, 1973; Герман, 1978; Шульдинер и др., 1979; Богданов, Хаин, 2000; Богданов, Чехович, 2002], другими – как серия мезозойских отложений, слагающих комплекс основания позднемеловой островной дуги, метаморфизованных в позднемеловое-палеогеновое(?) время [Лебедев, 1968; Тарарин, 1977; Аккреционная..., 1993].

Хавывенский выступ метаморфических пород

Хавывенский выступ находится на востоке Камчатского перешейка (14 на рис.1). Возвышенность сложена метаморфическими толщами мощностью около 1200 м, которые большинством исследователей рассматриваются как часть доверхнемелового фундамента Камчатки. З.Г. Бадрединов с коллегами [Бадрединов и др., 1989] объединяют метаморфические породы Хавывенской возвышенности в хавывенскую серию, включающую две самостоятельные толщи.

Метаморфизованные до амфиболитовой фации породы нижней толщи слагают ядро куполовидной структуры. Они представлены аповулканогенными образованиями, по мнению З.Г. Бадрединова, сформированными в обстановке окраинно-континентального пояса. В верхах нижней толщи встречаются апотерригенные породы, состав которых соответствует грауваккам.

Верхняя толща хавывенской серии обнажается на большей части Хавывенской возвышенности и приурочена к крыльям куполовидной структуры. Среди измененных до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма отложений верхней толщи реконструируются аповулканогенные и первично осадочные образования, сформированные в условиях спредингового бассейна. По всему разрезу верхней толщи отмечаются линзовидные и пластообразные тела апогарцбургитовых серпентинитов мощностью от первых до 60–100 м.

Возраст пород хавывенской серии проблематичен. По данным [Бадрединов и др., 1989] отложения серии несогласно перекрываются верхнемеловыми вулканитами и были метаморфизованы в доверхнемеловое время. Единичные датировки К-Аг методом показывают возраст 122 и 90 млн. лет. В монографии [Аккреционная..., 1993] опубликованы возраста (К/Аг) амфиболовых сланцев 55,2±5 и 37,2±0,4 млн.лет.

Главные выводы о строении Восточно-Камчатской зоны, Ганальского и Малкинского метаморфических выступов

1. В геологическом строении Восточно-Камчатской зоны принимают участие позднемеловые вулканогенно-осадочные, кремнисто-вулканогенные и терригенные, часто субаркозовые комплексы, сформированные в условиях островной дуги; раннекайнозойские терригенные флишевые и олистостромовые комплексы, вероятно, накапливавшиеся в глубоководном желобе (Ветловский комплекс на хр. Кумроч и Валагинском, флишоидный комплекс и комплекс осадочного меланжа на о. Карагинском), а также фрагменты офиолитов, сформированных в разных геодинамических обстановках.

2. В Ганальском и Хавывенском выступах в разной степени метаморфизованных пород тектонически совмещены толщи, формировавшиеся в островодужных и океанических условиях, не имеющие надежных датировок возраста.

 Структура Восточно-Камчатской зоны различна в ее восточной и западной частях. На западе зоны картируются полого падающие на восток пластины, сложенные позднемеловыми островодужными толщами и серпентинитовым меланжем. На востоке – позднемеловые островодужные породы, раннекайнозойские флишевые толщи и фрагменты офиолитов, слагают систему чешуй юго-восточной вергентности, разделенных крутопадающими надвигами. Формирование пологопадающих структур на западе зоны, по-видимому, произошло раньше, чем формирование структур юго-восточной вергентности на востоке, так как в Валагинском хребте описаны надвиги юго-восточной вергентности, секущие пакет пологозалегающих пластин [Аккреционная..., 1993].

4. Формирование покровно-складчатых деформаций произошло одновременно в различных районах вдоль простирания зоны, как на ее юге, так и на севере – в раннем эоцене. В Ганальском выступе, время деформаций определяется по возрасту синкинематических интрузивных тел и синдеформационного метаморфизма – 50,7±1,5 и 47±1,2 млн. лет [Аккреционная..., 1993]. В южной части Валагинского хребта сложно деформированные палеоценовые флишевые толщи ветловского комплекса резко несогласно перекрыты среднезоценовыми морскими осадками [Аккреционная..., 1993; Бахтеев и др., 1994; Шапиро и др., 1996]. Севернее в хр. Кумроч сложно деформированные позднемеловые-палеоценовые островодужные породы с угловым несогласием перекрыты эоцен-олигоценовыми неоавтохтонными отложениями правократонной свиты, деформированной значительно слабее аллохтонных толщ. Еще севернее на п-ве Озерной слабодеформированные среднезоценовые породы конской свиты резко несогласно залегают на сложно деформированных меловых толщах [Аккреционная..., 1993].

5. Разрезы островодужных комплексов во многих районах Восточно-Камчатской зоны характеризуются неоднородным строением: в нижней части (кампан-даний) они существенно вулканогенные, в верхней (палеоцен) – терригенные.

Центрально-Камчатская депрессия

Центрально-Камчатская депрессия разделят структуры Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зон, которые либо несогласно перекрываются отложениями депрессии, либо отделены от нее субвертикальными молодыми разломами. Палеоген-неогеновый осадочный разрез Центрально-Камчатской депрессии изучен слабо, так как большая часть площади депрессии покрыта четвертичными отложениями. Относительно неплохо изучены палеоген-неогеновые осадочные отложения о. Карагинского, по-мнению М.Н. Шапиро и Ю.Б. Гладенкова принадлежащие к структурам Центрально-Камчатского прогиба и пролива Литке. Разрез юга о. Карагинского [Гладенков, 1972; Басилян и др., 1993] включает отложения свит мыса Тонс, Ильхатунской, песчаников с Laternula, пестроцветной, мыса Плоского, юнюньваямской и устьлимимтеваямской. Толщи, рассматриваемые как нижняя часть свиты мыса Тонс, имеют тектонические контакты с более молодыми отложениями и представлены пачками туфов, туфоалевролитов, туфопесчаников. Различные комплексы фауны позволили предположить среднезоценовый возраст этой части свиты. Верхнезоценовые толщи сложены пачками алевролитов, аргиллитов, туфоалевролитов, туфоаргиллитов с единичными конкрециями и конкреционными слоями и, выделяются в верхнюю часть свиты мыса Тонс. Выше согласно залегает олигоценовая ильхатунская свита. сложенная пачками туфов, туфоконгломератов, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, туфопесчаников, туфогравелитов. Далее вверх разрез согласно надстраивается позднеолигоцен-раннемиоценовой свитой песчаников с Laternula и раннемиоценовой пестроцветной свитой. Они представлены пачками алевролитов, аргиллитов, песчаников с конкрециями. В свите песчаников с Laternula присутствуют конгломераты и гравелиты с галькой и валунами основных и кислых эффузивов, карбонатов и черных алевролитов. Свита мыса Плоского с размывом и незначительным угловым несогласием залегает на пестроцветной свите. Выше согласно залегает юнюньваямская свита. Свиты мыса Плоского и пестроцветная представлены вулканогенными песчаниками с галькой, гравием и валунами, туффитами, туфодиатомитами, конкрециями. Возраст первой - средне-, позднемиоценовый, второй - позднемиоценовый. Завершает разрез усть-лимимтеваямская свита плиоценового возраста, с размывом залегающая на породах юнюньваямской свиты. Ее слагают туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоар-ГИЛЛИТЫ

Зона террейнов Восточных полуостровов Камчатки

К этой зоне относятся геологические структуры п-ва Камчатский мыс и Кроноцкого п-ва.

Особенность расположения полуострова Камчатский мыс (20 на рис.1) заключается в том, что в его пределах происходит сочленение структур Камчатки со структурами западной части Алеутской дуги. М.С. Марковым с коллегами [Марков и др., 1969, 1972; Марков, 1975] такое предположение было выдвинуто после исследования геологических структур полуострова и структур западной части Алеутской дуги. Проведенные позднее сейсмоакустические исследования подтвердили это предположение [Селиверстов, 1987], показав, что структуры Командорского сегмента Алеутской дуги непрерывно прослеживаются до п-ва Камчаткий мыс. Крупнейшей структурой, разделяющей северную и южную части полуострова Камчатский мыс, является прослеживающаяся от Командорских островов Пикежская зона северо-западных сдвиговых дислокаций. На севере полуострова выделяется Столбовской блок, а на юге – Африканский.

В строении Столбовского блока выделяются 4 толщи – тарховская, верещагинская, рифовская и баклановская [Борзунова и др., 1969].

Тарховская толща представлена различными туфами основного состава, шаровыми и массивными базальтами, а в верхах толщи появляются прослои алевритовых туфов, кремней и бурых яшм. На юге по данным Г.П. Борзуновой с соавторами [1969] предполагается несогласное залегание этих пород на толщах Африканского блока. Возраст толщи не ясен, но предполагается маастрихтским. Эффузивные породы тарховской свиты представлены базальтами толеитовой островодужной серии.

Верещагинская толща состоит из пачек чередующихся алевролитов, аргиллитов, туфогенных песчаников, гравелитов и конгломератов. В обломках последних представлены базальты, зерна серпентина. Контакт с тарховской толщей согласный. Для пород толщи имеются палеоценовые и эоценовые определения возраста [Борзунова и др., 1969; Шапиро, 1976].

Рифовская толща надстраивает разрез верещагинской свиты. Она представлена гравелитами, конгломератами, песчаниками, аргиллитами и алевролитами. В гальках конгломератов обнаружены андезито-базальты, в матриксе зафиксировано повышенное содержание серпентинитов, вплоть до появления серпентинитовых песчаников [Борзунова и др., 1969].

Баклановская толща выделяется в верхней части столбовскго блока, где она представлена конгломератами, гравелитами, туфами и туффитами. В некоторых разрезах толщи отмечаются потоки базальтов, относимых к толеитам островодужного типа [Хубуная, 1981].

Возраст рифовской и баклановской толщ оценен как эоцен-олигоценовый [Борзунова и др., 1969; Шапиро, 1976].

Столбовской блок характеризуется простой складчатой структурой северо-западной ориентировки, осложненной вдоль южной границы малоамплитудными надвигами [Федорчук, 1990].

Таким образом, столбовской блок -- это фрагмент островодужного сооружения, сформированного в позднем мелу(?) -- палеогене.

В структуре Африканского блока тектонически совмещены коплексы пород разного генезиса и разного возраста [Федорчук, 1989, 1990, 1991; Федорчук и др., 1989а, б; Аккреционная..., 1993]. Здесь выделяются чешуи, сложенные: 1 - субаркозовыми песчаниками и алевролитами; 2 - вулканогенными породами позднемелового и миоценового возраста, сформированными в островодужных условиях; 3 - яшмами валанжин-сеноманского, аптсеноманского и альб-сеноманского возраста, чередующихся с альб-туронскими кремнистыми известняками и включающих потоки базальтов типа СОХ, базальтов сформированных на трансформных разломах и океанических поднятиях; 4 – ультрамафитами дунит-гарцбургитового ряда, сходных с гипербазитами глубоководных желобов, ультрамафитами гарцбургит-лерцолитового ряда океанического происхождения и ассоциированными с ними габбро-амфиболитами, вероятно, являющимися плутоническими аналогами бонинитов фундамента островных дуг; 5 – блоками габбро юрского и мелового возраста; 6 - олистостромовыми толщами позднемелового возраста.

Тектоническое совмещение перечисленных пород происходило в конце позднего мела, палеогене и неогене [Федорчук, 1989, 1990, 1991; Федорчук и др., 1989a, б]. Структурные взаимоотношения перечисленных комплексов не достаточно ясны и поразному описаны в работах А.В. Федорчука с соавторами [Федорчук, 1989, 1990, 1991; Федорчук и др., 1989] и в работе [Аккреционная..., 1993].

В структуре **Кроноцкого полуострова** (21 на рис.1, рис.19) принимают участие сенонские и палеоцен-эоценовые эффузивно-пирокластические и туфогенно-осадочные образования [Аккреционная..., 1993].

Верхнемеловые образования представлены двумя толщами, слагающими отдельные тектони-

ческие пластины. Нижняя толща образована мощными потоками базальтов часто с шаровой отдельностью, прослоями гиалокластитов, лавобрекчиями и пачками кристалло-витрокластических туфов основного и среднего состава, туффитами, туфосилицитами и туфопелитами, чередующимися в разрезе. Из туфосилицитов был выделен комплекс радиолярий, показывающий коньяк-раннекампанский возраст толщи. В более верхних горизонтах толщи были определены радиолярии раннесантонского-раннекампанского возраста.

Верхняя толща представлена преимущественно витрокластическими и кристалло-пемзовыми туфами, туфоконгломератами, туфобрекчиями, в меньшей степени базальтами и лавобрекчиями. Из кремнистых туфопелитов были выделены радиолярии позднего маастрихта.— раннего палеоцена.

Палеогеновые вулканогенно-осадочные и эффузивно-туфогенные образования кубовской и козловской свит, несогласно, с конгломератами в основании, ложатся на верхнемеловые-нижнепалеоценовые отложения.

Кубовская свита образована туфоконгломератами, туффитами, туфопелитами, яшмовидными туффитами, туфогенными песчаниками, алевролитами и базальтами с шаровой отдельностью. На контакте пород свиты с меловыми толщами фиксируются конгломераты с галькой базальтов, габбро, габбро-амфиболитов, серпентинитов, туфов и туфосилицитов. Из алевролитов нижней части свиты были определены планктонные и бентосные фораминиферы палеоцен-нижнеэоценового возраста.

Козловская свита, сложенная потоками базальтов и андезито-базальтов, переслаивающимися с грубыми пирокластическими образованиями, песчаниками и алевролитами, с размывом ложится на отложения кубовской свиты и с угловым несогласием перекрывается терригенными образованиями верхнего миоцена.

Вулканические породы Кроноцкого поднятия по петрохимическим характеристикам сопоставляются с эффузивами начальных стадий развития островных дуг.

Тектоническая структура Кроноцкого поднятия характеризуется покровным строением. Относительным автохтоном служат коньяк-сантонские эффузивно-пирокластические образования. Нижняя аллохтонная пластина представлена серпентинитовым меланжем, верхняя – туфогенно-осадочными толщами маастрихта-палеоцена. В серпентинитовом меланже закартированы гарцбургиты с





Составлена Ю.Н. Разницыным, С.Д. Соколовым, Н.В. Цукановым) [Аккреционная..., 1993]

1 – четвертичные отложения; 2 – плиоценовые терригенные отложения; 3 – палеогеновые вулканогенно-осадочные образования кроноцкой серии; 4. 5 – верхнемеловые вулканогенно-кремнистые образования: 4 – верхняя толща, 5 – нижняя толща; 6 – габбро; 7 – массивные серпентинизированные гарцбургиты; 8 – серпентинитовый меланж; 9 – геологические границы: а – согласные, 6 – несогласные; 10 – разрывные нарушения: а – надвиги, 6 – недифференцированные; 11 – элементы залегания: а – нормальные, 6 – опрокинутые; 12 – места находок микрофауны; 13, 14 – характер деформаций отложений: 13 – верхней толщи, 14 – нижней толщи; 15 – линия профиля

линзовидными телами дунитов и хромитов. Верхнемеловые образования и серпентинитовый меланж с угловым и азимутальным несогласием перекрываются толщами кубовской и козловской свит, слабо затронутыми деформациями.

Тюшевский прогиб

Тюшевский прогиб разделяет структуры Восточно-Камчатской зоны и зоны террейнов Восточных полуостровов Камчатки. Он сложен мощной интенсивно деформированной терригенной толщей верхней половины палеогена и миоцена [Шапиро и др., 1996]. Толщи смяты в складки, разбиты на несколько тектонических чешуй и с угловым несогласием перекрыты плиоценовыми вулканитами.

Структуры всех охарактеризованных выше зон Камчатки перекрываются толщами протяженных вулканических поясов – Центрально-Камчатского (миоцен-плиоцен) и Восточно-Камчатского (плиоцен – современное время) (см. рис.1). По геохимическим характеристикам и структурному положению они рассматриваются как типично окраинно-континентальные. В лавах обоих поясов обнаружены многочисленные ксенолиты высокометаморфизованных пород (вплоть до гранулитов), а также ксенолиты кислых пород [Колосков, 1999], свидетельствующие о континентальном основании этих поясов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ (ОЛЮТОРСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ БЛОК)

Накопившийся к настоящему времени материал по югу Корякии получен сотрудниками Института литосферы, Геологического института, Института физики Земли РАН и производственного объединения "Камчатгеология".

На юге Корякии выделяются Укелаятские флишевые толщи, фронтальная зона, зона Олюторского хребта, зона Олюторского п-ва, зона Ильпинско-Пахачинского прогиба, Говенская зона, зона аккреционной призмы и Апукский грабен [Чехович, 1993; Чехович, Богданов, 1999] (рис.20). На образования перечисленых зон наложены почти недеформированные субаэральные плиоцен-раннечетвертичные вулканиты Апукско- Вывенского пояса.

Укелаятские флишевые толщи

Укелаятские флишевые толщи рассматриваются как автохтон. Они представлены отложениями аяонской и тавенской свит. Тавенская свита стратиграфически, без видимых несогласий, надстраивает аяонскую [Госгеолкарта, 1:50000, 1995]. Свиты сложены переслаивающимися субаркозовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнисто-глинистыми, глинисто-песчанистыми породами, часто с турбидитными структурами. Иногда среди таких пород присутствуют осадочные брекчии и конгломераты с гальками кремней и яшм. Возраст пород автохтона оценен по комплексам радиолярий и планктонных фораминифер [Гос геолкарта, 1:50000, 1995] как кампан-маастрихтский, возможно, палеоценовый (аяонская свита кампан -- ранний маастрихт, тавенская -- маастрихт-палеоцен). В работах [Геология юга..., 1987; Федорчук и др., 1991] опубликованы более древние возрасты - от альба-сеномана (по иноцерамам) до сантона-кампана, кампана-маастрихта (по радиоляриям). Данные треккового метода по цирконам показали 42 млн. лет [Соловьев и др., 1998].

В некоторых районах распространения флишевых толщ описаны олистостромовые толщи [Митрофанов, 1977; Госгеолкарта, 1:50000, 1995]. Залегающие в терригенной матрице олистолиты представлены алевролитами, песчаниками, глыбами яшм, спилитов, диабазов, туфов и туфо-кремнистых пород. Возраст матрицы олистостромовой толщи оценен как маастрихтский [Митрофанов, 1977].

Фронтальная зона

Фронтальная зона ограничивает с севера весь Олюторский блок. Ее структура определяется прежде всего региональным Ватынско-Вывенским надвигом протяженностью более 500 км. Именно по этому надвигу Олюторский блок тектонически перекрывает автохтонные Укэлаятские флишевые толщи. Поверхность надвига полого падает на юг и юго-восток, а в некоторых местах образования Фронтальной зоны залегают на флише субгоризонтально [Алексеев, 1979; Александров и др., 1980; Богданов и др., 1982а]. Амплитуда горизонтальной зоной по разным данным оценивается в 8–10 км [Алексеев, 1979; Александров и др., 1980] и 40– 45 км [Геология и полезные..., 1965].

В структуре Фронтальной зоны участвуют несколько комплексов пород [Геология юга..., 1987; Федорчук и др., 1991; Kravchenko-Berezhnoy et. al., 1993]. Наиболее приближены к фронту Ватынско-Вывенского тектонического покрова аллохтонные меловые толщи, сформированные в условиях ок-



Рис. 20. Геологическая схема северо-западного складчатого обрамления Командорской котловины [Чехович, 1993]

1-3 – оксанические комплексы: 1 – офиолитовый (K₂), 2 – оксанических базальтов (K₂al-cp), 3 – оксанических базальтов щелочного типа (K₂cp-d); 4, 5 – комплексы глубоководных желобов и аккреционных призм: 4 – флишоидный (P₁-P₃), 5 – осадочного меланжа (K₂-P₃); 6-10 – островодужные комплексы: 6 – кремнисто-вулканогенный (K₂st-cp), 7 – вулканогенно-обломочный (K₂cp-d), 8 – комплекс реликтов магматических камер островной дуги (дунит-клинопирок-сенит-габбровый) (P), 9 – вулканогенно-осадочный (P₂-P₃), 10 – вулканогенно-терригенный (K₂-P₃); 11, 12 – комплексы активных континентальных окраин: 11 – Апукско-Вывенский (N₂-Q), 12 – Западно-Камчатско-Корякский (P); 13 – рифто-генные вулканиты Апукского грабена (P –N); 14 – рыхлые неоген-четвертичные отложения; 15 – флишевые толщи Укелаятско-Лесновской зоны (K₂-P₁); 16 – разломы: а – надвиги, 6 – субвертикальные; 17 – границы структурных зон. Структурные зоны: А – Фронтальная; Б – Ильпинско-Пахачинского прогиба; В – Говенская; Г – аккреционной призмы; Д – Олюторского полуострова; Е – Центральная зона Олюторского хребта. ВП, ИП – соответственно, Ватынский и Ирунейский тектонические покровы

раинного моря или в океанических условиях (комплекс базальтов океанического типа [Чехович, 1993]). Далее к югу развиты островодужные позднемеловые кремнисто-вулканогенные толщи (кремнисто-вулканогенный комплекс [Чехович, 1993]) и дунит-клинопироксенит-габбровые тела (дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс [Чехович, 1993]). Толщи залегают в покровно-складчатой структуре. Тектонические покровы и чешуи залегают субвертикально, иногда с северной или южной вергентностью [Геология юга..., 1987; Федорчук и др., 1991; Kravchenko-Berezhnoy et al., 1993; Астраханцев, 1996].

Океанические толщи сложены пачками красных и бурых яшм, часто со слоями иноцерамов, зеленых, бурых и серых кремней и туфосилицитов, оливин-плагиоклаз-клинопироксеновых, плагиоафировых, афанитовых, массивных, реже миндалекаменных базальтов (N,T-MORB). Мощность океанических толщ – от 500 до 2000 м. Для океанических пород имеются сеноман-раннеконьякские [Федорчук, 1991], коньяк-среднекампанские, позднетурон-раннекампанские, сантон-кампанские и кампан-маастрихтские [Геология юга..., 1987; Шикова, 1997] определения возраста по радиоляриям.

Островодужные толщи представлены пачками тонко переслаивающихся кремнистых аргиллитов, вулканомиктовых алевролитов, песчаников, литокластических туфов, вулканических брекчий, массивных лавовых потоков плагиоафировых и пироксен-плагиоафировых базальтов (толеитовые, известково-щелочные и субщелочные серии). Мощность толщ достигает 1 км. Их возраст оценен по радиоляриевым датировкам – сантон-кампан, кампан-маастрихт [Геология юга..., 1987; Федорчук, 1991; Шикова, 1997].

Породы дунит-клинопироксенит-габрового комплекса обнажаются на востоке зоны (Эпильчикский и другие массивы) и на западе (Сейнавский, Гальмынанский и более мелкие массивы). Эти массивы представляют собой бескорневые аллохтонные массы или пластины [Алексеев, 1979; Александров и др., 1980; Очерки тектоники..., 1982], обычно занимающие наиболее высокое структурное положение в системе покровов Фронтальной зоны. Массивы сложены дунитами, клинопироксенитами и габброидами, находящимися в различных сочетаниях друг с другом. В центральных частях Олюторского хребта существуют массивы с горячими контактами, иногда обладающие кольцевым строением и напоминающие расслоенные интрузии. В этих массивах преобладают габброиды и лишь центральные части сложены клинопироксенитами и дунитами [Геология западной..., 1990]. Подобные массивы интерпретируются как промежуточные магматические камеры в островодужных системах [Геология юга..., 1987]. Имеются датировки пород массивов – 69,3±15,9; 57,2±9,2 млн. лет (Garver, устное сообщение), 64 млн. лет (K/Ar) [Алексеев, 1979].

В бассейне р. Ветроваям А.В. Федорчуком с соавторами [1991] описаны дайки, силлы и мелкие штокообразные тела магматических пород кислого состава, которые интрудируют все описанные океанические, островодужные породы (включая пластины габброидов, пироксенитов и верлитов). В отличие от вмещающих магматических и осадочных пород гранитоиды существенно меньше тектонизированы и не затронуты рассланцеванием. Иногда кислые интрузивы залечивают тектонические контакты между различными пластинами. Калий-аргоновый возраст гранитоидов – 45–46 млн. лет [Федорчук и др., 1991].

Укелаятские флишевые толщи и комплексы Фронтальной зоны перекрыты с угловым несогласием слабо деформированными вулканогенно-обломочными породами олигоцен-миоценового возраста [Геологическая карта..., 1976]. В отчете к госгеолкарте масштаба 1:50000 [1995] опубликованы датировки калий-аргонового метода по биотитам и калиевому полевому шпату из гранитоидов, секущих флишевые толщи, которые соответствуют 30±0,5 и 34±0,5 млн. лет.

Главные выводы о строении Фронтальной зоны

 В ней участвуют залегающие субвертикально пластины и чешуи, сложенные позднемеловыми породами, сформированными в условиях окраинного моря и островной дуги. Толщи окраинноморского типа наиболее приближены к фронту Ватынского покрова. Пакет тектонических чешуй, сложенных породами окраинноморского и островодужного типов, надвинут по пологой плоскости сместителя Ватынского покрова на терригенные Укелаятские толщи.

 Как показывает возраст гранитоидов, "сшивающих" тектонические чешуи во фронте Ватынского покрова, первая фаза тектонического совмещения комплексов пород окраинноморского и островодужного типа, вероятно, произошла в среднем эоцене.

Зона Олюторского хребта

Особенность структуры зоны Олюторского хребта состоит в том, что север-северо-восточные простирания разрывных нарушений и складок в ней резко не согласуются с близкими к широтным простираниями структур во Фронтальной зоне и зоне Олюторского полуострова.

Зона Олюторского хребта включает три структурно-вещественных комплекса, тектонически надвинутых друг на друга с запада на восток [Чехович, 1993].

Наиболее низкое структурное положение занимает олистостромовый комплекс [Богданов и др., 1982а; Геология юга..., 1987; Богданов и др., 1999] (см. рис.20). В качестве "матрицы" этого комплекса выступает толща терригенных, преимущественно тонкообломочных пород. Среди них преобладают темные алевролиты и аргиллиты с отдельными прослоями вулканомиктовых тонкозернистых песчаников. Олистолиты и олистоплаки представлены отдельными телами подушечных базальтов океанической и островодужной природы, вулканических брекчий, туфов и фрагментами базальтовых и кремнистых толщ. Из кремнистых пород олистолитов были выделены радиолярии коньяк-раннекампанского, кампан-маастрихтского и маастрихтдатского возраста. В одном образце из кремнистой толщи обнаружены триасовые радиолярии [Геология юга..., 1987; Шикова, 1997]. В районе мыса Витгенштейна в матрице олистостромовой толщи обнаружен наннопланктон сантон-маастрихтского возраста [Щербинина, Коваленко, 1996]. Южнее из матрицы олистостромы В.А.Крашенинниковым были выделены палеогеновые глобигерины [Богданов и др., 1982а]. Толщи олистостромового комплекса интенсивно деформированы в изоклинальные складки, в них широко развит кливаж осевых плоскостей. Часто в слоях песчаников наблюдаются структуры будинажа. Общая вергентность структур комплекса – юго-восточная, совпадающая с вергентностью выше лежащих тектонических пластин.

Структурно выше олистостромового комплекса залегает пластина, сложенная кремнисто-вулканогенными и вулканогенными породами островодужного типа (кремнисто-вулканогенный комплекс [Чехович, 1993]). Породы комплекса представлены подушечными и массивными лавами пироксенплагиоклазовых базальтов и андезитов, туфо-, лавобрекчиями, туфами различной зернистости от грубообломочных до тонкозернистых, переходящими в туфоалевролиты и туфосилициты, многочисленными пачками зеленых и серых кремней, силицитов. Базальты и андезито-базальты принадлежат как к толеитовой, так и к известково-щелочной островодужным сериям [Сухов, 1983]. Из кремнистых пород комплекса имеются многочисленные определения возраста пород по радиоляриям, который попадает в интервал от коньяка до маастрихта [Геология юга..., 1987; Чехович, 1993].

Верхняя тектоническая пластина зоны Олюторского хребта сложена толщами мелового вулканогенно-обломочного комплекса [Чехович, 1993]. Эти толщи разбиты на ряд более мелких тектонических чешуй, деформированные в крупные, относительно пологие складки субмеридионального простирания. В нижней части комплекса преобладают глыбовые лаво- и туфобрекчии с отдельными горизонтами лав, а также псаммитовые и псефитовые туфы. Выше располагается терригенная толща, сложенная вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами с отдельными горизонтами осадочных брекчий и редко туфов. По данным А.В. Федорчука [1985] мощность этой верхней части разреза на западном склоне Олюторского хребта может достигать 1-2 км, тогда как на восточном склоне составляет лишь первые сотни метров. Эксплозивный характер вулканогенных продуктов и вулканомиктовый состав обломочных пород, как и петрологические особенности вулканитов, свидетельствуют об островодужной природе комплекса. Возраст комплекса – сантон–даний Пеология юга..., 1987; Чехович, 1993].

Среди островодужных пород зоны Олюторского хребта в ряде мест закартированы обнажения океанических пород (комплекс базальтов океанического типа) [Богданов и др., 19826; Чехович, 1993]. Толщи сложены переслаивающимися массивными или подушечными базальтами афирового облика с отдельными линзами пелагических известняков, силлами и потоками миндалекаменных базальтов с прослоями гиалокластитов. Микрофауна (планктонные фораминиферы и радиолярии) из линз пелагических известняков и кремней свидетелъствует об альб-туронском, коньяк-сантонском, сантон-кампанском возрасте этих толщ. Базальты по петролого-геохимическим характеристикам соответствуют толеитам окраинных морей.

Главные выводы о строении зоны Олюторского хребта

1. Север-северо-восточные простирания структурных элементов зоны Олюторского хребта резко дискордантны по оношению к структурам Фронтальной зоны на севере и зоны Олюторского полуострова на юге.

2. В покровно-складчатой структуре восточной вергентности зоны Олюторского хребта нижнее структурное положение занимает раннекайнозойский олистостромовый комплекс, структурно выше залегают пластины, сложенные позднемеловыми толщами островодужного типа.

 Среди островодужных пород в разных структурных ситуациях обнажаются блоки пород океаничесвкого типа средне- и позднемелового возраста.

4. Структура зоны Олюторского хребта формировалась после палеоцена.

5. Разрезы островодужного типа имеют двучленное строение – в нижней кампан-датской части разрез существенно вулканогенный и представлен лавовыми потоками, туфо- и лавобрекчиями с большим количеством пирокластики, выше вулканогенные толщи сменяются терригенными песчаниками и алевролитами.

Зона Олюторского полуострова

С юга к зоне Олюторского хребта дискордантно причленяются структуры зоны Олюторского полуострова (см. рис.20). В районе этого полуострова обнажаются толщи, сложенные в основном позднемеловыми базальтами океанических поднятий на трансформных разломах [Чехович, 1993]. Эти образования формируют отчетливый пакет тектонических покровов. Надвиговые плоскости имеют широтное простирание и падают на север под углом 30-40°. Возраст толщ по радиоляриям определен как кампанский.

Зона Ильпинско-Пахачинского прогиба

Зона Ильпинско-Пахачинского прогиба (см. рис.20) отделяется от Фронтальной зоны системой кулисообразных разрывов часто надвигового характера, падающих на юго-восток. Границей с более южной Говенской зоной также служат разломы, по которым слагающие Говенскую зону толщи надвинуты на породы зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба. Почти вся площадь последней сложена палеоген-раннемиоценовым *вулкано-терригенным комплексом*, породы которого формируют в целом крупную синклинальную структуру, выклинивающуюся к восток-северо-востоку. Северный борт этой структуры осложнен узкими антиклинальными складками, иногда опрокинутыми к север-северозападу, и более пологими синклинальными структурами.

Ассоциации пород нижней части вулкано-терригенного комплекса являются аналогами толщ вулканогенно-обломочного комплекса зоны Олюторского хребта. Породы кампан-датского возраста представлены глыбовыми туфо- и лавобрекчиями с редкими горизонтами псаммитовых туфов и кремнистыми пачками, содержащими прослои туфогенно-кремнистых пород и отдельные пропластки кремнистых туфов.

Верхняя палеоген-раннемиоценовая часть комплекса без видимых несогласий наращивает нижнюю и сложена вулканомиктовыми терригенными породами (пачками переслаивающихся песчаников, аргиллитов, алевролитов). Стратиграфические исследования нескольких опорных кайнозойских разрезов зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба (разрез хребта Майны-Какыйне, Ильпинского п-ва, юга о. Карагинского, Залива Корфа) [Тарасенко и др., 1970; Гладенков и др. 1988а, б] показали согласные взаимоотношения всех палеоген-раннемиоценовых толщ комплекса. Суммарная мощность отложений комплекса по разным оценкам составляет 3000 м. Петролого- геохимические характеристики вулканитов показывают, что толщи накапливались в островодужной обстановке [Кравченко-Бережной, 1989].

Говенская зона

Говенская зона (геологическую схему см. в главе 3) сложена исключительно комплексом палеогеновых вулканогенно-осадочных пород (вулканогенно-осадочный комплекс [Чехович, 1993]). Северо-западная граница зоны выражена системой надвигов. Юго-восточная граница может приниматься лишь условно, поскольку переход к зоне аккреционной призмы на юго-восточных склонах хребта Малиновского происходит по достаточно широкой зоне субпараллельных надвигов, падающих на северо-запад. Наиболее характерной чертой структуры Говенской зоны является веерообразное расположение плоскостей сместителей надвигов и осевых плоскостей складок [Геология западной..., 1990; Чехович, 1993]. На северных склонах хр.Малиновского структуры характеризуются северной и северо-западной вергентностью, а на южных склонах – южной и юго-восточной вергентностью.

Палеогеновый вулканогенно-осадочный комплекс включает две фациально различные толщи: туфолавовую и туфофлишоидную [Чехович, 1993]. Туфолавовая толща слагает серию крупных тектонических пластин, наклоненных на юго-восток. В разрезах толщи преобладают разнообразные туфобрекчии, варьирующие от глыбовых до мелкообломочных, туфы и пачки алевролитов, а также достаточно протяженные лавовые покровы базальтов и андезито-базальтов, мощность которых в отдельных местах может превышать 200 м. Общая мощность толщи составляет 1500–2000 м.

Туфофлишоидная толща [Серова, 1969, 1970] в нижней части сложена туфами различной размерности, переслаивающимися с флишоидными пачками туфопесчаников, алевролитов и аргиллитов; выше располагается пакет ритмично чередующихся алевролитов, аргиллитов и туфопесчаников с отчетливыми признаками градационной слоистости. Н.П. Чамовым [1994] показано, что туфофлишоидная толща согласно надстраивает мел-палеоценовые вулканогенные толщи, схожие с толщами вулканогенно-обломочного комплекса Олюторского хребта, и, в свою очередь, согласно перекрывается туфолавовой толщей.

Вулканиты комплекса принадлежат известковощелочной серии с шошонитовой тенденцией и, повидимому, сформировались в зрелой островной дуге [Кравченко-Бережной, 1989].

Возраст вулканогенно-осадочного комплекса можно считать палеогеновым на основании среднеэоценовых датировок по радиоляриям [Геология западной..., 1990] и наннопланктону [Щербинина, 1992] из туфолавовой толщи и палеоцен-эоценовых по планктонным фораминиферам из туфофлишоидной толщи [Серова, 1970].

Главные выводы о строении зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба и Говенской зоны

1. Толщи этих двух зон не вовлекались в покровно-складчатые деформации с маастрихта по ранний миоцен. В среднем миоцене толщи зон были деформированы в изоклинальные складки и разбиты надвигами.

2. Выделено два периода островодужного магматизма – мел-палеоценовый и среднезоцен-олигоценовый (Говенские островодужные толщи). Строение островодужных разрезов мел-палеоценового интервала близко к строению островодужных комплекса Олюторского хребта: нижняя меловая– датская часть разреза – вулканогенная, верхняя палеоценовая – терригенная.

Зона аккреционной призмы

Зона аккреционной призмы фиксируется в южных отрогах хр. Малиновского и протягивается на о. Карагинский. Покровно-складчатая структура зоны характеризуется юго-восточной вергентностью. В структуре участвуют флишевые толщи эоцен-олигоценового возраста и одновозрастные с ними олистостромовые толщи.

Апукский грабен

Апукский грабен на востоке имеет четкое прямолинейное ограничение в виде Апукского разлома. Западное ограничение грабена более сложное, имеющее, видимо, ступенчатое строение. На севере происходит постепенное затухание этой структуры в пределах Фронтальной зоны. Наиболее характерными образованиями в пределах грабена являются плиоцен-раннечетвертичные вулканогенные породы, охарактеризованные ниже.

Апукско-Вывенский вулканический пояс

Позднемиоцен-раннечетвертичный окраинноконтинентальный вулканический пояс (Апукско-Вывенский) протягивается от Олюторского хребта до Камчатского перешейка. Эти практически недеформированные субаэральные вулканиты наложены на складчатые структуры Олюторского блока. В пределах комплекса выделяются надсубдукционные и рифтогенные толщи [Кепежинскас, 1990]. Первые распространены на западе Олюторского блока. В их составе преобладают андезиты и андезито-базальты известково-щелочной и толеитовой серий. Эти породы имеют подкоровое происхождение, сформировались за счет субдукции океанической коры под литосферу Корякии и Северной Камчатки. Предполагаемая сейсмофокальная зона трассируется по оси отрицательной гравитационной аномалии, протягивающейся по данным Н.В. Устинова вдоль восточного побережья Камчатки и Южной Корякии от Олюторского залива на севере до п-ва Озерного на юге. Аномалия интерпретируется как структура глубоководного желоба, засыпанного терригенными осадками мощностью до 4 км [Тильман, Богданов, 1992].

К рифтогенным толщам следует отнести два типа вулканогенных образований, первый из которых развит в пределах собственно Апукского грабена, а второй формирует значительно меньшие по размерам грабенообразные структуры, расположенные на Олюторском полуострове. Эти структуры сложены толеитовыми и известково-шелочными вулканитами с "океанической" спецификой [Кепежинскас, 1990], которые по своим характеристикам могут сопоставляться с вулканитами рифтов. Рифтогенная природа апукских вулканитов подтверждается также тем обстоятельством, что поле их развития располагается непосредственно на продолжении позднекайнозойской оси спрединга Командорской впадины (Богданов, Непрочнов, 1984].

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ И ПРОБЛЕМА ВЫДЕЛЕНИЯ ЭКЗОТИЧЕСКИХ ТЕРРЕЙНОВ

Геодинамическому анализу комплексов пород Камчатки и юга Корякии, а также тектонической эволюции этих районов в позднем мелу и кайнозое посвящено большое количество публикаций [Богданов и др., 1982; Богданов, Кепежинскас, 1988; Ставский и др., 1988; Тильман, Богданов, 1992; Зинкевич, Цуканов, 1992; Соколов, 1992; Чехович, 1993; Аккреционная..., 1993; Geist et al., 1994; Шапиро, 1995; Антипов и др., 1997; Нижний палеоген..., 1997; Чехович, Богданов, 1999; Chekhovich et al., 1999; Коваленко, 1999а, 2001]. Практически во всех работах мнения сходятся относительно геодинамической принадлежности кайнозойских пород Западной Камчатки. Предполагается, что они сформировались в шельфовых и прибрежно-морских условиях кайнозойской материковой окраины [Нижний палеоген..., 1997].

Гипотезы о происхождении и тектоническом развитии метаморфических пород в Малкинском, Ганальском, Хавывенском выступах очень разнообразны в связи со сложностью метаморфических объектов. Н.А. Богданов и В.Е. Хаин [Объяснительная записка..., 2000] считают, что все метаморфические комплексы являлись частью микроконтинента, тектонически совмещенного с материком в раннем кайнозое. Другие исследователи полагают, что некоторые метаморфизованные комплексы могли являться частями аллохтонных толщ, распространенных в Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зонах, и подверглись метаморфизму при деформациях этих толщ. Так, А.В. Рихтер считает, что многие толщи Ганальского выступа могли быть метаморфизованы в палеогене в период деформаций толш Восточно-Камчатской зоны и предполагает, что некоторые островодужные комплексы Ганальского выступа (не имеющие, к сожалению, возрастных датировок) могут быть возрастными аналогами позднемеловых аллохтонных островодужных толщ, распространеных в других районах Восточной Камчатки [Аккреционная..., 1993]. Г.Е. Бондаренко допускает, что триасовые толщи андриановской, алисторской и химкинской свит Малкинского выступа могли являться фундаментом ирунейского бассейна, отделяющего позднемеловые островодужные структуры от материка, а формирование синкинематических тел плагиогранитов с возрастом 65±10 млн. лет, последующий метаморфизм толщ с возрастом 60-70 млн. лет, а также размыв этих толщ с накоплением барабских конгломератов в маастрихте-палеоцене связаны с началом закрытия Ирунейского бассейна [Бондаренко, 1997].

Присутствующие в структурных зонах Камчатки и юга Корякии вулканогенные, кремнисто-яшмовые, кремнисто-вулканогенные комплексы пород с океаническими петролого-геохимическими свойствами, очевидно, являются экзотическими и сформировались в условиях спрединга океанических или задуговых бассейнов [Богданов и др., 1982; Тильман, Богданов, 1992; Соколов, 1992; Чехович, 1993; Аккреционная..., 1993; Шапиро, 1995; Чехович, Богданов, 1999].

Геодинамическая интерпретация широко распространенных на Камчатке вулканогенных, пирокластических, кремнисто-вулканогенных и других толщ с островодужными геохимическими характеристиками также достаточно определена. По мнению большинства исследователей [Богданов и др., 1982; Филатова, 1988; Тильман, Богданов, 1992; Соколов, 1992; Чехович, 1993; Аккреционная..., 1993; Шапиро, 1995; Geist et al., 1994; Чехович, Богданов, 1999], часть из них была сформирована в пределах окраинно-континентальных вулканических поясов Андийского типа. Эти комплексы не являются экзотическими. Другие толщи аналогичного состава рассматриваются как остатки древних островных дуг, удаленных в прошлом от континентальной окраины и тектонически совмещенные с нею в более позднее время.

На северо-востоке России выделяются несколько протяженных окраинно-континентальных поясов, по-видимому, маркирующих зоны субдукции под континент в различные периоды времени: плиоцен-четвертичный Восточно-Камчатский; позанеолигоцен-четвертичный Центрально-Камчатский, простирающиеся с юга на север вдоль Камчатского полуострова в южную Корякию; среднезоцен-олигоценовый Западно-Камчатско-Корякский, протягивающийся от западной Камчатки в центральную Корякию; позднемеловой Охотско-Чукотский, вулканиты которого распространены от Сихоте-Алиня до Чукотки и Северной Аляски [Филатова, 1988; Богданов, Кепежинскас, 1988; Эоцен западной..., 1991; Соколов, 1992; Чехович, 1993; Аккреционная..., 1993; Чехович, Богданов, 1999]. Перечисленные пояса простираются на большие расстояния, с резкими угловыми несогласиями "запечатывают" более древние структуры, сложенные разновозрастными породами различных геологических формаций, а слагающие их толщи во многих районах слабо деформированы. В работе [Нижний палеоген..., 1997] палеоценовые силлы и базальты, обнажающиеся в центральных районах Западно-Камчатской зоны (п-ова Омгон и Утхолок), также рассматриваются как окраинноконтинентальные, так как они схожи по геохимическим характеристикам с вулканитами активных континентальных окраин. Тем не менее, в этой же работе высказывается и мнение об их рифтогенной природе.

К экзотическим островодужным террейнам в структуре Камчатки и юга Корякии отнесены толщи меловых вулканогенно-осадочных и кремнисто-вулканогенных пород Западно-Камчатской зоны, позднемеловые и палеогеновые вулканогенно-осадочные, кремнистые и кремнисто-вулканогенные толщи Центрально-Камчатской зоны и Фронтальной зоны юга Корякии, Восточно-Камчатской зоны, зоны Олюторского хребта, Говенской зоны, Ильпинско-Пахачинского прогиба, зоны террейнов восточных полуостровов Камчатки (см. рис.1, 20) [Богданов и др., 1982; Тильман, Богданов, 1992; Соколов, 1992; Чехович, 1993; Аккреционная..., 1993; Geist et al., 1994; Шапиро, 1995; Чехович, Богданов, 1999].

В работах [Соколов, 1992; Аккреционная..., 1993; Шапиро, 1995; Чехович, Богданов, 1999] высказываются мнения о том, что островодужные породы, участвующие в структуре перечисленных выше зон, являются остатками нескольких островных дуг.

Мел-палеогеновые островодужные толщи зоны восточных полуостровов Камчатки (Кроноцкий пов, Столбовской блок на п-ве Камчатский мыс), располагающиеся восточнее надвига Гречишкина, всеми исследователями объединяются в Кроноцкую дугу. Островодужный магматизм в этих толщах в разной степени проявляется с позднего мела (а, возможно, с коньяка [Аккреционная..., 1993]) по зоцен, хотя наиболее мощные пирокластические и лавовые толщи накапливались в позднем мелу и палеоцене. Геологические структуры вдоль круто падающего на запад надвига Гречишкина рассматриваются как сутурная зона. Она отделяет геологические комплексы Восточно-Камчатской зоны от комплексов Тюшевского прогиба и Восточных полуостровов Камчатки (см. рис.1). Нижнее положение в структуре занимают неогеновые толщи Тюшевского прогиба, выше залегают глубоководные флишевые толщи Ветловского комплекса и мелраннепалеогеновые островодужные породы Восточно-Камчатской зоны. Вероятно, к Кроноцкой дуге принадлежат и экзотические палеоцен-эоценовые островодужные толщи Командорских островов, резко отличающиеся по геохимическим свойствам от одновозрастных толщ Алеутских островов [Чехович, 1993; Шапиро, 1995].

Среднеэоцен-олигоценовые островодужные толщи Говенской зоны, одновозрастные с толщами Западно-Камчатско-Корякского окраинно-континентального пояса, интерпретируются как Говенская островная дуга [Чехович, 1993]. Эти толщи распространены только на юге Корякии и, по-видимому, их формирование связано с сугубо региональными тектоническими процессами в этом районе [Чехович и Богданов, 1999; Чехович, 1993].

По поводу геодинамической позиции позднемеловых и палеоценовых островодужных толщ Западно-Камчатской, Центрально-Камчатской, Восточно-Камчатской, Фронтальной зон, зоны Олюторского хребта и зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба (см. рис.1, 20) мнения исследователей различаются.

В ряде работ все эти толщи объединяются в одну протяженную энсиматическую Ачайваям-Валагинскую островную дугу [Аккреционная..., 1993; Шапиро, 1995], аллохтонные толщи которой надвинуты на край материка по системам Ватынского (на юге Корякии), Ирунейского (на Камчатском перешейке) и Андриановского (в Малкинском выступе) тектонических покровов. Одним из доводов в пользу этой гипотезы является синхронность завершения островодужного магматизма в позднемеловых и палеогеновых толщах рассматриваемых районов, относимых к Ачайваям-Валагинской островной дуге: активный магматизм заканчивается в середине палеоцена, после чего здесь начинается накопление терригенных толщ.

Н.А. Богданов и В.Д. Чехович [2002] убеждены, что меловые островодужные породы Западно-Камчатской зоны представляют собой остатки самостоятельной дуги (Паланской) по двум причинам. Во-первых, как было показано ранее главная фаза покровно-складчатых деформаций толщ Западной Камчатки была в конце маастихта, значительно раньше, чем в более восточных структурных зонах Камчатки, в которых деформации протекали в раннем эоцене и миоцене. Во вторых, ширина ареала распространения позднемеловых, деформированных в покровно-складчатую структуру островодужных пород от хр. Тумрок до хр. Медвежий на западной Камчатке, около 350 км. Если "распрямить" покровно-складчатую структуру, то ширина недеформированного островодужного сооружения будет, как минимум, в полтора раза больше. В настоящее время такие крупные энсиматические островные дуги не известны. В современных островодужных системах положения центров вулканизма и ареалов лавовых потоков и грубой пирокластики образуют полосы значительно меньшей ширины (до 100 км).

Позднемеловые-раннепалеоценовые островодужные толщи Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зон и структурных зон юга Корякии Н.А. Богданов и др. [Объяснительная записка..., 2000] рассматривают как островодужные сегменты с разными фундаментами [Богданов, Кепежинскас, 1988]: Восточно-Камчатский сегмент развивался на континентальном основании, а Южно-Корякский – на океаническом основании и основании переходного типа.

В связи с таким разнообразием мнений касающихся тектонической интерпретации геологического строения Камчатки и юга Корякии, в данной работе мы не будем принимать чью-либо сторону и пока будем считать позднемеловые островодужные комплексы, распространенные в структурных зонах Камчатки и юга Корякии остатками островодужных сегментов, которые имели самостоятельное тектоническое развитие. Учитывая время формирования покровно-складчатых деформаций в структурных зонах Камчатки и юга Корякии, мы выделяем Паланский позднемеловой островодужный сегмент (позднемеловые деформации), Восточно-Камчатский позднемеловой островодужный сегмент, в который включены островодужные комплексы Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зон (раннезоценовые деформации), Южно-Корякский позднемеловой островодужный сегмент (деформации во второй половине зоцена и позже), Говенский эоцен-олигоценовый островодужный сегмент (миоценовое время деформаций), Кроноцкий мел-кайнозойский островодужный сегмент (миоценовое время деформаций). В Кроноцкий сегмент включены также некоторые вулканогенные породы Командорских островов (островов Беринга и Медного) [Bazhenov et al., 1992].

Как было показано в главе 1, структура Камчатки и юга Корякии очень сложна – каждая структурная зона характеризуется своими структурными особенностями. Такое сложное строение этих районов, вероятно, связано со сложной кинематикой террейнов Камчатки и юга Корякии, различными типами их коллизии с материком и различной постколлизионной историей ряда районов Камчатки и юга Корякии.

В разной степени многие из перечисленных особенностей строения Камчатки и юга Корякии были учтены в реконструкциях, опубликованных в работах Н.А. Богданова с соавторами [1982], С.М. Тильмана и Н.А. Богданова [1992], С.Д. Соколова [1992], В.Д. Чеховича [1993], В.П. Зинкевича с коллегами [1993], М.Н. Шапиро [1995], Е.L. Geist et al. [1994], в Объяснительной записке к карте Охотского моря [2000]. Тем не менее, до сих пор для этого региона существует много неясного, чем и обусловлено многообразие предлагаемых реконструкций.

По мнению Н.А. Богданова с соавторами [1982], С.Д. Соколова [1992], В.Д. Чеховича [1993],

В.П. Зинкевича с соавторами [Аккреционная.... 1993] в мелу и раннем кайнозое на северо-западе Тихого океана существовала островная дуга или система островных дуг, отделенных от континента бассейнами окраинных морей. В различных моделях предложены разные механизмы закрытия таких бассейнов и, как следствие, тектонического совмещения окраинноморских и островодужных комплексов пород с окраиной материка. В моделях В.П. Зинкевича причины закрытия окраинноморского бассейна и механизм столкновения островодужных террейнов с материком не анализируются. В работах многих авторов [Чехович, 1993; Шапиро, 1995; Чехович, Богданов, 1999; Коваленко, 1999] предполагалось, что островная дуга развивалась на северной конвергентной границе плиты Кула и вместе с ней с большой скоростью перемещалась до ее коллизии с материком. E.L. Geist, T.L. Vallier и D.W. Sholl [1994] на основе анализа геологических и единичных в то время палеомагнитных данных выдвинули гипотезу о коллизии островной дуги с материком значительно южнее ее современного положения и последующем ее перемещении на север по сдвигам вдоль простирания окраины материка.

Необходимо отметить и оригинальное мнение А.Е. Шанцера и Ю.Б. Гладенкова. В их монографии [Нижний палеоген..., 1997] предположено на основе анализа геологических, биостратиграфических материалов и региональных несогласий, что, начиная с позднего мела, районы Камчатки и Охотского моря развивались как единый крупный тектонический блок, который в основном претерпевал вертикальные движения.

Использование палеомагнитного метода позволяет получить качественно новые данные, важные как для более глубокого понимания геодинамической позиции тектонических структур АКО на примере Камчатки и юга Корякии, так и для понимания геологического развития АКО в целом. Наиболее актуальны в этой проблеме по нашему мнению следующие задачи:

Палеомагнитным методом рассчитать количественные оценки широт формирования экзотических геологических комплексов, находящихся в различных структурных зонах Камчатки и юга Корякии, оценить величины их широтных перемещений и время тектонического совмещения с материком.

 Используя склонения векторов намагниченности пород, оценить величины и направления вращений геологических блоков пород в различных структурных зонах АКО юга Корякии и Камчатки.

 На основе совместного анализа палеомагнитных и геологических данных разработать тектонические модели, объясняющие формирование структурных особенностей АКО.

4) Выяснить закономерности распределений палеомагнитных параметров пород в структуре Камчатки и юга Корякии и оценить геодинамические факторы, объясняющие эти закономерности.

Решению этих и некоторых других задач в основном и посвящены последующие главы монографии.

Глава 2

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТОЛЩ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

ОСНОВЫ ПАЛЕОМАГНИТНОГО МЕТОДА

В основе палеомагнитного метода лежит достаточно хорошо обоснованная в настоящее время гипотеза о том, что магнитное поле Земли, по крайней мере, в мезозое и кайнозое описывалось моделью центрально-осевого диполя. По этой гипотезе координаты магнитных полюсов (северного и южного) статистически (при осреднении координат за 100000 лет) совпадают с географическими полюсами. Силовые линии магнитного поля выходят из южного полюса и уходят в северный в период нормальной полярности магнитного поля Земли, а при инверсии поля, то есть, в период обратной полярности – из северного полюса в южный. Проекции простираний силовых линий магнитного поля на земную поверхность совпадают с меридианами Земли, а угол между силовыми линиями и поверхностью Земли зависит от географической широты и подчиняется нелинейной закономерности, которая описывается моделью поля центрально-осевого диполя [Яновский, 1953; Храмов и др., 1982]. Например, на экваторе силовые линии магнитного поля параллельны земной поверхности, а в районах полюсов угол между силовыми линиями и поверхностью Земли равен 90°. Соответственно, между экватором и полюсами будут промежуточные углы.

Горные породы (точнее магнитные минералы в породах, такие как магнетит, титаномагнетит, гематит, пирротин и другие) в разные периоды их существования способны намагничиваться по направлению силовых линий магнитного поля Земли [Нагата, 1965; Храмов и др., 1982]. Намагниченность пород характеризуется склонением и наклонением. Склонение равно углу между проекцией вектора намагниченности на горизонтальную плоскость и меридианом (северным направлением). Наклонение равно углу между вектором намагниченности и его проекцией на горизонтальную плоскость.

Намагниченность, приобретенная во время или незначительно позже формирования породы, называется первичной и имеет наиболее важное значение в палеомагнитном анализе. Если удается выделить первичную намагниченность породы и известно ее первичное залегание (до деформаций), то при приведении породы к ее первичному, чаще всего горизонтальному положению, используя описанные выше закономерности модели центральноосевого диполя, можно решать различные тектонические, стратиграфические и геофизические задачи, описанные в монографиях [Яновский, 1953; Храмов и др., 1982].

В частности, при исследовании аккреционных структур (результаты которых излагаются в данной работе на примере районов Камчатки и юга Корякии) наиболее важными задачами являются:

 расчет по наклонению намагниченности географической широты (палеошироты), на которой формировалась горная порода (террейн) и приобреталась первичная намагниченность;

 расчет положения террейна относительно кратона, в структуре которого в настоящее время он находится, для выяснения вопроса – могло ли в рассматриваемый интервал времени произойти тектоническое совмещение террейна с кратоном;

 определение по склонению намагниченности приблизительных координат полюсов вращения террейна при его перемещении по сфере Земли, а также углов и направлений вращений террейна относительно этих полюсов.

Горные породы способны приобретать не только первичную намагниченность, но и более позднюю вторичную намагниченность, которая часто образуется уже после деформаций исследуемых пород ("послескладчатая" намагниченность). Использование этой намагниченности значительно сложнее [Шипунов, 19956]. Например, чтобы определить палеошироту, на которой уже деформированная порода приобретала вторичную намагниченность (т.е. перемагничивалась), необходимо иметь надежные доказательства, что порода после перемагничивания не была вновь деформирована и направления векторов вторичных компонент намагниченности совпадают с силовыми линиями поля, по которому происходило перемагничивание. Склонение вторичной намагниченности деформированных пород использовать очень сложно, так как, если оно отличается от меридиана, то порода была деформирована после перемагничивания, и направление ее вторичной намагниченности утратило информацию о характеристиках магнитного поля Земли в районе, где происходило перемагничивание пород. Иногда направления послескладчатых компонент используются для выявления этапов деформаций горных пород. Так, если доказано что, намагниченность - послескладчатая, и ее направление отличается от предполагаемого направления магнитного поля Земли, по которому происходило перемагничивание породы, то порода явно была деформирована неоднократно. Как будет показано в этой работе, иногда можно предполагать направления и степень деформаций пород после их перемагничивания.

Геометрическая сумма всех компонент намагниченности, приобретенных породой в различное время, называется естественной остаточной намагниченностью. Одной из главных методических задач палеомагнитного анализа является корректное разделение этих компонент и определение их относительного возраста. Разделение компонент естественной остаточной намагниченности проводится методами магнитной чистки, т.е. размагничиванием породы нагревами с последовательным увеличением температуры или переменным магнитным полем с последовательным увеличением начальной амплитуды поля в пространстве без присутствия постоянного магнитного поля [Zijderveld, 1967; Храмов и др., 1982]. Время приобретения компоненты чаще всего оценивается относительно какого-нибудь геологического репера. Так, если в смятой в складку толще направления намагниченности на крыльях складки хорошо группируются. то это - явно "послескладчатая" компонента. Если направления намагниченности хорошо группируются после распрямления складки, то это - "доскладчатая" намагниченность (тест складки). Если в разрезе присутствуют внутриформационные конгломераты и направления намагниченности отдельных галек распределены хаотически, то намагниченность пород разреза сформировалась до их размыва. Если же направления намагниченности всех галек совпадают и совпадают с направлением намагниченности пород разреза, то все толщи перемагничены после формирования конгломератов (тест галек). Присутствие в стратиграфическом разрезе зон прямой и обратной полярности чаще всего интерпретируется как признак первичности намагниченности пород разреза, хотя такие зоны иногда наблюдаются и в перемагниченных породах.

В заключение отметим, что палеомагнитный метод является статистическим методом. Направление намагниченности геологического тела оценивается как среднее из многих единичных векторов намагниченности образцов, отобранных из исследуемого геологического тела. Среднее направление характеризуется склонением, наклонением, кучностью (степень группированности единичных векторов) и доверительным интервалом или кругом доверия, в который истинное направление намагниченности попадает с вероятностью 0,95. Анализ средних направлений по различным тестам тоже статистический [Баженов, Шипунов, 1988; Шипунов, 1995а, б] и проводится как при современном положении пород в структуре (современная система координат), так и после приведения пород в их первичное (для осадков - горизонтальное) положение (древняя система координат).

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА ПОРОД КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

В 1985 году Д.В. Коваленко проведены первые в пределах Корякии и Камчатки палеомагнитные исследования. Были опробованы позднемеловые островодужные толщи о.Карагинского и рассчитана палеоширота формирования этих толщ [Коваленко, 1987]. Было показано, что изученные позднемеловые толщи формировались на сороковых градусах северной широты на большом удалении от окраины Евразии или Северной Америки. Несколько позже А.Н. Хейфец [Савостин, Хейфец, 1988] получил близкие палеомагнитные данные по позднемеловым островодужным породам из другого района юга Корякии (верховья р. Апуки), а Д.В. Коваленко исследовал эоценовые островодужные комплексы хр. Малиновского. Палеошироты для эоценовых толщ показали, что эти породы были сформированы на шестидесятых градусах северной широты (на широте их современного положения) и что они могли являться частью Евразии [Коваленко, 1990]. В 1989 году М.Л. Баженов опробовал для палеомагнитных исследований разновозрастные островодужные комплексы восточных полуостровов Камчатки и островов Медный и Беринга. По палеомагнитным даным оказалось, что островодужные комплексы этих районов являются экзотическими террейнами. Кроме того, была предложена оригинальная модель, объясняющая аномальные склонения геологических блоков исследованных районов их вращениями в горизонтальной плоскости [Bazhenov et. al, 1992]. В последующие годы в различных районах Камчатки палеомагнитные исследования проводились Н.М. Левашовой с коллегами, Д.М. Печерским с соавторами, Е.П. Гуревичем и Ф.Ю. Суркисом, а также автором этой работы. Н.М. Левашовой получены палеомагнитные определения для различных толщ зоны Восточных полуостровов Камчатки и для позднемеловых островодужных толщ в отдельных районах Центральной и Восточной Камчатки. Палеомагнитные исследования островодужных толщ Восточной Камчатки также были проведены Д.М. Печерским, Е.П. Гуревичем и Ф.Ю. Суркисом. Автор данной монографии изучал палеомагнетизм геологических комплексов из всех структурных зон южной Корякии, Западной и Восточной Камчатки, Малкинского выступа метаморфических пород на Камчатке и его восточного обрамления. Все палеомагнитные данные были использованы при разработке схем тектонического развития южной Корякии и Камчатки [Коваленко, 1992, 1996, 1999а; Левашова, Шапиро, 1997; Коваленко и др., 1997а; Левашова, 1999].

В настоящее время палеомагнитные исследования в пределах юга Корякии и Камчатки проведены для большинства геологических комплексов практически из всех структурных зон этих районов. Автором работы упор в исследованиях делался не только на решение задач глобальной тектоники, но и на решение задач структурной геологии. Много внимания уделялось геологической интерпретации закономерностей распространения перемагниченных и неперемагниченных пород в структуре района и выяснению причин их перемагничивания. Ниже приведены результаты палеомагнитных исследований геологических комплексов из различных структурных зон Камчатки и юга Корякии, полученные автором этой работы и другими исследователями, и проведен тектонический и геофизический анализ всех палеомагнитных данных.

МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор палеомагнитных образцов проводился в основном в районах, для которых известна геологическая структура и обоснован возраст пород, участвующих в этой структуре.

Палеомагнитные образцы отбирались из интересующих нас обнажений, где четко видны элементы залегания пород. Обычно отбиралось от 10 до 80 образцов в зависимости от мощности опробуемого разреза. Из каждого образца выпиливалось два кубика с ребром 1 или 2 см. Оба кубика подвергались температурной чистке в интервале температур от 20° до 560°С или 680°С, верхняя граница которого определялась температурой возникновения магнитных новообразований, искажающих остаточную намагниченность кубика. Для большинства кубиков в этом интервале проводилось 8-12 нагревов с шагом 50--60°С. Нагревы кубиков проводились в печи, экранирование которой позволяет компенсировать магнитное поле Земли до 5-10 гамм. Измерения векторов намагниченности кубиков после каждого шага термочистки (далее они будут обозначаться Jnt) были сделаны на магнетометре JR-4. По данным термочистки для каждого кубика строились диаграммы Зийдервельда [Zijderveld, 1967], проводился компонентный анализ намагниченности кубиков [Kirschvink, 1980] и анализ распределения векторов Jnt на сфере. Для каждого образца по обоим кубикам рассчитывались средние направления выделенных компонент намагниченности. Отбраковка образцов проводилась, если для них не удавалось рассчитать среднего направления ни для одной компоненты с углом доверия не более 25°.

Для выяснения времени формирования выделенных компонент намагниченности использовалась модификация теста складки – метод "сравнения средних", предложенный в работах [Баженов. Шипунов, 1988; Шипунов, 1995а, б]. Для этого все тестируемые толщи, из которых отбирались ориентированные образцы, делились на блоки. Блоками считались фрагменты толщ, либо ограниченные разрывными нарушениями, либо отличающиеся по элементам залегания пород в них. Затем, с помошью статистического критерия F проводилось статистическое сравнение средних направлений намагниченности для каждого блока. Если оказывалось, что средние направления намагниченности блоков статистически равны, делалось заключение, что намагниченность доскладчатая, если не равны - послескладчатая. В редких случаях, в зависимости от обстоятельств использовался тест выравнивания, состоящий в простом сравнении кучностей векторов намагниченности деформированных толщ в современной (ССК) и древней (ДСК) системах координат [Храмов и др., 1982].

Расчет палеоширот проводился по формуле: tg $I = 2tg\phi_m$, где I – наклонение компоненты намагниченности, ϕ_m – палеоширота [Храмов и др., 1982].

Палеомагнитный метод позволяет провести сравнение широтного положения исследуемого нами геологического объекта с широтой любой точки любого кратона, а также оценить степень развернутости исследуемого объекта в горизонтальной плоскости относительно кратона. Для этого необходимо знать координаты палеомагнитного полюса, рассчитанные для кратона в интересующий нас отрезок времени. Например, допустим, что мы рассчитали склонение и наклонение первичной намагниченности позднемеловой толщи Х, находящейся в настоящее время в структуре кратона У в точке Z. Зная координаты позднемелового палеомагнитного полюса кратона, мы по математическим выкладкам, изложенным в монографии [Храмов и др., 1982], можем рассчитать склонение и наклонение точки Z (а также любой другой, интересующей нас точки кратона) в позднем мелу. Если наклонение или, рассчитанная по нему палеоширота позднемеловой толщи Х совпадает с наклонением или палеоширотой точки Z, то мы можем сказать, что в позднем мелу толща Х могла быть частью структуры кратона У, если наклонения не совпадают, то, естественно, толща Х не могла находиться в районе Z в позднем мелу. Такие же рассуждения используются при анализе склонений. Если склонение толщи Х совпадает со склонением точки Z, то мы

можем сказать, что с позднего мела толща X не была развернута в горизонтальной плоскости относительно кратона У, и наоборот, если склонения не совпадают, то толща X испытывала вращения независимо от кратона.

Так как, все палеомагнитные направления – величины статистические и характеризуются погрешностью (круг доверия), то результаты сравнения склонений и наклонений, естественно, тоже имеют вероятностный характер. В нашей работе мы используем математический аппарат, изложенный в работах [Beck, 1980; Demarest, 1983]. Параметр R=Do-Dx показывает разницу склонений исследованных блоков (Do) и, рассчитанных из палеомагнитных полюсов кратона, для координат интересующих нас точек (или районов) в пределах кратона (Dx). Погрешность сравнения – $\Delta R = [\Delta Do^2 + \Delta Dx^2]^{1/2}$, где ΔDo и ΔDx погрешности склонений. Параметр F=Ix-lo показывает разницу наклонений (что равнозначно сравнению палеоширот), где Ix наклонение интересующей нас точки кратона, рассчитанное из соответствующих полюсов кратона, a lo наклонение исследованных блоков. Погрешность сравнения оценивается как $\Delta F = [\Delta I x^2 + \Delta I o^2]^{1/2}$, где ΔIх и ΔIo погрешности наклонений. Соответственно, если F превышает ΔF , то широта исследованного нами геологического блока статистически отличается от широты точки кратона, с которой проводится сравнение, и, следовательно, исследуемый блок не мог быть составной частью кратона. Аналогичные рассуждения используются и при сравнении склонений. Палеомагнитные полюса для проведения описанных расчетов мы брали из работы [Besse, Courtillot, 1991].

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАМЧАТКИ

Западно-Камчатская зона

В пределах Западно-Камчатской зоны исследовались мезозойские комплексы пород, участвующие в сложной покровно-складчатой структуре, и кайнозойские комплексы пород, сформированные после этапов покровно-складчатых деформаций. Исследовались геологические толщи хребта Омгон, полуострова Утхолок, бассейна р. Рассошина, бассейна р. Тихой, мыса Хайрюзова и в устье р. Палана (см. рис.1) [Чернов, Коваленко, 2001; Коваленко и др., 2002].

Хребет Омгон

Объекты палеомагнитных исследований.

Геологическое строение Омгонского хребта детально было описано в главе 1. Палеомагнитные образцы были отобраны из деформированной в изоклинальные складки меловой терригенной толщи на юге хребта, из палеоценовых постскладчатых, по нашему мнению, силлов на севере хребта и из морских осадков среднезоценовой снатольской свиты. Из терригенной толщи без силлов было отобрано 30 ориентированных образцов из двух тектонических блоков (т.о.1 и т.о.2 на рис.2). Из обожженных силлами вмещающих пород, из зон закалки и центральных раскристаллизованных частей силлов на севере хребта отобрано 109 ориентированных образцов из разных тектонических блоков, разделенных зонами дробления и имеющих разные элементы залегания (в блок 1 включена т.о.3, в блок 2 объединены т.о.4-6, рис. 2). Всего было опробовано 17 силлов. Палеомагнитные образцы также отбирались из пачек терригенных пород, залегающих между силлами. Из осадочных толщ снатольской свиты были отобраны 15 образцов из карбонатных конкреций (т.о. 7 на рис. 2).

Результаты лабораторной обработки.

Компонентный анализ естественной остаточной намагниченности образцов двух блоков терригенных пород, отобранных из флишоидной толщи без силлов, показал, что в терригенных породах выделяются низкотемпературные компоненты, уничтожающиеся при нагревах до 250-350°С, и высокотемпературные компоненты, сохраняющиеся до 450-500°С (рис. 21). На многих диаграммах Зийдервельда прямолинейные участки, соответствующие высокотемпературным компонентам, не идут в начало координат, а на стереопроекциях векторы Jnt распределены по дугам больших кругов. Следовательно, во многих образцах в намагниченности присутствуют еще более высокотемпературные компоненты, выделить которые в процессе магнитной чистки не удалось (см. рис. 21, обр. 9.98b, 29.98a, b). Низкотемпературные компоненты на стереограммах распределены хаотически, высокотемпературные компоненты намагниченности образуют группы направлений обратной полярности (рис. 22) (назовем их компонентами А).

Тест складки для определения времени формирования компонент А можно применить только качественно. Породы обоих опробованных блоков деформированы в изоклинальные складки. Размах крыльев складок - от десятков сантиметров до десятков метров. При такой степени деформаций было невозможно разделить различные крылья изоклинальных складок. Интервал опробования выбран так, чтобы взятые из обнажений образцы обязательно принадлежали нескольким крыльям складок, параллельных друг другу. Если бы компоненты А были доскладчатые, то в ССК их направления в разных крыльях складок характеризовались бы разной полярностью. В нашем случае компоненты А имеют одинаковую обратную полярность во всех частях опробованных блоков (см. рис. 22, табл. 1), следовательно, эти компоненты послескладчатые, а флишоидная толща была перемагничена полем обратной полярности после того, как подверглась изоклинальной складчатости. Среднее направление компоненты А для блока т.о.1, рассчитанное по 13 образцам, характеризуется в ССК -D=233, I=-75, K=29, a₉₅=11, а в ДСК – D=316, I=-59, K=8, a = 14; для блока т.о.2 (по 10 образцам) в ССК – D=260, I=-21, К=16, a_{os}=11, в ДСК: D=188, $I=-59, K=18, \alpha_{os}=10.$

Образцы из центров силлов, их закалочных зон и зон обжига терригенных пород, отобранные на участке от мыса Омгон до мыса Бабушкина, имеют одну или две компоненты естественной остаточной намагниченности (рис. 23). Низкотемпературные компоненты образцов из закалочных зон силлов и обожженных терригенных пород уничтожаются при нагревах до 300°С, а образцов из центральных частей силлов при нагревах до 500-540°С. На стереограмме эти компоненты распределены хаотически. Высокотемпературные компоненты намагниченности (назовем их компонентами В) сохраняются до точки Кюри магнетита. В центрах силлов они распределяются хаотически, и были нами исключены из рассмотрения, а компоненты В образцов из закалочных зон силлов и зон обжига терригенных пород формируют на стереограммах относительно четкие группы (рис.24, табл.1).

Как было показано в главе 1, скорее всего, силлы внедрялись в уже деформированные в изоклинальные складки толщи. По этому, без знания элементов залегания силлов при их внедрении, для определения времени формирования и направления компоненты В намагниченности силлов, мы



использовали метод расчета "синскладчатой" намагниченности [Шипунов, 1995а]. Рассчитанное по 14 силлам среднее направление "синскладчатой" намагниченности ($J_{синскл}$) характеризуется: D=303; I=71; K=32,5; $\alpha_{95}=7,1$. На всякий случай, для компоненты В был применен обычный тест складки (метод "сравнения средних" [Баженов, Шипунов, 1988]), для варианта если все-таки силлы внедрились до того, как флишоидная толща подверглась изоклинальной Глава 2



Рис. 22. Стереограммы распределений единичных векторов намагниченности флишоидных пород без силлов *I* – точка отбора палеомагнитных образцов 1 на рис. 2; *2* – точка отбора палеомагнитных образцов 2 на рис. 2; *3* – направление современного геомагнитного поля. Залитые значки – прямая полярность, открытые – обратная полярность. ССК – современная система координат, ДСК – древняя система координат

Геологический объект	Кол-во образцов	Dc	lc	D,	l,	K	Clas
		Блок					
Силл 2, закалка	2	48	65	13	68	78	11
Силл 2, обжиг	2	50	68	9	71	13135	1
Силл 2, среднее*	4	49	67	11	70	211	5
Силл 3, закалка*	2	70	72	322	82	5715	1
Силл 4, закалка*	2	109	64	161	81	4040	2
		Блок 2	2			_	
Силл 5, закалка*	2	300	45	76	77	19	23
Силл 6, закалка	5	352	69	24	61	82	7
Силл 6, обжиг	3	344	70 ·	21	63	19	18
Силл 6, среднее*	8	349	69	23	62	44	7
Силл 7, обжиг*	1	22	87	75	58	-	-
Силл 8, закалка	3	317	65	25	57	98	8
Силл 8, обжиг	1	324	62	20	54	-	-
Силл 8, среднее*	4	319	64	24	56	134	6
Силл 9, закалка	3	342	70	42	57	286	5
Силл 9, обжиг	2	339	72	45	59	305	6
Силл 9, среднее*	5	341	71	43	58	360	3
Силл 10, закалка*	2	307	58	342	67	171	8
Силл 11, обжиг*	5	298	37	94	78	32	11
Силл13, обжиг*	4	300	42	227	82	129	6
Силл 14, закалка	3	281	34	76	73	40	12
Силл 14, обжиг	2	282	37	75	70	40	16
Силл 14, среднее*	5	281	35	76	72	53	9
Силл 15, обжиг*	5	268	53	50	51	32	11
Силл 16, обжиг*	5	298	33	257	69	127	5

The second is the presence of the second of	Таблица	1. 3	Характеристики	намагниченности	палеоценовых	силлов	xp.	Омгон
---	---------	------	----------------	-----------------	--------------	--------	-----	-------

D_e, I_e, D_a, I_a – склонение, наклонение в ССК и ДСК, соответственно; К – кучность; α_{ss} – угол доверия; * – направления, используемые в расчете среднего направления намагниченности.



Рис. 23. Примеры диаграмм Зийдервельда для силлов (древняя система координат) Пунктиром показаны выделенные компоненты намагниченности

складчатости. По этому тесту компонента намагниченности **В** закалочных зон силлов и зон обжига терригенных пород, рассчитанная по двум блокам, оказалась доскладчатой. Среднее направление доскладчатой намагниченности ($J_{доскл.}$) в ССК – D=309, I=66, K=8, α_{95} =13; в ДСК – D=38; I=76; K=17, α_{95} =9 (F_c =1,118, F_a =0,065, F_{xp} =0,284 [Mc-Fadden, Jones, 1981; Баженов, Шипунов, 1988]. В образцах терригенных пород из флишоидных пачек, расположенных между силлами, также выделяются одна или две компоненты естественной остаточной намагниченности. Низкотемпературные компоненты выделяются только в одном блоке, еще в трех блоках выделяется только высокотемпературная компонента, сохраняющаяся до 580°С. Средние для каждого блока направления высокотемпе-



Рис. 24. Стереограммы распределений средних векторов намагниченности силлов с кругами доверня (a) и стереограммы распределений единичных векторов намагниченности силлов (б)

ратурной компоненты намагниченности не совпадают ни в древней, ни в современной системах координат, что делает невозможной их интерпретацию, не смотря на то, что кучность направлений в каждом блоке очень высокая.

Все образцы из третичной снатольской свиты были отбракованы, так как у большинства образцов направления векторов Jnt распределены хаотически.

Интерпретация результатов.

1) Палеоширота района внедрения силлов в палеоцене, рассчитанная по $J_{_{CHHCKN}} - 55^{\circ}\pm10^{\circ}$ с.ш, а определенная по $J_{_{_{ACCKN}}} - 63^{\circ}\pm15^{\circ}$ с.ш.. Современная широта хр. Омгон (58° с.ш.) попадает в эти интервалы.

2) Изучаемый район в раннем палеогене был близок к континентальной окраине (по J_{синскл} –

F=7,8, Δ F=5,9 для Евразии и F=8,9, Δ F=5,9 для Северной Америки; по J_{лоскл} – F=2,75, Δ F=7,4 для Евразии и F=3,86, Δ F=7,39 для Северной Америки) [Beck, 1980; Demarest, 1983; Besse, Courtillot, 1991].

3) Сравнение склонений, полученных нами для силлов хребта Омгон, и рассчитанных из палеоценовых полюсов Евразии и Северной Америки показало, что склонение $J_{синескл}$ значимо отличается от склонений намагниченности, рассчитанных из палеоценовых палеомагнитных полюсов этих материков (R=-68, Δ R=19,5 для Евразии и R=-79, Δ R=20 для Северной Америки). Следовательно, при определении первичного залегания силлов не был учтен какой-то этап деформаций, и палеомагнитное определение по силлам не может считаться методически надежным. По $J_{воскя}$ вращения силлов от-



Рис. 25. Восстановление первичной вергентности толщ в точках опробования 1 и 2 (т.о.1 и т.о.2 на рис.2) Стрелки указывают направления совмещения послескладчатой намагниченности пород с направлением предполагаемого поля перемагничивания (открытый треугольник). *1* – направление магнитного поля Земли в районе Западной Камчатки в кайнозое; 2 – средние направления намагниченности для блоков терригенных пород т.о.1 и 2 с кругами доверия; 3 – нормали к плоскостям слоев в т.о.1; 4 – нормали к плоскостям слоев в т.о.2; 5 – средние направления нормалей к плоскостям слоев в т.о.1 и 2

носительно Евразии (R=26, Δ R=31) и Северной Америки (R=15, Δ R=31) статистически незначимы.

4) Породы флишоидной толщи юрско-мелового возраста без силлов полностью перемагничены полем обратной полярности. Из рисунков 24 и 25 видно, что послескладчатая намагниченность пород блока т.о.2 в современной системе координат имеет направление, близкое к направлению современного магнитного поля Земли обратной полярности в районе хр. Омгон, по которому, возможно, происходило перемагничивание толщи. Направление же послескладчатой намагниченности пород блока т.о.1 отклонено относительно направления современного поля Земли на запад на угол около 80°. Следовательно, после перемагничивания флишевые отложения блока т.о.1 были наклонены на запад примерно на 80°. Интересно отметить, что наиболее сильно наклонен блок т.о.1, расположенный непосредственно перед фронтом надвига, по которому кремнисто-базальтовая пластина перекрывает терригенные толщи. Удаленный от фронта надвига блок т.о.2 после перемагничивания почти не изменил своего положения.

Таким образом, юрско-меловые толщи, обнаженные на описываемом участке западного побережья Камчатки, претерпели как минимум три этапа деформаций. Первый этап произошел до формирования выделенной во флишоидной толще без силлов послескладчатой компоненты намагниченности. Второй этап начался после перемагничивания толщ и привел к отклонению послескладчатой намагниченности блоков флишоидных пород от направления поля перемагничивания. Судя по направлениям послескладчатой намагниченности, к сожалению только двух блоков терригенных пород, можно предположить, что этот этап был связан с надвиганием пластины кремнисто-вулканогенных пород на терригенные толщи. Во время следующего этапа были деформированы третичные толщи, перекрывающие более древнюю покровно-складчатую структуру Омгонского хребта.

5) Для исследованных перемагниченных блоков флишоидной толщи мы попытались восстановить первичную вергентность структур. Мы предположили, что наклон на запад или, выражаясь подругому, вращение перемагниченных блоков терригенных пород проходило вокруг горизонтальной оси.

Чтобы реконструировать положение перемагниченных блоков в положение до их вращения, мы повернули направления послескладчатой намагниченности обоих блоков в обратном направлении вокруг горизонтальной оси до их совпадения с предполагаемым направлением поля перемагничивания (современное магнитное поле Земли обратной полярности в районе хр. Омгон). Затем на тот же угол и в том же направлении были повернуты средние направления нормалей к плоскостям складок (см. рис. 25). Для блока т.о.1 после восстановления первичной вергентности средние элементы залегания получились 0°∠15°, для блока т.о.2 – 152°∠38°.

Бассейн р. Рассошина

В бассейне р. Рассошина палеомагнитные образцы были взяты из тонкозернистых песчаников. Компоненты их намагниченности, выделенные в результате компонентного анализа, распределены хаотически и не представляют интереса.

Полуостров Утхолок

Объекты палеомагнитных исследований.

Как было показано в главе 1 на полуострове Утхолок выделяются утхолокский вулканогенный комплекс (поздний маастрихт – ранний даний), свита мыса Зубчатого, сложенная терригенными породами палеоценового возраста, залегающая согласно на породах утхолокского вулканогенного комплекса, и осадочные толщи снатольской и ковачинской свит, с угловым несогласием перекрывающие меловые и палеоценовые комплексы (рис.26) [Нижний палеоген..., 1997].

Толщи утхолокского комплекса и свиты мыса Зубчатого в разной степени дислоцированы и разбиты на блоки. Вся структура Утхолокского полуострова прорвана миоценовыми гранитоидами [Нижний палеоген..., 1997].

Образцы для палеомагнитных исследований отбирались из тонкообломочных туфов (2 тектонических блока, 17 ориентированных образцов) и лав (2 тектонических блока, 15 образцов) утхолокского комплекса, из мелко- и тонкозернистых терригенных пород и карбонатных конкреций свиты мыса Зубчатого (5 блоков, 36 образцов) (см. рис. 26).

Результаты лабораторной обработки.

Компонентный анализ естественной остаточной намагниченности палеоценовых туфов (утхолокский вулканогенный комплекс) показал, что в них чаще всего выделяется одна высокотемпературная компонента намагниченности прямой полярности, сохраняющаяся до точки Кюри гематита (рис.27а-в). Все высокотемпературные участки диаграмм Зийдервельда, связанные с этой компонентой, идут в начало координат. В небольшом количестве образцов также выделяется низкотемпературная компонента, уничтожающаяся при температурах 250-400°С. Направления низкотемпературной компоненты на сфере распределены хаотически. Векторы высокотемпературной компоненты хорошо сгруппированы. Применение теста складки [Храмов и др., 1982] (сравнение средних направлений [Баженов и др., 1988; Шипунов, 1995б]) для высокотемпературной компоненты показало, что это послескладчатая компонента (рис.28а, табл. 2).

В палеоценовых лавах утхолокского комплекса выделяются две, реже одна компоненты намагниченности (рис.27г-е). Низкотемпературная компонента "счищается" при температуре 300-350°С. На сфере направления намагниченности этой компоненты распределены хаотически. Высокотемпературная компонента имеет прямую полярность в ССК и сохраняется до точки Кюри магнетита (рис.286). Участки диаграмм Зийдервельда, отвечающие этой компоненте, идут в начало координат. Направления векторов этой компоненты намагниченности хорошо сгруппированы в ССК. Применение теста складки [Храмов и др., 1982] методом сравнения средних направлений [Баженов и др., 1988; Шипунов, 1995а]) показало, что это послескладчатая компонента.

В намагниченности палеоценовых терригенных пород и карбонатных конкреций (свита мыса Зубчатого) присутствуют одна, реже две компоненты. В некоторых образцах направление вектора намагниченности от нагрева к нагреву изменяется хаотически. На сфере направления векторов намагниченности этих пород образуют хаос.

Интерпретация результатов.

Проведенные палеомагнитные исследования пород полуострова Утхолок показали, что они перемагничены магнитным полем прямой полярности. Направления послескладчатой намагниченности близки к дипольному полю Земли прямой полярности в этом районе. Следовательно, перемагничивание произошло после всех этапов деформа-





Рис. 26. Геологическая схема п-ова Утхолок [Нижний палеоген..., 1997]

I – миоценовые гранитоиды; 2 – утхолокский вулканогенный комплекс $(K_2 - P_1)$; 3 – свита мыса Зубчатого (P_1) ; 4 – осадочные толщи снатольско-ковачинского комплекса $(P_2 - N)$; 5, 6 – геологические границы: 5 – выявленные, 6 – предполагаемые; 7 – разрывные нарушения; 8 – надвиги; 9 – положение геологических блоков, из которых отобраны палеомагнитные образцы, и номера блоков

ций толщ Утхолокского полуострова. Возможно, это перемагничивание связано с внедрением гранитоидных интрузий в миоцене.

Бассейн р. Тихая

Объекты палеомагнитных исследований.

Обнажения бассейна р. Тихая (см. рис.5, глава 1) представлены породами сантон-раннекампанского вулканогенно-терригенный комплекса, сформированного в условиях островной дуги. Нижняя часть разреза комплекса – вулканогенная. Она сложена многочисленными телами диабазов и лав базальтов, разделенных редкими пачками кремнистых пород. Верхняя часть разреза представлена гравелитами, песчаниками разной размерности и редко горизонтами конгломератов в основном грауваккового состава. Толщи комплекса разбиты на многочисленные блоки, имеющие разные элементы залегания.

Палеомагнитные образцы были отобраны из диабазов и кремней в нижней части комплекса и из тонкозернистых песчаников из его верхней час-



Рис. 27. Примеры диаграмм Зийдервельда для образцов из туфов (а-в) и вулканитов (г-е) Утхолокского вулканогенного комплекса

ти. Опробованы 11 тектонических блоков различной мощности, взято 63 ориентированных образца.

Результаты лабораторной обработки.

Компонентный анализ естественной остаточной намагниченности базальтов и кремней показал, что в них не выделяются надежные компоненты намагниченности. В терригенных породах выявлены одна или две компоненты намагниченности (рис. 29). Наиболее низкотемпературная компонента уничтожается, как правило, при нагреве до 350400°С. Ее направления на стереограмме распределены хаотически и не представляют интереса. Спектры блокирующих температур второй компоненты в различных образцах от 200 – 350°С до 540– 580°С. Участки диаграмм Зийдервельда, отвечающие этой компоненте, направлены в начало координат. Направления этой компоненты имеют обратную полярность и на стереограммах образуют четкие группы (рис. 30, табл.3). Применение теста складки [Храмов и др., 1982; Баженов и др.,



Рис. 28. Стереограммы распределений направлений намагниченности в породах Утхолокского вулканогенного комплекса (*a* – в туфах, *б* – в лавах)

I – направление современного геомагнитного поля в районе Утхолокского п-ва; 2 – средние направления намагниченности блоков с кругами доверия; 3-6: направления намагниченности для образцов из блоков 1, 2, 3 и 4 соответственно; Залитые значки – прямая намагниченность, пустые – обратная; цифры – номера блоков

. Направления намагиченности	N/N ₁	Dc	I _c	K,	0695c	Da	I _a	Ka	Cl ₉₅₄
Блок I (туфы)	12	33	72	109	4	66	67	107	4
Блок 2 (туфы)	5	74	79	126	6	211	80	107	6
Среднее для блоков 1 и 2	17/17	41	74	76	4	73	76	24	7
т	ест складки):	$F_{20000} = 0.5$	9012 F _{2m} =	3,737592	$F_{10} = 0,22$	1055			
Блок 3 (лавы)	7	73	69	45	8	203	71	30	10
Блок 4 (лавы)	8	83	65	36	8	52	-2	40	8
Среднее для блоков 3 и 4	15/15	79	67	41	6	62	46	2	24
(т	ест складки):	$\overline{F_{20000}} = 0.04$	41841 F2.00	= 12,74815	$F_{10} = 0.2$	59155			

1аолица 2. Палеомагнитные данные для вулканогенных комплексов п-ва Утхо

N/N₁ ~ количество векторов намагниченности, участвующих в анализе/количество образцов, отобранных из обнажений; D_a, I_a, K_a, α₉₅₂, - склонение, наклонение, кучность и угол доверия в ССК и ДСК, соответственно; *F* - статистический критерий, используемый при сравнении средних направлений намагниченности [McFadden, Jones, 1981; Баженов, Шипунов, 1988].


Рис. 29. Примеры диаграмм Зийдервельда для образцов терригенных пород из бассейна р. Тихая (ДСК)

1988; Шипунов, 1995] для терригенных пород показало, что это доскладчатая компонента намагниченности (рис. 30, табл.3).

Интерпретация результатов.

 По направлению доскладчатой намагниченности терригенных толщ бассейна реки Тихая была рассчитана палеоширота района формирования этих толщ. Она соответствует 38±7° с.ш.

 Изучаемый район в мелу не входил ни в состав континентальной окраины Евразии, ни Северной Америки (для Евразии F=20,6, Δ F=5,6; для Северной Америки F=22,1, Δ F=5,6) [Beck, 1980; Demarest, 1983; Besse, Courtillot, 1991;].

3) Склонение доскладчатой намагниченности терригенных толщ смещено против часовой стрелки относительно меридиана, Евразии и Северной Америки (R=-107; ΔR=12 для Евразии; R=-116; ΔR=12 для Северной Америки). Следовательно, блок позднемеловых пород бассейна р.Тихая был развернут против часовой стрелки на угол 107±12°



Рис. 30. Стереограммы распределений средних направлений намагниченности с кругами доверия терригенных пород бассейна р. Тихая

Треугольник — направление магнитного поля Земли в районе Западной Камчатки. Цифры соответствуют номерам геологических блоков в табл. 3

Компонента	N/N ₁	Dc	lc	K,	00495c	D _a	I _a	Кд	α,953					
		терри	генные порс)ды										
Блоки 2, 3 и 5	Блоки 2, 3 и 5 8 264 -41,6 14 13 102 -53 20 11													
Блоки 4, 5а, 6, 7 и 8 23 277 -25 18 7 94 -58 12,5 8														
Среднее для блоков 2, 3, 5, 5a, 6, 7, 8 31/36 274 -29 15 6,5 96 -57 14 6,7														
	F20087	= 0.1897 /	$\overline{F_{2,n}} = 0.0184$	$F_{m} = 0.10$	188									

Таблица 3. Палеомагнитные данные по породам верховьев р. Тихая

N/N₁ – количество векторов намагниченности, участвующих в анализе/количество образцов, отобранных из обнажений; D_e, I_e, K_e, $\alpha_{y_{5,5}}$, D_a, I_a, K_a, $\alpha_{y_{5,5}}$ – склонение, наклонение, кучность и угол доверия в ССК и ДСК, соответственно; *F* – статистический критерий, используемый при сравнении средних направлений намагниченности [McFadden, Jones, 1981; Баженов, Шипунов, 1988].

относительно Евразии и на угол 116±12° относительно Северной Америки [Beck, 1980; Demarest, 1983; Besse, Courtillot, 1991].

Мыс Хайрюзова

Объекты палеомагнитных исследований.

Как было показано в главе на мысе Хайрюзова обнажаются три разновозрастных комплекса пород: нижнемеловой терригенный, эоценовый вулканогенный и эоцен-олигоценовый осадочный (см. рис.6, гл. 1).

Из вулканогенной толщи было взято 34 ориентированных образца из трех тектонических блоков с разными элементами залегания, из кайнозойской осадочной толщи – 32 образца (опробованы 2 тектонических блока).

Результаты лабораторной обработки.

Компонентный анализ естественной остаточной намагниченности эффузивных и осадочных

пород палеогенового вулканогенного комплекса показал, что в них чаще всего выделяется одна высокотемпературная компонента намагниченности (рис.31). Все участки диаграмм Зийдервельда, на которых выделяется эта компонента, направлены в начало координат. В отдельных образцах выделяется низкотемпературная компонента намагниченности, уничтожающаяся при температурах 250-430°С. Направления низкотемпературной компоненты на сфере распределены хаотически. Векторы высокотемпературной компоненты намагниченности хорошо сгруппированы для каждого отдельного блока (рис.32, табл.4), но, как показано на рисунке, средние направления этой компоненты, рассчитанные для разных блоков, не совпадают ни в современной, ни в древней системах координат. Причем среднее направление высокотемпературной компоненты намагниченности пород блока 1 сильно отклоняется в ССК и в ДСК от направлений намагниченности блоков 2 и 3. По-видимому, такая картина связана с перемагничива-



Рис. 31. Примеры диаграмм Зийдервельда для образцов пород вулканогенного комплекса из района м. Хайрюзова (ДСК)

Глава 2



Рис. 32. Стереограммы распределений средних направлений намагниченности с кругами доверия пород вулканогенного комплекса в районе м. Хайрюзова

1 – направление магнитного поля Земли в районе Западной Камчатки; 2 – ССК; 3 – ДСК. Цифры соответствуют номерам геологических блоков в табл. 4

Направления намагиченности	N/N1	Dc	I.	K _c	α _{95c}	Da	Ι _д	Ka	α _{95g}					
Блок 1	19/19	237	-37	36	5	250	-80	23	7					
Блок 2	Блок 2 3/5 168 -44 83 9 152 -60 83 9													
Блок 3 10/10 175 -36 25 9 195 -59 27 8,5														
Среднее для блоков 2 и 3 13 174 -38 29 7 185 -60 22 8														
Сравнение средних (тест складки): $F_{2000} = 0.083846 F_{200} = 0.418828 F_{000} = 0.313032$														

Таблица 4. Палеомагнитные данные для зоценовых вулканогенных пород мыса Хайрюзова

N/N₁ – количество векторов намагниченности, участвующих в анализе/количество образцов, отобранных из обнажений; D_e, I_e, K_e, α₉₅₆, D_x, I_x, K_x, α₉₅₂, – склонение, наклонение, кучность и угол доверия в ССК и ДСК, соответственно; *F* – статистический критерий, используемый при сравнении средних направлений намагниченности [McFadden, Jones, 1981; Баженов, Шипунов, 1988].

нием этих толщ. Использование методики расчета направлений синскладчатой намагниченности [Шипунов, 1995а] при предположении, что породы комплекса залегают в простой антиклинальной складчатой структуре, не дало положительных результатов. В этой ситуации факт, что среднее направление намагниченности пород блока 1 резко отличается в ССК от направлений намагниченности блоков 2 и 3, может быть объяснен разными причинами. Например, это может быть связано с тем, что значительно удаленный от остальных опробованных блоков блок 1 мог после перемагничивания испытать вращение в плоскости слоев. Другой возможной причиной может являться присутствие в породах нескольких компонент намагниченности одинаковой стабильности.

При термочистке образцов из эоцен-олигоценового осадочного комплекса направления векторов намагниченности изменяются хаотически от нагрева к нагреву.

Интерпретация результатов.

Таким образом, проведенные палеомагнитные исследования эффузивов вулканогенного комплекса мыса Хайрюзова показали, что они перемагничены магнитным полем обратной полярности. Направления послескладчатой намагниченности сильно отклоняются от направления дипольного поля Земли обратной полярности в этом районе. Следовательно, после перемагничивания этих толщ в исследуемом районе произошел еще один этап леформаций, вызвавший эти отклонения.

Устье р. Палана

Объекты палеомагнитных исследований.

В главе 1 было показано, что в береговых обнажениях Охотского моря к северу от устья р. Палана выделяются аллохтонные кампан-маастрихтский кремнисто-вулканогенный и юрско(?)-меловой кремнисто-обломочный комплексы пород и палеоцен-эоценовый неоавтохтонный комплекс, перекрывающий с несогласием мезозойские толщи (см. рис.7).

Палеомагнитные образцы были отобраны из блоков кремней и яшм кампан-маастрихтского возраста из нижней тектонической пластины кремнисто-обломочного комплекса (опробованы 9 тектонических блоков различной мощности, взято 48 ориентированных образцов) и из мелкозернистых разностей палеоценовых терригенных пород анадыркской свиты (опробованы 2 блока, 23 образца) (см. рис. 7).

Результаты лабораторной обработки.

Компонентный анализ естественной остаточной намагниченности позднемеловых кремнистых пород, показал, что в пяти из девяти опробованных блоках направления всех выделенных компонент намагниченности образуют хаос. В четырех блоках присутствуют две, реже одна или три компоненты намагниченности (рис.33). Наиболее низкотемпературная компонента (А) уничтожается, как правило, при нагреве до 250°С, реже до 350°С. Ее направления на стереограмме распределены хаотически и не представляют интереса.

Вторая компонента (Б) имеет блокирующие температуры 420-500°С. Направления этой компоненты имеют обратную полярность и на стереограммах образуют четкие группы (рис.34). Применение теста складки по методу сравнения средних направлений [Храмов и др., 1982; Баженов и др., 1988; Шипунов, 1995а] показало, что это послескладчатая компонента намагниченности (рис.34, табл.5).

Наиболее высокотемпературная компонента (В), образующая на стереограммах четкие векторные группы в ДСК и ССК и имеющая прямую и обратную полярности, была выделена в трех блоках (блоки 5, 6, 7). При термочистке она сохраняется до точки Кюри гематита (670–680°С), и прямолинейные участки, связанные с этой компонентой, на диаграммах Зийдервельда идут в начало координат (см. рис.33).

Направление компоненты В в ДСК для блока 7 рассчитывалось в несколько этапов. Направление послескладчатой компоненты Б для этого блока (в табл.5 - 7Б) значительно отличается от направления поля перемагничивания (направление дипольного поля Земли обратной полярности для Паланского района). Следовательно, исследуемый блок 7 после образования компоненты Б был наклонен в север-северо-западном направлении вокруг горизонтальной оси на угол около 35° (в расчетах использовалось направление наклона 350∠35°) под действием какого-то тектонического этапа. Исходя из этого, для корректного расчета в ДСК направления компоненты В блока 7 (в табл.5 – 7В) сначала были рассчитаны элементы залегания для исследуемых палеомагнитных образцов из блока 7 и направления векторов намагниченности компоненты В для этих образцов в промежуточной системе координат (в табл.5 - направление 7В, то есть после совмещения послескладчатой компоненты 7Б с полем перемагничивания (после врашения блока из ССК на 35° по азимуту 170°) (рис.35). Затем направления этих векторов из промежуточной системы координат по элементам залегания, рассчитанных для них в этой же системе, были переведены в ДСК (в табл.5 - направления 7В ...) (см. рис.35). Конечно, деформации, связанные с этим тектоническим этапом, могли быть более сложными и не описываться простым вращением вокруг горизонтальной оси.

Так как полевые исследования не позволили установить, является ли залегание пород в блоке нормальным или опрокинутым, аналогичные расчеты были проведены для случая опрокинутого залегания слоев блока (7**B**^{*}_{др}). В таблице 5 также приведено направление 7**B** в ДСК, рассчитанное обычным способом, без учета деформаций указанного тектонического этапа.

Породы в блоке 5 смяты в изоклинальную складку с субвертикальным шарниром (элементы залегания шарнира 7∠70°). Формирование этой складки скорее всего связано с левосдвиговыми деформациями. В блоке 5 послескладчатая относительно низкотемпературная компонента намагниченности (5Б) близка по направлению к полю



Рис. 33. Примеры диаграмм Зийдервельда для образцов из палеогеновых терригенных пород (*a*-г) (неоавтохтонный комплекс) и мезозойских кремнистых пород (*d*-3) кремнисто-обломочного комплекса Паланского района (ДСК)

перемагничивания (см. рис.35). Направления единичных векторов, по-видимому, более древней высокотемпературной компоненты намагниченности (5В) в ССК распределены с большим разбросом, а в ДСК образуют две группы – прямой и обратной полярности (см. рис.35). Средние направления намагниченности этих групп (табл.5 – 5ВN и 5ВR) близки в ДСК по абсолютным значениям наклонений, но не противоположны по склонениям. Скорее всего, это связано с тем, что замеренная ориентация шарнира складки не является первичной. Чтобы исключить влияние шарнира мы для простоты привели его к горизонтальному положению и крылья складки распрямляли относительно го-



Рис. 34. Рраспределение средних направлений и векторов компоненты Б

а – распределение средних направлений компоненты Б с кругами доверия, рассчитанных для блоков пород кремнисто-обломочного (блоки 2, 5, 6, 7) и неоавтохтонного (блоки 8 и 9) комплексов на побережье Охотского моря к северу от устья р. Палана; б – распределение векторов компоненты Б из образцов пород анадыркской свиты (блоки 8 и 9). Кружки – блок 8; звездочки – блок 9; в – распределение средних направлений компоненты В с кругами доверия, рассчитанных для блоков 5, 6 и 7 кремнисто-обломочного комплекса в районе устья р. Палана. Треугольник – направление современного геомагнитного поля в районе исследования; обозначения компонент см. в табл. 5

ризонтального шарнира. Методика расчетов использовалась такая же, как для блока 7. Вращением вокруг горизонтальной оси в направлении 250° на угол 70° мы привели блок в промежуточное положение (горизонтальный шарнир), в котором для всех палеомагнитных образцов были рассчитаны

новые элементы залегания и новые направления векторов высокотемпературной компоненты 5В (их средние значения в табл.5 – 5BR_{пр} и 5BN_{пр}) (см. рис.35). Элементы залегания образцов и их направления высокотемпературной компоненты намагниченности 5В, рассчитанные для промежуточной

Компонента	Кол-во образцов	Dc	Ic	K.	α _{95c}	Da	I _a	Ka	α,,,		
	КРЕМН	ИСТО-ОБ	ломочі	НЫЙ КОМІ	плекс						
XA	РАКТЕРИСТ	ИКИ НАМ	ЛАГНИЧ	ЕННОСТИ	ДЛЯ БЛО	KA 2					
25	6	327	-79	11	17	297	-21	11	17		
XA	РАКТЕРИСТ	ИКИ НАМ	лагнич	ЕННОСТИ	ДЛЯ БЛО	KA 5					
55	12	241	-89	22	8,7	295	-28	3,4	22,1		
5BN до приведения шарнира	5	297	18	18	14,6	339	50,8	25,9	12,3		
в горизонтальное положение											
5B'N после приведения шарнира	5	[•] 297	18	18	14,6	336	50,2	36,8	10,3		
в горизонтальное положение											
5BR до приведения шарнира в	5	196	-5	17	15,3	249	-60	84,4	6,8		
горизонтальное положение											
5 B'R после приведения шарнира в	5	196	-5	17	15,3	184	-60	108	6		
горизонтальное положение	l		L		L	L					
(тест обращения): $F_{2_{\text{СОВО}}} = 4.1336; F_{2_{\text{ЗДО}}} = 0.7758; F_{2_{\text{ЗДО}}} = 0.4542;$											
ХАРАКТЕРИСТИКИ НАМАГНИЧЕННОСТИ ДЛЯ БЛОКА 6											
6Б	2	149	-77	166	7,7	324	-44	354	5,2		
<u>6B</u>	2	183	-27	34,5	16,9	238	56,6		17,9		
6 B'	2	183	-27	34,5	16,9	231	57,9	16,1	24,7		
XA	РАКТЕРИСТ	ИКИ НАМ	лагнич	ЕННОСТИ	ДЛЯ БЛО	КА 7					
7Б	8	330	-68	89,8	5,2	68,9	-22	3,2	27,5		
7B	11	305	-36	24,5	8,5	81,4	-59	29	7,8		
7B _{np}	11	271	-53	24,5	8,5						
7B',,p	11					107	-59	30	7,8		
7B*	11	303	-36	24,5	8,5	314	57,6	31,8	7,5		
7B* _{ap}	11					272	58,3	34,8	7,2		
HEC	ABTOXTOH	НЫЙ КОМ	ИПЛЕКС	(АНАДЫР	КСКАЯ С	ВИТА)					
8Б, 9Б	7	203	-86	11,7	15,4	225	-71	8,2	18,7		
(тест складки):	$F_{200Bp} = 0$	0,05359 F	2 _{.1p} = 0,513	$1213 F_{2,ap} =$	0,82056						

Таблица 5. Палеомагнитные данные для комплексов пород в районе устья р. Палана

системы, использовались для расчета направлений компоненты 5В этих образцов в ДСК. После такой операции направления прямой и обратной полярности стали практически противоположными (см. рис.35). Тем не менее, статистическое сравнение средних направлений прямой и обратной полярности компоненты 5В показало, что они не равны в ДСК (см. табл.5). Это незначительное несовпадение может быть связано с погрешностями замера ориентации шарнира складки. Среднее направление компоненты В для блока 5, рассчитанное по 10 образцам, характеризуется в ССК – D=338, I=15, K=3, 6_{95} =24; в ДСК – D=349; I=56; K=33, α_{95} =8.

В таблице 5 и на рисунке 34 видно, что средние наклонения компоненты намагниченности В

близки во всех блоках по наклонениям и отличаются по склонениям. При предположении опрокинутого залегания пород блоков 6 и 7 склонения направлений компоненты намагниченности **В** блоков становятся ближе. Видно, что степень сгруппированности векторов компоненты **В** обратной полярности блока 5 значительно выше в ДСК, чем в ССК ($K_{a}/K_{c}=6,4$). Следовательно, скорее всего, компонента намагниченности **В** имеет доскладчатое происхождение.

Время складчатости оценивается как позднемаастрихтское (см. гл. 1), то есть складчатость практически не была оторвана от времени формирования пород, и выделенная компонента может рассматриваться как первичная.



Рис. 35. Направления компонент Б и В в породах кремнисто-обломочного комплекса Паланского района *a*-*z* – направления компонент Б и В в породах блока 7: *a*. *b* – распределение векторов компонент Б и В на уровне образцов в ССК и ДСК соответственно; *e* – положение нормалей к слоям до и после снятия последнего этапа деформации; *z* – направления компонент намагниченности блока в современной, промежуточной и древней (после исключения последнего этапа деформации) системах координат. Обозначения компонент см. в табл. 5. *д*-3 – направления компонент Б и В в кремнистых породах блока 5: *д* – распределение векторов компонент Б и В на уровне образцов в ССК; *e* – направления компонент Б и В в ДСК до приведения шарнира складки в горизонтальное положение; *ж* – положение нормалей к слоям до и после приведения шарнира складки в горизонтальное положение векторов компоненты В в промежуточной системе координат; *з* – направление компоненты В в ДСК после приведения шарнира складки в горизонтальное положение. *I* – направление поля перемагничивания; *2* – направление компоненты Б; *3* – направление компоненты В; *4* – средние направления по блоку с кругами доверия; *5*. *6* – положение нормалей к слоям до и после снятия последнего этапа деформации соответственно. Залитые черным значки – нижняя полусфера, открытые – верхняя полусфера

В намагниченности терригенных пород палеоценовой анадыркской свиты присутствуют две, реже одна, компоненты (см. рис.33).

Низкотемпературная компонента уничтожается, как правило, при нагреве до 250–350°С, реже до 400°С. Эта компонента имеет обратную полярность (см. табл.5). Провести тест складки непосредственно для пород анадыркской свиты невозможно из-за слабых вариаций элементов залеганий пород. Скорее всего, она послескладчатая, так как направление компоненты в ССК совпадает с направлением послескладчатой компоненты Б, выделенной в кремнисто-обломочном комплексе (см. рис.34).

Высокотемпературная компонента в породах анадыркской свиты сохраняется до точки Кюри магнетита, она отчетливо выделяется для многих образцов, но направления этой компоненты на сфере расположены хаотически.

Интерпретация результатов.

 Рассчитанная по направлению компоненты В палеоширота района формирования кремнистых толщ для блока 5 равна 36±8°с.ш., для блока 7 – 40±8°с.ш. 2) Исследованные кремнистые толщи в позднем мелу не входили в состав континентальной окраины Евразии или Северо-Американской плиты (для Евразии F=20, Δ F=6,4; для Северной Америки F=21,4, Δ F=6,4) [Beck, 1980; Demarest, 1983 Besse, Courtillot, 1991].

3) Склонение доскладчатой намагниченности блока 7 смещено против часовой стрелки относительно Евразии и Северной Америки (R=-111; △R=14 для Евразии: R=-123: △R=15 для Северной Америки). Следовательно, блок 7 кремнисто-терригенного комплекса был развернут против часовой стрелки на угол 111±14° относительно Евразии и на 123±15° относительно Северной Америки. Вращение блока против часовой стрелки может быть объяснено левосдвиговыми деформациями в этом районе. Для блока 5 в ДСК склонения намагниченности отклонены относительно меридиана как по- (обратная полярность), так и против часовой стрелки (прямая полярность). Такая ситуация может быть объяснена тем, что образцы из блока были отобраны в наиболее сложной шарнирной части складки и вторичной ориентацией шарнира этой складки (первичную ориентацию шарниров складок в сдвиговых зонах установить практически невозможно).

4) Направления послескладчатой компоненты в меловых кремнистых толщах и в породах анадыркской свиты близки к направлению дипольного магнитного поля Земли обратной полярности в Паланском районе. Следовательно, эти толщи не были сильно деформированы после перемагничивания.

Малкинский выступ и Центрально-Камчатская зона

Малкинский выступ и его восточное обрамление

В районе Малкинского выступа и его обрамления (глава 1) с помощью палеомагнитного метода планировалось решение как традиционных задач тектоники и структурной геологии (для неметаморфизованных толщ, где можно определить элементы залегания), так и не традиционных задач метаморфической геологии. В частности, предполагалось восстановить первичную ориентацию метаморфической сланцеватости, знание которой может быть полезным для реконструкции полей напряжений в периоды метаморфизма, и реконструировать историю деформаций толщ при их выведении на поверхность. Кратко методика таких исследований сводилась к следующему.

Известно, что достаточно часто метаморфическая сланцеватость ориентируется закономерным образом относительно направлений приложенных напряжений при метаморфизме [Эз, 1975]. В частности, при повышенной пластичности метаморфизующихся толщ достаточно широко распространен случай ориентации сланцеватости перпендикулярно приложенным напряжениям. При формировании такой метаморфической сланцеватости образуются новые метаморфические магнитные минералы, которые приобретают намагниченность, направленную по магнитному полю Земли в этом районе, если температура опустилась ниже точки Кюри этих минералов. Если метаморфические породы остыли ниже точек Кюри магнитных минералов до деформаций пород, а затем деформировались, то простым совмещением направления магнитной компоненты, приобретенной при этом остывании, с направлением поля перемагничивания (или используя аппарат, разработанный для расчета синскладчатой намагниченности [Шипунов, 1995а]), можно восстановить первичную ориентацию метаморфической сланцеватости. Если породы приобрели компоненты намагниченности во время их деформаций, то, используя тот же метод определения синскладчатой намагниченности [Шипунов, 1995а], можно реконструировать ориентацию сланцеватости после каждого этапа деформаций, то-есть проследить эволюцию деформаций толщ при их остывании в процессе выведения на поверхность. Несомненно, что исследования метаморфических толщ должно проводиться на всей площади распространения метаморфических толщ при обязательном использовании структурных и других методов изучения метаморфических толщ.

Объекты палеомагнитных исследований.

Как было показано в главе 1, в строении Малкинского выступа выделяется два главных структурных элемента – аллохтон и относительный автохтон [Шапиро и др., 1986; Зинкевич и др., 1994; Бондаренко, 1997] (рис.36). Аллохтон сложен меловыми вулканогенно-терригенно-кремнистыми образованиями ирунейской и кирганикской свит, сформированных в условиях окраинного моря и островной дуги [Зинкевич и др., 1994; Константиновская, 1997] (Центрально-Камчатская зона). В структуре относительного автохтона (Малкинский вы-



Рис. 36. Тектоническая схема южной части хр. Срединный [Бондаренко, 1997]

1 - кайнозойские вулканогенно-осадочные образования; <math>2-5 - аллохтон: 2 - вулканогенно-осадочные образования ирунейской и кирганикской свит (K₂), <math>3 - зона Ганальско-Андриановской сутуры: метаморфизованные и тектонизированные габбро, гипербазиты, вулканогенно-кремнисто-терригенные породы, <math>4 - тектонические клиппы базит-гипербазитов, <math>5 - тектонические клиппы вулканогенно-кремнистых пород ирунейской свиты; 6-11 - относительный автохтон: 6 - терригенные отложения кихчикской серии (K), 7 - метаморфизованная алисторская офиолитовая ассоциация: дуниты, габбро, пироксениты, пикриты, пикритобазальты, пирокласты основного-ультраосновного состава, глинисто-кремнистые породы (T?), 8a - отложения малкинской серии нерасчлененные (D-T?), 86 - метатерригено-кремнистые отложения хейванской свиты с телами метабазальтов, протрузиями гипербазитов и габбро (D-P), 9 - диафторированные гнейсы, мигматиты, амфибол-слюдистые сланцы, мраморы колпаковского комплекса (PZ1), 10 - вулканогенно-осадочные образованные образования и голожения столожения (J₃-K₁); 11 - метатерригено-кремнистые отложения столожение образованные и тектонической свиты (J-K); 12-14 - комплексы гранитоидов: 12 - мелового, 13 - мел-палеоценового, 14 - палеоген-неогенового возраста; 15 - разрывные нарушения: a - сбросы и сдвиги, 6 - взбросы и надвиги; 16 - районы работ

ступ) выделяются две единицы. Первая сложена диафторированными гнейсами, кристаллическими сланцами и мигматитами колпаковской серии (нижний палеозой [Бондаренко, 1997]), вторая – образована малкинской серией, квахонской и ких-

чикской свитами [Бондаренко, 1997]. В строении малкинской серии принимают участие метатерригенная шихтинская, метавулканогенная андриановская, метатерригенная хейванская и метавулканогенная химкинская свиты. Образцы для палеомагнитного анализа отбирались в трех районах: в бассейне р. Облуковина, в истоках р. Правая Андриановка и в истоках р. Левая Андриановка [Коваленко и др., 2000]. Все эти районы расположены близко к сутурной зоне, отделяющей аллохтон от относительного автохтона.

В бассейне р. Облуковина (рис.37) были опробованы вулканогенно-осадочные островодужные



Рис. 37. Геологическая схема междуречья Ича-Облуковина [Зинкевич и др., 1994]

1 – аллювиальные, озерные и ледниковые отложения (Q); 2 – вулканогенно-осадочные образования (P_3 –Q); 3 – кирганикская свита: вулканогенно-осадочные толщи; 4–6 – ирунейский комплекс, туфогенная толща: 4 – туфы и туфобрекчии основного и среднего состава, реже туфопесчаники и туфоалевролиты, 5 – туфоалевролиты, туфоаргиллиты, алевритовые и псаммитовые туфы основного и среднего состава, кремнистые туфоаргиллиты, 6 – нерасчлененные отложения; 7 – ирунейский комплекс, глинисто-яшмовая и глинисто-кремнисто-туфогенные толщи нерасчлененные: туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые туфоалевролиты, кремнистые алевролиты, аргиллиты, кремни, яшмы, реже туфы основного и среднего состава, базальты; 8 – хозгонские флишевые толщи; 9 – барабская свита: конгломераты, конглобрекчии, гравелиты, песчаники, алевролиты, туфы основного и среднего состава; 10 – метаморфические образования малкинской серии; 11 – гранитонды (N); 12 – субвулканические тела среднего и кислого состава (N); 13 – разрывные нарушения: a – субвертикальные, 6 – надвиги; 14 – места палеомагнитного опробования. Стрелки указывают направления отклонений векторов намагниченности толщ от направления перемагничивания, цифра около стрелок – угол отклонения толщи ирунейской (О на рис.37) и кирганикской свит (Л на рис.37). Они представлены лито-, витро- и кристаллокластическими туфами и туффитами основного состава, часто включающими потоки базальтов, туфоалевролитами, туфоаргиллитами и туфопесчаниками. Палеомагнитные пробы отбирались из тонких туфов (из толщи Л 30 образцов), туфоалевролитов и туфопесчаников (из толши О 30 образцов).

В истоках р. Правая Андриановка (рис.38) палеомагнитные образцы взяты из толщи островодужных туффитов ирунейской свиты (АТ на рис.38); блока, сложенного силлами основного состава (АС на рис.38); из массива габбро (АГ на рис.38) и из метаморфических толщ (АК и АА на рис.38). Метаморфические толщи опробовались в том случае, если были четко видны элементы залегания метаморфической сланцеватости.

Островодужные туффиты представлены разнозернистыми лито-, витро- и кристаллокластическими разностями. Палеомагнитные образцы (50 штук) отбирались из тонкообломочных пород.



Рис. 38. Геологическая схема истоков р. Правая Андриановка [Шапиро и др., 1986] 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – нерасчлененные отложения ирунейской свиты; 3 – метаморфиты колпаковского комплекса; 4 – метаморфиты андриановской свиты; 5 – габбро; 6 – толщи кирганикской свиты; 7 – разрывные нарушения; 8 – места палеомагнитного опробования. Остальные обозначения см. на рис. 37

Силлы представлены пироксен-плагиоклазовыми долерито-базальтами и базальтами. Было отобрано 22 образца.

Габброиды представлены пироксен-роговообманковым габбро, из которых отобрано 12 палеомагнитных образцов.

Из метаморфических толщ были опробованы два блока. Первый (АК на рис.38), по данным съемщиков относимый к колпаковской серии, представлен чередующимися в разрезе породами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Из всех метаморфических разностей отобрано 20 палеомагнитных образцов.

Другой блок метаморфических пород (андриановская свита) (АА на рис.38) представлен амфиболовыми сланцами. Из них отобрано 26 палеомагнитных образцов. В истоках р. Левой Андриановки были опробованы в различной степени метаморфизованные филлитовые толщи (ирунейская свита) и толща метаморфических пород, сформированная по осадочным и вулканогенным породам.

Филлиты ирунейской свиты (И1-4 на рис.39) в разной степени раскристаллизованы и рассланцеваны. Из них отобрано 68 палеомагнитных образцов.

В метаморфической толще выделены два типа пород – метапелиты (ЛО на рис.39) и метавулканиты (ЛВ на рис.39). Из метапелитов и метавулканитов отобрано 15 и 25 палеомагнитных образцов соответственно.

Во всех районах изученные толщи сильно дислоцированы, разбиты на блоки, часто участвуют в сложной изоклинальной складчатости.



Рис. 39. Геологическая схема истоков р. Левая Андриановка [Шапиро и др., 1986] 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – нерасчлененные отложения ирунейской свиты; 3, 4 – метаморфические толщи: 3 – метавулканиты, 4 – метаосадки; 5 – габбро; 6 – диориты; 7 – разрывные нарушения; 8 – места палеомагнитного опробования. Остальные обозначения см. на рис. 37

результаты лабораторной обработки.

Компонентный анализ показал, что в намагниченности практически всех исследованных толщ выделяется только одна компонента. В большинстве толщ эта компонента единственная (рис.40– 45), Во всех обломочных островодужных породах она сохраняется до 550–580°С (обр.19а97, 249а97, М4063 на рис.40, 46, 47), в силловой толще – до



Рис. 40. Примеры диаграмм Зийдервельда для образцов туфов (толща АТ, обр.12а697-44а97) и силлов (толща АС, обр.56а697-60а697) в бассейие р. Правая Андриановка (ССК) Пунктиром обозначены выделенные компоненты намагниченности



Рис. 41. Примеры диаграмм Зийдервельда для габбро (АГ) в бассейне р. Правая Андриановка (ССК) Пунктиром обозначены выделенные компоненты намагниченности



Рис. 42. Примеры диаграмм Зийдервельда для амфиболитов (АА) в бассейне р. Правая Андриановка (ССК) Пунктиром обозначены выделенные компоненты намагниченности

600-620°С (обр. 60а97 на рис.40). Почти во всех породах метаморфических комплексов компонента сохраняется до 550-580°С (обр. 105а97, 218а97 и др. – на рис.45). Исключение составляет блок АК,

относимый к колпаковской серии, однокомпонентная намагниченность пород которого сохраняется до 660-680°С (обр. 73697 на рис.43). В толще туфогенных пород Л в бассейне р. Облуковина вы-



Рис. 43. Примеры диаграмм Зийдервельда для амфиболитов (АК) в бассейне р. Правая Андриановка (ССК) Пунктиром обозначены выделенные компоненты намагниченности



Рис. 44. Примеры днаграмм Зийдервельда для сланцев (И1-И4) в бассейне р. Левая Андрнановка (ССК) Пунктиром обозначены выделенные компоненты намагниченности



Рис. 45. Примеры днаграмм Зийдервельда для метавулканитов и метаосадков (ЛО и ЛВ) в бассейне р. Левая Андриановка (ССК) Пунктиром обозначены выделенные компоненты намагниченности



Рис. 46. Примеры диаграмм Зийдервельда для туфов (О) в бассейне р. Облуковина (ССК) Пунктиром обозначены выделенные компоненты намагниченности



Рис. 47. Примеры диаграмм Зийдервельда для туфов (Л) в бассейне р. Облуковина (ССК) Пунктиром обозначены выделенные компоненты намагниченности

деляются две компоненты намагниченности. Относительно низкотемпературная компонента (A) выделяется в интервале 20–500°С, более высокотемпературная (B) – в интервале 350–580°С (обр. м4077 на рис.47).

Выделенные компоненты образуют на сфере отчетливые группы (рис.48, табл.6а). Все эти компоненты (за исключением компонент В блока Л в бассейне р. Облуковина) – послескладчатые в соответствии с отрицательным тестом складки, проведенным методом сравнения средних направлений намагниченности [McFadden, Jons, 1981; Баженов, Шипунов, 1988]. Обратим внимание, что для теста складки сравнение векторов намагниченности метаморфических толщ в доскладчатом положении возможно при приведении плоскостей их сланцеватости или гнейсовости к любой одной плоскости. В данном случае для простоты выбрана горизонтальная плоскость.

Компонента намагниченности В, выделенная в двух блоках островодужной толщи Л (см. рис.37), возможно, доскладчатая. Направления намагничен-



Рис. 48. Стереограммы распределений средних направлений, выделенных компонент намагниченности с кругами доверия *a* – бассейн р. Правая Андриановка; *б* – бассейн р. Левая Андриановка; *в* – бассейн р. Облуковина

ности блоков резко различны в ССК, а в ДСК – направления намагниченности блоков характеризуются разными склонениями и близкими наклонениями (рис.486), что, скорее всего, связано с вращением блоков друг относительно друга в плоскости слоев при деформациях островодужных толщ. Тест складки [McFadden, Jons, 1981; Баженов, Шипунов, 1988], проведенный после совмещения склонений средних направлений намагниченности блоков, положителен в ДСК и отрицательный в ССК (см. рис.486, табл.6а). Кроме того, практически на всех диаграммах Зийдервельда образцов из островодужных толщ бассейна р. Облуковина относительно низкотемпературные прямолинейные участки, фиксирующие вторичную послескладчатую намагниченность, не направлены в начало коорди-

таолица ба. 1	палеомагни	иные хара	ктеристик	си пород из	з оассеиня	р. Ослуков	ина (таль	синскай вр	iciyii)
Компонента	N/N ₁	Dc	ե	Kc	a495c	Da	I _a	Ka	α ₉₅₄
			Ба	ссейн р. Обл	уковина				
*Aoti	6	287	45	19	11	262	6	28	9
*A012	19	326	59	26	6,2	11	3	20	7
*A0T2	28	328	50,7	18,3	6,2	350	-7	12	7,7
Среднее	47/49	327	54	20	4,5	359	-3	11	6
F _{2c}	=0.0496			F2,1=0,27	34		F ₂	_{op} =0,0688	
*Алі	10	12,5	72	21	9,5	45	19	23	9
*А _{Л2}	5	10	78	9	20	33	17	10	20
*Алз	7	2	67	26	10	40	1	8	18
Среднее	22/30	8	72	18,5	7	41	13	12	8,6
F	Fc=2.06			F_=7,00	6		F ₍₄₎	,46,95)=2,35	
*Влі	4	69	-41	69	8	159	-64	45	10
*Вл2	6	64	9	29	10	65	-48	38	9
Среднее	10/30	66	-11	8	15	159	-54	31	8
F	2c=3,93			F2Ar=0,45	601		F ₂	_{io} =0,4542	

N/N₁ – количество образцов, участвующих в анализе/общее число образцов; D_e, I_e, K_e, α_{35e} – склонение, наклонение, кучность и угол доверия в современной системе координат; D_a, I_a, K_a, α_{5a} – склонение, наклонение, кучность и угол доверия в древней системе координат; A, B – обозначение компоненты намагниченности; индексы Л2, O1, AT3, AC2 – обозначение опробованной толщи (см. рис. 2–4), цифра – номер блока, звездочка обозначает, что направление намагниченности блока использовано в расчете среднего направления намагниченности по всем блокам. *F* – статистический параметр, используемый при сравнении средних векторных величин [McFadden, Jones, 1981; Баженов, Шипунов, 1988]. В строке "среднее" для В-компоненты в ДСК направление намагниченности рассчитано при приведении направлений намагниченности блоков Л, и Л, к единому склонению – 159°.

Компонента	N/N ₁	De	L	K.	(Yosa	D.	1.	K ₁	(106-	
			I ∼ Faccet	ц п Правая A	HUDNAHOBKA		· · · ·	<u> </u>		
*4	8	356	70	13	14	354	-16	1 11	15	
*A.m	5	340	68	44	0	248	-10	70	7	
* 4	10	262				241	-35	70	/	
-AAT3	1 10	332	09	20	9	341	-9	25	9	
*A _{AT4}	16	344	72	41	5	337	-6	17	8,5	
Среднее	39/50	350	71	29	4	343	-13	14	6	
F	c=0,230			F_=4,37	,		F (6,	62,95)=2,55		
*A _{AC1}	5	237	47	13	17	101	68	11	19	
*A _{AC2}	6	224	38	13	16	22	76	9	19	
*A _{AC3}	11	234	53	7,5	15	353	50	9	14	
Среднее	22/22	231	48	10	10	11	67	6	12	
F	c= 0,786			F_=5,95	9		$F_{(4,46,95)}=2,35$			
*AAA1	10	224	-63	20	10	235	-13	9	14	
*A _{AA2}	13	59	68	16	9,5	34	9	22	8	
Среднее	23/26	52	66	17,5	7	43	11	12	8,5	
F ₂₀	e=0,0429			F23=0,233	02		F ₂	w=0,1533		
*A _{AKi}	5	332	85	35	10,5	311	-2	25	12,5	
*A _{AK2}	12	338	85	39	6,5	332	3	38	6,6	
Среднее	17/20	335	85	40	5,4	326	1	23	7	
F _{2c}	=0,00036			F2,=0,48	75			m=0,2210		
Aar	12/12	314	48	37	6.6			1		

Таблица 6б. Палеомагнитные характеристики пород из бассейна р. Правая Андриановка (Малкинский выступ)

Примечания см. табл. 6а.

нат, а векторы Jnt, рассчитанные в процессе чистки в этих температурных интервалах, на сфере распределены по дугам больших кругов. Высокотемпературные компоненты В образуют четкие "endpoints". В разрезе метаморфических толщ АА (см. рис.38) выявляются две отчетливые зоны: намагниченность нижней части разреза – прямой полярности, а намагниченность верхней части разреза – обратной полярности в ССК.

Компонента	N/N1	Dç	I _c	K,	α _{95c}	D	Ι	К	Ωμης
			Бассеі	ін р. Левая А	ндриановка				
*A 79+101	11	61	64	25	8,4	50	3	19	9,6
*Anoz	5	47	62	77	7	35	1	91	6,5
Среднее	16/40	56	64	32	6	45	2	22	7,5
F	_c =0.05			F _{2a} =0,25	8		F	em=0,238	
A112	8	62	56	23	10	67	15	26	9,6
Au	7	93	62	22	11	93	16	15	14
AKI	3	255	-59	19	18	262	-8	19	18
Среднее	15/68	75	60	19	8	79	16	14	9,7
F.	=0.267			$F_{2}=0.5$			F	=0.269	

Таблица бв. Палеомагнитные характеристики пород из бассейна р. Левая Андриановка

Примечания см. табл. 6а.

Интерпретация результатов.

Из приведенных выше палеомагнитных данных очевидно, что все исследованные толщи перемагничены после какого-то этапа их деформаций. Только в толще Л в бассейне р. Облуковина была выделена предположительно доскладчатая и послескладчатая компоненты намагниченности.

Если намагниченность островодужной толщи Л доскладчатая, то эти толщи могли быть сформированы в позднем мелу в следующем широтном интервале - 27°-35°-43° с.ш. Они не могли быть совмещены ни с Евразией, ни с Северной Америкой (относительно Евразии: F=21, Δ F=6,6; относительно Северной Америки: F=23, ∆F=6,5). Исследованные блоки толщи Л развернуты против часовой стрелки в горизонтальной плоскости относительно меридиана (115°±9° и 21°±10°), Евразии (R=115, Δ R=12,4 и R=41, Δ R=19) и Северной Америки (R=124, Δ R=12,7 и R=50, Δ R=19,5) [Beck, 1980; Demarest, 1983; Besse, Courtillot, 1991]. Heобходимо отметить, что наклонение среднего направления анализируемой предположительно доскладчатой намагниченности рассчитано по 10 единичным векторам, а склонения для каждого из двух блоков - по 4 и 6 единичным векторам. Очевидно, что такое осреднение недостаточно для исключения влияния вековых вариаций магнитного поля. Полученные направления не могут быть признаны методически надежно обоснованными. Тем не менее, вряд ли в этом районе из-за сильного перемагничивания пород будут получены более качественные палеомагнитные определения.

Направления послескладчатой намагниченности исследованных толщ, представленной в них только одной компонентой, отличаются друг от друга. Некоторые из них (намагниченность толщ Л, АТ и АК) близки к направлению магнитного поля Земли на юге Камчатки прямой или обратной полярности, остальные отличаются от него (см. рис.37-39, табл.ба-в), вероятно, в связи с их деформациями после перемагничивания. Направления и угловые величины отклонений векторов послескладчатой намагниченности от направления современного поля распределены хаотически в районах рек Облуковина и Правая Андриановка и закономерно в бассейне р. Левая Андриановка (см. рис.39). Это, вероятно, свидетельствует о том, что толщи р. Левая Андриановка были наклонены на запад на 10-20° после их перемагничивания. Обратим внимание, что иногда близко расположенные в геологической структуре блоки имеют резко отличаюшиеся направления намагниченности (АС и АТ на рис.38; Л и О на рис.37).

Камчатский перешеек

На Камчатском перешейке Н.М. Левашовой была опробована туфогенная, вероятно, островодужная толща кампан-маастрихтского возраста [Левашова, Шапиро, 1999], находящаяся в структуре Центрально-Камчатской зоны. Для всех образцов была проведена термочистка и компонентный анализ. Компонентный анализ показал, что толщи в разной степени перемагничены полем прямой полярности, близким по направлению к современному. После уничтожения этих вторичных компонент выделяется высокотемпературная компонента, сохраняющаяся до 500-560°С. Тест складки демонстрирует, что она доскладчатая. Характеристики направления приведены в таблице 16 (см. главу 3). Анализ направления доскладчатой намагниченности показывает, что позднемеловые толщи Камчатского перешейка были сформированы на сороковых градусах северной широты и не могли быть совмещены ни с Северной Америкой, ни с Евразией (табл.16). Толщи сильно развернуты в горизонтальной плоскости против часовой стрелки относительно меридиана, Северной Америки и Евразии.

Восточно-Камчатская зона

Остров Карагинский

Объекты палеомагнитных исследований.

Образцы для палеомагнитных исследований отбирались из пород офиолитового, кремнисто-вулканогенного, вулканогенно-терригенного и флишоидного комплексов [Коваленко, 1990; Коваленко и др., 19996, в; Kovalenko, Kravchenko-Berezhnoy, 1999].

Офиолитовый комплекс изучался в двух районах. В районе г. Шапочка (рис.49, район Г1) был опробован блок расслоенного габбро. Отобрано 11 образцов. На севере острова в обнажениях одного из левых притоков р. Северной (рис.49, Д1) было взято 8 образцов из комплекса параллельных даек диабазов. Из каждой дайки отбирался один образец.

Кремнисто-вулканогенный комплекс исследовался в левых притоках р. Северная (районы КВ1 и КВ2 на рис.49), где были опробованы два разреза, сложенных исключительно потоками подушечных базальтов. Элементы залегания потоков определялись по редким контактам миндалекаменных и массивных базальтов и не менее редким пустотам в базальтах, заполненных слоистыми минеральными агрегатами. Всего удалось взять 18 образцов из потоков с относительно надежными элементами залегания.

Вулканогенно-терригенный комплекс опробовался в четырех районах: на юге острова, севернее устья р. Ильхатунваям (ВТ1 на рис.49), на севере



Рис. 49. Геологическая схема о. Карагинского [Чехович и др., 1989]

1-7 – структурно-вещественные комплексы: 1 - офиолитовый комплекс (K₂ al-cp), <math>2 - кремнисто-вулканогенный (K₂ cp-m), <math>3 - вулканогенно-терригенный (K₂ m-d), <math>4 - флишоидный (P₂₋₃), 5 - субдукционного меланжа (P₁₋₂), <math>6 - вулканогенно-осадочный (P₂-N₁⁻¹), 7 – молассовый (N₁²-N₂), 8 – четвертичные отложения; 9 – разрывные нарушения: <math>a - налвиги, 6 - субвертикальные разломы; 10 – районы отбора палеомагнитных образцов. На врезке обозначен район работ около г. Хынхлонай (рис.49, ВТ2), в бассейне р. Воронья (рис.49, ВТ3) и в одном из притоков р. Кэтонитонваям (рис.49, ВТ4).

На юге, в береговых обрывах севернее устья р. Ильхатунваям (район ВТ1), образцы отбирались из толщи, сложенной пачками чередующихся тонких туффитов и туфоалевролитов с сингенетичными карбонатными конкрециями, прорванной в некоторых местах дайками диоритов. Толща слабо дислоцирована, разбита на 6 блоков с незначительными вариациями элементов залеганий пород. Отобрано 83 образца из тонких туфов и карбонатных конкреций.

Разрез г. Хынхлонай (ВТ2) в нижней части сложен преимущественно туфогенными пачками с редкими прослоями алевролитов. Вверх по разрезу количество туфов уменьшается и начинают преобладать черные алевролиты. Из пород разреза выделены бентосные фораминиферы [Шапиро, Петрина, 1985], а из нижней части разреза – одна форма наннопланктона (*Eiffellithus turriseiffelli*, определения Е.А. Щербининой), которые позволяют предполагать кампан-маастрихтский возраст пород разреза. Толщи разбиты на 4 блока. Образцы (56 штук) отбирались из туффитов и туфоалевролитов равномерно по всему разрезу из всех блоков.

В бассейне р. Вороньей (ВТЗ) опробовались толщи, обнажающиеся в урезах трех ее притоков (см. рис.49). В верхних частях разреза они в основном сложены пачками переслаивающихся черных алевролитов и аргиллитов, ниже в них преобладают туффиты различной зернистости. Из алевролитов Е.А. Щербининой были выделены две формы наннопланктона – Calculites obscurus и Cretarhabdulus crenulatus, существовавшие, по-видимому, в кампан-маастрихтский период. Образцы отбирались из 5 блоков из тонких туффитов, черных алевролитов и аргиллитов.

В бассейне р. Кэтонитонваям (ВТ4) опробовался один небольшой блок, сложенный туфогенными породами.

Флишоидный комплекс опробовался в двух блоках: на побережье немного южнее устья р. Северная (см. рис.49, Ф1) и в первом левом притоке р.Маркеловская (р. Якльехриваям) (см. рис.49, Ф2). Толщи Ф1 сложены пачками черных алевролитов и аргиллитов с многочисленными карбонатными конкрециями, Ф2 – черными алевролитами и аргиллитами без карбонатных конкреций. Из разреза Ф1 Е.А. Щербининой была выделена одна форма наннопланктона (*Microrhabdulus decoratus*), характерная для сеномана-маастрихта. Палеомагнитные образцы отбирались равномерно по разрезам из осадочных пород и из конкреций (44 и 52 образца, соответственно).

Результаты лабораторной обработки.

Офиолитовый комплекс. В намагниченности образцов параллельных даек и расслоенного габбро выделяется только одна компонента, сохраняющаяся до 500-550°С. В блоке габбро это - компонента обратной полярности, а в дайковом комплексе - компонента прямой полярности (рис.50). Jnt векторы намагниченности образцов параллельных даек смещаются в процессе термочистки по дугам больших кругов. Это говорит о присутствии в намагниченности даек других, еще более высокотемпературных компонент, которые не удалось выделить в результате термочистки. Jnt векторы намагниченности габбро не меняют направлений в течении термочистки. Направления выделенных компонент в ССК близки к направлениям дипольного магнитного поля Земли в данном районе соответственно прямой и обратной полярности. Тест складки, проведенный для блока габбро (табл.7а), показывает, что выделенные в нем компоненты намагниченности послескладчатые. Для блока параллельных даек использование надежных тестов невозможно.

Кремнисто-вулканогенный комплекс. Намагниченность базальтов комплекса состоит в основном из одной компоненты. На сфере выделенные компоненты распределены хаотически и исключены из дальнейшего рассмотрения.

Вулканогенно-терригенный комплекс. Намагниченность пород вулканогенно-терригенного комплекса оказалась весьма сложной. На диаграммах Зийдервельда обычно фиксируются либо одна, либо несколько компонент намагниченности (рис.51). После некоторого поиска наиболее оптимальным был признан следующий способ разделения компонент намагниченности. Все компоненты были условно разделены на "жесткие" и "мягкие" (по аналогии с чисткой переменным магнитным полем). К "мягким" были отнесены компоненты намагниченности, разрушение которых сопровождалось движением Jnt векторов по отчетливым дугам больших кругов (например, обр.25589а, 31189б на рис.51). Соответственно "жесткими" названы компоненты, разрушение которых не сопровождается смещением векторов Jnt по дугам больших кругов (векторы Jnt образуют "end-point", А-компоненты на рис.51). "Мягкие" компоненты полностью унич-



Рис. 50. Палеомагнитные характеристики пород офиолитового комплекса

а – стереограммы распределений векторов намагниченности параллельных даек; *б* – стереограммы распределений векторов намагниченности полосчатого габбро; *в* – примеры диаграмм Зийдервельда и стереограмм Ј_м для пород офиолитового комплекса в ССК. Залитые кружки – прямая полярность, открытые – обратная полярность, треугольник – направление современного геомагнитного поля в данном районе. На диаграммах Зийдервельда: кресты – проекция N,E, ромбы – проекция N,Up. Пунктиром показаны выделенные компоненты намагниченности

	Таблица 7а.	Палеомагнитные	характеристик	и офиолитов о.	Карагинский
--	-------------	----------------	---------------	----------------	-------------

Объект	N/N ₁	Dc	l _c	Kc	agsc	Da	l,	K _a	α ₉₅₄
		г. Шапо	чка – габбро	(Г1), истоки ј	 Северная – 	дайки (Д1)			
([1])	11/11	170	-62	36	7	223	-10	8	15
(Д1)	8/8	253	74	25	10	151	81	25	10

N/N₁ - количество векторов намагниченности, участвующих в анализе/количество образцов, отобранных из обнажений; D_e, I_e, K_e, α_{95e}, D_a, I_a, K_a, α_{95a} - склонение, наклонение, кучность и угол доверия в ССК и ДСК, соответственно.



Рис. 51. Примеры диаграмм Зийдервельда и стереограмм Ј_идля пород вулканогенно-терригенного комплекса

тожаются в разных образцах при нагревах выше 500-520°С. "Жесткие" компоненты сохраняются до 540-560°С. Сначала для каждого района раздельно анализировались "жесткие" и "мягкие" компоненты, которые фиксируются совместно на многокомпонентных диаграммах Зийдервельда (рис.51, обр.25389, 337896, 31789а и т.д.) и, по-видимому, имеют различное происхождение. Ниже "жесткие" компоненты обозначаются А-компонентами. "мягкие" компоненты обозначены либо В-компонентами, либо СП-компонентами. Затем направления этих компонент сравнивались с направлениями"жестких" и "мягких" компонент соответственно, выделенных на диаграммах Зийдервельда, на которых выявлен только один прямолинейный участок (например, рис.51, обр.25589а). Такие диаграммы условно названы однокомпонентными. Проведенное сравнение показало, что "мягкие" компоненты, выделенные на многокомпонентных и однокомпонентных диаграммах Зийдервельда, близки по направлениям и далее рассматриваются совместно. Часть из них распределены около направления современного поля в районе (СП-компоненты), другие – резко отличаются от него (В-компоненты). В область распределения "жестких" компонент, рассчитанных по однокомпонентным диаграммам, попадают как А-компоненты, так и В-компоненты. Поскольку разделить их часто невозможно, все образцы (к сожалению, их много) с "жесткой" однокомпонентной намагниченностью были исключены из анализа, так как намагниченность части из них может быть представлена А-компонентой, а другие образцы могут быть полностью перемагничены по направлению В-компоненты.

В намагниченности образцов в районе р. Ильхатунваям (ВТ1) были выделены только А и В компоненты (рис.52, табл.6б), рассчитанные по туффитам и карбонатным конкрециям. В-компоненты имеют обратную полярность (рис.52а), направления А-компонент – как прямой, так и обратной полярности. Тест "складки" (сравнение средних [Баженов и Шипунов, 1988]) и тест обращения, проведенные для А-компоненты показывают ее доскладчатое происхождение (рис.528, табл.76). Средние по блокам направления В-компоненты не равны между собой ни в ССК, ни в ДСК (рис.52в, табл.76), но близость их направлений в ССК к направлению современного поля района обратной полярности, а также к направлению перемагничивания офиолитов позволяет предполагать ее послескладчатое происхождение.

В образцах пород района г. Хынхлонай (ВТ2) было выделено 3 разных компоненты намагниченности – СП, В и А-компоненты (рис.53, табл.76). К СП-компонентам были отнесены все векторы "мягких" компонент намагниченности, отличающиеся от направления современного поля района не более чем на 50° по дуге большого круга, к В-компонентам – все остальные "мягкие" компоненты (рис.53*a*). Распределение А-компонент прямой полярности показано на рисунке 536. Тест складки показал, что А-компоненты – доскладчатые, средние по блокам направления В и СП равны как в ССК, так и в ДСК, по-видимому, в связи с большими кругами доверия направлений этих компонент, рассчитанных для отдельных блоков.

В образцах из бассейна р. Воронья (ВТЗ) также выделяются все три компоненты – А, В, СП (рис.54, табл.76). Тест складки показал, что А-компоненты доскладчатые, В-компоненты – послескладчатые (рис.54*в*, табл.76).

В районе р. Кетонитонваям были выделены только **А**-компоненты (рис.55).

Флишоидный комплекс. Интерпретируемые результаты получились только в районе Ф1. В образцах черных алевролитов и карбонатных конкреций, отобранных из двух блоков в этом районе, были выделены только "мягкие" компоненты (рис.56, табл.7в). Тест складки показал послескладчатую природу компонент намагниченности флишоидных толщ.

Результаты лабораторной обработки.

В породах различных геологических комплексов о. Карагинского выделены несколько разнонаправленных компонент намагниченности.

К одной группе компонент были отнесены "мягкие" компоненты, совпадающие в ССК с направлением современного поля района. Это СПкомпоненты, выделенные в толщах вулканогеннотерригенного комплекса, и компоненты намагниченности параллельных даек офиолитового комплекса. По-видимому, эти компоненты самые молодые, т.к. они близки к направлению современого поля района в ССК (N=24, в ССК: D=335, I=72, K=8, α_{95} =10, F =2,6; в ДСК: D=325, I=61, K=5, α_{95} =13, F =3,29, F =2,67).

Другой группой компонент намагниченности являются вторичные компоненты намагниченности обратной полярности, близкие в ССК к направлению магнитного поля района о. Карагинского обратной полярности. К этой группе отнесены компоненты намагниченности расслоенного габбро



Рис. 52. Стереограммы распределений компонент намагниченности для района ВТ1 (вулканогенно-терригенный комплекс)

а – "мягкие" компоненты намагниченности, I–IV – номера геологических блоков; *б* – "жесткие" компоненты намагниченности; *в* – средние направления для "мягких" и "жестких" компонент намагниченности с овалами доверия. Остальные обозначения см. на рис. 50

офиолитового комплекса и **В**-компоненты, выделенные в толще ВТ1 вулканогенно-терригенного комплекса. Предположение об их вторичности основывается на отрицательном тесте складки для блока габбро и совместном присутствии в намагниченности толщ района ВТ1 "мягких" **В**-компо-

нент и "жестких", по-видимому, первичных (по тесту складки и тесту обращения) А-компонент.

В третью группу, вероятно, также вторичных компонент были включены В-компоненты, резко отличающиеся по направлению от магнитного поля Земли района как прямой, так и обратной поляр-



Рис. 53. Стереограммы распределений компонент намагниченности для района BT2 (вулканогенно-терригенный комплекс)

а – "мягкие" компоненты намагниченности, I–V – номера геологических блоков. Кругом с раднусом 50° СП-компоненты условно отделены от В-компонент; *б* – "жесткие" компоненты намагниченности; *в* – средние направления выделенных компонент намагниченности с кругами доверия

ности. Это – **В**-компоненты районов ВТ2, ВТ3 и Ф1. Их вторичное происхождение доказывается отрицательными тестами складки для **В**-компонент районов ВТ3 и Ф1. Поскольку эти близкие по направлению в ССК компоненты выделяются в толщах с различным залеганием пород (средние элементы залегания пород в блоках: $\Phi 1 - 185 \angle 45$ и 145 $\angle 60$; блоки ВТЗ – 320 $\angle 30$, 100 $\angle 30$, 60 $\angle 30$; бло-



Рис. 54. Стереограммы распределений компонент намагниченности для района ВТЗ (вулканогенно-терригенный комплекс)

а – "мягкие" компоненты намагниченности, I–V – номера геологических блоков. Кругом с раднусом 50° СП-компоненты условно отделены от В-компонент; *б* – "жесткие" компоненты намагниченности; *в* – средние направления выделенных компонент намагниченности с кругами доверия

ки ВТ2 –230∠25, 150∠15, 65∠30), а также присутствуют в намагниченности пород совместно с А-компонентами различной полярности, то вряд ли эти компоненты являются результатом суммирования различных компонент одинаковой стабильно-

сти, и по-видимому, являются самостоятельными компонентами.

Наконец четвертая группа – это "жесткие" А-компоненты, выделенные в толщах вулканогенно-терригенного комплекса. Их средние направле-

омпонента	N/N ₁	Dc	l _c	Kc	α _{95c}	Da	l,	Ka	α.95
			I район (ус	тье р. Ильхат	унваям) (ВТ	·I)			
AR	10	169	-77	21	10	146	-70	27	8,
A _N	5	348	55	15	16	333	54	18	1:
F _{2c}	=0,3317			$F_{2,1}=0.23$	}		F _{2x}	p=0,2591	
ALULV	7	160	-80	20	12	144	-69	23	1
A _{IV,VI}	8	351	60	18	12	332	61	19	1
F _{2c}	=0,3201		-	F ₂₁ =0,06	5		F ₂	_{кр} =0,259	
A _Σ	15/83	348	70	15	9	329	65	21	8
BLIILV	15	278	-80	26	7	194	-81	25	7
BII	2	88	-82	14	26	107	-80	14	2
BIV.VI	9	328	-63	19	11	349	-63	19	1
B _Σ	26/83	311	-77	16	7	328	-86	12	8
<i>F</i>	=5.69	•	A	$F_{1}=11.4'$	7	• • • • • • • •	F ₍₄ ,	46 95)=2,64	• • • • • • • • •
		·····	ll paño	он (г.Хынхло	най) (ВТ2)				
A	8	7	45	18	12	341	59	19	1
Au	3	340	53	30	15	348	67	16	20
Am	7	291	46	23	11	316	61	44	8
Aiv	5	348	58	10	20	348	57	12	1
Ar	23/56	336	54	8.5	10	335	61	19	6.
F	-=8.01			F _=1_14			F 16	38.05)=2.67	,
Atra	8	350	-3	18	12	354	59	18	1
Alleat	3	331	-5	30	15	348	67	18	1
Ailleat	7	299		23	11	301	61	40	
Allyred	5	333	2	10	20	348	57	13	
As-	23		-			336	62	16	7
2 N2.rol		L	J	F_=? 9	I _	1	<u> </u>	<u> </u>	. <u> </u>
B,	8	296	-20	15	13	306	-28	11	1
 	3	293	-43	- 13	27	290	- 32	0	2
 B	10	205	-45	<u> </u>	13	290	-32	12	1
Buy		315			1.5	316	1	12	
D_V	21/56	204	-36	10	9.6	203	-28	11	
 Σ[.][.[]]	-1 44	274	1 -30	F -1 20	7,0	273	-20 F		э,
<u> </u>	c=1,44	214	1 60	r ₁ -1,39	22	1 200	<u>r (6</u>	(34,95)-2,7	
		218	59	5	32	200	33	<u> </u>	
	3	510			27	42	- 12		3
	2	34	72	23	20	43	<u>00</u>	31	11
	14/64	244	70		11	220	74	1 1 2 4	<u>├</u> ;
	10/30	544	/0	<u> </u>	13	539	<u> /4</u>		L 1
r	-1,3018			<i>r_a=2</i> ,041	<u>2</u>		F _{(6,}	24,95)=2,11	
•	~	172	п роанон	цоассеин р. Е	оронья) (ВІ	<u></u>	<u> </u>	45	
All	1	1/3	-84		10	2/1	-03	45	. –
Alli		88	-73	42	10	214	-81	31	<u>⊢</u> +
Aiv		130	-12	19	14	267	-12	20	
<u>Av</u>	22/00	267	-65	14		282	-62		<u> </u>
ΑΣ	22/99	134	-85	<u> </u>	<u> </u>	268	<u> </u>	L18	L7
<u>F</u>	e ^{=7,09}	1.40	1	<i>F</i> ₁ =2,304	9		$F_{(6, 1)}$	<u>36,95)</u> ≈2,67	<u> </u>
Allrot	/	148	-30	55	7	262	-63	41	8,
Alilrot	5	130	-25	42	10	1 199	-81	. 31	
	<u>-</u>			 				<u> </u>	
<u> </u>	7	324	-42	11	16	320	-74	17	L1
Bu	11	314	-45	10	13	305	-19	10	1.
B _{III}	10	292	-60	10	14	271	-37	8	10
ΒΣ	28/99	311	-50	9	8,7	293	-41	5	1
F_c	=2,447	· · ·		F _1=12,0	7		F (4,	50,95)=2,65	
СП	8/99	318	71	9	17	316	34	6	2
			IV район (бас	ссейн р. Кэто	нитонваям) (BT4)			
A	7/7	282	19	12	15	329	64	15	

Римская цифра около обозначения компоненты (например A_{II}, B_{IV} и т.д.) указывает номер блока, для которого рассчитывалось направление данной компоненты намагниченности. *F* – статистический критерий, используемый при сравнении средних направлений намагниченности [McFadden, Jones, 1981; Баженов, Шипунов, 1988]. A_{гч} – направление A-компоненты, рассчитанное по элементам залегания пород после совмещения послескладчатой компоненты В с направлением поля перемагничивания. A_{R'N} – компоненты обратной и прямой полярности, соответственно. Остальные обозначения см. табл. 6а.



Рис. 55. Стереограммы распределений компонент намагниченности для района ВТ4 (вулканогенно-терригенный комплекс) Обозначения см. на рис. 50

ния для всех опробованных районов (BT1, BT2, ВТЗ и ВТ4) показаны на рис.57. Для района ВТ1 имеются положительные тесты складки и обращения, для районов BT2 и BT3 - положительные тесты складки. Региональный тест складки положителен для А-компонент районов BT1, BT2 и BT4: N=45, D =325, I =57, K =6, α_{95c} =8, F =15,06; D =332, I =63, K =20, α_{95a} =4,5, F =0,3297; F =2,64. Hanpabления А-компонент района ВТЗ отличаются от направлений А-компонент остальных районов. Возможно, это связано с вращением в горизонтальной плоскости геологических блоков района ВТЗ относительно блоков районов BT1, BT2 и BT4. Однако, близость в ССК направлений А-компонент толщ ВТЗ к направлению современного поля района обратной полярности и к направлениям послескладчатых компонент второй группы, а также структурное положение толщ ВТЗ среди перемагниченных пород офиолитового комплекса (см. рис.49) заставляют рассматривать вариант о вторичном происхождении А-компонент вулканогенных толщ района ВТЗ. Возможно, толщи были перемагничены в положении наклоненной моноклинали, а затем еще раз деформированы.

Интерпретация результатов.

Для тектоники исследованных районов представляют интерес только В-компоненты третьей группы и А-компоненты.

По направлениям А-компонент (за исключением района ВТЗ) было установлено, что исследованные маастрихт-палеоценовые островодужные вулканогенно-терригенные толщи о. Карагинского были сформированы на сороковых градусах северной широты (минимальное, среднее и максимальное значения палеоширот соответственно равны: 39°-44°-50° с.ш.).

Рассчеты, проведенные методом Бекка [Веск, 1980; Demarest,1983] с использованием палеомагнитных полюсов для Евразии и Северной Америки [Besse, Courtillot, 1991], показали, что указанные толщи в этот период времени не были совмещены ни с Евразией (F=19, Δ F=6,5), ни с Северной Америкой (F=17, Δ F=4,4).

Исследованные геологические блоки незначительно (28°±4,4°) развернуты в горизонтальной плоскости против часовой стрелки относительно северного направления, незначимо (R=-15, Δ R=40) относительно Евразии и на 44°±17° (R=44, Δ R=17 [Beck, 1980; Demarest, 1983; Besse, Courtillot, 1991]) против часовой стрелки относительно Северной Америки.

Как было отмечено выше, В-компонента третьей группы сформировалась после какого-то этапа деформаций толщ о. Карагинского. Так как ее направление не совпадает с направлением поля Земли в районе о. Карагинского, по которому, вероятно, происходило перемагничивание, то, по-видимому, она была отклонена от поля перемагничивания в результате нового этапа деформаций геологических толщ, несущих эту намагниченность.



Рис. 56. Палеомагнитные характеристики пород флишевого комплекса

a – стереограммы распределений векторов намагниченности. Ромбы – І блок, кружки – ІІ блок: перечеркнутые – конкреции, открытые – осадки; δ – стереограммы распределений средних векторов намагниченности с овалами доверия;
 в – примеры диаграмм Зийдервельда и стереограмм Ј_и для пород флишевого комплекса в ССК. Обозначения см. на рис. 50

Компонента	N/N ₁	Dc	l _c	K.	α _{95c}	Da	l _a	K,	a4951
			Ус	тье р. Северн	ая (Ф1)				
B ₁	7/7	295	-26	20	12	295	28	18	12
Bilent	15/37	310	-15	8	13	311	12	7	14
Bilma	19/37	298	-42	11	9,5	324	-16	10	10
B ₁₁	34/37	304	-31	8	9	318	-4	7	9
Βειπ	41/44	302	-30	9	7	314	2	6	9
F.	=0.0164			2m=0.08					

Таблица 7в. Палеомагнитные характеристики пород флишевого комплекса о. Карагинский

Примсчания см. табл. 7а, 76.



Рис. 57. Стереограммы распределений средних направлений А-компонент вулканогенно-терригенного комплекса для всех исследованных районов

То есть, по палеомагнитным данным выделяется два этапа деформаций толщ о. Карагинского. Различия направлений В-компонент и современного поля обратной полярности (поле перемагничивания) в ССК позволяют предположить направление и величины деформаций. Наиболее простым вариантом является вращение исследованных толщ вокруг горизонтальной оси в северо-западном направлении на углы 45-65°. Такое направление деформаций совпадает с северо-западной вергентностью структуры о.Карагинского. Факт, что А-компоненты практически не развернуты в горизонтальной плоскости, делает этот вариант наиболее вероятным. Так как средние по блокам направления В-компонент равны в ССК, следовательно, вращение исследованных толщ вулканогенно-терригенного и, возможно, флишоидного комплексов происходило без значительных деформаций внутри этих толщ, по-видимому, в виде единой консолидированной жесткой пластины. Обратный разворот структуры в восток-юго-восточном направлении до совмещения направления В-компоненты с направлением поля перемагничивания показал, что до этапа деформаций, фиксируемого по палеомагнитным данным, падения толщ были более крутые - ЮЗ ∠50-80°. Направления А-компонент в ДСК, пересчитанные по элементам залегания пород в этом положении, практически не изменились (А, в табл.7), что еще раз подтверждает гипотезу об отсутствии сильных вращений геологических блоков о. Карагинского в процессе формирования его структуры.
Хребет Кумроч

На севере хребта Кумроч Н.М. Левашовой с соавторами отобраны палеомагнитные образцы из толщ позднемеловой (кампан-маастрихт) хапицкой свиты, которые сформировались в островодужных условиях [Левашова, 1999]. Образцы брались из тонкообломочных вулканогенных пород нижней части свиты и из тонких туфов и закалочных зон силлов в ее средней части. Также были отобраны гальки из горизонтов конгломератов пород, слагающих эту свиту. Для каждого палеомагнитного образца проводилась температурная чистка и компонентный анализ. В большинстве образцов после прогрева до 250-300°С, редко до 400°С была выделена одна компонента намагниченности обратной полярности. Для нее имеется положительные тест складки и тест галек. Полученное направление дано в табл. 16. По наклонению выделенной компоненты рассчитана палеоширота формирования опробованных толщ, которая соответствует сороковым градусам северной широты. Также показано, что островодужные толщи в позднем мелу были удалены от Северной Америки и Евразии (табл.16: относительно Северной Америки – F=12, ∆F=3 и относительно Евразии – F=10, Δ F=3 [Beck, 1980; Demarest, 1983; Besse, Courtillot, 1991]. Склонение выделенной доскладчатой намагниченности демонстрирует, что толщи были незначительно развернуты в горизонтальной плоскости против часовой стрелки относительно меридиана, Северной Америки и Евразии (табл. 16: относительно меридиана – D=-20, a_{os}=3,7; относительно Северной Америки – R=-50, $\Delta R=11$ и относительно Евразии -R=-41, $\Delta R=11$ [Beck, 1980; Demarest, 1983; Besse, Courtillot, 1991].

Хребет Тумрок

Палеомагнитные исследования пород хребта Тумрок проводили Е.П. Гуревич и Ф.Ю. Суркис [1993]. Палеомагнитные образцы были взяты из позднемеловых вулканогено-осадочных и терригенных пород. Для всех образцов проводилась термочистка и компонентный анализ. Намагниченность образцов, в основном, однокомпонентная. К сожалению, время формирования всех рассчитанных компонент намагниченности не удалось предположить по каким-либо палеомагнитным тестам. Во всех опробованных районах средние направления намагниченности пород сильно различаются как по склонению, так и по наклонению и в древней и в современной системе координат и, очевидно, полностью перемагничены.

Хребет Валагинский

Палеомагнетизм Валагинского хребта исследовался Е.П. Гуревичем и Ф.Ю. Суркисом [1993]. Также как и на хребте Тумрок из позднемеловых вулканогенно-осадочных пород островодужной природы была выделена однокомпонентная намагниченность, направления которой не могут быть однозначно интерпретированы. Мы тоже попытались провести палеомагнитные исследования в другом районе хребта.

Объекты палеомагнитных исследований.

На Валагинском хребте палеомагнитные образцы отобраны из толщ кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса (см. рис.15, глава 1). Опробованы 11 тектонических блоков, взято 54 образца из тонких туффитов и туфосилицитов.

Результаты исследований.

В исследованных туфогенных и кремнистых породах кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса были выделены одна или две компоненты намагниченности (рис.58). Низкотемпературная компонента уничтожается, как правило, при нагреве до 350-430°С. Ее направления на стереограмме распределены хаотически. Высокотемпературная компонента в разных образцах имеет блокирующие температуры от 300-400°С до 500-560°С. В 46 образцах из 8 блоков направления этой компоненты не совпадают в дублирующих кубиках из одного и того же образца. Все эти образцы были отбракованы. В трех блоках, пространственно удаленных от 8 блоков, упоминавшихся выше, сходимость направлений высокотемпературной компоненты намагниченности для дублирующих кубиков удовлетворительная, и образцы из этих блоков были использованы для расчета средних палеомагнитных характеристик. Так как из этих блоков отобрано только 8 образцов, то среднее направление намагниченности рассчитывалось по всем трем блокам (рис.59). Тест складки (простое выравнивание [Храмов и др., 1982]) показало, что, возможно, это доскладчатая компонента (рис. 59): В ССК -D_c=340, I_c=64,3, K_c=3,7, α_{95c} =26; в ДСК – D_n=331, $I = 68, K = 23, \alpha_{os} = 10, 4.$

Если выделенная намагниченность Валагинского хребта действительно доскладчатая, то блоки



Рис. 58. Примеры диаграмм Зийдервельда для образцов туфов Валагинского хребта (ДСК)



Рис. 59. Стереограммы распределений единичных векторов намагниченности туфов Валагинского хребта

верхнемеловых кремнисто-терригенно-туфогенных толщ, распространенных в его пределах формировались на широте 51±14° и незначительно развернуты против часовой стрелки. Отметим, что рассчитанное направление намагниченности полностью согласуется с палеомагнитными определениями для других позднемеловых комплексов Восточно-Камчатской зоны (о. Карагинский и хр. Кумроч).

Центрально-Камчатская депрессия и пролив Литке

Объекты палеомагнитных исследований.

Палеомагнетизм кайнозойских толщ указанной структурной зоны изучался нами в южной и западной части острова Карагинский. По-видимому, обнажающиеся здесь осадочные толщи накапливались в проливе Литке. В главе 1 было показано, что они разделены на несколько свит [Гречин, 1969; Гладенков, 1972; Басилян и др., 1993] (см. рис. 3, 4).

Палеомагнитные образцы отбирались из мелкозернистых туфопесчаников, туфоалевролитов, туфодиатомитов, опоковидных туффитов и карбонатных конкреций (рис.60). Опробованы 2 блока нижней части свиты мыса Тонс (20 образцов), 3 блока верхней части свиты мыса Тонс (54 образца), ильхатунская свита (26 образцов), пестроцветная свита (34 образца) и лимимтеваямская свита (23 образца).

Результаты исследований.

Компонентный анализ намагниченности пород нижней части свиты мыса Тонс показал, что в них выделяются две компоненты (рис.61*a*, *б*). Низкотемпературная компонента уничтожается при нагревах до 250-400°С и на сфере не образует четких групп. Высокотемпературная компонента сохраня-





a – геологическая схема [Гладенков, 1972]: l – четвертичные рыхлые образования; 2 – тусатуваямские слои (Q); 3 – усть-лимимтеваямская свита (N_2^{2}); 4 – лимимтеваямская свита (N_2^{1}); 5 – юнюньваямская свита (N_1^{3}); 6 – свита мыса Плоского (N_1^{2-3}); 7 – пестроцветная свита (N_1^{1-2}); 8 – песчаники с Laternula (P_3^{3} – N_1^{1}); 9 – ильхатунская свита (P_2^{3} – P_3); l0 – свита мыса Тонс (P_2); l1 – комплексы аккреционной призмы [Чехович и др., 1990]); l2 – геологические границы: a – установленные, 6 – предполагаемые; l3 – разрывные нарушения; l4 – интервалы палеомагнитного опробования и номера блоков.

6 – разрез кайнозойских отложений [Басилян и др., 1993]: *1* – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты и аргиллиты; 4 – диатомиты; 5 – туфы основного состава; 6 – тектонические контакты: а – предполагаемые, 6 – установленные; 7 – интервалы палеомагнитного опробования и номера блоков. Свиты: УЛ – усть-лимимтеваямская, Т – тусатуваямские слои



Рис. 61. Примеры днаграмм Зийдервельда для образцов из осадочных кайнозойских толщ о-ва Карагинский (ДСК) 4. б – нижняя часть свиты мыса Тонс; в. г – верхняя часть свиты мыса Тонс; д. е – пестроцветная свита; ж. з – устьлимимтеваямская свита

Компонента	N/N1	D _c	l _c	Kc	a495c	D,	l,	Ka	a452
	НИЖНЯЯ ЧАСТЬ СВИТЫ МЫСА ТОНС								
Блок 1	11	302	65	15	11	320	50	15	11
Блок 1 прямая полярность	8	318	63	35	8	329	45	35	8
Блок 1 обратная полярность	3	76	-61	9	27	284	-58	9	27
Блок 2	3	268	80	6	32	276	60	6	32
Среднее для блоков 1 и 2	14/20	299	68	12	11	313	53	10	12
	$F_{2000} = 0.00$	9882,		F ₂₂	p = 0,223401,		$F_{xp}=0,$	283569	
ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ СВИТЫ МЫСА ТОНС									
Блок 3	8	9	82	30	9	317	78	34	9
Блок 4	8	326	66	47	7	324	73	67	6
Блок 5	9	80	75	11	14	12	70	26	9
Среднее направление по блокам 3, 4 и 5	25/54	7	80	13	8	343	75	29	5
	$F_{30000} = 6,5$	3,		$F_{3pp} = 3,89,$ $F_{pp} = 2,67$					
Среднее направление по блокам 3 и 4	16	336	75	25	7	321	76	46	5
	$F_{20000} = 0.5$	50974,		F _{2,2}	= 0,053817,		$F_{xp} =$	0,238599	
NECTI	юцветна	Я И УСТЬ	-ЛИМИ	ИТЕВАЯ	ИСКАЯ СВИ	ты			
	8/57	81	58	10	16	1	68	9	16

Таблица 8. Палеомагнитные данные по кайнозойским толщам юга острова Карагинский

N/N₁ – количество образцов, участвующих в анализе/общее число образцов; D_e, I_e, K_e, α_{95e} – склонение, наклонение, кучность и угол доверия в современной системе координат; D₃, I₃, K₃, α_{95a} – склонение, наклонение, кучность и угол доверия в древней системе координат; *F* – статистический параметр, используемый при сравнении средних векторных величин [McFadden, Jones, 1981; Баженов, Шипунов, 1988].

ется до 500–520°С, образует относительно четкие группы и имеет прямую и обратную полярности (табл.8). Тест обращения для прямо и обратно намагниченных пород блока 1 отрицательный (рис. 62*a*, табл.8).

В большинстве образцов верхней части свиты мыса Тонс выделяется единственная компонента прямой полярности, сохраняющаяся до температуры 500–520°С, чаще всего до 400°С (рис. 61*в*, *г*). В небольшом количестве образцов выделяется низкотемпературная компонента, уничтожающаяся при температурах 250–300°С. Низкотемпературная компонента распределена на сфере хаотически. Высокотемпературная компонента формирует четкие группы. Тест складки [Храмов и др., 1982] (сравнение средних направлений [Баженов и др., 1988; Шипунов, 1995]) показал, что высокотемпературная компонента является доскладчатой (рис.62*в*, табл.8).

Направления векторов намагниченности пород ильхатунской свиты на сфере образуют хаос.

В процессе размагничивания образцов пестроцветной и лимимтеваямской свит было установлено, что в большинстве образцов направления намагниченности хаотически изменяется от нагрева к нагреву. На диаграммах Зийдервельда намагниченности этих образцов прямолинейные участки не выявляются. Все эти образцы были отбракованы. В единичных образцах пестроцветной и лимимтеваямской свит намагниченность закономерно изменяется в процессе термочистки. В них чаще всего выделяется одна компонента, сохраняющаяся до $430-520^{\circ}$ С (рис. 61∂ , e). Есть образцы с прямой и обратной полярностью. На сфере векторы намагниченности этих образцов формируют слабо выраженные группы (рис.62e, табл.8). Элементы залегания в породах варьируют слабо, тест складки провести невозможно.

Интерпретация результатов.

Вулканогенные породы нижней части свиты мыса Тонс скорее всего перемагничены. Об этом свидетельствует отрицательный тест обращения. Палеоширота (27° с.ш.), рассчитанная для этих пород, противоречит всем имеющимся для района Камчатки палеотектоническим реконструкциям. Присутствие послескладчатой намагниченности прямой и обратной полярности говорит о том, что перемагничивание протекало относительно долго, так как успела поменяться полярность магнитного поля Земли и что, скорее всего, перемагничивание связано с химическим воздействием мигрирующих флюидов.

В породах верхней части свиты мыса Тонс (верхний эоцен) была выделена доскладчатая компонента намагниченности. Эти породы формировались на широте 62±8° с.ш. Изучаемые толщи в позднем эоцене могли входить в состав континентальной окраины Евразии и Северной Америки (F=3,5; Δ F=4,3 для Евразии; F=4,3; Δ F=4,3 для Северной Америки).



Рис. 62. Направления естественной остаточной намагниченности для кайнозойских пород о-ва Карагинский

а – средние направления намагниченности пород нижней части свиты мыса Тонс; б – тест обращения для прямо- и обратно намагниченных пород нижней части свиты мыса Тонс (блок 1); в – средние направления намагниченности пород верхней части свиты мыса Тонс; г – направления намагниченности для отдельных образцов из пестроцветной и устылимитеваямской свит. 1 – направление современного геомагнитного поля в районе исследования; 2 – среднее по блоку направление намагниченности в ССК с кругами доверия; 3 – среднее по блоку направление намагниченности в ДСК с кругами доверия; 4 – направления намагниченности для отдельных образцов из пестроцветной свиты в ССК; 5 – то же в ДСК; 6 – направления намагниченности для отдельных образцов из пестроцветной свиты в ССК; 7 – то же в ДСК. Залитые значки – прямая полярность, пустые – обратная. 1R – среднее направление намагниченности обратной полярности для блока 1 до приведения его к прямой полярности, 1R' – то же после приведения этого направления к прямой полярности, 1R' – то же после приведения этого направления к прямой полярности.

Сравнение склонений, полученных нами, и рассчитанных для Евразии и Северной Америки, показало, что толщи пород верхней части свиты мыса

Тонс значимых разворотов не испытывали (R=-10; Δ R=17,3 для Евразии; R=-15,2; Δ R=17,8 для Северной Америки).

Зона террейнов Восточных полуостровов Камчатки

П-ов Камчатский мыс

На п-ве Камчатский мыс опробованы вулканогенно-осадочные островодужные толщи Столбовского блока [Левашова, 1999]. Палеомагнитные образцы были отобраны из тонкопереслаивающихся туффитов верхней части тарховской свиты (ранний палеоцен по бентосным фораминиферам) и из тонкозернистых туфов, алевролитов, силлов и лавовых потоков базальтов, даек базальтов и долеритов баклановской свиты (средний зоцен - нижняя часть верхнего эоцена по бентосным фораминиферам). Для каждого палеомагнитного образца проводилась температурная чистка и компонентный анализ намагниченности. После удаления низкотемпературных компонент (200-250°С) во всех образцах выделялась единственная компонента намагниченности, сохраняющаяся до 550-560°С. В разрезах изученных тарховской и баклановской свит присутствуют направления намагниченности как прямой, так обратной полярности. Тест складки для обеих свит положителен (для пород тарховской свиты он проведен по наклонениям). Характеристики доскладчатых компонент указаны в таблице 16.

Кроноцкий п-ов

На Кроноцком п-ве Н.М. Левашовой [Левашова, 1999] опробованы коньяк-кампанские, возможно, коньяк-маастрихтские туфы, лавовые потоки базальтов и внутриформационные конгломераты. Кроме того, были опробованы толщи базальтов и туфодиатомитов ипрского возраста, а также туфодиатомиты бартонского возраста. Для всех палеомагнитных образцов проводилась температурная чистка и компонентный анализ намагниченности. После удаления низкотемпературных компонент (200–250°С) во всех образцах выделялась единственная компонента намагниченности, сохраняющая направление до нагревов 550–560°С.

Для позднемеловых пород ее доскладчатая, вероятно, первичная природа подтверждается тестами складки, конгломератов, обращения; для эоценовых пород – тестами складки. Средние направления для каждого возрастного уровня вынесены в таблице 16. Исследования Н.М. Левашовой палеомагнетизма пород п-ва Камчатский мыс и Кроноцкого п-ва продемонстрировали, что исследованные геологические островодужные комплексы сформированы на сороковых широтах и не были совмещенными с Северной Америкой или Евразией. Толщи в разной степени развернуты в горизонтальной плоскости против часовой стрелки (см. табл.16).

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КОРЯКИИ (ОЛЮТОРСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ БЛОК)

Фронтальная зона

В пределах фронтальной зоны палеомагнитные исследования проводились в районе бухты Анастасии [Коваленко и др., 1999] и в верховьях р. Апука [Савостин, Хейфец, 1988].

Бухта Анастасии

В районе бухты Анастасии исследовались структурно-формационные комплексы горных пород Фронтальной зоны (рис.63). В этом районе обнажаются три комплекса пород – островодужные, океанические и флишевые. Породы первых двух комплексов находятся в сложных тектонических взаимоотношениях, и в виде серии тектонических пластин надвинуты по Ватынскому покрову в северном направлении на автохтонные Укелаятские флишевые отложения.

Толщи, сформированные в океанических условиях, представлены чередующимися пачками шаровых базальтов и гиалокластитов, красных яшм, иноцерамовых пород, серых, зеленых и черных кремней и глинистых пород с примесью вулканогенного материала. Толщи интенсивно дислоцированы и разбиты на многочисленные блоки, азимуты падений пластин океанических пород в основном колеблются около северного направления, углы падения пород близки к вертикальным и незначительно меняются от блока к блоку.

Разрез пород островодужного типа в нижней части представлен мощной толщей лав, туфо- и лавобрекчий основного и среднего состава. Вверх



Рис. 63. Геологическая схема района бухты Анастасии [Астраханцев и др., 1987]

1 – океанический комплекс (ватынская серия): яшмы. кремни, базальты, глинисто-терригенные породы (K₂al-cp); 2. 3 – островодужный комплекс (ачайваямская свита): 2 – нижняя подсвита: туфо- и лавобрекчии основного и среднего состава (K₂cp), 3 – верхняя подсвита: черные кремни, туфы, туфоалевролиты; 4 – флишевый комплекс: песчаники, алевролиты, аргиллиты (K₂-P₁); 5 – четвертичные нерасчлененные отложения; 6 – ватынский покров; 7 – разрывные нарушения: а – надвиги, 6 – субвертикальные разломы; 8 – геологические границы; 9 – элементы залегания; 10 – береговые контуры; 11 – места отбора палеомагнитных проб

разрез без видимого несогласия наращивается пачкой черных кремней, которые в свою очередь согласно надстраиваются мощной толщей тонко- и среднеобломочных туффитов и туфосилицитов. В верхней части разреза зафиксированы ожелезненные кремнистые породы, черные аргиллиты и алевролиты, также, по-видимому, согласно залегающие на туффитах и туфосилицитах. Толщи островодужного типа также разбиты на блоки, смяты в склад-

ки, часто изоклинальные, характеризующиеся северной вергентностью.

Флишевые толщи представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Толщи также интенсивно деформированы и кливажированы. Азимуты и углы падения плоскостей кливажа, осевых плоскостей изоклинальных складок и слоев флиша близки к азимутам и углам падения океанических пород. Надо отметить, что субвертикальные падения плоскостей кливажа и осевых плоскостей складок резко не совпадают с достаточно полого погружающейся к югу плоскостью сместителя Ватынского тектонического покрова, откуда следует предположение, что эти толщи претерпели нескольно этапов деформаций до- или во время (олигоценмиоцен) формирования Ватынского покрова.

Палеомагнитные образцы отбирались из всех трех комплексов пород. В океаническом комплексе были опробованы несколько, к сожалению, некрупных блоков (s1-s5 на рис.63). Блок s1 сложен тонкослоистыми переслаивающимися серыми кремнями. Блок s2 представлен глинистыми осадками. В блоке s3 чередуются потоки базальтов и горизонты красных яшм. Блок s4 представлен иноцерамовой яшмовой толщей. Блок s5 сложен чередующимися потоками подушечных базальтов, силлов базальтов, зелеными и серыми кремнями, красными яшмами, глинистыми породами, черными алевролитами и аргиллитами. Мощность разрезов от 15 до 30 м. В островодужном комплексе образцы взяты из тонких туффитов и туфосилицитов из туффито-силицитовой части разреза мощностью 120-150 м, которая деформирована в складку с хорошо выраженными крыльями (s6 на рис.63). Флишевые толщи были опробованы в трех мощных наименее дислоцированных блоках (s7-s9 на рис.63). Образцы отбирались из тонких песчаников, отпрепарированных прибоем алевролитов и аргиллитов.

Результаты лабораторной обработки.

Анализ диаграмм Зийдервельда образцов из океанических толщ района бухты Анастасии показал, что намагниченность этих образцов включает от одной до трех компонент (рис.64). Количество выделяемых компонент не зависит от типа пород. Низкотемпературные компоненты (уничтожающиеся при нагревах до 300--320°С), зафиксированные для небольшого количества образцов, группируются в ССК около направления современного геомагнитного поля в данном районе (например, обр.25а94 на рис.64) (с.п. в табл.9) и, очевидно, являются самыми молодыми.

Более высокотемпературные магнитные компоненты, которые выделяются практически для всех образцов (обозначены R на рис.64), на стереопроекции формируют четкие группы направлений обратной полярности в ССК для всех опробованных блоков океанического комплекса (рис.65, табл.9). Как видно из диаграмм Зийдервельда, эти компоненты не являются самыми высокотемпературными (обр.22а94, 94а94, 100а94 и др. на рис.64). Для многих образцов эти компоненты сохраняются при нагревах до температур 620°С (например, об. p.96a94, 100a94, 126a94 на рис.64), что говорит о том, что формирование данных компонент могло быть связано не только с минералами титано-маг. нетитового ряда, но и, возможно, с гематитом (например, в красных яшмах).

Тест складки, проведенный для блоков s2,s4,s5 методом "равенства средних" [Баженов и Шипунов, 1988], показывает, что все **R**-компоненты послескладчатые (табл.9, рис.65, I). Направления **R**компонент блока s3 немного отличаются от общей группы направлений, что, вероятно, связано с более поздними деформациями уже перемагниченных толщ.

Для единичных образцов океанического комплекса выделяется еще одна гуппа компонент намагниченности как прямой, так и обратной полярности. Они выделяются в интервале температур от 440–500°С до 580–620°С в различных типах пород (обр.96а94, 123в94, 138а94 на рис.64). Возможно, что эти компоненты могут быть самыми древними и даже первичными, так как присутствуют направления прямой и обратной полярности, но их использование весьма проблематично из-за большого круга доверия (α_{95} =17°) (др. в табл.9). Применение метода пересечения кругов перемагничивания для более точного выделения этого направления [Halls, 1976] невозможно из-за незначительных различий элементов залегания пород.

Намагниченность образцов островодужного комплекса также включает от одной до трех компонент (рис.66, I). Для всех образцов устойчиво выделяются компоненты намагниченности обратной полярности в ССК (компонента **R** на рис.66), которые формируют четкие группы векторов на стереограмме (рис.65, I). Очевидно, что они не являются самыми высокотемпературными (например, обр.36а94 и 46а94 на рис.66, I). Все остальные компоненты как низкотемпературные, так и более высокотемпературные на стереограммах распределены хаотически.

Тест складки, проведенный методом "выравнивания" [Храмов и др., 1982] и "равенства средних" [Баженов, Шипунов, 1988], однозначно показывает, что выделенные компоненты **R** послескладчатые (рис.65, I, табл.9). Их среднее направление в ССК близко к направлениям s1R-s5R блоков океанического комплекса, что еще раз подтверждает вывод о перемагничивании океанических толщ. Применение метода пересечения кругов перемаг-



ничивания с целью выделения доскладчатого направления, к сожалению, невозможно и для островодужных толщ, так как плоскости кругов перемагничивания изученных образцов практически перпендикулярны осевой плоскости складки.

Намагниченность флишевых толщ очень сложна. На диаграммах Зийдервельда как минимум для одной трети образцов из данного комплекса не выделяется ни одного надежного прямолинейного участка. Еще для одной трети образцов на диаграммах Зийдервельда можно выделить от одной до трех магнитных компонент, но их направления абсолютно не совпадают по дублирующим кубикам. Все эти образцы были отбракованы. Диаграммы Зийдер-

Компонента	N/N1	Dc	le .	Kc	Class and the second se	D _a	I _A	K _a	α.95 μ
			Океани	ческий комп.	лекс (s1-s5)				
sIR	13/15	347	-62	5	17	39	-2	5	17
s2R	12/12	27	-71	20	9	49	7	20	9
s3R	6/7	202	-71	22	12	51	-58	22	12
s4R	5/5	88	-81	76	7	50	25	50	9
s5R	15/83	348	70	15	9	329	65	21	8
с.п.	10/59	334	80	10	14	247	14	8,5	15
др.	10/59	42	-6	8	16	33	76	6,5	17,8
Среднее по s2R, s4R, s5R	33	31	-79	19	5	43	4	14	6
F	=2,19			F_==6,82			F	₁₀₀ =2,56	
F.	=2,19		Остро	<i>F_д=</i> 6,82 водужный ко	мплекс (s6)		F	₁₀₀ =2,56	
<i>F</i> .	11/12	297	Остроі -73	<i>F_</i> а=6,82 водужный кол 15	мплекс (s6) 11	352	-33	11	13
Fa I крыло складки II крыло складки	=2,19 11/12 34/34	297 275	Острон -73 -78	<i>F</i> _=6,82 водужный кол 15 52	мплекс (s6) 11 3	352 195	-33 -10	11 40	13 4
Fa 1 крыло складки 11 крыло складки Среднее по двум крыльям s6R	=2,19 11/12 34/34 45	297 275 282	Острон -73 -78 -77	<i>F</i> _==6,82 водужный кол 15 52 32	мплекс (s6) 11 3 4	352 195 203	-33 -10 -24	$ \frac{11}{40} $ 2,5	13 4 13
Гарана Барана Бара Барана Барана Б Барана Барана Б Барана	11/12 34/34 45 =0,049	297 275 282	Острои -73 -78 -77	F _a =6.82 водужный кол 15 52 32 F _a =7,14	мплекс (s6) 11 3 4	352 195 203	F -33 -10 -24 F	11 40 2,5 p=0,072	13 4 13
Гарана Барана Бара Барана Барана Б Барана Барана Б Барана	11/12 34/34 45 =0,049	297 275 282	Острон -73 -78 -77 Флиц	F_1=6.82 водужный кол 15 52 32 F_1=7,14 шевый компле	мплекс (s6) 11 3 4 екс (s7-s9)	352 195 203	F -33 -10 -24 F	11 40 2,5 p=0,072	13 4 13
Fa 1 крыло складки 11 крыло складки Среднее по двум крыльям s6R Fc	=2,19 11/12 34/34 45 =0,049 5	297 275 282 259	Остро -73 -78 -77 Флиц 57	F_a=6.82 водужный кол 15 52 32 F_a=7,14 шевый компле 21	мплекс (s6) 11 3 4 екс (s7-s9) 13	352 195 203 313	F -33 -10 -24 F	$ \frac{11}{40} 2,5 $ $ \frac{2,5}{2,5} $ $ \frac{3,4}{3,4} $	13 4 13 34
Fa 1 крыло складки 11 крыло складки Среднее по двум крыльям s6R Fc А B	=2,19 11/12 34/34 45 =0,049 5 9	297 275 282 259 207	Остро -73 -78 -77 -77 Флиц 57 19	F_a=6.82 водужный кол 15 52 32 F_a=7,14 шевый компле 21 10	мплекс (s6) 11 3 4 екс (s7-s9) 13 15	352 195 203 313 241	F -33 -10 -24 F -24 F	$ \begin{array}{r} 11 \\ 40 \\ 2,5 \\ p=0,072 \\ \hline 3,4 \\ 5,5 \\ \end{array} $	13 4 13 34 20

Таблица 9. Палеомагнитные характеристики пород из района бухты Анастасии

N/N₁ – количество образцов, участвующих в анализе/количество образцов, отобранных из обнажения; D_e, I_e, K_e, α_{95e} – склонение, наклонение, кучность и угол доверия в современной системе координат; D_x, I_x, K_x, α_{95e} – склонение, наклонение, кучность и угол доверия в древней системе координат; F – статистический параметр, используемый при сравнении средних векторных величин [McFadden, Jones, 1981; Баженов, Шипунов, 1988]; с.п. – низкотемпературная компонента, выделенная в породах океанического комплекса; s1R-s6R – среднетемпературные компоненты намагниченности обратной полярности, выделенные в блоках s1-s6; др. – высокотемпературная компонента, выделенная в толщах океанического типа; А-, В-компоненты намагниченности флишевого комплекса.

вельда для оставшейся трети образцов представлены на рис.66, II. В большинстве случаев на них выделяется только один прямолинейный участок, явно не стремящийся в начало координат. Направления выделенных компонент намагниченности (Nm на диаграммах Зийдервельда) близки по дублирующим кубикам (α_{95} <25°), и их средние по двум кубикам направления на стереограмме образуют распределения, показанные на рис.65, II.

Как следует из рис.65, II и табл.9, в ДСК компоненты намагниченности, выделенные из флишевых толщ, не формируют достаточно кучного распределения, а в ССК эти компоненты в первом приближении делятся на две группы. Нами чисто визуально были выделены группы А и Б. В таблице 9 видно, что после разделения компонент на группы резко возросла кучность векторов намагниченности в ССК, а в древней системе координат кучность практически не изменилась и осталась низкой. Тест "выравнивания", проведенный для каждой группы (см. табл.9), в совокупности со сделанным раннее выводом о том, что компоненты флишевого комплекса не являются высокотемпературными, дают основания предполагать, что все эти компоненты послескладчатые.

Интерпретация результатов.

1) Толщи островодужного и океанического типа, залегающие в виде аллохтонных пластин в районе бухты Анастасии, сильно перемагничены после завершения покровно-складчатых деформаций в этом районе. Перемагничивание происходило в период обратной полярности земного магнитного поля. Вторичные послескладчатые компоненты намагниченности обратной полярности (**R**) выделены во всех типах островодужных и океанических пород, в том числе и в гематитсодержащих породах, и часто сохраняются при нагревах до 620°С.

2) Средние направления компоненты намагниченности R для всех (за исключением блока s3) опробованных блоков островодужного и океанического комплексов смещены на север приблизительно на 20–30° относительно направления современного поля Земли обратной полярности в данном районе. Следовательно, исследованные толщи претерпели как минимум два этапа деформаций. Первый этап покровно-складчатых деформаций



Рис. 65. Стереограммы распределений средних направлений и компонент намагниченности I – стереограммы распределений средних направлений намагниченности с кругами доверия, рассчитанных по компонентам R для всех блоков океанического и островодужного комплексов: a - CCK, $\delta - ДCK$. s1-s6 – номера разрезов; II – стереограммы распределений компонент намагниченности, выделенных во флишевых толщах: a - CCK, $\delta - ДCK$. Перечеркнутые кружки – группа A, неперечеркнутые – группа B. Треугольники – направление современного геомагнитного поля района Олюторского хребта

произошел до перемагничивания толщ, второй – после их перемагничивания. Он привел к незначительному (20–30°) наклону этих толщ на север.

3) Судя по намагниченности 14 образцов из флишевой толщи, они перемагничены полем прямой полярности.

Верховья р. Апука

В верховьях р. Апука палеомагнитные исследования были проведены А.Н. Хейфецем. В пределах Фронтальной зоны он исследовал маастрихтраннепалеоценовые островодужные толщи [Савостин, Хейфец, 1988] и получил методически обоснованные результаты. Для всех образцов была проведена термочистка и компонентный анализ. В намагниченности образцов были выявлены две компоненты. Относительно низкотемпературная компонента уничтожалась при нагревах до 500°С и, по-видимому, являлась вторичной, хотя анализ этой компоненты в работе не проводился. Выше 500°С до 550–570°С фиксировалась доскладчатая компонента, характеристики которой приведены в



Рис. 66. Диаграммы Зийдервельда для пород островодужного (I) и флишевого (II) комплексов N_m – обозначение компоненты намагниченности. Остальные обозначения см. на рис. 64

табл.16. По наклонению выделенной компоненты была рассчитана палеоширота формирования опробованных толщ, которая соответствует сороковым-пятидесятым градусам северной широты. Островодужные толщи в позднем мелу были удалены от Северной Америки и Евразии (табл.16: относительно Северной Америки – F=12, $\Delta F=9 \mu$ относительно Евразии – F=10, $\Delta F=9$ [Beck, 1980; Demarest, 1983; Besse, Courtillot, 1991]). Склонение выделенной доскладчатой намагниченности демонстрирует, что толщи были незначительно развернуты в горизонтальной плоскости против часовой стрелки относительно меридиана, Северной Америки и Евразии (табл16.: относительно меридиана – D=-39, α_{95} =11; относительно Северной Америки – R=-66, Δ R=32 и относительно Евразии – R=-54, Δ R=30 [Beck, 1980; Demarest, 1983; Besse, Courtillot, 1991]).

Зона Олюторского хребта

В зоне Олюторского хребта палеомагнитные исследования проводились в истоках р. Вильлейкин, в бассейне р.Ничакваям, на побережье Берингова моря между мысом Витгенштейна и лагуной Аят [Коваленко, 1996; Щербинина, Коваленко, 1996], в бассейне р. Бурная и в районе мыса Вулканический [Коваленко, 1996; Коваленко и др., 1996а].

Бассейны рек Ничакваям и Вильлейкин

Объекты палеомагнитных исследований.

В истоках р. Вильлейкин была опробована вулканогенная толща, в нижней части которой преобладают туфо- и лавобрекчии, грубообломочные туфы с единичными потоками базальтов и андезибазальтов. В верхней части разреза толщи значительно увеличивается доля тонкообломочных пород (рис.67). Наличие в толще обильной пирокла-



Рис. 67. Положение опробованных участков

а – в геологической структуре истоков р. Вильлейкин: *1* – рыхлые четвертичные отложения; *2* – островодужные толщи вулканогенно-обломочного комплекса (K₂m-d); *3* – опробованный разрез; *4* – геологические границы;

6 – в геологической структуре среднего течения р. Ничакваям [Федорчук, 1991]: *I* – островодужные вулканогеннообломочные породы (K₂ cp-d); 2, 3 – океанические толщи: 2 – "черная" лавовая толща(K₂ st-cp), 3 – "красная" лавовая толща(K₂ cn-st); 4 – субвулканическое тело дацитов; 5 – массив расслоенного габбро; 6 – разломы: а – надвиги, 6 – субвертикальные; 7 – стратиграфические контакты и геологические границы; 8 – места палеомагнитного опробования. На врезке – географическое положение района работ стики, а также геохимические данные по базитам [Геология юга..., 1987; Федорчук, 1985] показывают, что толща сформировалась в островодужных условиях. Возраст толщи определяется по единичным находкам иноцерамов как кампанско-маастрихтский [Федорчук, 1985]. Палеомагнитные образцы отбирались из верхней части островодужного разреза из тонкообломочных туфов.

В среднем течении р. Ничакваям обнажаются как островодужные вулканогенные толщи, так и океанические [Геология юга..., 1987; Федорчук, 1985] (рис.67). В нижней части островодужных образований преобладают пачки грубообломочных вулканогенных пород с потоками подушечных базальтов. Вверх по разрезу количество грубообломочного материала уменьшается, и здесь наблюдается преобладание тонкообломочных туфогенных пород. включающих потоки подушечных базальтов. Вулканогенные толщи в некоторых местах интрудированы небольшими телами габбро и дацитов. В тектонических взаимоотношениях с окружающими толщами здесь закартирован относительно крупный блок расслоенного габбро. Возраст островодужных толщ по радиоляриям оценен как кампанско-маастрихтский [Геология юга..., 1987; Федорчук, 1985].

Океанические породы в бассейне р. Ничакваям разделяются на "красную" и "черную" лавовые толщи [Геология юга..., 1987; Федорчук, 1985]. "Черная" лавовая толща состоит из базальтов, гиалокластитов, автокластических брекчий. Ее возраст по радиоляриям определен как сантонско-кампанский. "Красная" лавовая толща представлена мощной пачкой гематитизированных силлов и лав. Толща сильно дислоцирована. Элементы залегания многочисленных закалочных зон силлов, а также терригенных пород в осадочных "карманах" этой толщи характеризуются крутыми, практически вертикальными падениями, незначительно меняющимися в пределах толщи. Возраст толщи условно принят как коньякско-сантонский [Федорчук, 1985]. Взаимоотношения между "черной" и "красной" толщами - тектонические.

Палеомагнитные пробы были отобраны из тонкообломочных вулканогенных пород в верхней части разреза островодужной толщи (мощность опробованного разреза около 250 м) и из трех блоков "красной" лавовой толщи из закалочных зон силлов и лавовых потоков.

Результаты лабораторной обработки.

Компонентный анализ намагниченности образцов, отобранных из вулканогенных толщ в районе р.Вильлейкин показал, что намагниченность большинства из них характеризуется присутствием одной или двух магнитных компонент (см. рис.68, обр.223–240). Низкотемпературные компоненты, уничтожаемые при нагревах до 300–350°С, направлены в современных координатах по современному магнитному полю района Олюторского хребта. Высокотемпературные компоненты формируют отчетливую группу векторов (табл.10), среднее направление которой не совпадает с направлением современного магнитного поля.

Намагниченность океанической "красной" силлово-лавовой толщи, исследованной в районе р. Ничакваям, в основном представлена двумя компонентами (рис.68, обр.70, 85, 90). Низкотемпературные компоненты ориентированы по направлению современного поля района. Они уничтожаются при нагревах до 250-300°C, и только в двух образцах современные компоненты исчезли при нагреве до 500°С. Высокотемпературные компоненты, выделенные во всех трех блоках, образуют группы векторов, статистические характеристики средних направлений которых представлены в табл.10 и на рис.69 (направления Isa, Isb, Isc). Эти направления выделяются как в области магнетитового спектра температур, так и в гематитовом интервале (до Т=640°С, табл.10). Направления высокотемпературных компонент намагниченности всех блоков не совпадают с направлением современного магнитного поля района. Тест складки, проведенный методом "сравнения средних" ([Баженов, Шипунов, 1988], табл.10) и методом "выравнивания" [Храмов и др., 1982] (соотношение кучностей в современной и древней системах координат - К /К =2,1), говорит о значительном преобладании послескладчатой компоненты.

Намагниченность образцов из толщ островодужного типа в районе р. Ничакваям характеризуется присутствием одной или двух компонент (рис.68, обр.9-29). Направления низкотемпературных компонент намагниченности либо близки к вектору современного поля района, либо распределены хаотически и уничтожаются при нагревах до 250–300°С. Высокотемпературные компоненты отчетливо разбиваются на две группы, одна из которых включает компоненты прямой полярности, а другая – обратной (рис.69, 70, табл.10, направления lhR, lhN).

Распределения средних направлений намагниченности, рассчитанных по высокотемпературным компонентам как для островодужных, так и для



Рис. 68. Диаграммы Зийдервельда для пород из островодужных (обр. 9а-29а – бассейн р. Ничакваям, обр. 223а-240а – истоки р. Вильлейкии) и океанических (обр. 85а-90а – "красная" лавовая толща бассейна р. Ничакваям) толщ

Диаграммы представлены в ССК; залитые кружки – в плоскости N,E, открытые – в плоскости E,Up. Пунктиром показаны выделенные компоненты намагниченности. R, N – полярность высокотемпературной компоненты; I и II – номера выделенных компонент (табл. 10)

океанических толщ, показывают, что направление lhR обратной полярности для островодужных толщ близко к послескладчатому направлению намагниченности океанической "красной" лавовой толщи

(см. рис.69). Тем не менее, формирование направления lhR вряд ли может быть связано с процессами, приведшими к перемагничиванию океанических толщ, так как среди образцов из острово-

таслица			- Aupantep	nerman oa		пород по	ouccomina p			
Компонента	N/N ₁	Dc	i,	K.,	a495c	D _a	l <u>a</u>	Ka	α,,,	
			Океаническа	я «красная».	лавовая толщ	a (s)				
Isa	19/20	322	-55	31	6	80	-35	15	8	
lsb	4/4	333	-52	14	18	70	-13	14	18	
Isc	6/6	305	-66	17	14	117	-34	17	14	
			Средне	е по всем бло	жам (a, b, c)					
ls	29	321	-57	22	5,5	86	-33	10	8	
lsg	27/30	306	-60	11	8	97	-35	7	10	
lls	15	353	66	16	9	313	-8	16	9	
			Сравне	ние средних і	направлений					
Isa,Isb,	lsc F _{2c} =2.06			F ₂₃ =7,06	5		$F_{100(4,52,0,05)}=2,35$			
lsa+lsb,	lsc F _{2c} =0.087		F ₂₃ =0,337				$F_{m}=0,117$			
ls,isg	F _{2c} =0.038			F2,=0,02	5		F _m =0,057			

Таблица 10а. Палеомагнитные характеристики океанических пород из бассейна р. Ничакваям

Таблица 106. Палеомагнитные характеристики островодужных пород из бассейнов рек Ничакваям и Вильлейкин

		110 0	accounted p	011 1111 14HL						
Компонента	N/N ₁	Dc	l _c	Kc	0(4)5c	Da	l <u>,</u>	Ka	α95д	
			Oc	троводужнай	і толщи					
			Исто	оки р. Вильл	ейкин (v)					
lv	15/17	9	-44	13	10	222	-72 •	12	10	
llv	5/17	354	64	12	18	5	-2	11	19	
			Басс	жйн р. Нича	кваям (h)					
Ih	22/28	80	78	15	7.7	80	66,5	14	8	
lhR	8/28	278	-65	19	11	272	-56	28	9	
ihN	14/28	38	84	18	8,6	66	72	13	10	
Fc	=0,3528			F_=0,218	34	F ₁₀₇ =0,2334				
llh	6/28	244	83	5	25	54	84	7	22	
Среднее lh,lv	37	164	72	6	9	67	70	12	6,5	
F	c=1,24			F_=0,09	5	F ₁₀ =0,116				

N/N₁ – количество векторов намагниченности, участвующих в анализе/количество образцов, отобранных из обнажений; D₂, I₂, K₃, α₉₅₂, - склонение, наклонение, кучность и угол доверия в ССК и ДСК, соответственно; *F* – статистический критерий, используемый при сравнении средних направлений намагниченности [McFadden, Jones, 1981; Баженов, Шипунов, 1988]. I, II – разные компоненты. s, v, h – индексы толщ; a, b, c – индексы блоков. Isg – направление намагниченности, рассчитанное по отрезкам диаграмм Зийдервельда в гематитовом интервал температур (600–640°C).

дужных толщ не обнаружено ни одного, намагниченность которого включала бы одновременно обе высокотемпературные компоненты – lhR и lhN (имеется в виду в интервале температур выше хотя бы 300°С). Присутствует либо одна, либо другая компонента, но не обе вместе. Следовательно, мало вероятно, что эти компоненты разновозрастны и "наложены" одна на другую в результате перемагничивания.

Тест обращения, проведенный методом "сравнения средних" направлений IhR и IhN для островодужных толщ р. Ничакваям, показал, что средние направления при переводе их в прямую полярность статистически равны в древней системе координат и не равны в современной (см. рис.70, табл.10).

Тест складки, проведенный тем же методом "сравнения средних", с использованием направления Iv, полученного по одновозрастным островодужным толщам р. Вильлейкин, положителен в древней системе координат и отрицателен в современной системе координат (см. рис.69, табл.10). Из этого следует, что выделенные направления, вероятно, доскладчатые.

Интерпретация результатов.

 Палеоширота формирования кампанско-маатрихтских островодужных комплексов центральной части Олюторского хребта определяется интервалом 45°-53°-63° с.ш. (минимальное, среднее и максимальное значения).

2) В конце мела – начале палеогена невозможно совмещение островодужных комплексов изученного района ни с Евразией, ни с Северной Аме-рикой. Для Евроазиатского материка F=14, ΔF=7 [Beck, 1980; Demarest, 1983; Besse, Courtillot, 1991], а для Северо-Американского материка F=16, ΔF = 7 [Beck, 1980; Demarest, 1983; Besse, Courtillot, 1991].



Рис. 69. Стереограммы распределений средних направлений намагниченности островодужных и океанических толщ с кругами доверия

а – современная система координат; б – древняя система координат. Залитые кружки – направления прямой полярности, открытые кружки – обратной; пунктиром показаны направления намагниченности, переведенные из обратной полярности в прямую; индексы объяснены в табл. 10



Рис. 70. Стереограммы распределений высокотемпературных компонент намагниченности в породах из островодужных толщ бассейна р. Ничакваям

а – современная система координат; б – древняя система координат. Залитые кружки – направления прямой полярности, открытые кружки – обратной; треугольник – направление современного геомагнитного поля в районе

Сравнение палеоширот, рассчитанных для островодужных комплексов Олюторского хребта, с палеоширотами, имеющимися для позднемеловых молассоидных комплексов Корякии (64°-76°-90° с.ш. [Didenko et al., 1993]) и Аляски (59°-67°-76° с.ш. [Stone, 1989]), также показывает значительную удаленность островодужных комплексов Олюторского хребта от центральной Корякии и от Аляски в позднем мелу и раннем палеоцене.

3) Островодужные толщи центральной части Олюторского хребта развернуты вокруг вертикальной оси относительно меридиана на 60°-100° по часовой стрелке. Значимые вращения относительно Северной Америки составляют 30°- 40° (R=49°, Δ R=19° по позднемеловому полюсу [Besse, Courtillot, 1991], а относительно Евразии – 40°–51° (R=59°, Δ R=19° по позднемеловому полюсу [Besse, Courtillot, 1991].

4) Океанические толщи, обнаженные в бассейне р. Ничакваям, претерпели как минимум два этапа деформаций. Первый этап произошел до формирования выделенной послескладчатой компоненты, второй – после ее формирования. Второй этап привел к отклонению послескладчатой компоненты от направления поля Земли, по которому произошло перемагничивание толщи.

Бассейн р. Бурная и мыса Вулканический

Объекты палеомагнитных исследований.

В бассейне р. Бурная и в районе м. Вулканический были изучены толщи кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-обломочного комплексов зоны Олюторского хребта. Кремнисто-вулканогенный комплекс изучался в районе м. Вулканический (рис.71). В этом районе обнажаются островодужные толщи, представленные разрезами кремней, туфосилицитов, туфов различной зернистости, туфобрекчий и лавобрекчий. Породы островодужного комплекса надвинуты в восточном направлении на океаническую толщу шаровых базальтов. Все толщи сильно дислоцированы, разбиты на блоки. Образцы для палеомагнитных исследований отбирались из тонких туфов и туфосилицитов из четырех тектонических блоков (см. рис.71).

Вулканогенно-обломочный комплекс опробовался в бассейне р. Бурная (рис.72). В основном в этом районе распространены разнообломочные вулканогенные островодужные толщи, представленные разрезами туфобрекчий, лавобрекчий и туфов различной зернистости. Толщи также сильно дислоцированы и разбиты на блоки. Образцы отбирались из тонких туфов из шести тектонических блоков. Геологическая схема для данного района не



Рис. 71. Геологическая схема района мыса Вулканический [Федорчук, 1985]

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – позднемеловые нерасчлененные островодужные кремнисто-вулканогенные толщи; 3 – кремнистые пачки; 4 – пачки кремней, кремнистых туффитов, туфопесчаников; 5 – пачки туфов с небольшим количеством туфобрекчий; 6 – пачка вулканических брекчий и агломератов; 7 – тело диоритов; 8 – океаническая толща шаровых базальтов; 9 – субвертикальные разрывные нарушения; 10 – надвиги; 11 – геологические границы; 12 – места палеомагнитного опробования и номера разрезов



Рис. 72. Географическое положение опробованных участков в бассейне р. Бурная Залитые прямоугольники – места палеомагнитного опробования и номера разрезов

составлялась, географическая привязка опробованных разрезов показана на рис.72.

Результаты исследований.

Намагниченность пород вулканогенно-обломочного и кремнисто-вулканогенного островодужных комплексов включает в основном одну или две магнитные компоненты (рис.73). Низкотемпературные компоненты исчезают при нагревах до 250-300°С. В породах вулканогенно-осадочного комплекса они направлены в современной системе координат по направлению современного магнитного поля Земли в районе Олюторского хребта (табл.11), а в образцах кремнисто-вулканогенного комплекса они распределены хаотически. Высокотемпературные компоненты намагниченности пород обоих комплексов сохраняются до 550°С. Распределения их направлений показаны на рис.74 и табл.11. Тест складки, проведенный методом сравнения средних, показал, что выделенные высокотемпературные компоненты намагниченности комплексов являются доскладчатыми (табл.11, рис.74).

Интерпретация результатов.

 Кампан-маастрихтские островодужные толщи кремнисто-вулканогенного комплекса, исследованные в районе м.Вулканического, и сантон-кампанские островодужные толщи вулканогенно-обломочного комплекса в бассейне р. Бурная обладают доскладчатой намагниченностью. Если данная намагниченность первична, то палеошироты формирования исследованных комплексов находятся в интервалах 44°-51°-59° с.ш. (минимальное-среднее- максимальное значение) для кремнисто-вулканогенного и 41°-47°-54° с.ш. для вулканогенноосадочного комплексов.

2) Исследованные кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-обломочные островодужные толщи района м. Вулканический и р. Бурная не могли быть совмещены в мелу и палеоцене ни с Евразией, ни с Северной Америкой. Для кремнисто-вулканогенного комплекса F=12, Δ F=4 (Евразия) и F=14, Δ F=4 (Северная Америка); для вулканогенно-обломочного комплекса F=15, Δ F=4 (Евразия), F=17, Δ F=4 (Северная Америка) [Веск, 1980; Demarest, 1983; Везse, Courtillot, 1991].

3) Исследованные блоки кремнисто-вулканогенных и вулканогенно-обломочных островодужных толщ в районе м. Вулканический и в бассейне р. Бурная сильно развернуты в горизонтальной плоскости по часовой стрелке. Величины вращений относительно меридиана составляют 92°-97°-102° (минимальное-среднее-максимальное значения) для кремнисто-вулканогенного комплекса и 87,5°-92°-96,5° для вулканогенно-обломочного комплекса. Относительно Евразии вращения характеризуются: R=76, ΔR=14 для кремнисто-вулканогенного комплекса; относительно Северной Америки R=66, ΔR=15 для кремнисто-вулканоген-



Рис. 73. Днаграммы Зийдервельда для пород вулканогенно-обломочного комплекса бассейна р. Бурная (I) и для пород кремнисто-вулканогенного комплекса мыса Вулканический (II) Древняя система координат. Залитые кружки – плоскость N,E, открытые – в плоскости N,Up.

Таблица 11.	Палеомагни	тные хара	ктеристик	и пород из	бассейна	р. Бурная н	района м	 Вулканич 	іеский	
Геол. блок	N/N1	Dc	l _c	Kc	Clago	Da	I_	K,	α _{95д}	
		Вул	каногенно-о	бломочный і	комплекс (р.	Бурная)				
2-1 туфы	11/13	67	42	20	9	118	58	24	8,5	
2-2 туфы	6/6	62	51	15	14,7	110	41	14	15	
2-3 туфы	10/10	60	48	20	10	114	67	20	10	
2-4 туфы	15/17	98	43	21	8	90	63	17	8,5	
2с.п.	17/46	335	75	14	9	226	67	9	11	
3-1 туфы	7/7	136	25	22	11	82	56	24	10	
3-2 туфы	13/13	103	12	14	10	75	75	15	10	
3-3 туфы	12/13	122	16	10	12,5	67	64	12	11,5	
3с.п.	21/33	30	73	5	13	334	24	4,6	14	
Среднее по 2-1,2-3, 2-4,3-1, 3-2,3-3	68	104	30	8	7	88	65	14	5	
I	7c=18,3			F ₄ =3,3		F _{sp} =2,35				
		Кремни	сто-вулкано	генный комп	лекс (м. Вул	канический)				
4-4 туфо- силициты	27/30	88	31	10	8	74	69	9	9	
5-1 туфы	11/12	125	-27	11	13	108	68	14	11	
5-2 туфы	14/14	123	-13	21	8	109	58	23	7,7	
6 туфы	12/15	113	33	57	5,3	114	70	35	6,8	
Среднее по 4-4,5-1, 5-2,6	64	107	13	5	7,6	-97	68	12	5	
1	Fc=33,3			F_=2,75	;	$F_{xx}=2,3$				

N/N₁ – количество векторов намагниченности, участвующих в анализе/количество образцов, отобранных из обнажений; D₂, I₂, K₂, α₉₅₂, D₂, I₂, K₂, α₉₅₂ – склонение, наклонение, кучность и угол доверия в ССК и ДСК, соответственно; *F* – статистический критерий, используемый при сравнении средних направлений намагниченности [McFadden, Jones, 1981; Баженов, Шипунов, 1988]; с.п. – вторичные компоненты намагниченности, направленные по современному полю в районе опробования.

ного комплекса, R=57, Δ R=14 для вулканогеннообломочного комплекса.

Полученные выводы полностью увязываются с палеомагнитными данными по островодужным толщам бассейна р. Ничакваям.

Мыс Витгенштейна

Объекты палеомагнитных исследований.

В районе, расположенном между мысом Витгенштейна и лагуной Аят, исследовались флишево-олистостромовые толщи. Структурная схема этого района, составленная В.Д. Чеховичем [1989], представлена на рис.75. Во флишево-олистостромовых толщах выделяется два типа разреза. Первый отличается присутствием во флишевых пачках многочисленных олистолитов кремней, океанических и островодужных базальтов. Здесь же наблюдаются первично залегающие потоки океанических базальтов, имеющие горячие контакты с флишевыми пачками [Чехович, 1989]. Второй тип разреза представлен трехкомпонентным флишем (песчаники, алевролиты, аргиллиты) без олистолитов. Флишевые толши обоих типов смяты в изоклинальные складки и кливажированы. Падения кливажа и осевых плоскостей складок устойчиво северо-западные и северо-северо-западные. Флишево-олистостромовые толщи по пологим покровам юго-восточной вергентности перекрыты кремнистыми и вулканогенными толщами островодужной природы. Взаимоотношения флишевых разрезов первого и второго типа не ясны. Палеомагнитные образцы отбирались из тонких песчаников, алевролитов и аргиллитов (см. рис.75) в трех наименее дислоцированных тектонических блоках флишево-олистостромового комплекса (один блок первый тип разреза, два других блока – второй тип разреза).

Результаты исследований.

Компонентный анализ, проведенный для образцов из флишоидных толщ в районе мыса Витгенштейна и бухты Аят, показал, что намагниченность этих толщ очень сложна. На диаграммах Зийдер-





Рис. 74. Стереограммы распределений средних направлений компонент намагниченности с кругами доверия, выделенных для блоков вулканогенно-обломочного комплекса (I) и для пород кремнисто-вулканогенного комплекса (II)

а – ССК; б – ДСК. Кружки – высокотемпературные компоненты намагниченности, малые треугольники – низкотемпературные компоненты намагниченности; большие треугольники – направления современного геомагнитного поля в районе Олюторского хребта

вельда фиксируется одно-, двух- и трехкомпонентная намагниченность (рис.76, обр.150а-154а блок В, обр.161а-165а блок С, обр.209а-221а блок А). Выделенные компоненты в опробованных тектонических блоках формируют по две относительно отчетливых группы векторов прямой полярности в современной системе координат (направления с цифрами II и III; рис.77, 78; табл.12). Причем намагниченность некоторых образцов состоит из двух компонент, одна из которых попадает в одну группу, вторая – в другую. Намагниченность других образцов представлена только одной компонентой, попадающей либо в одну, либо в другую группу. Среднее направление векторов группы III во всех блоках совпадает с направлением современного поля района. Среднее направление векторов группы II отличается от него. Необходимо отметить, что компоненты группы III оказались наиболее низкотемпературными, а компоненты группы II – более высокотемпературные.

В блоке А (первый тип разреза) удалось выделить третью группу векторов намагниченности, имеющих обратную полярность (направление IA, табл.12).

Оно рассчитано по самым высокотемпературным точкам диаграмм Зийдервельда, не стремящихся в начало координат (см. рис.76, обр.211а), и самым высокотемпературным компонентам, выделенным на некоторых двух- и трехкомпонентных диаграммах Зийдервельда, стремящихся в начало координат (см. рис.76, обр.2096, 2136, 214a, 221a). В расчетах использовались только те направления,



Рис. 75. Положение опробованных участков в структуре м. Витгенштейна [Чехович, 1993]

1 – четвертичные отложения; 2 – флишоидная толща с олистостромами; 3. 4 – островодужный кремнисто-вулканогенный комплекс: 3 – известково-щелочные вулканиты и вулканические брекчии, 4 – кремнистые породы (K₂ st-cp); 5 – олистолиты и олистоплаки базальтов и гиалокластитов – океанического типа; 6 – разломы: а – надвиги, б – субвертикальные; 7 – места палеомагнитного опробования, А, В. С – опробованные блоки. На врезке – географическое положение района работ

которые дают удовлетворительную сходимость по двум кубикам ($\alpha_{os} < 20^{\circ}$).

Тест складки, проведенный методом "сравнения средних" для направлений II и III по всем блокам, отчетливо показывает, что оба направления послескладчатые (см. табл. 12, рис. 77). Для направления IA провести в пределах флишоидного комплекса какие-либо тесты не представляется возможным, так как оно рассчитано только по одному блоку с незначительными изменениями элементов залегания слоев в его пределах.

Интерпретация результатов.

1) Выделение двух послескладчатых компонент во всех опробованных блоках флишево-олистост-



Рис. 76. Диаграммы Зийдервельда для пород из флишево-олистостромового комплекса (обр. 150а–154а – блок В, обр. 161а–165а – блок С, обр. 2096–2216 – блок А) Диаграммы представлены в современной системе координат; залитые кружки – проекции направлений намагниченности в плоскости N,E, открытые – в плоскости E,Up. Пунктиром показаны выделенные компоненты намагниченности. I, II, III – номера выделенных компонент (табл. 12)



Рис. 77. Стереограммы распределений средних направлений намагниченности с кругами доверия для пород из флишево-олистостромовой толщи *а* – современная система координат; *6* – древняя система координат. Объяснения в табл. 12



Рис. 78. Стереограммы распределений компонент намагниченности, выделенных в породах из трех блоков флишево-олистостромового комплекса

I – компонента III; 2 – компонента II; 3 – компонента I (см. табл. 12); 4 – направление современного геомагнитного поля района Олюторского хребта. Перечеркнутые залитые кружки и квадраты – единственные компоненты в намагниченности образца, перечеркнутые открытые кружки – компоненты, выделенные по самым высокотемпературным отрезкам диаграмм Зийдервельда, стремящимся в начало координат, неперечеркнутые – рассчитаны по одной самой высокотемпературной точке диаграмм Зийдервельда

Компонента	N/N1	Dc	lc	Kc	Cl _{95c}	Da	I _A	Ka	CL95A
			Флишев	ю-олистостро	мовая толща				
			Б	пок А (І тип ф	лиша)				
IA	13/19	280	-64	10	12,4	157	-65	12	11,4
IIA	9/19	176	55	7	18	238	57	4	22
IIIA	6/19	19	64	14	15	339	26	11	17
			После раз	ворота на 40°	с севера на к	ЭГ			
IARt	13	219	-48	10	12,4				
		После вн	ыпрямления г	ю пересчитая	нным элемент	ам залегания			
IAAN	13	219	-48	10	12,4	169	-65	12	11
			Бл	юк В (II тип (флиша)				
IIB	11/17	171	50	11	12,5	5	-62	8	14
IIIB	11/17	355	68	13	12	165	-46	13	12
			Бл	юк С (II тип	флиша)			· · · · ·	
IIC	14/22	167	57	19	8,5	312	51	11	11
IIIC	9/22	36	73	21	10	350	15	12	13
Среднее IIOL, IIB,									
llC		171	54	12	7	311	32	1,6	19
, F _c	=0.361			$F_{a} = 40,3$	3		$F_{rp(4)}$	_{.62,0,05)} =2,35	
Среднее IIIOL,									
IIIB,IIIC	L	14	70	14	7	348	-26	1,3	24
F = 1.41				$F_{a}=68.1$ $F_{rrr/4.46.0.051}=2.35$					

Таблица 12. Палеомагнитные характеристики пород из района м. Витгенштейна

 $N/N_i - количество векторов намагниченности, участвующих в анализе/количество образцов, отобранных из обнажений; D_e, I_e, K_e,$ $<math>\alpha_{95e}$, D_a, I_a, K_a, $\alpha_{95a} - склонение,$ наклонение, кучность и угол доверия в ССК и ДСК, соответственно; *F* - статистический критерий, используемый при сравнении средних направлений намагниченности [McFadden, Jones, 1981; Баженов, Шипунов, 1988]. I, II, III – разные компоненты; IARt – направление IA, пересчитанное по элементам залегания пород, после разворота структуры флишевоолистостромового комплекса с севера на юг на 40°. IAAN – направление IA, приведенное в ДСК по элементам залегания слоев блока A после разворота с севера на юг на 40°.

ромовых толщ района мыса Витгенштейна – лагуны Аят показывает, что исследованные флишевые толщи претерпели как минимум два этапа деформаций. На первом этапе сформировалась изоклинально-складчатая структура флиша, на втором уже деформированные толщи были наклонены на



север примерно на 40° (значимое угловое расстояние между послескладчатыми направлениями) (рис. 79).

2) Разворот структуры в обратную сторону, с севера на юг, до совмещения второй послескладчатой компоненты с направлением современного магнитного поля Земли в данном районе позволяет реконструировать вергентность структуры флишево-олистостромового комплекса до этого этапа деформаций. На рис.79 показано положение нормалей к некоторым замеренным осевым плоскостям изоклинальных складок и плоскостям кливажа до и после разворота структуры. Очевидно, что вергентность структуры до последнего этапа деформаций была более восточной. Опрокидывание структуры флишево-олистостромовой толщи на север могло быть связано с тектоническими дви-

Рис. 79. Стереограмма распределений нормалей к плоскостям кливажа и осевым плоскостям складок (кружки) до и после (указано стрелками) вращения структуры флишево-олистостромового комплекса на 40° с севера на юг

Залитые квадраты – направления падения этих плоскостей после вращения структуры жениями со стороны Алеутской впадины Берингова моря. В работе А.К. Купера [Соорег et al., 1992] показана возможность задугового спрединга в пределах Алеутской котловины в палеогене.

Говенская структурная зона

Объекты палеомагнитных исследований.

Изучение палеомагнетизма геологических толщ Говенской зоны проводилось на хребте Малинов-

```
ского [Коваленко, Ремизова, 1997, 1997а; Чехович,
Коваленко, 1999]. Здесь опробовались островодуж-
ные вулканогенные толщи (рис.80, Г1-7). Они пред-
ставлены разными типами разрезов – некоторые из
них сложены исключительно потоками лав, в ос-
новном шаровыми лавами базальтов и андезитов,
другие разрезы включают пачки туфобрекчий, ла-
вобрекчий и разнозернистых туффитов в основном
базальтового состава с заключенными в них поду-
шечными базальтовыми потоками. Все породы
сильно дислоцированы, разбиты на тектонические
```



Рис. 80. Геологическая схема центральной части Олюторского тектонического блока [Чехович, 1993] *I* – флишевые отложения Укелаятского прогиба (K₂-P₁); *2* – океанические и островодужные толщи фронтальной ³⁰ны (K₂); *3* – островодужные вулканогенно-осадочные толщи зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба (K₂-N₁); *4* – остро-^{водужные вулканогенные отложения хр. Малиновского (P); *5* – флишоидные отложения зоны аккреционной призмы (P); *6* – молассоидные отложения (N₂); *7* – плиоцен-четвертичные вулканиты; *8* – палеовулканические центры; *9* – разрывные нарушения: *а* – крутые, *6* – пологие; *10* – рыхлые четвертичные отложения; *11* – точки отбора палеомагнитных проб. На ^{врезке} обозначен район работ} блоки. Палеомагнитное опробование проводилось в 7 тектонических блоках. Разрезы двух из них (Г1, Г2) сложены практически только лавовыми потоками. В разрезах блоков Г3, Г4 присутствуют только пачки туффитов. Разрезы блоков Г5, Г6, Г7 включают пачки туфо- и лавобрекчий, а также туффитов с многочисленными потоками базальтов и андезитов с отчетливыми закалочными зонами. Палеомагнитные образцы отбирались из тонких туффитов, внутренних и закалочных зон лавовых потоков.

Для двух опробованных блоков имеются среднезоценовые определения возраста пород по радиоляриям [Чехович, 1993; Кравченко-Бережной,





На диаграммах Зийдервельда: открытые кружки – проекция Up,E, закрытые – проекция N,E. Пунктиром показаны выделенные компоненты намагниченности, N, R, с. п. – их обозначения. На стереопроекциях: открытые кружки – верхняя полусфера, закрытые – нижняя полусфера, N – север. Цифры около кружков на диаграммах и стереограммах – температура нагревов. 126b86,...,157d86 – номера образцов 1989]. В целом по данным стратиграфических исследований [Чамов, 1994] возраст вулканогенных толщ хр. Малиновского оценен как эоцен-среднеолигоценовый.

Результаты лабораторной обработки.

Анализ диаграмм Зийдервельда намагниченности островодужных образцов хр. Малиновского показал, что для туффитов и закалочных зон лавовых потоков в большинстве случаев характерна однокомпонентная намагниченность, реже - двукомпонентная. Низкотемпературные компоненты уничтожаются при нагревах до 320°С. Часть из них близка по направлению к современному полю Земли этого района, другие – распределены по всей сфере без каких-либо закономерностей. Высокотемпературные компоненты в туфах уничтожаются при нагревах до точки Кюри магнетита, а в закалочных зонах потоков они сохраняются до температур 610-620°С (рис.81). На стереограммах высокотемпературные компоненты намагниченности образуют четкие группы направлений в ССК и ДСК. Для блоков ГЗ, Г4 и Г7 они рассчитаны по туфам (табл.13), причем в блоке Г7 присутствуют направления намагниченности прямой и обратной полярности. Для блоков Г5 и Г6 направления высокотемпературных компонент намагниченности рассчитаны по закалочным зонам базальтовых потоков (табл.13). Высокотемпературные компоненты намагниченности образцов туфов, отобранных из блоков Г5 и Г6 распределены хаотически и исключены из дальнейшего анализа.

Намагниченность центральных частей лавовых потоков более сложна. В ней в основном выделяются две компоненты. Низкотемпературные компоненты, уничтожающиеся при нагревах до 250-320°С, близки к направлению современного магнитного поля района. Более высокотемпературные компоненты сохраняются до 580-610°С и распределены хаотически, часто даже в пределах отдельного лавового потока. Как видно на рис.81 (обр.80b86, 86b86), эти компоненты не являются самыми высокотемпературными, так как в температурном интервале их выделения векторы Jnt распределены на сфере по сложным дугам больших кругов. То есть в данном случае присутствуют еще более высокотемпературные компоненты, которые не удалось выявить в процессе чистки. В связи с хаотическим распределением компонент намагниченности, выделенных в центральных частях лавовых потоков, были полностью отбракованы образцы из блоков Г1 и Г2, сложенных исключительно лавовыми толщами, и все образцы из центральных частей лавовых потоков других опробованных блоков.

Геол. блок	N/N	Dc	lc	Kc	Cly5c	Da	l,	K _a	α _{95,1}
		Хребет М	Малиновског	о (бассейны	р.р. Пылговая	ім и Импука)			
ГЗ туфы	10/12	193	44	9	14	170	-69	9	14
Г4 туфы	14/15	239	-38	29	7	294	-86	29	7
Г5 базальты (закалка)	19/21	135	36	33	6	333	71	33	6
Гб базальты (закалка)	13/14	124	26	12	11	9	76	17	9
Г7 туфы	21/24	299	6	21	6,7	357	80	20	7
<u>Γ7(R)</u>	15	119	-7	18	8,5	180	-80	17	8,7
<u>Γ7(N)</u>	6	299	6	28	10	347	79	27	10,5
Среднее ГЗ-Г7	77	204	10	1,3	13,7	351	78	17	4
F_c	$F_c = 153,28$ $F_a = 4$				F _{sp} =2,54				
Среднее Г3,Г5,Г6, Г7	63	176	42	1,3	15	348	74	17	4,2
$F_c = 153,1$ $F_a = 1,8$					F	° _{кр} ≕2,54			
Γ7(R) Γ7(N)	21	299	6	21	6,7	357	80	20	7
				F_=0,046	46		F	,=0,1708	

Таблица 13. Палеомагнитные характеристики пород из Говенской зоны

N/N₁ – количество векторов намагниченности, участвующих в анализе/количество образцов, отобранных из обнажений; D₂, I₂, K₄, a₉₅₆, D₃, I₄, K₄, a₉₅₆, D₄, I₄, K₄, a₉₅₇, D₄, I₄, K₄, a₉₅₈, I₄, I₄, K₄, a₉₅₈, I₄, I₄, K₄, a₉₅₈, I₄, I



Рис. 82. Стереограммы распределений средних направлений компонент намагниченности с кругами доверия, выделенных для геологических блоков хр. Малиновского

Открытые и закрытые кружки – направления обратной и прямой полярности соответственно, треугольник – направления современного геомагнитного поля в данном районе

Тест складки, проведенный методами "выравнивания" и "равенства средних" [Храмов и др., 1982; Баженов, Шипунов, 1988], однозначно показывает, что выделенные высокотемпературные компоненты намагниченности туфов (блоки ГЗ, Г4, Г7) и закалочных зон лавовых потоков (блоки Г5, Г6) являются доскладчатыми (рис.82, табл.13).

Положительный тест обращения, проведенный этим же методом "равенства средних", также подтверждает этот вывод и позволяет предположить, что выделенные компоненты могут быть первичными.

Интерпретация результатов.

Намагниченность опробованных толщ Говенской зоны является доскладчатой и, по-видимому, близкой к первичной. Палеоширота формирования этих толщ определяется интервалом 60°-67°-74° с.ш. (по среднему наклонению намагниченности для пяти блоков: ГЗ-Г7) или 54°-60°-67° с.ш. (по среднему наклонению намагниченности для четырех блоков: ГЗ, Г5-Г7).

2) Толщи Говенской зоны в период их формирования, вероятно, были незначительно удалены от материка. Для Евразии – F=5, Δ F=4 (по среднему наклонению для четырех блоков), для Северной Америки – F=6, Δ F=4 (для четырех блоков) [Beck, 1980; Demarest, 1983; Besse, Courtillot, 1991].

 Блоки Говенской зоны практически не развернуты в горизонтальной плоскости относительно северного направления, Евразии (R=-0,7, Δ R=14) и Северной Америки (R=-6, Δ R=14) [Beck, 1980; Demarest, 1983; Besse, Courtillot, 1991].

Зона Ильпинско-Пахачинского прогиба

В зоне Ильпинско-Пахачинского прогиба отбор палеомагнитных образцов проводился в бассейне р. Хатапваям, в хребтах Ивтыгинском и Майны-Какыйне и на Ильпинском полуострове [Коваленко, Ремизова, 1997, 1997а; Чехович, Коваленко, 1999].

Бассейн р. Хатапваям, хребты Ивтыгинский и Майны-Какыйне

Объекты палеомагнитных исследований.

Районы отбора палеомагнитных образцов из обнажений показаны на рис.80. Река Хатапваям и Ивтыгинский хребет находятся в центральной части Ильпинско-Пахачинского прогиба (см. рис.31, ЦП1-4), а хребет Майны-Какыйне – в его северной части, непосредственно приближенной к ограничивающему Олюторский тектонический блок с севера Ватынскому тектоническому покрову (см. рис.31, СП5-7). В районе среднего течения р. Хатапваям опробованы два блока, сложенные терригенными породами инетываямской и иночвиваямской [Алексеев и др., 1978] свит палеоценового возраста (ЦП1, ЦП2). Образцы отбирались из тонко- и среднезернистых песчаников, туфоалевролитов и карбонатных конкреций.

На Ивтыгинском хребте был опробован один блок, сложенный палеоценовыми терригенными породами инетываямской свиты (ЦПЗ) [Алексеев и др., 1978] и субвулканическое тело габброидов, секущее эти толщи (ЦП4).

В хребте Майны-Какыйне были взяты образцы мелкозернистых осадочных пород из трех тектонических блоков, сложенных палеоценовыми туфогенно-терригенными породами инетываямской и иночвиваямской свит [Алексеев и др., 1978] (СП5-СП7).

Результаты лабораторной обработки.

Намагниченность образцов пород, отобранных из геологических толщ центральной части Ильпинско-Пахачинского прогиба характеризуется в большинстве случаев присутствием одной или двух магнитных компонент (рис.83). Низкотемпературные компоненты уничтожаются при температурах 250-380°С и группируются в ССК около направления современного магнитного поля района (рис.83, табл.14). Более высокотемпературные компоненты в осадках сохраняются до 500-550°С (при более высоких температурах их направления искажаются намагниченностью магнитных новообразований), а в габбро - до 580-610°С. Для всех опробованных блоков данные компоненты формируют группы направлений (причем везде обратной полярности), средние значения которых представлены на рис.84 и в табл.14. Как видно из анализа диаграмм Зийдервельда и распределений векторов Jnt на сфере (см. рис.83), эти компоненты также не являются самыми высокотемпературными в намагниченности образцов. Присутствуют более высокотемпературные компоненты, выделить которые не удалось в результате термочистки.

Тест складки, проведенный методом "равенства средних" [Баженов, Шипунов, 1988] для пород среднего течения р.Хатапваям, показал, что эти компоненты послескладчатые. Возможно, послескладчатыми являются и компоненты обратной полярности, выделенные для осадков хребта Ивтыгин (ЦПЗ) и, может быть, для габбро. Это предположение вытекает из того, что эти компоненты, как показано выше, не являются самыми высокотемпературными, а в ДСК их направления резко отличаются от направлений намагниченности одновозрастных толщ в других районах зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба, доскладчатая природа которых доказана (см. палеомагнетизм Ильпинского п-ва). Выделение более древних компонент намагниченности этих толщ методом пересечений кругов перемагничивания не проводилось из-за недостаточного разброса элементов залегания пород опробованных блоков.

Диаграммы Зийдервельда намагниченности пород северной части Ильпинско-Пахачинского прогиба представлены на рис.85. Намагниченность этих образцов включает одну или две компоненты, которые выделяются во всех кубиках, выпиленных из анализируемых образцов (только они будут использованы в дальнейшем анализе), а также различные компоненты, присутствие которых не подтверждается в намагниченности дублирующих кубиков (такие компоненты были отбракованы). Магнитные компоненты, принятые для дальнейшего анализа, на стереограммах формируют группы направлений, показанные на рис.86, 87. Очевидно, что здесь присутствуют компоненты прямой и обратной полярности. Компоненты прямой полярности (СП) выделяются в различных интервалах температур: в некоторых образцах в интервале от 20 до 320°С, в других - от 20 до 440°С, намагниченность третьих представлена только этой компонентой, сохраняющейся до 610°С (см. рис.85). Эти компоненты присутствуют в намагниченности всех трех опробованных тектонических блоков, причем в намагниченности блока СП5 устойчиво выделяется только эта компонента. В ССК компоненты прямой полярности группируются около направления современного магнитного поля района. Тест складки, проведенный методом "равенства средних", однозначно показывает, что они сформировлись после деформаций опробованных толщ (см. рис.86, табл.14).

Компоненты обратной полярности (\mathbf{R}) в целом являются более высокотемпературными, чем компоненты прямой полярности. Они выделяются только в интервалах температур от 380 до 610°С и в намагниченности многих образцов присутствуют вместе с компонентами прямой полярности (см. рис.85). Выделяются данные компоненты только в двух блоках (СП6, СП7). В ДСК их направления резко различаются как по склонению, так и по наклонению, в ССК их направления становятся значительно ближе, но статистически не совпадают



Рис. 83. Примеры диаграмм Зийдервельда и стереограмм распределений векторов намагниченности образцов центральной части Ильпинско-Пахачинского прогиба по данным температурной магнитной чистки 242b86,...,401b86 – номера образцов. Остальные обозначения см. на рис. 81

(см. рис.86, 87, табл.14). Кучность совместного по двум блокам распределения этих компонент в два раза выше в ССК, чем в ДСК, хотя значения кучно-

сти низки в обеих системах. Учитывая тот факт, что эти компоненты не самые высокотемпературные делается предположение, что эти компоненты так-

Геол. блок	N/N ₁	Dc	I _c	Kc	Qlaire	Da	I _A	Ka	α _{95g}	
		Цент	ральная части	Ильпинско-	Пахачинског	о прогиба				
		(р. Хатапва	ям – песчани	ки, алевроли	гы, карбонат	ные конкреци	и)			
ЦПІ	19/21	184	-84	10	10	140	-21	10	10	
ЦП 2	19/22	214	-86	24	6,5	132	-43	14	8,5	
ЦП 1,2 с.п.	8	41	73	9	16	333	28	8	17	
			И	втыгинский >	сребет					
ЦП 3 туфы	8/11	227	-46	11	15	161	-38	10	15,5	
ЩПЗ с.п.	6	331	77	6	23	298	18	7	22	
ЦП4 габбро	15/16	102	-76	10	11	100	-37	10	11	
			Сравне	ние средних н	аправлений					
ЦП1, ЦП2	38	196	-86	14	6	136	-32	10	7	
F ₂	F _{2c} =0,006			F _{2a} =0,2247				,,087		
		Cer	верная часть I	Альпинско-Па	ахачинского	прогиба				
			(xp. M	айны-Какый	не – туфы)	· · · · · ·				
CI15	12/17	67	82	8	14	117	32	6	16	
СП 6(N)	7/15	125	82	19	12	25	67	18	12,5	
СП 6(R)	10/15	32	-59	10	14	91	-71	10	14	
СП 7(N)	9/16	38	64	8	17	101	69	8	17	
СП 7(R)	7/16	310	_45	13	14,5	322	-23	14	14	
			Сравне	ние средних н	аправлений					
			Прямая поля	рность СП5,	<u>СП6(N), СП</u>	7(N)				
	28	56	78	9	9	100	58	5	12	
F	<i>F_c=2,04</i>			$F_{\rm g} = 9,3$			ŀ	_m =2,54		
			Обратная 1	полярность С	П6(R), СП7(R)				
	17	351	-60	6	14	350	-67	3	18	
<i>F_c=0,959</i>				F_=2,35			<i>F</i> _m =0.22			

Таблица 14. Палеомагнитные характеристики	пород зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба
---	---

N/N₁ – количество векторов намагниченности, участвующих в анализе/количество образцов, отобранных из обнажений; D_e, I_e, K_e, α₉₅₀, D_x, I_x, K_x, α₉₅₁ – склонение, наклонение, кучность и угол доверия в ССК и ДСК, соответственно; *F* – статистический критерий, используемый при сравнении средних направлений намагниченности [McFadden, Jones, 1981; Баженов, Шипунов, 1988]. ЦП1-ЦП4, СП5-СП7 – номера геологических блоков центральной и северной частей зоны Ильпинско-Пахачинскоого прогиба; с.п. – направление вторичных компонент намагниченности; N, R – направления прямой и обратной полярности.



Рис. 84. Стереограммы распределений средних направлений компонент намагниченности с кругами доверия, выделенных для геологических блоков центральной части зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба Открытые и закрытые кружки – направления обратной и прямой полярности соответственно, треугольник – направления современного геомагнитного поля в данном районе



Рис. 85. Примеры диаграмм Зийдервельда и стереограмм распределений векторов намагниченности образцов северной части зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба по данным температурной магнитной чистки 287a86,...,741mkb – номера образцов. Остальные обозначения см. на рис. 81



Рис. 86. Стереограммы распределений векторов намагниченности прямой и обратной полярности для образцов пород геологических блоков СП6, СП7 северной части зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба



Рис. 87. Стереограммы распределений средних направлений намагниченности с кругами доверия для геологических блоков северной части зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба
Глава 2

же послескладчатые, но смещены друг относительно друга в результате тектонических движений, произошедших после их формирования.

Интерпретация результатов.

Все опробованные палеоценовые толщи бассейна р. Хатапваям, хребтов Ивтыгинского и Майны-Какыйне перемагничены после различных этапов деформаций этих пород. Во всех толщах устойчиво выделяется послескладчатая компонента намагниченности обратной полярности. Ее направления в исследованных районах Ильпинско-Пахачинского прогиба в различной степени не совпадают с направлением магнитного поля, обратным современному геомагнитному полю района, по которому, вероятно, происходило перемагничивание толщ. Этот факт свидетельствует о том, что данные толщи претерпели несколько этапов деформаций. Ранние этапы деформаций произошли до формирования этой компоненты, поздние – после ее формирования. Поздние этапы привели к отклонению направления этой компоненты от направления магнитного поля Земли, по которому происходило перемагничивание. Выделяются и более молодые вторичные компоненты намагниченности прямой полярности, сформированные после всех этапов деформаций и совпадающие с направлением современного геомагнитного поля в районе юга Корякского нагорья.

Ильпинский п-ов

Объекты палеомагнитных исследований.

Разрез юга полуострова Ильпинский является единственным из опорных разрезов на юге Корякского нагорья, который включает толщи пород позднемелового и практически всего палеогенового интервала. В разные годы он изучался многими исследователями [Несвит, 1967; Берсон и др., 1978; Гладенков и др., 1988а, б]. В нашей работе мы будем использовать стратиграфическую схему, предложенную в статье Ю.Б. Гладенкова с соавторами [1988]. В соответствии с этой схемой на Ильпинском полуострове выделяются (рис.88) южноильпинская, кыланская, килакирнунская, ковачинская и алугинская свиты. Нижняя часть разреза является существенно вулканогенной и представлена кристаллолитокластическими туфами базальтов, туфои лавобрекчиями, тефроидными алевролитами и песчаниками (нижняя часть южноильпинской свиты). Выше разрез становится преимущественно

терригенным. Он сложен тефроидными аргиллитами, алевролитами, песчаниками. Во многих частях разреза присутствуют многочисленные карбонатные конкреции. Положение участков отбора палеомаг. нитных образцов в структуре района и в стратиграфической колонке показано на рисунке 88. Опробованы три стратиграфических участка из южноильпинской свиты (участки 1, 10, 2), два – из верхов южно-ильпинской – нижней части кыланской свит (участки 5 и 9), два – из верхней части кыланской (участки 6 и 4) и по одному из килакирнунской (участок 3), ковачинской (участок 8) и алугинской (участок 9) свит. Образцы отбирались из осадоч. ных пород и из заключенных в них карбонатных конкреций с шагом от 3-5 до 10 м, редко (алугинская свита) с большим шагом. Всего отобрано 240 палеомагнитных образцов.

Результаты лабораторной обработки.

Компонентный анализ намагниченности показал [Коваленко, 1992, 1993], что намагниченность кубиков пород включает различное число компонент. Некоторые кубики несут одну устойчивую на всем интервале температурного размагничивания компоненту (рис.89, 90). Для большинства кубиков выделяются две компоненты: одна - низкотемпературная, уничтожающаяся в интервале от 20 до 350°С, другая - высокотемпературная, сохраняющаяся при нагревах до 500-570°С. На некоторых диаграммах Зийдервельда помимо прямолинейных участков иногда присутствуют достаточно сложные криволинейные участки, которые могут отражать размагничивание еще ряда компонент. В разных кубиках из одного образца низкотемпературные компоненты намагниченности распределены хаотически, а высокотемпературные компоненты для большинства образцов характеризуются приемлемыми величинами α_{ос}<25°.

Векторы высокотемпературных компонент намагничености образцов участка 1 со значительным разбросом сгруппированы около направления современного магнитного поля для данного района (рис.91*a*). Большинство направлений намагниченности участка 10 распределены по дуге большого круга, проходящего через направление современного магнитного поля на юге Корякии (рис.92*a*). Для остальных опробованных участков разреза пва Ильпинский все выделенные компоненты намагниченности формируют достаточно четкие группы, не совпадающие с направлением современного магнитного поля (табл.15, рис.93). Рассчитанные по ним средние направления намагниченности с





Рис. 88. Геологическая схема полуострова Ильпинский и положение опробованных участков [Гладенков и др., 1988а, 6]

а – геологическая схема: 1 – верхнемеловые образования; 2 – нерасчлененные верхнемеловые и палеоценовые отложения; 3 – южно-ильпинская свита; 4 – кыланская свита; 5 – килакирнунская свита; 6 – ковачинская свита; 7 – алугинская свита; 8 – границы свит; 9 – разрывные нарушения; 10 – участки отбора проб, цифрами указаны номера опробованных участков; 11 – район работ; Г, К, Л, М – пограничные горизонты: сиреневых туфов, килакирнунский, лапареламский, мулатханский;

б – положение опробованных участков в стратиграфической колонке: 1 – интервал по колонке и номер опробованного участка (соотношение заштрихованных и пустых интервалов примерно соответствует соотношению количеств образцов с намагниченностью прямой и обратной полярности; 2 – пограничные горизонты

их статистическими характеристиками раздельно по конкрециям и осадкам и совместно по ним вынесены для каждого опробованного участка в табл.15.

Вероятно, что выделенные высокотемпературные компоненты намагниченности близки к первичным. Тест складки, проведенный методом "равенства средних", [Баженов, Шипунов, 1988] для участков 5 и 9, 6 и 4 положителен (табл.15, рис.93). Соотношения К_и/К_с варьируют от 1,7 до 2,8. В участках 4 и 6 фиксируются зоны прямой и обратной полярности. Тест обращения, проведенный по направлениям намагниченности участков 4 и 6 мето-

Øz



Рис. 89. Примеры диаграмм Зийдервельда для образцов из палеоценового возрастного интервала разреза Ильпинского полуострова





Рис. 91. Распределение векторов намагниченности и ориентация кругов перемагничивания для блока 1 южно-ильпинской свиты

а – распределение векторов намагниченности в современной системе координат. Треугольник – направление современного геомагнитного поля в районе. Пустые и залитые кружки – соответственно направления обратной и прямой полярности; *б* – ориентация кругов перемагничивания в древней системе координат. Жирные кривые – сегменты кругов перемагничивания, в пределах которых наблюдалось смещение вектора намагниченности в процессе термочистки, непрерывные – в верхней полусфере, пунктирные – в нижней полусфере



Рис. 92. Распределение векторов намагниченности и ориентация кругов перемагничивания для блоков южно-ильпинской свиты

а – распределение векторов намагниченности в древней системе координат для блока 10. Треугольник – направление современного геомагнитного поля в районе; б – ориентация кругов перемагничивания в древней системе координат для объединенных блоков 10 и 5. Звездочки и крест в кружке – направления намагниченности, не меняющиеся в процессе термочистки, соответственно в нижней и верхней полусферах, треугольник – направление современного геомагнитного поля в районе. Кружки – направления намагниченности, устойчивые при нескольких последних нагревах в процессе термочистки, залитые – в верхней полусфере, открытые – в нижней



Рис. 93. Распределение средних направлений намагниченности по опробованным участкам на стереограммах *a* – CCK; *б* – ДСК. I – средние направления рассчитаны по конкрециям, II – по осадкам, III – и по конкрециям, и по осадкам. *I* – среднее направление намагниченности с соответствующем кругом доверия и номером опробованного участка; *2* – направление современного геомагнитного поля в данном районе

дом сравнения средних направлений прямой и обратной полярности [Баженов, Шипунов, 1988]) – положителен. В участках разреза 2, 5 и 3 также присутствуют единичные направления прямой и обратной полярности. Для образцов из стратиграфических участков 2 и 3 был применен метод пересечения кругов перемагничивания [Храмов и др., 1982] способом Холлса [Halls, 1976]. Направления, рассчитанные этим методом, совпадают с направлениями, рассчитанными по данным термочистки (табл.15).

№ участка	N/N1	D,	l _c	K _c	α _{95c}	Da	l _a	K _α	α ₂₅₃					
			Нижний	мел – нижн	ий палеоцен									
1 кр. пер.	12	358	54		21	340	55		15					
2 осядки	29/37	278	53	18		299	61	18	6					
2 кр. пер.	10					315	55		13					
			B	ерхний пале	юцен									
5 конкр.	17/18	259	59	18		283	69	16	8					
9 конкр.	10/22	148	67	10		302	84	9	14					
5 н 9	27	234	71	7	10	286	73	12	8					
F _{2c}	=0,92			$F_{2a}=0,10$	04		F	=0,127						
10 и 5 конкр.	18	266	51		16	263	55		15					
			Ниж	кний-средни	ій зоцен									
6 конкр.	27/36	112	70	18		310	73	14	7					
4 конкр. и осадки	17/17	257	44	17		348	78	16	8,5					
4 конкр.	7	263	43	15		342	73	12	15					
4 осадки	10	254	45	17		356	81	19	10					
6н4	44	208	79	5	9	322	75	14	5.6					
F _{2c}	=2.26			$F_{24}=0,0$	57	$F_{2k0}=0,074$								
				Средний эо	цен									
3 конкр. и осадки	44/50	93	72	18		303	69	17	5					
3 конкр.	25	87	75	42		305	66	39	4					
3 осадки	19	100	68	10		299	73	10	10					
3 кр. пер.	16	348	58	10	20	318	68		7					
	_			Верхний эо	цен									
8 конкр.	15/21 -	91	67	9		330	79	10	11					
			ł	Іижний олиг	оцен									
7 конкр.	6/24	91	54	11		8	82	11	17					
3,8,7	40	95	66	10	7	314	78	10	7					

Таблица 15. Палеомагнитные характеристики пород из района Ильпинского п-ва

N/N₁ – количество векторов намагниченности, участвующих в анализе/количество образцов, отобранных из обнажений; D₂, I₂, K₃, α_{956} , D₂, I₄, K₂, α_{554} – склонение, наклонение, кучность и угол доверия в ССК и ДСК, соответственно; *F* – статистический критерий, используемый при сравнении средних направлений намагниченности [McFadden, Jones, 1981; Баженов, Шипунов, 1988]. Тип направлений: кр. пер. – выделено методом пересечения кругов перемагничивания; конкр., осадки – рассчитано по конкрециям или осадкам, соответственно. Жирным шрифтом показаны осредненные по нескольким стратиграфическим интервалам направления, которые использовались в тектонической интерпретации.

Чтобы выделить более древнюю намагниченность для участков 1 и 10 был также применен метод пересечения кругов перемагничивания указанным выше способом. Для участка 1 характеристики выделенного этим способом направления представлены на рис.91 δ и в табл.15. Для участка 10 круги перемагничивания практически параллельны (рис.92 δ), поэтому оценка направления доскладчатой компоненты проводилась с использованием кругов перемагничивания, построенных по участку 5, который находится в одном тектоническом блоке с участком 10, а элементы залегания пород в пределах этих участков значительно различаются (рис.92 δ). Оценка направления выделенной компоненты приведена в табл.15.

Интерпретация результатов.

 Позднемеловые-раннепалеоценовые толщи Ильпинского п-ва формировались на сороковых градусах северной широты (табл.15). 2) Сравнение широтного смещения этих комплексов относительно Северной Америки и Евразии [Beck, 1980; Demarest, 1983; Besse, Courtillot, 1991], показало, что они не могли быть совмещены ни с Северной Америкой, ни с Евразией (F=20, ΔF=5 – относительно Северной Америки и F=18, ΔF=5 – относительно Евразии).

 Значения палеоширот для эоцен-олигоценовых толщ полуострова колеблются с точностью до α₉₅ около широты места их современного положения (табл.15).

Эти толщи не были сильно удалены от Северной Америки и Евразии: для позднепалеоценовых толщ – F=9, Δ F=7 (относительно Северной Америки) и F=7, Δ F=7 (относительно Евразии); для нижне-, среднезоценовых пород – F=7, Δ F=5 (относительно Северной Америки) и F=6, Δ F=5 (относительно Евразии); для средне-, верхнезоценраннеолигоценовых пород: F=2, Δ F=5,7 (относительно Северной Америки), F=1, ΔF=5,7 (относительно Евразии).

4) Толщи юга п-ва Ильпинский развернуты в горизонтальной плоскости относительно меридиана, Евразии и Северной Америки. Относительно меридиана позднемеловые и палеоценовые толщи развернуты на углы 60–70° против часовой стрелки. Более молодые толщи развернуты в том же направлении на меньшие углы (40–50°) (табл.15). Вращения позднемеловых и палеоценовых толщ Ильпинского п-ва относительно Северо-Американской и Евроазиатской [Веск, 1980; Demarest, 1983; Веsse, Courtillot, 1991] плит составляют 80–90° против часовой стрелки, а для эоцен-олигоценовых пород – 30–40° против часовой стрелки. Для позднемеловых-раннепалеоценовых толщ R=-95, ΔR =14 (относительно Северной Америки) и R=-84, ΔR =13 (относительно Евразии). Для позднепалеоценовых пород R=-92, ΔR =25 (относительно Северной Америки) и R=-81, ΔR =24 (относительно Северной Америки) и R=-81, ΔR =24 (относительно Евразии). Для ранне-, среднезоценовых пород R=-37, ΔR =21 (относительно Северной Америки) и R=-28, ΔR =21 (относительно Евразии). Для средне-, позднезоцен-раннеолигоценовых пород R=-41, ΔR =27 (относительно Северной Америки) и R=-35, ΔR =27 (относительно Евразии).

Глава З

АНАЛИЗ ДОСКЛАДЧАТОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Как было показано в главе 2, в структуре Камчатки и юга Корякии присутствуют комплексы пород с доскладчатой, вероятно, близкой к первичной намагниченностью, полностью перемагниченные породы и породы, намагниченность которых включает как доскладчатые, так и послескладчатые вторичные компоненты (рис.94).

Доскладчатые компоненты намагниченности выделены в разновозрастных комплексах Западно-Камчатской, Центрально-Камчатской, Восточно-Камчатской зон, зоны террейнов восточных полуостровов Камчатки, Центрально-Камчатской депрессии, Фронтальной зоны, зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба, Говенской зоны и зоны Олюторского хребта. В главе 1 было показано, что в структуре многих из этих зон участвуют комплексы пород островодужного типа, которые в данной монографии объединены в Паланский, Восточно-Камчатский, Кроноцкий, Южно-Корякский и Говенский островодужные сегменты. В таблице 16 приведены доскладчатые палеомагнитные направления для каждого из этих сегментов, которые в дальнейшем используются при тектоническом анализе.

ПАЛЕОШИРОТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ СЕГМЕНТОВ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

Выявленные палеомагнитным методом палеошироты формирования островодужных толщ Камчатки и юга Корякии (рис.95) показали, что исследованные островодужные комплексы являются экзотическими террейнами.

Для Паланского островодужного сегмента можно предположить следующие широтные ограничения. Два из четырех широтных интервалов, приведенных на рис.95*в*, рассчитаны по кампанским кремнистым толщам Паланского района (см. главу 2), которые, судя по их структурному положению, по-видимому, накапливались в бассейне от-

Рис. 94. Положение перемагниченных и неперемагниченных толщ в структуре Камчатки и юга Корякии

I – Хозгонско-Лесновско-Укелаятский флишевый пояс; 2 – позднемеловые островодужные толщи; 3 – выступы метаморфического фундамента; 4 – районы распространения кайнозойских толщ; 5 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – субвертикальные; 6-8 – перемагниченные (а) и неперемагниченные (б) толщи позднемелового (б), палеоценового (7) и зоценового возраста (8). Цифры в кружках показывают различные районы, где проводились палеомагнитные исследования: 1 – бухта Анастасии [Коваленко и др., 1999]; 2, 3 – бассейн р.Ничакваям [Коваленко., 1996]; 4 – м. Витгенштейна [Коваленко, 1996]; 5 - бассейн р. Бурной [Коваленко и др., 1999]; 6 - м. Вулканический [Коваленко и др., 1999]; 7 - верховья р. Апуки [Савостин, Хейфец, 1988]; 8, 9 - хр. Майны-Какыйне [Коваленко, Ремизова, 1997а]; 10 - Ивтыгинский хребет [Коваленко, Ремизова, 1997а]; 11 - бассейн р. Хатапваям [Коваленко, Ремизова, 1997а]; 12 - хр. Малиновского [Коваленко, Ремизова, 1997а]; 13-15 - Ильпинский п-ов [Коваленко, 1992]; 16-18 - о. Карагинский [Коваленко и др., 1999б]; 19, 20 - Камчатский перешеек [Левашова, 1999]; 21, 22 - устье р. Палана [Коваленко и др., 2002]; 23 - хр. Кумроч [Левашова, 1999]; 24, 25 - п-ов Камчатский мыс [Левашова, 1999]; 26 - хр. Тумрок [Гуревич, Суркис, 1993]; 27-29 -Кроноцкий п-ов [Левашова, 1999]; 30 – Валагинский хребет [Гуревич, Суркис, 1993]; 31 – Малкинский выступ [Коваленко и др., 2000]; 32, 33 – хр. Омгон [Чернов, Коваленко, 2001]; 34 – Утхолокский п-ов [Коваленко и др., 2002]; 35 – м. Омбон [Чернов, устное сообщение]; 36 – бассейн р. Тихой [Чернов, устное сообщение]; Горизонтальная штриховка - области миоценовой складчатости, косая - раннезоценовой, вертикальная - позднемеловой. Наложение разных штриховок свидетельствует о том, что в этих районах проявлены несколько этапов деформаций пород



156 в.д.

		Таби	пица 16	a. Xap a	ктери	стики д	осклад	чатой н	амагі	нченн	ости то.	лщ Южн	о-Корякс	кого ос	трово/	дужно	TO CELL	иента		
No	Возраст	Тест	Dg	lg	Kg	(195g	Ds	Is	Ks	Cl.95s	Ra	ΔRa	Re	ΔRe	Fa	ΔFa	Fe	ΔFe	λ	φ
						C)люторск	кий хреб	ет [Кон	аленко,	1996; Ko	валенко и	др., 1999]							
3	K₂ cp-m	R+	80	78	15	8	80	67	14	8	49	19	59	19	16	7	14	7	171,5W	61,4N
(22)																				
5	K2 cp-m	F+	104	30	8	7	88	65	14	5	57	14	67	13	17	4	15	4	171,5W	60,9N
(68)		_			-	•	~~			-			•	• •	••				191 911	(0.0)
6	K ₂ cp-m	F+	107	13	5	8	97	68	12	5	66	15	76	14	14	4	1	4	1/1,/W	60,9N
(64)												***** 100	01							
		-			•		5	ерховья	гр.Апу	KA (CABO	стин, ле	ифец 198	5)			•	••	•	10111	(2))
7	K ₂ cp-d	F+			2		-39	-71	14	11	-00	32	-54	30	12	9	10	y	1/IW	62N
(17)										·		. 10001								
								Ильп	ински	і п-ов [к	оваленк	0, 1992]						_		
13	K₂ st-m	R+	278	53	18	6	-61	61	18	6	-95	14	-84	13	20	5	18	5	165W	60N
(29)																	_	_		
14	₽ı²	F+	208	79	5	9	-74	73	12	8	-92	25	-81	24	9	7	7	7	165W	60N
(27)																				
15a	₽2 ¹⁻²	F+	208	79	5	9	-38	75	14	6	-37	21	-28	21	7	5	6	5	165W	60N
(44)		R+																		
156	₽2 ³ -₽3 ¹	F+	95	66	10	7	-46	77	10	7	-41	27	-35	27	2	5,7	1	5,7	165W	60N
(40)																				
							X	ребет М	алинов	ского [К	оваленко	оидр., 199	99]							
12	P 2- P 3	F+	176	42	1	15	-12	74	17	4	-6	14	0	14	6	4	5	4	168W	60,6N
(63)		R+																		

Таблица 166. Характеристики доскладчатой намагниченности толщ Восточно-Камчатского островодужного сегмента

N₂	Возраст	Тест	Dg	lg	Kg	0195g	·Ds	ls	Ks	Cl.951	Ra	ΔRa	Re	ΔRe	Fa	ΔFa	Fe	ΔFe	λ	φ
						Oc	тров Кар	агински	ий (Va-	юг; Vb-	север) [К	оваленко	и др., 199	9]						
16a	K ₂ cp-m	F+	348	70	15	9.	-31	65	21	8	-60	19	-48	18	16	7	14	7	164W	58,5N
(15)		R+																		
166	K ₂ cp-m	F+	318	49	6	10	-26	63	16	6	-55	15	-44	14	18	5	16	5	164W	58,5N
(30)	-																			
18	\mathbf{P}_2^2	F+	7	80	13	8	-17	76	46	5	-15	18	-10	17	4	4	3,5	4,3	164W	58,5N
(25)																				
							Кам	чатский	і переш	еек [Ле	вашова, L	Шапиро, 1	999]							
20	K ₂ cp-m	F+	49	-61	14	15	-76	66	83	6	-109	15	-99	14	14	5	13	5	162W	59N
(93)																				
								Хребе	т Кумр	оч [Лева	шова и д	p., 1997]								
23	K ₂ cp-m	F+	289	-44	8	5	-20	-68	16	3,7	-50	11	-41	11	12	3	10	3	162W	57N
(93)	-	C+												•						
							Вала	гинский	і хребе	т [Черно	в, Ковал	енко, в пе	чати]							
30	K ₂ cp-m	F+	340	64	3,7	26	331	68	23	10										
(8)	-																			
							Ν	1алкинс	кий вы	ступ [Ко	валенко	н др., 200	0]							
31a	K ₂ cp-m	F+?	69	-41	69	8	-115	48	45	9	-144	13	-136	13	30	7,4	28	7,4	158W	55N
(4)	-																			
316	K ₂ cp-m	F+?	64	9	29	10	-21	64	38	10	-50	19,6	-42	19,3	14	8,1	12	8	158W	55N
(6)	•																			

N⁰	Возраст	Тест	Dg	lg	Kg	a.95g	Ds	ls	Ks	CL958	Ra	ΔRa	R¢	∆Re	Fa	∆Fa	Fe	ΔFe	λ	φ
	• • • •				-		Ба	ссейн р.	Гихой [Чернов	, Ковален	ко, в печа	пи]							
36	K ₂ st-cp	F+	274	-29	15	6,5	96	-57	14	6,7	-116	12	-107	12	22	5,6	21	5,7	159W	57N
(31)	•																			
	Паланский район [Коваленко и др., 2002]																			
21?a	K ₂ cp-m	F+	338	15	3	24	349	56	33	8					21	6,4	20	6	161W	59N
(10)		R+																		
21?6	K ₂ cp-m	F+	303	-36	25	8,5	272	58	35	7	-123	15	-111	14	21	6,4	20	6		
(11)																				
21a6	K₂ cp-m	F+						57	36	5										
(21)		R+																		
							п	олуостро	ов Омго	эн (Чер н	юв, Кова	ленко, 200	01]							
32	₽ı	F+	309	66	8	13	303	71	33	7	-79	20	-68	19/5	9	6	8	6	159W	58N
(14)																				

Таблица 16в. Характеристики доскладчатой намагниченности толш Паланского островодужного сегмента

Таблица 16г. Характеристики доскладчатой намагниченности Кроноцкого островодужного сегмента

N₂	Возраст	Тест	Dg	lg	Kg	(195g	Ds	ls	Ks	CL955	Ra	ΔRa	Re	ΔRe	Fa	ΔFa	Fe	ΔFe	λ	φ
			• •	. <u> </u>				Кро	ноцкий	п-ов [Л	евашова	1999]								
27 (98)	K ₂	F+	98	-60	5	19	-77	63	43	6,4	-85	13,6	-96,4	13,1	15	5,3	13	5,3	161,9	54,8
29 (29)	₽2 ¹	F+	283	57	13	20	-82	58	49	3,2	-82	11,1	-75	10,5	21	3,2	20	3,2	161,9	54,8
28 (76)	₽2 ³	F+	311	77	22	11	-63	64	78	5,6	-60	11,3	-55,4	11	13	4,7	12	4,7	161,9	54,8
								П-ов К	амчатс	кни мыс	Левашо	эва, 1999]								
24 (78)	$K_2m - P_1^{T}$	F+	118	60	7	6	26,8	60	15	4,4	10,8	12,2	20	11,4	20	3,8	18	3,8	162,3	56,2
25 (54)	₽2	F+ R+	254	58	4	9,5	20,3	65	15	4,9	23,5	10,8	28,6	10,7	12	4,1	11	4,1	162,3	56,2
								O. N	Ледный	Bazhe	nov et al.,	1992]								
M (73)	₽ı	F+	57	33	4	8	72	63	15	4,2	75	12,5	82	11,9	16	3,9	15	3,9	168	55

№ – номер палеомагнитного направления на рис.94, в скобках – количество образцов; D, l, K, α_{уз} – склонение, наклонение, кучность и круг доверия; g и s – современная и древняя системы координат, соответственно; F+, R+, C+ – положительные результаты тестов складки, обращения и конгломератов. Ra, Re – разности между склонениями векторов намагниченности, рассчитанных для районов Камчатки и юга Корякии из палеомагнитных полюсов для Северной Америки (Ra) или Евразни (Re) и склонениями векторов намагниченности, изученных в этих районах комплексов пород; ΔRa и ΔRe – доверительные интервалы для Ra и Re; Fa, Fe – разности между наклонениями векторов намагниченности, рассчитанных для районов Камчатки и юга Корякии из палеомагнитных полюсов для Ra и Re; Fa, Fe – разности между наклонениями векторов намагниченности, изученных в этих районов Камчатки и юга Корякии из полюсов для Северной Америки (Fa) или Евразии (Re) и склонениями векторов намагниченности, изученных в тих районов Камчатки и юга Корякии из палеомагнительные интервалы для Ra и Re; Fa, Fe – разности между наклонениями векторов намагниченности, рассчитанных для районов Камчатки и юга Корякии из палеомагнительные интервалы для Ra и Re; Fa, Fe – разности между наклонениями векторов намагниченности, рассчитанных для районов Камчатки и юга Корякии из палеомагнительные интервалы для Ra и Re; Fa, Fe – разности между наклонениями векторов намагниченности, рассчитанных для районов Камчатки и юга Корякии из палеомагнительных для районов бамерики (Fa) или Евразии (Fe) и наклонениями векторов намагниченности, изученных в этих районов комплексов пород; ΔFa, ΔFe – доверительные интервалы для Fa и Fe [Beck, 1980; Demarest, 1983; Besse and Courtillot, 1991]; λ, φ – долгота и широта исследованных районов.



Рис. 95. Диаграммы зависимости палеширота-возраст для островодужных сегментов *а* – Южно-Корякского, *б* – Кроноцкого, *в* – Паланского, *г* – Восточно-Камчатского. *1* – средние палеошироты с дове-

и – южно-корякского, о – кроноцкого, в – паланского, е – восточно-камчатского. Г – средние палеошироты с доверительными интервалами; 2 – область "ожидаемых" палеоширот для Северной Америки; 3 – для Евразии [Beck, 1980; Demarest, 1983; Besse, Courtillot, 1991]; 4 – наиболее вероятные палеошироты для островодужных сегментов. Цифры соответствуют номерам палеомагнитных направлений в табл. 16

деляющем Паланский сегмент от материка. Они соответствуют началу тридцатых - началу сороковых градусов северной широты. Один интервал получен для сантон-раннекампанской вулканогенно-терригенной толщи, формировавшейся в условиях островной дуги. Он статистически не отличается от интервалов, рассчитанных для кремнистых пород. Вероятно, кремнистые и вулканогенные толщи действительно не были сильно удалены друг от друга, поскольку, в кремнистых толщах присутствуют многочисленные пачки зеленых кремней, цвет которых, вероятно, свидетельствует о присутствии туфогенного материала. В позднем мелу исследованные толщи не могли быть совмещены ни с Евразией, ни с Северной Америкой (см. рис.95), широтная величина бассейна, отделяющего Паланский островодужный сегмент от материка оценивается в 2000-2500 км. Закрытие этого бассейна и тектоническое совмещение Паланского островодужного сегмента с материком, судя по времени покровно-складчатых деформаций в Западно-Камчатской зоне, произошло в конце маастихта – начале палеоцена.

Для позднемеловых пород Восточно-Камчатского и Южно-Корякского островодужных сегментов получено по пять палеомагнитных определений. Они показывают, что наиболее вероятными интервалами широт, на которых формировались эти островодужные сегменты, являются сороковые широты для Восточно-Камчатского сегмента и от сороковых до начала пятидесятых - для Южно-Корякского (рис.95а, г). В позднем мелу Восточно-Камчатский и Южно-Корякский островодужные сегменты были удалены от Евразии и Северной Америки, величина бассейна по широте приблизительно оценивается как 1500-2000 км. Этот вывод находит подтверждение и по другим данным. В частности, для комплексов пород островных дуг и окраинных морей, находящихся в структуре аллохтона вдоль системы Ватынского, Ирунейского и Андриановского тектонических покровов, имеются близкие возрастные датировки – К. ср-т, К. stср (по радиоляриям [Федорчук и др., 1991; Федорчук, Извеков, 1992; Зинкевич и др., 1994; Шикова, 1997]). Следовательно, в позднем мелу одновременно накапливались как островодужные тол-



Рис. 95. (окончание)

щи, так и толщи окраинного моря, то есть, между исследованными островодужными комплексами и окраиной материка существовал бассейн [Богданов и др., 1982; Аккреционная..., 1993; Чехович, Богданов, 1999].

Тектоническое совмещение Восточно-Камчатского сегмента с окраиной материка началось, как показывает возраст покровно-складчатых деформаций в Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зонах, в раннем эоцене или на границе палеоцена и эоцена и завершилось к среднему эоцену. Палеомагнитные данные, полученные по верхнеэоценовым осадкам пролива Литке, которые были исследованы на юге острова Карагинского, подтверждают это заключение (рис.95г). Осадочные толщи накапливались на шестидесятых широтах и могли входить в структуру окраины Евразии или Северной Америки.

Столкновение Южно-Корякского сегмента с материком по палеомагнитным данным тоже возможно в среднем эоцене и позже (рис.95*a*). Палеошироты, рассчитанные для эоценовых пород хр. Малиновского (Говенский островодужный сегмент) и п-ва Ильпинский соответствуют шестидесятым градусам северной широты (современная широта – 61° с.ш.) и начиная с этого времени (в соответствии с погрешностью оценки палеоширот) возможно накопление исследованных эоценовых комплексов в пределах окраины материка. Существующие гипотезы о времени коллизии Южно-Корякского сегмента с материком, основывающиеся на геологических материалах, не противоречат палеомагнитным данным. Среднезоценовое время коллизии предполагается из возраста деформаций в центральной Корякии [Филатова, 1988] и по датировкам апатита и циркона из автохтонных флишевых пород Укелаятского прогиба [Соловьев и др., 1998]. Мнение об олигоцен-миоценовом времени коллизии [Чехович, 1993] основывается на факте, что в толщах южной Корякии (зона Ильпинско-Пахачинского прогиба, Говенская зона) отсутствуют структурные несогласия с нижнего палеоцена по нижний миоцен.

Отметим, что палеошироты, рассчитанные для зоценовых толщ, распространенных на юге Корякии и на Восточной Камчатке имеют важное методическое значение, состоящее в том, что палеомагнитный метод корректно работает при исследовании вулканогенных и осадочных комплексов Камчатки и юга Корякии.

Доскладчатые палеомагнитные направления для Кроноцкого островодужного сегмента получены для пород Кроноцкого п-ва, п-ва Камчатский мыс и о. Медный [Bazhenov et al., 1992; Левашова, 1999] (табл.16). Анализ наклонений показывает, что с позднего мела по средний эоцен комплексы пород этой дуги находились на сороковых градусах северной широты и не испытывали значимых перемещений (рис.956). В этот период они не могли быть совмещены ни с Евразией, ни с Северной Америкой. Ширина бассейна между дугой и краем материка составляла приблизительно 1000– 1500 км.

Сравнение позднемеловых и эоценовых палеомагнитных направлений, рассчитанных для Восточно-Камчатского и Южно-Корякского островодужных сегментов, с маастрихтским и эоценовым полюсами Тихоокеанской плиты [Sager, 1987], показало, что комплексы этих сегментов за указанный период времени переместились на значительно большее расстояние по широте, чем Тихоокеанская плита. Следовательно, скорее всего, рассматриваемые островодужные толщи транспортировались с плитой Кула или какой-то другой плитой, скорость перемещения которой была значительно выше скорости движения Тихоокеанской плиты [Engebretson et al., 1985; Lonsdale, 1988].

АНАЛИЗ СКЛОНЕНИЙ ДОСКЛАДЧАТОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

Как было показано в главе 2, сразу после приобретения породой намагниченности склонение вектора намагниченности равно нулю. Тем не менее, в современных геологических структурах намагниченность блоков пород часто характеризуется склонением, отличным от нуля. В свете современных тектонических концепций этот факт объясняется вращением геологических блоков относительно различных полюсов вращения – удаленных от геологического блока или близких к нему.

В первом случае вращения геологических блоков в основном связаны с глобальными перемещениями литосферных плит. При этом могут приобретаться абсолютно разные по величине склонения намагниченности. Если геологический блок пересек географический полюс, то склонение может измениться вплоть до противоположного. Если полюс вращения находится внутри блока или не сильно удален от него, то перемещения таких блоков можно назвать вращением в горизонтальной плоскости или вращением вокруг вертикальной оси. Существуют разные тектонические модели для объяснения таких вращений.

Одной из моделей является веерообразный спрединг на континентальной окраине, приводящий к отрыву блоков от материка и их последующему вращению (рис.96). Такими рифтогеными процессами объясняется открытие Японского моря [Itoh, 1988; Otofuji, 1996], и эти же процессы в зачаточной форме предполагаются в провинции Бассейнов и Хребтов в Северной Америке [Wells, 1990].

К вращению геологических блоков в горизонтальной плоскости приводят и покровно-складчатые деформации, связанные с коллизионными или аккреционными процессами.

На рис.97 и 98 приведены, предложенные нами модели коллизии вытянутых геологических тел (в нашем случае островных дуг) с окраиной материка со сдвиговой компонентой (рис.97) и без нее (рис.98). На рис.97а и 976 дуга располагается косо относительно окраины материка. В процессе косой коллизии части дуги обламываются и вращаются при обдуцировании при левосторонней сдвиговой компоненте против часовой стрелки (при правосторонней сдвиговой компоненте - по часовой стрелке). Возраст деформаций омолаживается с юга на север. Похожая тектоническая модель была рассмотрена в работе [Bazhenov et al., 1992] при объяснении вращений в горизонтальной плоскости блоков Кроноцкого островодужного сегмента. При простирании дуги параллельно окраине материка (рис.97в) все части дуги вступают в коллизию одновременно и обдуцируются с вращением против часовой стрелки. Величины разворотов блоков увеличиваются с увеличением сдвиговой составляющей конвергенции плит. В случае, если величина угла конвергенции океанической плиты и континентальной окраины не превышает 45°, возможно длительное перемещение террейнов вдоль окраины материка (1000-3000 км), а обдуцированные части терейнов при этом должны быть "растащены" по побережью на большие расстояния. В главе 4 рассмотрены примеры таких длительных миграций террейнов по правосторонним сдвигам вдоль западного побережья Северной Америки. Очевидно, что в структурах, сформированных в таких долго живущих сдвиговых зонах,



Рис. 96. Схематическая модель вращений блоков пород по часовой стрелке вдоль западной окраины Северной Америки. [Wells, 1991]

сильно развернуты по часовой стрелке и блоки террейнов и блоки континентальной окраины (даже четвертичные), причем величины разворотов блоков увеличиваются к побережью. На рис.97г показан вариант перемещения островной дуги вдоль окраины материка при ковергенции плит, характеризующейся чистым левым сдвигом, но при условии нелинейной формы береговой линии (как практически всегда и бывает). Очевидно, что столкновение дуги с выступами береговой линии также приводит к транспрессионным деформациям и обдуцированию блоков дуги с вращением против часовой стрелки.

На рис.98 показаны деформации толщ и вращения блоков пород при коллизии островной дуги без сдвиговой компоненты. Как показано на рис.98*a*, б при косой коллизии дуги блоки пород вращаются по- или против часовой стрелки. При простирании дуги параллельно береговой линии значительных вращений, по-видимому, не будет. На рис.98г показано торцевое столкновение. В этом случае аллохтонные островодужные пластины будут локализованы в ограниченном районе, и предсказать направления и величины вращений блоков невозможно.

Таким образом, сделаем главный вывод, вытекающий из рассмотренных моделей. Покровноскладчатые деформации, связанные с большинством типов коллизии островная дуга-континент, могут приводить к сильным вращениям блоков пород в горизонтальной плоскости. Относительно слабые вращения блоков пород в горизонтальной плоскости возможны только при фронтальной коллизии без сдвиговой компоненты.

Распределения склонений доскладчатой намагниченности толщ различных островодужных сегментов, дающих информацию о величинах и направлениях разворотов геологических блоков в горизонтальной плоскости, показаны на рис.99 и 100 и в табл.16.



Рис. 97. Деформации пород и вращения геологических блоков в горизонтальной плоскости при конвергенции литосферных плит со сдвиговой компонентой *а-г* – стадии развития. Черные стрелки – склонение намагниченности. Белые – указывают направления перемещений литосферных плит

Видно, что позднемеловые толщи Западно-Камчатской зоны сильно развернуты против часовой стрелки (направления 21 и 36). По всей видимости, в данном случае вращения блоков связаны с коллизией Паланского островодужного сегмента с левосторонней сдвиговой составляющей, так как участие левых сдвигов в формировании покровноскладчатой структуры Западной Камчатки доказано структурными исследованиями этого района (глава 1).

Блоки Восточно-Камчатского островодужного сегмента в Восточно-Камчатской структурной зоне слабо развернуты против часовой стрелки (рис.99, табл.16). Вращения такого масштаба могут быть



Рис. 98. Деформации пород и вращения геологических блоков при конвергенции литосферных плит без сдвиговой компоненты

а-г – стадии развития. Черные стрелки – склонение намагниченности. Белые – указывают направления перемещений литосферных плит

объяснены перемещением Восточно-Камчатского сегмента с сороковых широт на шестидесятые, то есть вращением этого сегмента относительно удаленного полюса вращения. В соответствии с моделями коллизии островная дуга-материк (см. выше) факт, что блоки Восточно-Камчатской зоны не были сильно развернуты в горизонтальной плос-

кости при столкновении Восточно-Камчатского островодужного сегмента с материком, свидетельствует о том, что коллизия по крайней мере Восточно-Камчатских толщ была без большой сдвиговой компоненты, а сегмент был ориентирован приблизительно параллельно простиранию окраины материка. Для подтверждения вывода об ори-



Рис. 99. Распределение склонений доскладчатой намагниченности островодужных толщ Камчатки и юга Корякии

а – Паланского, Восточно-Камчатского и Южно-Корякского сегментов; б – Кроноцкого сегмента. 1 – Хозгонско-Лесновско-Укелаятский флишевый пояс; 2 – позднемеловые островодужные толщи; 3 – выступы метаморфического фундамента; 4 – террейны восточных полуостровов Камчатки; 5 – районы распространения кайнозойских толщ; 6 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – субвертикальные; 7 – склонения намагниченности с углом доверия; 8 – направления позднемеловых палеомеридианов: а – для Евразии, б – для Северной Америки. Цифры соответствуют палеомагнитным определениям в табл. 16. Вт, Ир, Ан – Ватынский, Ирунейский, Андриановский тектонические покровы; Гр – надвиг Гречишкина; Геологическая основа взята из [Шапиро, 1995]





Склонения намагниченности указаны с доверительными интервалами. Цифры соответствуют палеомагнитным определениям в табл. 16. Пунктирная и штрих-пунктирная линии показывают изменения склонений намагниченности, рассчитанных для координат южной Корякии, из палеомагнитных полюсов Евразии и Северной Америки соответственно. Жирная пунктирная линия показывает изменение склонений намагниченности толщ Ильпинского п-ва

ентации Восточно-Камчатского островодужного сегмента относительно материка важен анализ несогласий в его структуре. В Восточно-Камчатской зоне резкие угловые несогласия выявлены как на юге, так и на севере. На юге зоны в южной части Валагинского хребта (см. рис.1) сложно деформированные палеоценовые ветловские флишевые толщи резко несогласно перекрыты среднезоценовыми породами [Аккреционная..., 1993; Бахтеев и др., 1994; Шапиро и др., 1996]. Севернее, в Ганальском выступе, время деформаций определяется по возрасту синкинематических интрузивных тел и синдеформационного метаморфизма – 50,7±1,5 и 47±1,2 (раннему эоцену) [Аккреционная..., 1993]. Еще севернее в хр. Кумроч сложно деформированные позднемеловые-палеоценовые островодужные породы с угловым несогласием перекрыты эоценолигоценовыми неоавтохтонными отложениями правократонной свиты, деформированной значительно слабее аллохтонных толщ. На п-ве Озерной слабодеформированные среднезоценовые породы конской свиты резко несогласно залегают на деформированных в покровно-складчатую структуру меловых островодужных толщах [Аккреционная..., 1993]. Несогласия среднезоценовых пород на палеоценовых толщах повсеместно зафиксированы в толщах Западно-Камчатской зоны (в Пенжинском, Паланском и Тигильском районах), накапливавшихся в условиях окраины континента [Нижний палеоген..., 1997]. Таким образом, похоже, что коллизия Камчатского сегмента происходила одновременно на всем его простирании. Следовательно, простирание его было приблизительно параллельно континентальной окраине.

Как показывают единичные палеомагнитные определения для пород Центрально-Камчатской зоны (Восточно-Камчатский островодужный сегмент), геологические блоки в ней развернуты в горизонтальной плоскости против часовой стрелки значительно сильнее блоков Восточно-Камчатской зоны (см. рис.99, табл.16). Такая ситуация может быть объяснена двумя фазами коллизии Восточно-Камчатского островодужного сегмента. Более ранняя фаза, вероятно, на границе палеоцена и эоцена проходила с левой сдвиговой компонентой. В результате геологические толщи Центрально-Камчатской зоны были обдуцированы в западном направлении на край материка и развернуты в горизонтальной плоскости против часовой стрелки. Структура восточной вергентности Восточно-Камчатской зоны была сформирована на завершающей фазе коллизии в раннем эоцене уже без сдвиговой компоненты, поэтому блоки не были сильно развернуты в горизонтальной плоскости.

Толщи Южно-Корякского островодужного сегмента по разному развернуты в горизонтальной 83 млн. лет



Рис. 101. Палеореконструкции для северо-западной части Тихоокеанского региона для начала кампана *I* – континентальная окраина Евразии; *2* – полюс вращения Евразии; *3* – склонения намагниченности; *4* – направление движения Тихоокеанских плит; *5* – зоны субдукции; *6* – островодужные сегменты; *7* – континентальные блоки; *8* – трансформные разломы. НМ-СХ, Па, ВК, Юк, Кр – Хоккайдо-Сахалинский [Баженов и др., 2002], Паланский, Восточно-Камчатский, Южно-Корякский и Кроноцкий островодужные сегменты, соответственно



65 млн. лет

Рис. 102. Палеореконструкции для северо-западной части Тихоокеанского региона для конца маастрихта

70 млн. лет



Рис. 103. Процесс коллизни со сдвигом Паланского островодужного сегмента I–III различные стадии коллизии





Рис. 104. Палеореконструкции для северо-западной части Тихоокеанского региона для границы палеоцена и зоцена

59-56 млн. лет



Рис. 105. Предполагаемые стадии коллизии Восточно-Камчатского островодужного сегмента

І – со сдвиговой компонентой, ІІ – без сдвиговой компоненты. *I*: а – склонения намагниченности, б – направления вращений геологических блоков; 2 – Направления перемещения литосферных плит; 3 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – сдвиги, в – субвертикальные; 4 – зоны субдукции; 5 – рифтовые зоны; ЕВ – Евразия, СА – Северная Америка, КУ – плита Кула, ТИХ – Тихоокеанская плита, ФА – плита Фаралон, Ох – Охотоморский массив, Ба – дуга Бауэрса, Ум – плато Умнак, Ка – Камчатка, Ши – хр. Ширшова, Ал – Алеутская дуга, Кр – Кроноцкий



Рис. 106. Возможные стадии (I-III) коллизии Олюторского террейна с изогнутой континентальной окраиной (P₂ - N₁)

1 – проксимальные островодужные фации (лавы, туфы, лавобрекчии, туфопесчаники, туфоконгломераты); 2 – дистальные островодужные фации (туфоалевролиты, туфосилициты, кремни); 3 – контуры континентального склона; 4 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – сдвиги; 5 – склонения векторов намагниченности; 6 – направления перемещения литосферных блоков. Стрелка указывает простирание современного меридиана



Рис. 107. Палеореконструкции для северо-западной части Тихоокеанского региона для среднего зоцена

20-5 млн. лет



Рис. 108. Процесс коллизии Кроноцкого островодужного сегмента. Обозначения см. на рис. 105

плоскости. Блоки Фронтальной зоны, судя по одному палеомагнитному определению (табл.16, направление 7), практически не развернуты. Толщи зоны Олюторского хребта сильно развернуты по часовой стрелке. Механизмы, объясняющие эти вращения, будут рассмотрены в палеотектонических реконструкциях. В зоне Ильпинско-Пахачинского прогиба и Говенской зоне наблюдается следующая закономерность. Позднемеловые и палеоценовые толщи, исследованные в разрезе полуострова Ильпинский, развернуты против часовой стрелки значительно сильнее, чем эоценовые породы на полуострове Ильпинский и в Говенской зоне: углы вращений - -61°±6° и -74°±8° для позднемеловых и палеоценовых толщ и -38°±6° и -46°±7° для эоценовых (см. табл. 16, рис. 100). Следовательно, позднемеловые и палеоценовые толщи разреза Ильпинского п-ва были развернуты против часовой стрелки на границе палеоцена и эоцена одновременно и, вероятно, в связи с началом первой фазы коллизии Восточно-Камчатского островодужного сегмента.

Распределение склонений намагниченности толщ Кроноцкого островодужного сегмента показано на рис.99б. Меловые и раннепалеогеновые толши Кроноцкого полуострова одинаково сильно развернуты против часовой стрелки относительно меридиана, Евразии и Северной Америки. Раннепалеогеновые толщи п-ва Камчатский мыс слабо развернуты в том же направлении, а толщи о.Медный сильно развернуты по часовой стрелке (табл.16, рис.996). Так как позднемеловые и эоценовые толщи в первом приближении развернуты одинаково, очевидно, что вращения блоков произошли после среднего эоцена. Детально процесс коллизии Кроноцкого сегмента будет обсужден в разделе, посвященном палеотектоническим реконструкциям на рис.101-108.

Глава 4

МОДЕЛИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

Рассчитанные нами палеошироты, на которых накапливались позднемеловые островодужные толши, широко распространенные в настоящее время на Камчатке и юге Корякии, показывают, что в позлнем мелу (в сантоне-кампане) в северо-западной части Тихого океана, к востоку от Евразийского материка существовала система бассейнов, ограниченных от океана островодужными сегментами. Современная геологическая структура Камчатки и юга Корякии сформировалась при последовательном закрытии этих бассейнов в различное время. Для реконструкции пространственного положения позднемеловой системы бассейнов и островных дуг Северо-Западной части Тихого океана ключевое значение имеют палеомагнитные данные для Западной и Восточной Камчатки. В этих районах позднемеловые островодужные комплексы пород распространены в параллельных друг другу зонах протягивающихся с юга Камчатки на север вдоль ее простирания (см. рис.1, 94). Такое расположение островодужных комплексов в структуре Камчатки в совокупности с рассчитанными для них палеоширотами создают строгие ограничения для реконструирования положения этих островодужных толщ в Тихом океане в позднемеловое время. Анализ различных вариантов перемещений сантонкампанских островодужных террейнов Западной и Восточной Камчатки до их коллизии с северо-восточной частью Евразии продемонстрировал, что показанные выше особенности расположения островодужных комплексов в структуре Камчатки могли сформироваться только при перемещении островодужных террейнов в субсеверном направлении с рассчитанных палеоширот и долготы приблизительно соответствующей 160° з.д. Северо-восточный край Евразии в позднем мелу располагался значительно севернее и испытывал медленное вращения по часовой стрелке вокруг полюса вращения, расположенного в районе Монголии [Коваленко, др., 1997; Богданов, 1998]. Район Камчатского перешейка в то время находился на 70° с.ш. Береговая линия, выделенная темной полосой, имела сложную форму (см. рис.101).

Как показывает возраст покровно-складчатых деформаций на Камчатке и юге Корякии, миграция островодужных сегментов на север протекала с разной скоростью. Паланский островодужный сегмент столкнулся с материком на границе мела и палеогена, Восточно-Камчатский - в раннем эоцене, террейны Восточных полуостровов - в миоцене и Южно-Корякский сегмент - во второй половине кайнозоя. Траектория перемещения островодужных сегментов из указанных точек Тихого океана до районов их коллизии с материком является кратчайшей. Но, даже в этом случае скорость перемещения Паланского сегмента составляет около 15-16 см/год (максимальная из известных в настоящее время скоростей перемещения самой быстрой плиты Кула). Приблизительно такая же скорость перемещения предполагается для островодужного террейна Токоро [Баженов и др., 2002], при его перемещении с конца двадцатых градусов северной широты в раннем кампане до широт Сахалина на границе мела и палеогена. Этот факт является еще одним доказательством реальности предположенного нами пространственного положения позднемеловых островодужных сегментов, так как при их расположении на тех же палеоширотах в более восточных районах Тихого океана, траектории перемещения террейнов, а соответственно и скорости еще более увеличатся, что на наш взгляд достаточно трудно представить. Скорость перемещения Восточно-Камчатского и Южно-Корякского сегментов составляла приблизительно 12 см/год, а Кроноцкий сегмент вообще не перемещался с мела по эоцен.

Склонения намагниченности позднемеловых островодужных толщ Восточной Камчатки показывают, что островодужные сегменты были ориентированы приблизительно параллельно простиранию окраины материка. Зоны субдукции под Паланский, Восточно-Камчатский и Южно-Корякский островодужные сегменты, вероятно, падали на юго-восток, обусловливая их перемещения на север во фронте литосферной плиты, которую условно назовем Кула-2. Очевидно, что конвергенция плит в этих зонах субдукции характеризуется большой левосдвиговой компонентой. В этой ситуации, несмотря на значительные перемещения островодужных сегментов в северном направлении, в зонах субдукции под них могли быть поглощены только первые сотни километров океанической литосферы, а сами зоны субдукции не испытали значительных перемещений в пространстве (см. рис. 101).

Таким образом, в позднем мелу в сантоне-кампане на северо-западе Тихого океана существовала система островодужных сегментов, толщи которых в настоящее время находятся в структурах Камчатки и юга Корякии, протягивающаяся вдоль окраины Евразии с конца тридцатых (а если использовать данные М.Л. Баженова по островодужному террейну Токоро [Баженов и др., 2002], то с конца двадцатых) до пятидесятых градусов северной широты. Островодужная система отсекала от материка бассейн, ширина которого не превышала 1000 км, но широтные перемешения островодужных сегментов до их коллизии с материком были значительно больше – около 2000–2500 км.

На границе мела и палеоцена Паланский сегмент островной дуги достиг окраины материка и был вовлечен в покровно-складчатые деформации в условиях транспрессии с левосторонней сдвиговой компонентой (см. рис.102, 103). В результате блоки пород были развернуты в горизонтальной плоскости на большие углы против часовой стрелки. Возможно, под материк в районе коллизии заложилась новая зона субдукции, над которой начали изливаться палеоценовые вулканиты Утхолокского вулканогенного комплекса (глава 1). Восточно-Камчатский и Южно-Корякский островодужные сегменты в это время еще не достигли материка и продолжали перемещаться на север.

Южно-Корякский островодужный сегмент на востоке, вероятно, был ограничен трансформным разломом, протягивающимся параллельно современному хребту Ширшова (см. рис.102). Допущение о трансформном разломе основывается на следующих фактах. Аллохтонные меловые и палеогеновые островодужные толщи, закартированные в пределах обрамления Командорской котловины. не известны в районах восточнее Олюторского хребта (в частности – на Аляске). Присутствие триасовых и меловых пород в структуре хребта Щиршова, а также триасовых и меловых олистолитов в кампан-маастрихтских олистостромовых толшах Олюторского хребта также говорит о взаимодей. ствии в этих районах разновозрастных блоков Земной коры [Богданов и др., 1982, 1983, 1988; Цуканов и др., 1984; Сухов и др., 1987; Палечек, 1997]. Геохимические свойства магматических пород зоны Олюторского полуострова показывают, что они сформировались в структуре трансформного разлома. Хребет Ширшова может рассматриваться как реликт этого трансформного разлома.

На границе палеоцена и эоцена (55 млн.) Восточно-Камчатский островодужный сегмент тоже достигает материка (см. рис.104). Возможно, начальная фаза коллизии проходила с левосторонней сдвиговой компонентой. В результате фронтальные части островодужного сегмента, обдуцированные на край материка (Центрально-Камчатская зона) были развернуты против часовой стрелки (см. рис.105, I). Удаленные от фронта коллизии части островодужного сегмента еще не были вовлечены в надвигообразование и по левым сдвигам начали перемещаться на северо-восток вдоль окраины материка (Восточно-Камчатская зона). Южно-Корякский сегмент тоже еще не был вовлечен в коллизию, возможно, в связи с другим его простиранием (см. рис.105, I). Возникновение сдвиговой компоненты, направленной на северо-восток, при одновременном продолжении движения плиты Кула-2 на север, могло привести к надвигообразованию и вращению по часовой стрелке островодужных блоков вдоль ограничивающего Южно-Корякский сегмент с востока трансформного разлома (см. рис.105, I) [Чехович, Коваленко, 1999]. Вращения по часовой стрелке толщ Олюторского хребта Южно-Корякского сегмента можно объяснить и столкновением этой части дуги с выступом материковой окраины (см. рис.106).

По всей видимости, в основаниях Паланского и Восточно-Камчатского островодужных сегментов находились крупные сиалические блоки. Об этом свидетельствует кварц-полевошпатовый состав терригенных толщ, сформированных после коллизии этих сегментов (лесновский и хозгонский флиш, ветловская серия), а также многих меловых толщ Восточной Камчатки [Шапиро, 1973, 1976; Аккреционная..., 1993; Леднева и др., 2001]. Н.А. Богданов и В.Д. Чехович [2002] реконструируют под Паланским островодужным сегментом микроконтинент.

В начале эоцена, вероятно, изменилось направление движения плиты Кула-2, на которой перемешались островодужные террейны, с северного на северо-западное, и завершение коллизии Восточно-Камчатского островодужного сегмента проходипо без сдвиговой компоненты. Об этом свидетельствует незначительная степень вращений блоков Восточной Камчатки против часовой стрелки и отсутствие сдвиговых структур в этом районе. В начале зоцена сформировалась Алеутская островная дуга [Rubenstone, 1984], которая отсекла Южно-Корякский островодужный сегмент от литосферных плит Тихого океана, а под материк заложилась новая зона субдукции и, как следствие, сформировались структуры юго-восточной вергентности (Восточно-Камчатская зона и зона аккреционной призмы) (см. рис.105, II).

Южно-Корякский сегмент еще не столкнулся с материком и, возможно, под него продолжалась субдукция в юго-восточном направлении, приведшая к формированию эоценовых островодужных толщ хр. Малиновского. Но нельзя исключать, что эти толщи сформировались при субдукции в северозападном направлении, если допустить в эоцене начало спрединговых процессов в прото-Командорской котловине. В эоцене или позже (в олигоценемиоцене) произошла коллизия Южно-Корякского сегмента, и начался (или продолжился) спрединг в Командорской котловине, который привел к новым деформациям в обрамлении Командорской котловины и формированию пояса плиоцен-четвертичных вулканитов островодужного и рифтогенного генезиса [Богданов, 1988; Богданов, Кепежинскас, 1988; Чехович, 1993]. Как показывают палеомагнитные данные по Говенской зоне, коллизионные и рифтогенные процессы не вызвали вращений блоков пород юга Корякии в горизонтальной плоскости.

Кроноцкий островодужный сегмент, по-видимому, располагался к востоку от Южно-Корякского островодужного сегмента (см. рис.101). По- видимому, субдукция океанической коры под Кроноцкий сегмент шла со стороны океана вплоть до среднего эоцена, так как по палеомагнитным данным дуга не испытывала значительных перемещений в этот период времени. В среднем эоцене в связи с прекращением спрединга в хребте Кула-Пацифик и изменением направления спрединга в Тихоокеанском поднятии с северного на северо-западное, Кроноцкий сегмент стал перемещаться на северозапад (см. рис. 107). В конце олигоцена – начале миоцена началась его коллизия - сначала с Алеутской плитой вдоль Командорского сдвига, затем с Камчатской окраиной. Процесс коллизии показан на рис.108. Блоки на востоке сегмента, участвующие в левостороннем перемещении вдоль Командорского сдвига, развернулись в горизонтальной плоскости по часовой стрелке. Блоки на западе сегмента косо столкнулись с Камчатской окраиной и развернулись против часовой стрелки (Кроноцкий п-ов). Блоки, располагающиеся близко к стыку Командорских и Камчатских структур, не претерпели сильных вращений.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ТЕРРЕЙНОВ СЕВЕРОАМЕРИКАНСКОГО И ЕВРАЗИАТСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА В ПОЗДНЕМ МЕЛУ И КАЙНОЗОЕ (ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ)

Как показали палеомагнитные исследования, проведенные на Камчатке и юге Корякии, в геологической структуре этих районов присутствуют геологические комплексы, являющиеся экзотическими террейнами. Они представляют собой остатки позднемеловых и кайнозойских островных дуг, которые развивались на некотором удалении от окраины Азии и в разное время тектонически совместились с материком.

Целью этого раздела является обзор палеомагнитных данных по другим районам геологического обрамления Тихого океана, и выяснение главных закономерностей их тектонического развития.

Вдоль западного побережья Северной Америки конвергенция плит в позднем мелу и кайнозое включала большую правостороннюю сдвиговую составляющую. Сдвиговые и транспрессионные структуры хорошо документируются в позднемеловых и кайнозойских породах Сьерра-Невады, Береговых хребтов и других районах [Tikoff, Saint Blanquat, 1997; Hutton, Reavy, 1992; McLaughlin et al., 1996]. Для Калифорнийской части Северной Америки палеомагнитные данные имеются для мезозойских и кайнозойских вулканогенных пород. Часть из них распространены в удаленных от побережья районах активной континентальной окраины Северной Америки [Hagstrum, Sawyer, 1989; Hagstrum et al., 1994; McFadden et al., 1990; Bryan, Gordon, 1986; Steiner, 1986], другие участвуют в структуре приокеанических районов [Buttler et al., 1991] (BBA и SLOA на рис.109), приближенных к зоне субдукции.

Как показывают наклонения намагниченности меловых и кайнозойских вулканогеных автохтонных толщ активной континентальной окраины, все эти толщи не претерпели значимых перемещений относительно Северо-Американского материка. Склонения намагниченности вулканогенных толщ показывают, что блоки вулканогенных пород развернуты в горизонтальной плоскости на 40-60° только в непосредственной близости от сдвигов (рис.109). Блоки развернуты по часовой стрелке, что свидетельствует о правосторонних сдвигах. Блоки, не примыкающие к сдвигам, практически не развернуты.

Данные о перемещениях приокеанических блоков (террейны BBA (Salinian) и SLOA на рис.109) дискуссионны. Так, изотопные датировки, полученные уран-свинцовым методом, показали, что докембрийские комплексы основания блока Salinian одновозрастны с комплексами основания кратона в



Рис. 109. Распределение склонений векторов намагниченности геологических блоков в районе Калифорнийского залива

1. 2 – возможные террейны: 1 – BBA (Baja – Borderland allochthon); 2 – SLOA (Santa Lucia – Orocopia allochthon); 3 – разломы; 4 – направления перемещения океанических плит; 5–8 – палеомагнитные склонения: 5 – юра, 6 – мел, 7 – палеоген, 8 – неоген ближайших районах. Плутоническая активность. начавшаяся 105-120 млн. лет назад и продолжавшаяся до 80 млн. лет, близка с периодом внедрения батолитов в Сьерра-Неваде, которые по палеомагнитным данным сформировались in situ. Следовательно, блоки BBA и SLOA могли быть частью континентальной окраины, незначительно смещенной в неогене по правосторонней сдвиговой системе Сан Андреас [Ross, 1985; James, Mattinson, 1988]. Тем не менее, палеомагнитные данные, опубликованые в статьях [Champion et al., 1984; Hagstrum et al., 1985; Morris et al., 1986, Howell et al., 1987] noказывают, что широтное перемещение блоков в позднем мелу и раннем кайнозое могло составлять 2500 км. В работе [Buttler et al., 1991] проводится дополнительный анализ палеомагнитных данных лля этого региона и делается вывод, что указанные широтные перемещения могут быть ошибочными за счет занижения наклонения в осадках и деформаций гранитных батолитов. Ague и Brandon (1992), используя амфиболовые геобарометры, определили палеогоризонталь в гранитных батолитах. В результате уточненные палеомагнитные определения вновь показали возможность больших широтных перемещений блоков в этом районе (от1000 до 2900 км).

Анализ палеомагнитных склонений юрско-меловых и кайнозойских аллохтонных тел BBA и SLOA показывает (см. рис.109), что большинство блоков и пластин этих террейнов развернуты по часовой стрелке на углы до 60–90°. По-видимому, они могли развернуться в горизонтальной плоскости во время их коллизии с материком, если они все-таки являются террейнами, а также в пределах активной континентальной окраины Северной Америки, характеризующейся конвергенцией с большой правосторонней сдвиговой составляющей. Например, даже плиоцен-четвертичные толщи на Калифорнийском побережье развернуты по часовой стрелке на 20–30° (рис.110).

В штатах Вашингтон и Орегон палеомагнитные определения получены для позднемезозойских и кайнозойских вулканогенно-осадочных пород, сформированных на континентальной окраине, и кайнозойских толщ террейнов Siletzia, Hoh и Olympic Core. Обобщение этих данных приведено в работах [Fox, Beck, 1985; Wells, 1990]. Анализ палеомагнитных наклонений пород показывает, что широтные смещения исследованных блоков относительно Северо-Американского кратона не значимы.



Рис. 110. Геологическая схема бассейна Cuyama, показывающая вращения в горизонтальной плоскости блоков плиоцен-четвертичных пород формации Morales [Ellis et al., 1993]

WF – разлом Whiterock, MF – разлом Morales, W – Well Ranch синклиналь, S – Santa Barbara каньон, B – Ballinger каньон, QC – Quatal каньон



Рис. 111. Вращения в горизонтальной плоскости блоков позднемезозойских и кайнозойских пород штатов Вашингтон и Орегон [Wells, 1990] Штриховкой показаны террейны Siletzia, Olympic Core, Hoh

Распределения склонений намагниченности пород показаны на рис.111. Наблюдается закономерное увеличение величин разворотов геологических блоков по часовой стрелке в горизонтальной плоскости от внутренних частей континентальной окраины к приокеаническим (от 0° во внутренних частях до 75° в террейне Siletzia). Выявленные вращения объясняются двумя тектоническими процессами в этой части западной окраины северной Америки: правосторонними сдвигами, связанными с относительным перемещением Тихоокеанской и Североамериканской плит в позднем мезозое и кайнозое, и с растяжением в провинции Бассейнов и Хребтов, начавшимся в олигоцене и продолжающимся до сих пор (см. рис.96). Предполагается, что турбидиты террейна Siletzia могли переместиться по правым сдвигам на 300-400 км в пределах погрешности палеомагнитных определений.

Позднемеловое и кайнозойское тектоническое развитие районов Британской Коллумбин и Аляски характеризуется перемещением нескольких крупных геологических доменов [Irving et al., 1996; Stone, McWilliams, 1989]. В районе Британской Коллумбии от Североамериканского кратона к побережью Тихого океана выделяются домены Foreland, Omineca, Interior, Coast, Outer [Irving et al., 1996]. Домен Foreland соответствует фронтальной зоне мезозойско-кайнозойских деформаций. Omineca включает террейны Cassiar (толщи пассивной континентальной окраины), Slide Mountain (фрагменты океанической коры), Kootenay (метаморфизованные континентальные толщи), северовосточную часть Quesnellia (островодужные толщи, J-KZ). В домен Interior объединены террейны Stikinia (островодужные толщи, J-K), Yukon-Tanana (метаморфизованные толщи комплексов основания континентальной окраины, PR-K), часть Quesnellia

(островодужные толщи, J-KZ), Cache Creek (фрагменты океанической коры, J-K). Домен Coast включает террейны Wrangellia (океаническое плато, T-KZ), Alexander (островодужные толщи, D-T), Peninsular (островодужные толщи, T-KZ₁), Cadwallader (островодужные толщи, MZ), Bridge River (фрагменты океанической коры, MZ). В домен Outer включены террейны Chugach, Prince William (меловые и кайнозойские турбидиты).

Толщи террейнов Wrangellia, Alexander, Peninsular, Chugach, Prince William протягиваются на южную Аляску. Севернее них выделяются внутренняя (Interior) Аляска (Yukon-Tanana кристалличес-



Рис. 112. Широтное перемещение террейнов Аляски относительно Северной Америки *а* – перемещение террейнов Арктической Аляски. АА – North Slope террейн, YUK – Юкон-Коякукский бассейн, BER – Берингово море (o. ST. Matthew); *б* – перемещение террейнов Внутренней Аляски. INN – Innoko террейн, JCF – J-К Флиш, TOG – Togiak террейн, PMW – Pingston, McKinley, Windy террейн; *в* – перемещение террейнов Южной Аляски. WRN – Врангелия террейн, PEN – Пенинсула, CHG – Чугач, PWM – Принц Вильям, YAK – Якутат. Для террейна ALEXANDER рассмотрено два варианта – в северном (косая штриховка) и южном полушарии (вертикальная штриховка). F – разница между ожидаемыми и рассчитанными палеоширотами с доверительными интервалами [Beck, 1981]. Сокращения на диаграммах соответствуют отдельным районам опробования [Stone, McWilliams, 1989].



Рис. 112 (окончание)

кая провинция) и Арктическая Аляска (Arctic Slope, Brooks Range, Ruby, Yukon-Koyukuk units, Seaward Peninsula) [Stone, McWilliams, 1989]. На рис. 112 приведены зависимости "палеошироты-время" для террейнов из этих доменов [Stone, McWilliams, 1989]. Как видно из этого рисунка



Рис. 113. Широтное смещение тектонических доменов Британской Колумбии *a* – рассчитанные по средним наклонениям; *б* – рассчитанные по доверительным интервалам [Irving et al., 1996]

большинство из них претерпели значительные широтные перемещения. На рис.113 [Irving et al., 1996] видно, что величины широтных перемещений террейнов систематически увеличиваются от кратона, где практически не фиксируются перемещения, к побережью, где перемещения террейнов достигают 3000–4000 км. По палеомагнитным данным перемещение террейнов закончилось в палеоцене [Hillhouse, 1987]. По геологическим данным террейны Арктической и внутренней Аляски, включая Peninsular, были на месте их современного положения со среднего мела, так как они несогласно перекрыты средне- и позднемеловыми неоавтохтонными толщами [Wallace et al., 1989; Patton, Box, 1989].

Величины склонений показывают, что блоки террейнов Британской Коллумбии развернуты в горизонтальной плоскости по часовой стрелке на 15-90° (рис.114). На рис.115 представлена модель, по которой тектонические домены Британской Коллумбии и Аляски претерпели коллизию с Североамериканским кратоном значительно южнее их современного положения, а затем по правым сдвигам перемещались на север вдоль побережья Северной Америки. Эта модель объясняет некоторые закономерности широтного перемещения террейнов и их вращений по часовой стрелке. Однако существуют и другие модели, в соответствии с которыми коллизия терейнов с Северной Америкой произошла на широтах, близких к широтам их современного положения [Nokleberg et al., 1998].

Разновозрастные толщи Аляски развернуты против часовой стрелки (рис.116). Это связывается с формированием Аляскинского ороклина при взаимодействии Евразии и Северной Америки [Сое et al., 1989].

Сравнение палеомагнитных данных по меловым и кайнозойским толщам **Японских островов**, **Корен, Китая** [Gidong et al., 1987] и Сихотэ-Алиня [Otofuji et al., 1995] показало, что, вероятно, в мелу и большей части третичного периода Япония была частью Азиатского кратона. На рис.117 приведены палеошироты, на которых формировались разновозрастные толщи Японии. Очевидно, что они близки к современным широтам Японских островов.

Экзотические блоки или террейны выявлены лишь в структурах Юго-Западной Японии и в аккреционной системе Северо-Восточной Японии. Для островодужного блока Kitakami (северо-восточная Япония) имеются палеомагнитные данные, показывающие широтное перемещение этих толщ на 25° (2500 км) [Otofuji et al., 1997].

На рис. 118 показано распределение склонений векторов намагниченности позднемеловых и кайнозойских пород Японии. Заметно, что блоки югозападной Японии сильно развернуты в горизонтальной плоскости по часовой стрелке, а блоки северо-восточной Японии развернуты против часовой стрелки. На рис. 119 показана зависимость склонений намагниченности пород от времени, рассчитанная для разных стратиграфических пос-



Рис. 114. Вращения в горизонтальной плоскости блоков палеоцен-эоценовых пород тектонических доменов (или террейнов) Британской Колумбии и Южной Аляски [Irving et al., 1996]

ледовательностей в разных местах Японии [Otofuji et al., 1996]. Во всех исследованных стратиграфических разрезах выявляется общая закономерность – большинство мел-кайнозойских пород Японии развернулись одновременно и в очень короткий интервал времени с 20 до 15 млн. лет. Выявленные вращения блоков связываются с раскрытием в этот период времени Японского моря [Otofuji et al., 1996]. По этой гипотезе Япония как жесткое тело вращалась по часовой стрелке (гипотеза "bar door") (рис.120*a*, *б*) на углы от 30 до 60°. Скорость вращения составляла 21 см/год. В районе северо-восточной Японии сформировались левые сдвиги, за счет которых блоки пород развернулись против часовой стрелки, а вся северовосточная Япония была немного вытянута и развернута против часовой стрелки.

В еще одной модели [Jolivet et al., 1995] предполагается, что раскрытие Японского моря произошло по типу "pull-apart" между двумя правосторонними сдвиговыми системами: одна протягивалась через Сахалин, о. Хоккайдо в северо-восточную Японию, другая отделяла Японию от Кореи (рис.120*в*). Смещения по первой составляло в миоцене около 400 км, по второй – 150 км. Различная скорость смещения по этим сдвиговым системам привело к вращению юго-западной Японии на 30°. Многие геологические блоки могли быть развернуты по- или против часовой стрелки при перемеМодели тектонического развития Камчатки и юга Корякии



Рис. 115. Последовательные этапы перемещения террейнов Британской Колумбии и Южной Аляски [Irving et al., 1996]



Рис. 116. Вращения в горизонтальной плоскости блоков мезозойских и кайнозойских пород центральной и южной Аляски [Сое et al., 1989; Hillhouse, 1987]

щениях вдоль мелких правосторонних или левосторонних сдвигов более высоких порядков.

Рассматривая вращения геологических блоков Японии в горизонтальной плоскости, необходимо обратить внимание на ее центральную часть (рис. 120*a*). Здесь в настоящее время выступ Филиппинской плиты сталкивается с Японией. Наблюдается очевидная закономерность, что блоки пород Япо-


Рис. 117. Зависимость палеоширот формирования пород Японии от времени Палеомагнитные данные взяты из [Otofuji, 1996; Itoh, 1988; Otofuji et al., 1995; Tosha, Hamano, 1988]. Штриховкой показаны широты современной Японии



Рис. 118. Распределение склонений намагниченности толщ Японии от времени Палеомагнитные данные взяты из [Otofuji, 1996; Itoh, 1988; Otofuji et al., 1995; Tosha, Hamano, 1988]

(a)

ЮЗ Япония





Rotation (°) 30

(b)

(Ma)

a

10

20

30

40 (Ma)

(c)







Рис. 119. Зависимость склонений намагниченности толщ Японии от времени Палеомагнитные данные взяты из [Otofuji, 1996; Itoh, 1988; Otofuji et al., 1995; Tosha, Hamano, 1988]

(Ma)



Рис. 120. Тектонические схемы, объясняющие современную картину вращений геологических блоков в горизонтальной плоскости

a – схема раскрытия Японского моря по [Itoh, 1988]; б – схема тектонического развития Японского моря по типу "Bar door" [Otofuji et al., 1995; Otofuji, 1996]; в – схема тектонического развития Японского моря по типу "pull-apart" [Jolivet et al., 1995]. Жирные стрелки указывают направления сдвигов. Двойные противоположно направленные жирные стрелки указывают направления спрединга. Тонкие стрелки – склонения намагниченности пород. Дугообразные стрелки указывают направления вращений блоков в горизонтальной плоскости



Рис. 121. Распределение склонений намагниченности в породах комплексов обрамления Филиппинской плиты

Данные взяты из [Haston, Fuller, 1991; Hali et al., 1995; Hali et al., 1995a; McCabe et al., 1987]. Стрелки показывают склонения намагниченности. Штриховка стрелки соответствует возрасту намагниченности

нии слева от него вращаются против часовой стрелки, а справа – по часовой стрелке [Itoh, 1988].

На о. Кюсю юго-западной Японии некоторые блоки миоценовых пород развернуты против часовой стрелки на 25–32° (рис. 120*a*). В настоящее время наиболе приемлемым объяснением этих вращений является интрадуговые спрединговые процессы в дуге Рюкю [Kodama, Nakayama, 1993] при формировании трога Окинава. На юге дуги Рюкю блоки пород развернуты по часовой стрелке на 25°,



а в центре дуги – практически не развернуты [Miki, 1995]. Различные направления вращений геологических блоков связываются с вариациями в направлениях спрединга вдоль дуги Рюкю. Время вращений блоков как на юге дуги [Miki, 1995], так и на севере [Kodama, Nakayama, 1993] по палеомагнитным данным оценивается в 10 млн. лет и позже.

Рис. 122. Модели закрытия Марианского бассейна, бассейнов Shikoku и Parece Vela

а – современная структура; b, с – модели закрытия:
b – с минимальным перекрытием блоков, с – с минимальным пространством между блоками [Haston, Fuller, 1991]



Палеомагнитные исследования Филиппинской плиты проводились в ее восточной части (о-ва Bonin, Saipan, Guam, Palau [Haston, Fuller, 1991], в южной (восточная Индонезия) [Hall et al., 1995] и в Филиппинском архипелаге [McCabe et al., 1987]. Кроме того, проводилось палеомагнитное исследование керна глубоководных скважин, пробуренных а







Рис. 124. Реконструкции для Филиппинской плиты для кайнозоя [Hall et al., 1995] Штриховкой показаны субдуцированные впоследствии области

в Филиппинской котловине, результаты которых обобщены в работе [Hall et al., 1995a].

Распределение склонений намагниченности кайнозойских пород Филиппинской плиты показано на рис.121. Очевидно, что эоцен-миоценовые толщи восточной части плиты и ее южной части развернуты по часовой стрелке. Склонения Филиппинского архипелага исключены из рассмотрения из-за сложной тектонической истории этого района. Возникает вопрос, связаны ли вращения блоков восточной и южной части плиты с локальными тектоническими движениями, или вращению подверглась вся Филиппинская плита? Haston и Fuller (1991) провели моделирование двумя способами (рис.122) по закрытию таких молодых задуговых бассейнов, как Марианский, Шикоку и Паресе Вела. Оказалось, что склонения одновозрастных толщ после закрытия бассейнов стали очень близкими. Этот факт говорит о том, что западная часть Филиппинской плиты могла вращаться по часовой стрелке как единое тело. О возможности вращения плиты высказывалось мнение [Louden, 1976; Watts et al., 1977; Shin, 1980], основанное на анализе магнитных аномалий в западном Филиппинском бассейне. Величины вращений видны из графиков на рис.123. Показано, что за 40 млн. лет Филиппинская плита могла претерпеть вращения до 80° по часовой стрелке.

На тех же рисунках показаны зависимости палеоширот накопления толщ Филиппинской плиты от времени. Так, блоки восточной части плиты за 40 млн. лет испытали перемещение на север приблизительно на 20–25°. Блоки южной части плиты до средины олигоцена (30 млн. лет) испытывали незначительные перемещения на юг, а позднее переместились на 10° на север.

Учитывая закономерности изменения склонений намагниченности и палеоширот, Hall с соавторами [1995а] рассчитали полюса вращения для Филиппинской плиты для разных периодов времени и предложили реконструкции ее тектонического развития (рис.124).

Таким образом, палеомагнитные характеристики толщ являются важными индикаторами различных геодинамических условий. В первую очередь они важны для реконструирования положения зон конвергенции литосферных плит и выяснения их типов. Так сопоставление палеомагнитных данных по Камчатке и югу Корякии с палеомагнитными данными по другим районам обрамления Тихого океана показало, что террейны западных и восточных частей Тихого океана перемещались на север по системе сдвигов: правых - на западе Тихого океана и левых - на востоке. В восточной части Тихого океана в позднем мелу и кайнозое отсутствовали островные дуги. В западной части Тихого океана в то же самое время существовала система островных дуг, отсекающих от материка бассейны различной ширины. Эволюция этих бассейнов была различной. Часть из них закрылась, вызвав очередной импульс тектонической аккреции на краю материка, другие, наоборот, увеличились за счет процессов задугового и интрадугового спрединга (Филиппинское море). Важно отметить, что в конце кайнозоя началось формирование новых окраинных бассейнов (Японское море) и рифтовых зон на краях материков (Провинция Бассейнов и Хребтов и другие).

Глава 5

АНАЛИЗ ПОСЛЕСКЛАДЧАТОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПЕРЕМАГНИЧЕННЫХ И НЕПЕРЕМАГНИЧЕННЫХ ТОЛЩ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

Вторичная намагниченность горных пород Камчатки и юга Корякии характеризуется разными спектрами блокирующих температур. Многие из них уничтожаются при нагревах до 200-300°С и, вероятно, имеют вязкую природу. В данной работе нас интересует относительно устойчивые к размагничивающим факторам компоненты, поэтому перемагниченными мы будем называть породы, вторичная намагниченность которых сохраняется при нагревах не менее чем до 450-500°С. Неперемагниченными названы породы, обладающие доскладчатой намагниченностью, вторичные компоненты намагниченности которых "счищались" при температуре не более 200-300°С. Структурное положение перемагниченных и неперемагниченных толщ наиболее четко видно на юге Корякии. Здесь широкая полоса перемагниченных пород занимает более внутренее по отношению к побережью положение и протягивается вдоль крупного Ватынского тектонического покрова, имеющего коллизионную природу (см. рис.94). Перемагничиванию подверглись пакеты тектонически совмещенных надвиговых пластин и чешуй, сложенных породами разного генезиса (лавы, туффиты, флиш, морские осадки, красные яшмы, кремни), сформированных в различных геодинамических обстановках. Практически все породы перемагничены полностью, доскладчатые компоненты намагниченности в них не были выделены вообще. Большинство направлений вторичной намагниченности из этой полосы перемагничивания близки к направлению современного магнитного поля Земли для этого района или полю обратному ему (табл.17). Следовательно, перемагничивание толщ, скорее всего, происходило после главных этапов деформаций в районе юга Корякии.

На Камчатке четкой приуроченности перемагниченных пород к какой-либо геологической структуре не наблюдается. Но также можно отметить, что большинство вторичных компонент намагниченности формировались после главных этапов деформаций пород Камчатки (табл.17).

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИН ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ

Объекты исследования.

Для исследования проблемы перемагничивания пород Камчатки и юга Корякии нами были изучены перемагниченные и для сравнения неперемагниченные позднемеловые вулканогенные толщи Восточно-Камчатского и Южно-Корякского островолужных сегментов и палеоцен-эоценовые осадочные комплексы пород зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба, обнажающиеся на юге Корякии [Коваленко, 1999; Коваленко, Злобин, 1999, 2000]. Мы считаем, что такое сравнение может быть корректным, так как, по мнению большинства исследователей, толщи указанных островодужных сегментов претерпели схожую тектоническую и магматическую историю (в работах [Аккреционная..., 1993; Шапиро, 1995] их рассматривают как единую островную дугу), а осадочные породы накапливались в пределах единого небольшого бассейна (Ильпинско-Пахачинский прогиб [Чехович, 1993]). Среди островодужных комплексов в качестве перемагниченных объектов были выбраны толщи хребта Майны-Какыйне (8 и 9 на рис.94 и в табл.17),

N₂	Возраст	Тест	Dg	Ig	Kg	Clyjg	Ds	ls	Ks	(195s	ДФ
			Бухта А	Анастас	ии [Ков	аленко и	идр., 199	2			
la	K ₂ cp-m	F-	31	-79	19	5	43	- 4	14	6	C30
16	K ₂ cp-m	F-T-	282	-77	32	4	203	-24	2	13	C25
			Бассей	н р. Нич	акваям	fКовало	енко. 1996	51			
2	K ₂ st	F-	321	-57	22	5	86	-33	10	8	C45
-		-	Мыс	Витгени	птейна (Ковале	нко. 1996			-	
4a	K ₂ st-m	F-T-	171	54	12	7	311	32	2	19	C55
46	K ₂ st-m	F-T-	14	70	14	7	348	-26	ĩ	24	0
10	112 51 111	 F	Renxork	εη Απν	ка (Саво	остин Х	(eğimleri 19	881	•	2.	Ū
7	Ka cned	F-T-		· p. · · · · · ·	H	annas ne	чие не ря	ссчитыя	AUOCE		
,	R2 op-u	Басı	reŭun 3	(aransa)	ar (Kon	аленко	Ремизова	10071			
11	D.	E-	106	-96	1 <i>1</i>	6	136	_32	10	7	C 20
11	- 1	Vraf	170 an Maŭu	-ou	TT	DOROUM	Descusor	- J2 - 10071	10	'	C20
•	D.	лрсо ET		ы-гакы со	10 10	1 A	, remusue 01	a, 177/j 71	10	14	C 60
0	#) P	г•!• Б.Т	32 210	-39	10	14	200	-/1	10	14	0024
y	₩1 2	r-1-	310	-45	13	14	322	-23	14	14	UC300
8,9	₽ ₁	F-1-	56	78	9	9	100	58	5	12	0
	_	Ив:	гыгинск	ий хребо	ет [Кова	ленко, і	Ремизова,	1997]			.
10	₽ı	Т-	227	-46	11	15	161	-38	10	15	3 40
		(Эстров К	Сарагино	ский [К	оваленк	юидр., 19	99]			
lóa	K2	F-T-	170	-62	36	7	223	-10	8	15	0
166	K ₂ cp-m	F-T-	302	-30	9	7	314	2	6	9	3C360
		1	Малкинс	жий выс	ступ (Ко	валенк	оидр., 20	00]			
				Р. Пра	авая Ан	дрианов	эка				
31a	K ₂ cp-m	F-T-	350	71	29	4	343	-13	14	6	0
316	MZ	F-T-	231	48	10	10	11	67	6	12	Ю36
31в	PZ-MZ	F-T-	52	66	18	7	43	11	12	8	0
31г	PZ-MZ	F-T-	335	85	40	5	326	1	23	7	0
31д	MZ	F-T-	314	48	37	7					Ю2(
				Р. Ле	вая Анд	ірнанов	ка				
31e	PZ-MZ	F-T-	56	64	32	6	45	2	22	7	310
31ж	MZ	F-T-	75	60	19	8	79	16	14	10	3/5
		••		P	Облук	овина	••				
312	Ka cn-m	F-T-	327	54	20	4	359	-3	11	6	n
314	K ₂ cp-m	F-T-	8	72	19	,	41	13	12	ŏ	õ
210	114 VP 111		Папач	,~ ский р-∕	он (Кор	, аленко ч	илп 2000	21			0
22	D,	F-	320	<u>84</u>	16	6	310	-54	2	16	C32
	* 1	1	.,20 []_or (-0-1 1 נוסיוער	Uenuon	Kopara	310 mro 3001		2	10	U92.
220	K. on	F.	11-08	-75	20	11	/HRU, 2001 216	J _50	•	14	1027
338 336	K ₂ cp	г• г	233	-/3	47	11	100	-37	0	14	103/
330	K2 CP	r-	200	-21 V	10	11	100	-39	19	10	3/0
~ 4		-	11-08	утхоло	K (KOBA	пенко и	др., 2002	-	~	-	~
34a	₽ı E	F-	41	74	76	4	73	76	24	7	0
346	₽,	F-	79	67	41	6	62	46	2	24	B 15
		M	ыс Хай	рюзова	Чернов	, Ковало	енко, в пе	чати]		_	.
35a	₽2	F-	237	-37	36	5	250	-80	23	7	Ю33
356	₽,	F-	174	-38	29	7	185	-60	22	8	Ю3.

№ – номер палеомагнитного направления на рис.94: 16, 7, 8, 9, 10, 16, 31а, 31а, 31и, 34а – вулканогенные толщи (туфы); 21, 33 – терригенные толщи (песчаники, алевролиты, карбонатные конкреции); океанические комплексы: 2 – базальты, 1а – базальты, кремни, яшмы, 22 – яшмы, кремни, 316 – базальты; метаморфические толщи: 31в – амфиболиты андриановской свиты, 31г – амфиболиты колпаковской свиты, 31е – гнейсы, 31ж – зеленые сланцы, габбро – 31д; D – склонение, I – наклонение, К – кучность, а₉₅ – круг доверия. Символы g и s обозначают современную и древнюю системы координат; F- – отрицательный тест складки, Т- – движение вектора Jnt по дуге большого круга при "чистке" компоненты. ДФ – направление и угол отклонения векторов послескладчатой намагниченности от поля перемагничивания. Например, С45 соответствует отклонению вектора намагниченности на север на 45°.

Малкинского выступа (31 на рис.94 и 31а в табл.17), намагниченность которых представлена только послескладчатыми компонентами, и толщи о. Карагинского (16 на рис.94 и в табл.17), в намагниченности которых выделяются послескладчатые компоненты, сохраняющиеся до 500°С. Неперемагниченные толщи изучались в бассейне р. Бурная (3 на рис.94), в районе мыса Вулканический (6 на рис.94), на Камчатском перешейке (20 на рис.94) и в хр. Кумроч (23 на рис.94). В их намагниченности либо отсутствуют послескладчатые компоненты, либо они низкотемпературные, направлены по современному полю Земли и, скорее всего, связаны с вязким перемагничиванием.

Перемагниченные осадочные толщи исследовались в центральной части Ильпинско-Пахачинского прогиба (11 на рис.94 и табл.17), неперемагниченные – в его южной части (14, 15 на рис.94).

Кроме того, были изучены неперемагниченые толщи Кроноцкого и Говенского островодужных сегментов.

Большое значение придавалось исследованиям пород разного генезиса, но перемагниченных по единому направлению. К ним отнесены геологические комплексы бухты Анастасии, океаническая толща бассейна р. Ничакваям и метаморфизованные толщи Малкинского выступа. Образцы для петромагнитных исследований с Камчатского перешейка, хр. Кумроч, п-ва Камчатский мыс и Кроноцкого нам были любезно предоставлены Н.М. Левашовой и М.Л. Баженовым.

Методы исследования.

В настоящее время наиболее распространены 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 или гематита) и 3) термовязкое перемагничивание, протекающее при низких температурах в течение длительного времени.

Для выяснения, с каким из этих процессов связано перемагничивание толщ Камчатки и юга Корякии, мы провели следующие исследования перемагниченных и неперемагниченных толщ:

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

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 и магнитной восприимчивости образцов с целью примерной оценки концентрации магнитных минералов в породах и их доменной структуры [Бродская и др., 1992].

4. Снятие коэрцитивных спектров пород [Бродская и др., 1992].

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

Результаты исследования.

Исследования петромагнитных свойств перемагниченных и неперемагниченных островодужных пород во всех районах показало их полную идентичность. В этой связи сначала предлагаем укороченный вариант описания петромагнитных характеристик исследованных пород, обобщенных по нескольким районам, затем для детального ознакомления будут приведены подробные данные по каждому району.

Сравнение петромагнитных характеристик неперемагниченных и перемагниченных пород Восточно-Камчатского и Южно-Корякского островодужных сегментов

Неперемагниченные породы.

Исследовались неперемагниченные образцы туфогенных пород позднемелового возраста с хребта Кумроч, Камчатского перешейка, мыса Вулканический и бассейна р. Бурная. Вторичные преобразования пород в этих районах меняется от цеолитовой (T=150-160°C, Р не более 0,5 кбар) до пренит-пумпеллиитовой фаций метаморфизма (T=210-270°C, P=1-2 кбар). В намагниченности большинства образцов не выявляются вторичные компоненты. В некоторых образцах вторичные компоненты, направленные по современному полю Земли, уничтожаются при температурах - 300-350°С. Микрозондовые исследования были проведены по 4 образцам туфов с хр. Кумроч, по 3 образцам - с Камчатского перешейка, по 5 образцам - с мыса Вулканический, по 4 образцам – из бассейна р. Бурная. Установлено, что во всех образцах магнитные минералы представлены многочисленными разрозненными зернами титаномагнетита, видимый размер которых составляет от 1 до 100 мк. Большинство зерен - однородные на вид, без признаков магнитного распада. В титаномагнетите из туфов с мыса Вулканический и из бассейна р. Бурная иногда наблюдаются трещины, вероятно, связанные с однофазным окислением. В образцах из этих же двух районов помимо разрозненных зерен наблюдаются скопления мелких зерен в альбите, размер которых не превышает 3 мк. Характерные распределения составов титаномагнетита показаны на рис.125. Титаномагнетит претерпел тонкий спинодальный распад, так как кривые Js-T, Jrs-T показывают присутствие только магнетитовой фазы с Tc=580°С. Параметры петель гистерезиса пока-



Рис. 125. Гистограммы распределений составов титаномагнетитов для перемагниченных толщ Ордината – количество зерен, абсцисса – содержание TiO₂. В области гистограммы указаны номер образца, суммарное количество исследованных магнитных зерен, процентное содержание чистого магнетита от общего числа зерен (Mt-35%, Mt-20% и т.д.). Обозначение СП-250°, 320° и т.д. указывает присутствие в намагниченности образца вторичной компоненты и температуру ее уничтожения. СП-0 обозначает отсутствие вторичных компонент

заны на рис.126,127. Они характерны для многодоменного магнетита или для ансамбля сильно взаимодействующих однодоменных зерен магнетита.

На Ильпинском полуострове были исследованы терригенные толщи, сложенные тонкослоистыми туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами с мночисленными горизонтами карбонатных конкреций. Возраст толщ от позднего мела до раннего олигоцена. Условия метаморфизма пород характеризовались низкими температурой и давлением: T=160-180°C, P=1 кбар. Как показали микрозондовые исследования 4 образцов, магнитные минералы в осадочных породах Ильпинского п-ва представлены титаномагнетитом, зерна которого характеризуются изометричными и обломочными формами. Размер зерен колеблется от 1-2 до 20мк. Зерна титаномагнетита иногда однородные и плотные, иногда рыхлые и трещиноватые. Часто в зернах титаномагнетита наблюдаются трещины низкотемпературного окисления. Содержание TiO, в титаномагнетитах колеблется от 4 до 15-17% (см. рис.125). Кривые Js-T, Jrs-T (рис.147) по 8 образцам показывают присутствие только магнетитовой фазы или низкотитанистых титаномагнетитов с Tc=500-580°C. На единичных кривых наблюдаются пики при температуре около 400°С, которые могут свидетельствовать о присутствии маггемита. Параметры гистерезиса сняты по 38 образцам: Js -0,08-2,35 единиц СГС, Hcr - 238-1005 э, Hc - 47-129 э. Отношения Jrs/Js - 0,01-0,11, Hcr/Hc - 2,9-14,5 характерны для многодоменного магнетита или для ансамбля сильно взаимодействующих однодоменных зерен магнетита.

Перемагниченные породы.

Перемагниченные тонкие туфы и туффиты позднемелового возраста были иследованы на о. Карагинский, хр. Майны-Какыйне и в Малкинском выступе. Ассоциации вторичных минералов в этих породах соответствуют границе цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой субфаций метаморфизма (T=200-220°C, P=1-2кбар). На микроанализаторе были исследованы 7, 8 и 5 образцов с о. Карагинского, хр. Майны-Какыйне и Малкинского выступа сответственно. Во всех шлифах были обнаружены многочисленные разрозненные однородные на вид, без признаков распада, зерна титаномагнетита с размерами 1-200 мк с различным содержанием ТіО, (рис.128). В большинстве зернен титаномагнетита туфов хр. Майны-Какыйне наблюдаются трещины, образующиеся при их однофазном окислении. В образцах с Малкинского выступа и

хр. Майны-Какыйне помимо разрозненных зерен также зафиксированы скопления мелких, до 4 $_{MK}$ зерен титаномагнетита, которые пространственно ассоциируют с кристаллами альбита, и, возможно, являются включениями в этом минерале. Посколь-ку кривые Js-T, Jrs-T во всех трех районах показали присутствие только магнетитовой фазы с Tc=576°C, очевидно, титаномагнетит претерпел тонкий спинодальный распад, не фиксирующийся микрозондом. Параметры петель гистерезиса для всех районов показаны на рис.126, 127. Они показывают, что в породах присутствуют многодоменный магнетит или ансамбль сильно взаимодействующих однодоменных зерен магнетита.

В бассейне р. Хатапваям полностью перемагничены разрезы, сложенные в основном терригенными толщами: туфопесчаниками, туфоалевролитами, граувакками различной зернистости, пелитоморфными известняками палеоценового возраста. Ассоциации вторичных минералов свидетельствуют о метаморфизме толщ в условиях средней части пренит-пумпеллиитой ступени (T=220-240°C. Р=1-2кбар) [Frey et al., 1991]. Магнитные зерна. которые удалось наблюдать в терригенных породах бассейна р. Хатапваям, в одном шлифе представлены преимущественно ильменитом, в двух других шлифах – редкими мелкими (размерами менее 5 мк) зернами титаномагнетита. Содержание TiO, в зернах титаномагнетита варьирует от 2 до 12%. Кривые Js-T, Jrs-T по 6 образцам указывают на присутствие только одной магнитной фазы - магнетита с Тс – 550–575°С (см. ниже, рис.141).

Параметры петель гистерезиса характерны для многодоменного магнетита или для ансамбля сильно взаимодействующих однодоменных зерен магнетита.

Петромагнитные характеристики неперемагниченных пород Кроноцкого островодужного сегмента

Палеомагнитные образцы, отобранные из палеоценовых вулканогенно-осадочных образований в районе п-ва Камчатский мыс и меловых и палеоцен-эоценовых толщ Кроноцкого п-ва, представлены в основном кристалло-витрокластическими туфами. Условия метаморфизма этих пород по парагенезисам вторичных минералов отвечают границе цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций метаморфизма (Т около 180–200°С, Р не более 1 кбар).



Рис. 126. Гистограммы распределений намагниченности насыщения и отношения остаточной намагниченности насыщения к намагниченности насыщения в перемагниченных и неперемагниченных образцах позднемеловых островодужных и раннекайнозойских осадочных пород



Рис. 127. Гистограммы распределений параметров магнитной жесткости в перемагниченных и неперемагниченных образцах позднемеловых островодужных и раннекайнозойских осадочных пород



Рис. 128. Гистограммы распределений составов титаномагнетитов для неперемагниченных толщ Обозначения см. рис. 125

Исследованные разрезы практически не перемагничены. Только в единичных образцах выделяются послескладчатые компоненты, направленные по современному полю Земли и уничтожающиеся при нагревах до 350°С. Микрозондовые исследования были проведены по четырем образцам туфов с п-ва Камчатский мыс и по пяти образцам туфов из разновозрастных толщ Кроноцкого п-ва. Они показали, что магнитные минералы в исследованных породах представлены однородными, без видимых признаков распада и окисления зернами титаномагнетита, размер которых варьирует от субмикронного до 20-30 мк, редко - до 60-80 мк. Содержания TiO, в титаномагнетите распределено в интервалах от 2-3 до 18%. Кривые Js-T, Jrs-T фиксируют одну магнитную фазу (магнетит с Tc=580°C), что свидетельствует о тонком (за пределами разрешения электронного микроскопа) спинодальном распаде титаномагнетита. Параметры петель гистерезиса и их соотношения показывают, что зерна магнетита в исследованных образцах в большинстве случаев либо многодоменные, либо являются ансамблем сильно взаимодействующих однодоменных зерен (табл. 18, 19).

Петромагнитные характеристики неперемагниченных пород Говенского островодужного сегмента

Намагниченность тонких туфов и закалочных зон лавовых потоков из вулканогенных островодужных толщ хребта Малиновского включает только одну доскладчатую компоненту (сохраняется до 550–570°С). Парагенезисы вторичных минералов в туфах и базальтах соответствуют пренит-пумпеллиитовой ступени метаморфизма и образовались при T=200–240°С, P=1–2 кбар. Данные микрозондовых исследований показали, что главным магнитным минералом в туфах и базальтах является титаномагнетит, зерна которого равномерно распределены по породе. Одинаково часто встречаются

Таблица 18. Параметры петель гистерезиса для пород п-ва Камчатский мыс

Образец		C	парамагнит	ной фракци	Без парамагнитной фракции						
	ls	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr/Hc	Hcr	ls	Irs	lrs/ls_	Hc	Hcr/Hc
sh433	5,92E-01	3,64E-02	0,061	61	3,93	241	4,28E-01	3,64E-02	0,085	63	3,85
sh386	2,84E+00	4,58E-01	0,161	126	2,28	288	2,60E+00	4,58E-01	0,176	127	2,27
sh405	1,87E+00	2,43E-01	0,130	127	2,65	336	1,57E+00	2,43E-01	0,154	128	2,62
sh414	2,44E-01	1,93E-02	0,079	99	3,09	306	1,79E-01	1,93E-02	0,108	103	2,98
sh392	3,93E+00	2,89E-01	0,074	65	3,74	244	3,68E+00	2,89E-01	0,079	66	3,72
sh384	4,85E-01	5,30E-02	0,109	129	2,50	323	2,88E-01	5,30E-02	0,184	135	2,40

ls – намагниченность насыщения, Irs – остаточная намагниченность насыщения, Hc – коэрцитивная сила, Hcr – остаточная коэрцитивная сила.

Таблица 19. Параметры петель гистерезиса для пород Кроноцкого п-ва

						_							
Образец		<u> </u>	тарамагнит	ной фракци	юй		Без парамагнитной фракции						
	Is	lrs	Irs/Is	H¢	Hcr/Hc	Hcr	ls	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr/Hc		
					•								
m3902	3,54E+00	1,48E-01	0,042	27	3,64	98	3,11E+00	1,48E-01	0,048	27	3,62		
mi3947	1,43E+00	1,79E-01	0,125	129	2,52	326	1,02E+00	1,79E-01	0,174	133	2,46		
sh265	1,15E+00	1,67E-01	0,145	159	2,36	376	7,63E-01	1,67E-01	0,219	164	2,30		
mi3946	1,05E+00	9,87E-02	0,094	106	2,70	286	6,73E-01	9,87E-02	0,147	109	2,62		
sh268	3,35E+00	1,95E-01	0,058	33	3,45	114	3,05E+00	1,95E-01	0,064	33	3,44		
sh274	2,35E+00	3,36E-01	0,143	141	2,26	319	2,15E+00	3,36E-01	0,156	142	2,25		
Палеоценовые толщи													
sh307	5,60E+00	8,50E-01	0,152	113	1,99	225	5,09E+00	8,50E-01	0,167	114	1,98		
sh316	4,63E+00	3,33E-01	0,072	49	3,02	148	4,25E+00	3,33E-01	0,078	49	3,00		
m3993	4,29E+00	3,03E-01	0,070	43	2,71	116	3,90E+00	3,03E-01	0,078	43	2,70		
m3992	4,86E+00	2,19E-01	0,045	28	3,68	102	4,55E+00	2,19E-01	0,048	28	3,67		
m3991	3,73E+00	5,79E-01	0,155	73	1,67	121	3,31E+00	5,79E-01	0,175	73	1,66		
sh323	6,14E+00	2,00E-01	0,033	20	3,24	64	5,75E+00	2,00E-01	0,035	20	3,23		
					Эоценова	ие толщи			·				
m3968	3,83E+00	4,84E-01	0,126	78	1,90	149	3,35E+00	4,84E-01	0,144	79	1,89		
m3963	4,12E+00	2,80E-01	0,068	36	2,56	93	3,81E+00	2,80E-01	0,073	37	2,55		
m3966	3,30E+00	6,24E-01	0,189	116	1,59	184	2,82E+00	6,24E-01	0,221	117	1,58		

ls - намагниченность насыщения, Irs - остаточная намагниченность насыщения, Hc - коэрцитивная сила, Hcr - остаточная коэрцитивная сила.

как кристаллы правильной формы, так и изометричные зерна. Размер зерен титаномагнетита от . единичных до 20–30 мк в туфах и до 600 мк в базальтах. Часто титаномагнетит внешне однороден, но встречаются и корродированные зерна этого минерала. В зернах титаномагнетита из туфов и базальтов иногда наблюдаются трещины однофазного окисления, а в базальтах часто фиксируются структуры распада и замещения, выраженные в присутствии в зернах титаномагнетита микропрожилков или включений неправильной формы сфена. Иногда титаномагнетит встречаются в виде включений в альбите. Содержание ТіО, в титаномагнетите (как в отдельных зернах, так и во включениях) меняется от 0 до 14%. Точки Кюри магнитных минералов туффитов и базальтов, рассчитанные по кривым Js-T, Jrs-T, распределены в интервале 500-580°С. Иногда на этих кривых при температуре около 400°С наблюдаются перегибы, возможно, указывающие на присутствие маггемита. Параметры петель гистерезиса характерны для многодоменного магнетита или для ансамбля сильно взаимодействующих однодоменных зерен магнетита.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Главный вывод, вытекающий из результатов проведенного изучения неперемагниченных пород Кроноцкого и Говенского островодужных сегментов, состоит в том, что отмеченные выше процессы спинодального распада титаномагнетита и их однофазного окисления не привели к перемагничиванию рассматриваемых пород.

Проведенные исследования позднемеловых островодужных пирокластических толщ Восточно-Камчатского и Южно-Корякского островодужных сегментов, а также раннекайнозойских осадочных пород Ильпинско-Пахачинского прогиба не выявили отчетливых различий в неперемагниченных толщах и толщах, перемагниченных после их деформаций. Как перемагниченные, так и неперемагниченные толщи не претерпели сильных температурных воздействий (не выше 250°С), а видимые на микрозонде рудные минералы представлены в большинстве случаев гомогенным на вид титаномагнетитом, претерпевшим тонкий спинодальный распад с формированием чистого магнетита и немагнитных минеральных фаз. По данным работы [Гапеев, Артемова, 1988] такой распад вполне вероятен на ранних стадиях формирования породы.

Характерной чертой исследованных островодужных туфов и туффитов (как перемагниченных, так и неперемагниченных) является повышенное процентное содержание в них зерен чистого магнетита от общего числа исследованных на микрозонде зерен (рис.125, 128, 129). Важно отметить, что в некоторых образцах и перемагниченных и неперемагниченных туфов наблюдается до 70% (о. Карагинский, хр. Майны-Какыйне) и до 90% (р. Бурная) чистого магнетита. Подчеркнем еще раз, что намагниченность всех исследованных образцов в бассейне р. Бурная (содержание магнетита --25%, 90%, 10% от общего числа измеренных магнитных зерен в образцах), в районе м. Вулканический (содержание магнетита - 1%, 25%, 30%, 30%, 5%), Камчатского перешейка (содержание магнетита – 44%, 12%, 31%) и в хр. Кумроч (содержание магнетита - 15%, 0%, 6%, 0%) явно доскладчатая (Кд/Кс=2,8, 3, 29 и 6, соответственно). В образцах перемагниченных толщ зафиксированы близкие содержания магнетита: В Малкинском выступе -33%, 18%, 29%, 22%; в хр. Майны-Какыйне – 6%, 6%, 19%, 10%, 68%, 12%; на о. Карагинском - 66%, 63%, 50%, 20%, 17%, 25%, 40%. Следовательно, процессы, приведшие к формированию повышенных концентраций магнетита, оказываются однотипными в перемагниченных и неперемагниченных туфах и туффитах, и вряд ли они являются причиной перемагничивания этих пород. Скорее, кристаллизация магнетита произошла на ранних стадиях формирования позднемеловых островодужных толщ за счет каких-то характерных именно для этих островных дуг геохимических процессов.

Таким образом, анализ видимых на электронном микроскопе магнитных минералов (крупнее 0,5 мк) в позднемеловых туфогенных и раннекайнозойских осадочных толщах не позволяет сделать вывод о химическом постдеформационном перемагничивании изученных толщ.

Но являются ли магнитные минералы, которые мы можем видеть при наших возможностях увеличения, действительно теми минералами, с которыми связана намагниченность пород? Может быть, за пределами видимости наших методов существуют более мелкие зерна магнитных минералов, с которыми и связано перемагничивание пород? Если



Рис. 129. Гистограммы процентного содержания зерен магнетита от общего количества исследованных зерен в образцах позднемеловых островодужных туфов

Ось ординат – количество образцов, ось абсцисс – содержание магнетита. В области гистограмм указано суммарное количество образцов

это так, то тогда концентрация магнитных минералов в перемагниченных толщах должна быть выше, чем в неперемагниченных, так как в этом случае намагниченность предполагаемых вторичных минералов должна полностью подавить намагниченность первичных зерен магнитных минералов, концентрация которых в породе во многих случаях велика. На рис.126 видно, что иследованные перемагниченные и неперемагниченные позднемеловые островодужные и раннекайнозойские осадочные породы обладают схожими распределениями величины намагниченности насыщения (Js). Этот факт свидетельствует о близких концентрациях магнитных минералов в перемагниченных и неперемагниченных породах. При близких параметрах магнитной жесткости (см. рис.126, 127) для оценки концентрации магнитных минералов в породах возможно использование и величин магнитной восприимчивости, которая измерялась во всех палеомагнитных образцах. На рис.130 видно, что спектры магнитной восприимчивости образцов перемагниченных и неперемагниченных пород весьма схожи и, также как и величины Js, никоим образом не свидетельствуют о сильно повышенных концентрациях магнитных минералов в перемагниченных породах. Кроме того, наблюдается следующая четкая закономерность и в перемагниченных и в неперемагниченных породах: чем меньше магнитная восприимчивость образца, тем меньшее количество магнитных зерен обнаруживается в нем при микрозондовых исследованиях (см. рис.130). Проведенный анализ свидетельствует о том, что, скорее всего, намагниченность перемагниченных и неперемагниченных толщ связана с магнетитом, сфор-



Рис. 130. Гистограммы распределений величин магнитной восприимчивости образцов перемагниченных и неперемагниченных позднемеловых островодужных и раннекайнозойских осадочных пород

Таблицы 0-n10⁰, n10¹ и т.д. в области гистограммпоказывают количество (единицы, десятки, сотни) зерен магнитных минералов, встреченных при микрозондовых исследованиях пород с величинами магнитной восприимчивости, указанными на оси абсцисс ниже таблицы



Перемагниченные толщи



ОСАДОЧНЫЕ ТОЛЩИ ИЛЬПИНСКО-ПАХАЧИНСКОГО ПРОГИБА

мировавшимся за счет спинодального распада зерен титаномагнетита, наблюдаемых в электронный микроскоп. Следовательно, нет оснований предполагать присутствие вторичных хемогенных магнитных минералов, сформированных после деформаций толщ, приведших к их перемагничиванию.

Обсуждая причины перемагничивания толщ Камчатки и юга Корякии, необходимо упомянуть данные исследования еще нескольких районов (см. детальное описание ниже). В районе бухты Анастасии (1 на рис.94) перемагничены по одному направлению тектонически совмещенные позднемеловые комплексы пород островных дуг и окраинных морей. Последние представлены пачками красных яшм с сингенетичным гематитом, разных кремней и базальтов, вторичную намагниченность которых несут агрегаты магнетита. Трудно представить себе химический процесс, который привел бы к такому выборочному формированию гематита в красных яшмах и магнетита в остальных породах. Скорее всего, эти толщи перемагничены единым процессом, не связанным с новообразованием магнитных минералов.

Трудно объяснить химическим перемагничиванием и формирование послескладчатой намагниченности "красной" лавовой толщи в бассейне р. Ничакваям (2 на рис.94), так как в этой толще выделяется одна и та же компонента в магнетитовом и гематитовом спектрах блокирующих температур. Причем, видимые на микрозонде зерна титаномагнетита, спинодально распавшиеся до магнетита, однородны на вид и не несут каких-либо следов химической проработки.

Микрозондовые и петромагнитные исследования в разной степени метаморфизованных толщ Малкинского выступа (31 на рис.94), залегающих как в аллохтоне, так и в автохтоне, показали, что практически во всех толщах присутствует чистый магнетит (ТіО, микрозондом не фиксируется). Повидимому, его формирование могло привести к химическому перемагничиванию многих изученных толщ, так как концентрация его в породах достаточно велика. Не исключено, что кристаллизация магнетита произошла в результате какого-то единого химического процесса, который протекал после времени тектонического совмещения автохтонных и аллохтонных толщ. Эту гипотезу поддерживает тот факт, что векторы послескладчатой намагниченности большинства толщ близки к современной системе координат и часто незначительно отличаются от направления современого поля в

этом районе (см. табл.17). Процесс перемагничи, вания за счет кристаллизации магнетита протекал достаточно длительное время, так как в толще анд. риановской свиты, носителем вторичной намагниченности является магнетит, выявлены четкие зоны прямой и обратной полярности. Но, возможно, перемагничивание этих толщ связано не только с формированием магнетита. Обращает на себя внимание присутствие во многих толщах нескольких разновозрастных генераций магнитных минералов, в то время как намагниченность их состоит из одной компоненты. В частности, в толще колпаковской свиты (31г в табл.17) на микрозонде выявляются титаномагнетит, магнетит и гематит. Титаномагнетит - явно магматического происхождения. Он претерпел тонкий (много мельче 1 мк) спинодальный распад, с образованием, по-видимому, однодоменных зерен магнетита. В период метаморфизма этой толщи (температура метаморфизма 500-650°С) титаномагнетит должен был приобрести жесткую стабильную термоостаточную намагниченность. Его объем в породе не менее 2/3 от общего объема видимых магнитных минералов. Намагниченность сформированного значительно позже многодоменного магнетита (объем 1/3 от общего объема магнитных минералов) могла быть менее жесткой и легче "счищаться" в процессе термочистки, а намагниченность гематита – более жесткой. Тем не менее, в этой толще выделяется только одна компонента, устойчивая в интервале температур от 20 до 660°С. Направление компоненты близко к направлению магнитного поля Земли в этом районе прямой полярности, в связи с чем создается впечатление, что толща перемагничена после формирования всех генераций магнитных минералов.

С нашей точки зрения имеющиеся данные о перемагничивании толщ Камчатки и юга Корякии могут быть объяснены только термовязкими процессами. Но и эта гипотеза имеет ряд сложно объяснимых моментов. Наиболее тяжело объяснить существование долгоживущего источника тепла, необходимого для термовязкого перемагничивания. Вряд ли вторичный прогрев пород связан с их положением на определенной глубине, так как, скорее всего, аллохтонные комплексы на юге Корякии, приближенные к Ватынскому покрову, залегали на меньшей глубине (если вообще не были выведены на поверхность), чем удаленные от него неперемагниченные толщи. Времени для термовязкого перемагничивания тоже недостаточно. Деформации, связанные с формированием Ватынского покрова,

произошли в миоцене. Вторичная намагниченность сформировалась после деформаций толщ, то есть возможное время перемагничивания не превышает 15–20 млн. лет. По рассчетам Д.Дж. Данлопа и других [Dunlop et al., 1997, 1997а] термовязкое перемагничивание гематита при 250–300°С требует большего времени.

Выводы

Сравнение перемагниченных и аналогичных неперемагниченных пород Камчатки и юга Корякии показало, что они не отличаются по своим петромагнитным характеристикам.

Практически во всех исследованных перемагниченных толщах, за исключением некоторых толщ Малкинского выступа, не выявлены явные признаки химического и термоостаточного перемагничивания.

Предположение о термовязком перемагничивании толщ объясняет отсутствие следов формирования большой концентрации новых магнитных минералов, сильной термической проработки пород и однокомпонентную послескладчатую намагниченность толщ с различными магнитными минералами (магнетит и гематит). Но, при такой интерпретации трудно объяснимым положением является длительное существование источника тепла, необходимого для прогрева пород до 200–300°С.

Сделанные выводы показали сложность поставленной проблемы. Очевидно, что перемагничивание толщ не объясняется известными нам процессами приобретения намагниченности. Проблема требует разработки новых методик ее решения и дальнейшего исследования в различных районах Мира.

ДЕТАЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ ПЕТРОМАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ПЕРЕМАГНИЧЕННЫХ И НЕПЕРЕМАГНИЧЕННЫХ ПОРОД

Кроноцкий островодужный сегмент

П-ов Камчатский мыс.

Палеомагнитные образцы, отобранные из палеоценовых вулканогенно-осадочных образований в районе Камчатского мыса, представлены кристалло-витрокластическими туфами. Вторичные изменения пород выражены в пелитизации кристаллов плагиоклаза и развитии по ним бурого цеолита. Условия метаморфизма по парагенезисам вторичных минералов отвечают цеолитовой фации (Т не выше 160°С, Р не более 0,5 кбар).

Исследованные разрезы практически не перемагничены. Так, из 25 образцов, участвующих в расчете палеомагнитных направлений, только в двух образцах выделяются послескладчатые компоненты, направленные по современному полю Земли и уничтожающиеся при нагревах до 400-440°C.

Для микрозондовых исследований были отобраны 4 образца туфов, намагниченность которых представлена только доскладчатой компонентой. Магнитные зерна, проанализированные на микрозонде, представлены зернами титаномагнетита размерами от субмикронных до 20–30 мк редко до 60– 80 мк, однородными, без видимых признаков распада и окисления. Содержание TiO_2 в зернах титаномагнетита колеблется от 3 до 18%.

В то же время кривые Js-T, Jrs-T показывают наличие в образцах только магнетита с Tc=580°C (рис.131), который мог образоваться при тонком (за пределами разрешения электронного микроскопа) спинодальном распаде титаномагнетитов.

По 6 образцам были сняты параметры петель гистерезиса (табл.18). Они показывают, что магнетит в этих образцах – либо многодоменный, либо является агрегатом сильно взаимодействующих однодоменных зерен [Методические рекомендации..., 1992].

Кроноцкий п-ов.

Островодужные образования Кроноцкого полуострова представлены позднемеловыми и палеоцен-эоценовыми туфогенно-базальтовыми толщами. Входящие в их состав туфы - кристалло-витрокластические и витрокластические. Вторичные изменения базальтов выражены в развитии хлоритов и цеолитов по минералам основной массы, интенсивной карбонатизации и пелитизации плагиоклаза. Участками развит пренит. В туфах вторичные минералы представлены хлоритами, цеолитами, иногда гидроокислами железа, развивающимися по основной массе и плагиоклазу. Парагенезисы вторичных минералов в породах свидетельствуют об их преобразовании на границе цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций (Т около 180°С, Р не более 1кбар).

Исследованные толщи практически не перемагничены. Только в 5 из 36 образцов позднемеловых



Рис. 131. Примеры зависимостей Js-T, Jrs-T для пород п-ва Камчатский мыс



Рис. 132. Примеры зависимостей Js-T, Jrs-T для пород Кроноцкого п-ва

пород выявлены вторичные компоненты намагниченности, уничтожающиеся при 300–350°С. В образцах из палеоцен-эоценовых разрезов вообще не выявлено вторичных компонент намагниченности, сохраняющихся при нагревах выше 200°С.

Микрозондовые исследования были проведены по 3 образцам туфов из позднемеловых толщ и по одному образцу туфов из палеоценовых и эоценовых отложений.

Были исследованы также и образцы базальтов. Но они присутствуют только в единичных разрезах, их сравнение невозможно и они были исключены из рассмотрения в данной работе. Микрозондовые исследования туфов показали, что в них присутствуют зерна титаномагнетита размерами от 1 до 30 мк без видимых признаков магнитного распада и окисления. Содержание TiO₂ в зернах титаномагнетита в разных пропорциях колеблется от 3 до 18%.

Кривые Js-T, Jrs-T для образцов туфов показывают присутствие только магнетита с Tc=580°С (рис.132), видимо, образовавшегося при тонком спинодальном распаде титаномагнетитов.

Величины параметров магнитного гистерезиса (15 образцов) показывают, что магнетит многодоменный или является агрегатом сильно взаимодействующих однодоменных зерен [Методические рекомендации..., 1992] (см. табл.19).

Говенский островодужный сегмент

Хребет Малиновского.

В хребте Малиновского были исследованы зоцен-олигоценовые вулканогенно-осадочные островодужные толщи. Они сложены пачками слоистых разнозернистых туфов и туффитов основного и среднего состава с многочисленными потоками подушечных, массивных и миндалекаменных базальтов и андезитов. Анализ намагниченности тонкозернистых туфов, туффитов и закалочных зон лавовых потоков показал, что намагниченность включает только одну высокотемпературную (сохраняется до 550–570°с) (рис.133) компоненту, приобретенную до деформций толщ, и, вероятно, первичную (тест складки, тест обращения).

Микроскопическое изучение пород показало, что в массивных порфировых базальтах вкрапленники в основном представлены крупными таблицами основного плагиоклаза. Авгит и роговая обманка присутствуют в виде единичных более мелких зерен. Вкрапленники плагиоклаза часто корродированны основной массой и деформированы, иногда содержат расплавные включения. В не-

которых образцах встречаются редкие миндалины, выполненные цеолитом, иногда – жилы цеолитов. Стекло основной массы по большей части превращено в буровато-зеленый агрегат хлорита и гидроокислов железа. Местами оно карбонатизировано. По плагиоклазу развит агрегат соссюрита, включающий тонкозернистый пумпеллиит, мелкочешуйчатый пренит, цеолит, замещающийся эпидотом и хлоритом. В отдельных шлифах основной плагиоклаз замещается альбитом и эпидотом. Альбитом же замещается цеолит в миндалинах. По авгиту развивается эпидот и хлорит. Роговая обманка представлена относительно свежими зернами. Парагенезисы вторичных минералов соответствуют пренит-пумпеллиитовой ступени метаморфизма (Т=210-230°С, Р=1-2 кбар).

Туфы представлены кристалловитрокластическими и витрокластическими разностями. Измененное стекло составляет 60–90% объема пород. Среди обломков минералов преобладают плагиоклазы, встречаются редкие зерна авгита и роговой обманки. По стеклу развиты вторичные хлорит, гидроокисные пленки железа, иногда – тонкозернистый эпидот. По плагиоклазу развиваются альбит,



Рнс. 133. Примеры диаграмм Зийдервельда (а) и зависимостей Js-T, Jrs-T (б) для пород хр. Малиновского



Рис. 134. Примеры зерен титаномагнетитов из туфов (а) и из базальтов (б) хр. Малиновского

Образец		C	парамагнит	ной фракци	Без парамагнитной фракции						
	ls	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr/Hc	Hcr	Is	Irs	lrs/Is	Hc	Hcr/Hc
123-86	2,10E+00	6,50E-02	0,031	53	4,81	255	1,43E+00	6,50E-02	0,046	56	4,59
136-86	7,22E-01	8,38E-02	0,116	207	3,61	747	4,08E-01	8,38E-02	0,206	220	3,40
208-86	1,61E+00	1,04E-01	0,064	71	4,14	296	1,35E+00	1,04E-01	0,077	· 73	4,08
108-86	1,35E+00	7,73E-02	0,057	75	2,99	226	7,66E-01	7,73E-02	0,101	79	2,85
188-86	2,22E+00	1,40E-01	0,063	53	3,35	178_	1,91E+00	1,40E-01	0,073	53	3,33
21-86	7,72E-01	2,52E-02	0,033	37	5,69	211	6,18E-01	2,52E-02	0,041	38	5,59
115-86	4,89E+00	6,14E-01	0,126	156	2,83	442	4,40E+00	6,14E-01	0,140	158	2,81
82-86	9,64E-01	5,69E-02	0,059	86	3,13	271	5,73E-01	5,69E-02	0,099	91	2,99
96-86	9,73E-01	2,99E-02	0,031	57	4,23	242	4,93E-01	2,99E-02	0,061	62	3,93
27-86	1,45E+00	7,04E-02	0,048	48	4,92	237	1,29E+00	7,04E-02	0,055	49	4,87
199-86	1,50E+00	9,72E-02	0,065	64	4,66	297	1,35E+00	9,72E-02	0,072	64	4,63
126-86	1,21E+00	1,34E-01	_0,111	217	4,87	1059	8,62E-01	1,34E-01	0,155	227	4,65
23-86	3,34E-01	9,75E-03	0,029	44	5,54	246	1,89E-01	9,75E-03	0,052	47	5,25
128v86	1,89E+00	9,32E-02	0,049	69	4,37	300	1,34E+00	9,32E-02	0,069	70	4,26

Таблица 20. Параметры петель гистерезиса для хр. Малиновского (туфы, лавы)

Is - намагниченность насыщения, Irs - остаточная намагниченность насыщения, Нс - коэрцитивная сила, Нсг - остаточная коэрцитивная сила.

пренит, эпидот, соссюрит, хлорит, по авгиту – хлорит и эпидот. Вторичные парагенезисы минералов туфов отвечают пренит-пумпеллиитовой ступени метаморфизма с параметрами T=200-220°C, P=1-2 кбар.

Данные микрозондовых исследований (2 образца туфов и 2 образца базальтов) показали, что главным магнитным минералом в туфах и туффитах является титаномагнетит. Зерна титаномагнетитов равномерно распределены по породе. Одинаково часто встречаются как кристаллы правильной таблитчатой формы, так и изометричные зерна (рис.134а). Часто они внешне однородные и плотные, но встречаются и кавернозные, разъеденные зерна. Иногда в зернах титаномагнетита наблюдаются трещины однофазного окисления. Размер зерен титаномагнетита - от первых мк до 20-30 мк. Иногда зерна титаномагнетита встречаются в виде включений в альбите. Содержание ТіО, в титаномагнетитах меняется от 0 до 14%. Достаточно часто встречаются рыхлые, внешне сильно неоднородные агрегаты окислов железа, практически не содержащие ТіО,, видимо, представленные гематитом. Иногда наблюдаются сростки кристаллов ильменита и пирита, окаймленные агрегатом не содержащих титан окислов железа.

В базальтах также обнаружены многочисленные изометричные зерна титаномагнетита размером до 600 мк и реже – хромита. Иногда зерна титаномагнетита однородные и плотные, в других случаях в них наблюдаются отчетливые признаки однофазного окисления и структуры распада, выраженные в присутствии в зернах титаномагнетита сфена в виде прожилков или включений неправильной формы (рис.1346). Содержания TiO₂ в титаномагнетите варьируют от 4–5 до 14%.

Точки Кюри как для туффитов, так и для базальтов, рассчитанные по кривым Js-T, Jrs-T (см. рис.133), распределены в интервале 500–580°С. Иногда при температуре порядка 400°С на указанных кривых наблюдаются перегибы, возможно, указывающие на присутствие маггемита. Магнетитовые точки Кюри, выявленные для большинства исследованных образцов туфов и базальтов, показывают, что обнаруженные на микрозонде зерна титаномагнетов, являются тонким (за пределами разрешения микрозонда) кажущимся однородным агрегатом продуктов спинодального распада первичных титаномагнетитов – магнетита и немагнитных фаз.

Параметры петель гистерезиса (табл.20) показывают, что зерна магнетита либо многодоменные, либо представляют собой ансамбль сильно взаимодействующих однодоменных зерен.

Восточно-Камчатский и Южно-Корякский островодужные сегменты

Перемагниченные толщи

Хребет Майны-Какыйне.

Перемагниченные позднемеловые и палеоценовые толщи хр. Майны-Какыйне сложены вулканогенными породами, включающими разнозернистые туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфосилициты. В них выделяются две послескладчатые компоненты – прямой и обратной полярности. Первая из них обычно уничтожается при 400– 450°С, редко при 500–550°С, другая в большинстве случаев сохраняется до 500–580°С (рис.135).

Преобладающими минеральными фазами в туфах являются хлоритизированное и карбонатизированное стекло и обломки зерен плагиоклаза, реже клинопироксена. Вторичные минералы представлены хлоритом и карбонатом, замещающими стекло; пумпеллиитом, хлоритом, эпидотом и карбонатом, развивающимися по плагиоклазу; хлоритом, эпидотом, актинолитом и альбитом – по клинопироксену. Парагенезис вторичных минералов соответствует пумпеллиит-актинолитовой субфации метаморфизма с T=310-340°C, P=3,5-4,5кбар [Frey et al., 1991].

Микрозондовое исследование магнитных зерен (8 образцов) показало, что они представлены титаномагнетитом двух генетических типов (рис.136). К первому типу отнесены изометричные и идиоморфные зерна размерами от первых микрон до 100мк (рис.136, I–IV). Содержание TiO_2 в них меняется от 1 до 10–14%. В большинстве таких зерен наблюдаются трещины, связанные с однофазным окислением титаномагнетита. Второй тип титаномагнетита – это мелкие (1–3 мк) включения в полевых шпатах (рис.136, V, VI) с содержанием титана близким к его содержанию в титаномагнетите первого типа.

Кривые Js-T и Jrs-T показали, что все магнитные минералы претерпели тонкий распад на магнетит (Tc – 550–580°С) и немагнитную фазу, которые в силу мелких размеров частиц не фиксируются на микроанализаторе. Присутствие различных магнитных компонент не отражается на кривых Js-T, Jrs-T (см. рис.135).

В табл.21 приведены параметры петель гистерезиса. Они показывают, что магнитные зерна либо многодоменные, либо являются ансамблем сильно взаимодействующих однодоменных зерен [Методические рекомендации..., 1992].

Остров Карагинский.

На острове послескладчатые компоненты намагниченности были выделены в породах офиолитового, вулканогенно-терригенного и флишоидного комплексов (рис.137).

Вторичные изменения пород вулканогенно-терригенного и флишоидного комплексов о.Карагинского проявлены в пелитизации, цеолитизации и карбонатизации плагиоклазов. В некоторых зернах плагиоклаза фиксируются пренит и соссюрит. По клинопироксенам развиты гидроокислы железа. Стекло изменено с развитием по нему тонкочешуйчатого хлорита. Ассоциации вторичных минералов показывают, что вторичные преобразования пород происходили на границе цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой субфаций метаморфизма (T=180-200°C, P=1кбар) [Frey et al., 1991].

В туфогенных породах при исследовании на микроанализаторе (7 образцов) обнаружены однородные, без видимых признаков распада зерна титаномагнетита с различным содержанием TiO₂ (рис.138). Содержание TiO₂ в них меняется от 3 до 15–17%. В некоторых образцах содержание магнетита составляет 66% и 63% от общего количества проанализированных магнитных зерен.

Кривые Js-T, Jrs-T этих образцов показали присутствие в них только магнетитовой фазы с Tc=576°C. Следовательно, титаномагнетит и здесь претерпел тонкий спинодальный распад, не фиксирующийся микрозондом (рис.139).

Для пород вулканогенно-теригенного комплекса были сняты параметры петель гистерезиса (табл. 22). Они показывают, что магнетит исследованных пород либо – многодоменный, либо является агрегатом сильно взаимодействующих однодоменных зерен.

Малкинский выступ.

В пирокластических островодужных толщах (толща АТ в главе 1) структурного обрамления Малкинского выступа была выделена одна послескладчатая высокотемпературная компонента намагниченности.

Вторичные преобразования туффитов толщи АТ выражены в развитии хлоритов, цеолитов и лимонита по обломкам стекловатых пород. Стекло девитрифицировано и по нему также широко развиты цеолиты. Плагиоклаз замещается цеолитами, хлоритом, карбонатами, пренитом, реже соссюритом. По пироксенам развиваются хлорит, реже эпидот. В некоторых образцах наблюдаются субпараллельные прожилки, выполненные тонкозернистым пренит-карбонатным агрегатом. Парагенезисы вторичных минералов туффитов отвечают нижней части пренит-пумпеллиитовой субфации метаморфизма (T = 190–210°C, P=1–1,5 кбар) [Frey et al., 1991].

Микрозондовые исследования островодужных туффитов толщи АТ были проведены по 5 образцам. Магнитные минералы в них представлены



Рис. 135. Примеры диаграмм Зийдервельда (a) и зависимостей Js-T, Jrs-T (b) для пород xp. Майны-Какыйне



Рис. 136. Примеры зерен титаномагнетитов из туфов хр. Майны-Какыйне

отдельными однородными зернами титаномагнетита размером от 1 до 200 мк, а также скоплениями мелких (размерами до 4 мк) зерен титаномагнетита в виде включений в кристаллах альбита. Содержание TiO_2 во всех изученных зернах титаномагнетита варьирует от 1–2 до 14%.

На кривых Js-T, Jrs-T образцов туффитов выявлена только точка Кюри чистого магнетита. Следовательно, зерна титаномагнетита претерпели тонкий спинодальный распад, не фиксируемый на микрозонде (рис.140).

Параметры петель магнитного гистерезиса показывают, что магнетит туфогенных пород либо многодоменный, либо является агрегатом сильно взаимодействующих однодоменных зерен (табл.23).

Бассейн р. Хатапваям.

В бассейне р. Хатапваям полностью перемагничены разрезы, сложенные в основном терригенными толщами: туфопесчаниками, туфоалевролитами, граувакками различной зернистости, пелитоморфными известняками маастрихт-палеоценового возраста. Намагниченность состоит из единственной компоненты обратной полярности, которая уничтожается при нагревах до 450–500°С и более высоких температур (рис.141).

В обломках граувакк обнаружены авгит, кварц, плагиоклаз и обломки пород. В отдельных шлифах выявлены зерна роговой обманки и актинолита. Вторичные изменения граувакк выражены в развитии крупночешуйчатого хлорита по пелитизированным тонкообломочным разностям этих пород, наличии участков карбонатизации и зон образования тонкочешуйчатого пренита в ассоциации с мелкозернистым эпидотом. Вторичные минералы туфопесчаников представлены хлоритом, развивающимся по стеклу, карбонатами, эпидотом в ассоциации с пренитом. По плагиоклазам развиваются

	r r	1 40.111	<u></u>	amerpara									
JN2		ез компенса	ции парам	агнитной со	ставляюще	И.	Скомі	енсациеи п	арамагниті	юи составл	иющеи		
образца	15		115/15	HC	HCT	HCT/HC	15 2 105 00		0.17	HC	HCT/HC		
448mk	4,34E+00	5,43E-01	0,13	151	3/5	2,48	3,18E+00	5,43E-01	0,17	155	2,42		
448mk	3,80E+00	4,70E-01	0,12	156	400	2,56	2,79E+00	4,70E-01	0,17	160	2,50		
450mk	1,21E+00	1,80E-01	0,15	277	786	2,84	8,12E-01	1,80E-01	0,22	288	2,73		
456mk	4,97E+00	5,95E-01	0,12	144	395	2,74	3,92E+00	5,95E-01	0,15	146	2,71		
457mk	3,18E+00	1,99E-01	0,06	84	346	4,12	2,14E+00	1,99E-01	0,09	86	4,02		
460mk	4,58E+00	3,06E-01	0,07	87	378	4,34	3,72E+00	3,06E-01	0,08	88	4,30		
463mk	3,86E+00	4,94E-01	0,13	152	450	2,96	3,06E+00	4,94E-01	0,16	154	2,92		
464mk	3,14E+00	3,95E-01	0,13	162	434	2,68	1,97E+00	3,95E-01	0,20	167	2,60		
466mk	2,87E+00	1,88E-01	0,07	87	372	4,28	1,94E+00	1,88E-01	0,10	90	4,13		
468mk	2,82E+00	1,25E-01	0,04	52	273	5,25	1,99E+00	1,25E-01	0,06	53	5,15		
470mk	6,46E+00	8,86E-02	0,01	16	173	10,81	6,41E+00	8,86E-02	0,01	16	10,81		
471 mk	2,06E+00	1,43E-01	0,07	82	366	4,46	1,92E+00	1,43E-01	0,07	83	4,41		
472mk	1,69E+00	2,00E-01	0,12	151	471	3,12	1,44E+00	2,00E-01	0,14	153	3,08		
473mk	7,96E-01	4,97E-02	0,06	126	455	3,61	4,13E-01	4,97E-02	0,12	134	3,40		
474mk	2,92E+00	4,07E-01	0,14	169	413	2,44	2,03E+00	4,07E-01	0,20	173	2,39		
476mk	2,71E+00	2,39E-01	0,09	114	361	3,17	1,58E+00	2,39E-01	0,15	118	3,06		
477mk	3,18E+00	3,98E-01	0,13	152	396	2,61	2,28E+00	3,98E-01	0,17	155	2,55		
478mk	2,94E+00	1,97E-01	0,07	83	311	3,75	2,06E+00	1,97E-01	0,10	85	3,66		
723mk	3,88E-01	1,34E-02	0,03	53	274	5,17	2,40E-01	1,34E-02	0,06	55	4,98		
mk724	1,91E+00	1,02E-01	0,053	52	263	5,06	1,79E+00	1,02E-01	0,057	52	5,06		
725mk	2,44E-01	1.74E-03	0,01	79	513	6,49	-2,56E-03	1,74E-03	-0.68	241	2,13		
726mk	3,86E-01	8,54E-03	0,02	44	240	5,45	1,47E-01	8,54E-03	0,06	47	5,11		
727mk	3,21E-01	6,09E-03	0,02	26	236	9,08	1,97E-01	6,09E-03	0,03	27	8,74		
728mk	1,03E-01	9,63E-04	0,01	91	196	2,15	1,37E-03	9,63E-04	0,70	189	1,04		
729mk	4,53E+00	3,90E-01	0,09	97	335	3,45	3,82E+00	3,90E-01	0,10	98	3,42		
mk730	2,69E+00	1,02E-01	0,038	36	273	7,58	2,57E+00	1,02E-01	0,040	37	7,38		
731amk	1,17E+00	3,64E-02	0,03	35	266	7,60	1,08E+00	3,64E-02	0,03	35	7,60		
732mk	4,40E+00	2,22E-01	0,05	58	255	4,40	3,51E+00	2,22E-01	0,06	59	4,32		
mk733	2,91E+00	9,64E-02	0,033	38	228	6,00	2,75E+00	9,64E-02	0,035	38	6,00		
734mk	4,50E+00	1,73E-01	0,04	44	233	5,30	3,67E+00	1,73E-01	0,05	45	5,18		
mk735	3.82E+00	1.07E-01	0,028	27	307	11.37	3.72E+00	1.07E-01	0.029	27	11.37		
736mk	1,59E+00	5,33E-02	0,03	36	264	7,33	1,59E+00	5,33E-02	0,03	36	7,33		
mk736	3,71E+00	1.26E-01	0,034	33	196	5,94	3.60E+00	1.26E-01	0.035	33	5,94		
mk737	4,65E+00	5,62E-01	0,121	116	390	3,36	4.28E+00	5.62E-01	0,131	116	3.36		
738mk	2.77E+00	3.03E-01	0.11	139	393	2.83	1.85E+00	3.03E-01	0.16	143	2,75		
mk739	1.11E+01	2.76E-01	0.025	21	109	5.19	1.12E+01	2.76E-01	0.025	21	5.19		
mk741	4.91E+00	1.20E-01	0.024	24	196	8.17	4.71E+00	1.20E-01	0.026	24	8.17		
742mk	1,12E+00	5,67E-02	0.05	80	370	4.63	8.43E-01	5.67E-02	0.07	82	4.51		

Таблица 21. Параметры петель гистерезиса для хр. Майны-Какыйне

ls – намагниченность насыщения, Irs – остаточная намагниченность насыщения, Нс – коэрцитивная сила, Нсг – остаточная коэрцитивная сила.

пренит, хлорит и пумпеллиит. В пелитоморфных известняках выявлены процессы карбонатизации, хлоритизации и цеолитизации плагиоклазов, а также – процессы хлоритизации авгита. Перечисленные выше ассоциации вторичных минералов свидетельствуют о метаморфизме толщ в условиях средней части пренит-пумпеллиитой ступени метаморфизма (T=220-240°C, P=1-2кбар) [Frey et al., 1991].

Магнитные зерна, которые удалось наблюдать в терригенных породах бассейна р. Хатапваям, в одном шлифе представлены преимущественно ильменитом, в двух других шлифах – редкими мелкими (размерами менее 5 мк) зернами титаномагнетита. Содержание TiO_2 в зернах титаномагнетита варьирует от 2 до 12%.

Кривые Js-T, Jrs-T указывают на присутствие только одной магнитной фазы – магнетита с Tc – 550–575°C (рис.141). Параметры петель гистерезиса свидетельствуют о присутствии в породах многодоменного магнетита (табл.24).

Неперемагниченные толщи

Бассейн р. Бурная и м. Вулканический.

В бассейне р. Бурнаяй и в районе мыса Вулканический распространены вулканогенно-осадоч-



Рис. 137. Днаграммы Зийдервельда для пород вулканогенно-осадочного комплекса о. Карагинского

ные и кремнисто-вулканогенные островодужные толщи позднемелового возраста. Породы обоих районов практически неперемагничены или слабо перемагничены. В районе м. Вулканического было опробовано 3 разреза. В разрезе 1 из 45 образцов намагниченность двух из них включает послескладчатые компоненты, сохраняющиеся до 300°С. В разрезе 2 в 5 из 29 образцов выявляются вторичные компоненты, уничтожающиеся при 250–300°С. В разрезе 3 только в 1 из 13 образцов присутствует вторичная компонента, устойчивая до 300°С. В бассейне р. Бурная опробовались два разреза. В одном из них намагниченность 19 из 35 образцов включает послескладчатые компоненты, сохраняющиеся до температуры 320–380°С и направленные по современному полю Земли в этом районе. Другой разрез перемагничен в меньшей степени: 16 из 46 образцов обладают вторичной намагни-





Рис. 138. Примеры зерен титан-железистых минералов в туфах о. Карагинского

ченностью, уничтожающейся при нагревах до температуры 300–380°С и направленной по современному полю Земли в районе. Доскладчатые компоненты сохраняются в широком интервале температур от 250–350°С до 550–560°С (см. главу 2). Для микрозондовых и петромагнитных исследований



Рис. 139. Примеры кривых зависимостей Js-T, Jrs-T для перемагниченных пород о. Карагинский

Таблица 22. Параметры петель гистерезиса для пород о. Карагинского

Ma		Спара	MACHIERIO	t doerin	ieŭ		1	Без паража	ruuruoŭ da			
1 12		C napa	Mainninu	η φρακιώ	ion		роз парамат питной фракции					
образца	Is	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr/Hc	Hcr	Is	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr/Hc	
267-89	3,65E-01	1,17E-02	0,032	100	3,68	366	7,64E-02	1,17E-02	0,153	126	2,90	
403-89	1,52E+00	1,41E-01	0,093	91	3,03	274	1,23E+00	1,41E-01	0,115	92	2,98	
102-89	4,73E-01	1,54E-02	0,033	88	3,60	315	9,71E-02	1,54E-02	0,158	105	3,01	
405-89	7,21E-01	3,04E-02	0,042	62	4,31	267	4,34E-01	3,04E-02	0,070	65	4,11	
266-89	2,34E-01	5,04E-03	0,022	84	4,30	361	3,08E-02	5,04E-03	0,163	108	3,35	
388-89	4,22E-01	2,33E-02	0,055	150	2,35	351	6,38E-02	2,33E-02	0,365	182	1,93	
411-89	5,49E-01	2,17E-02	0,039	79	3,60	286	1,86E-01	2,17E-02	0,117	89	3,21	
410-89	9,35E-01	7,97E-02	0,085	86	3,23	277	7,03E-01	7,97E-02	0,113	87	3,17	
227-89	3,75E+00	2,13E-01	0,057	54	3,38	183	3,42E+00	2,13E-01	0,062	54	3,36	
226-89	4,50E+00	3,28E-01	0,073	74	3,05	225	4,18E+00	3,28E-01	0,079	74	3,03	
228-89	4,10E+00	3,55E-01	0,087	80	2,73	219	3,67E+00	3,55E-01	0,097	81	2,71	
406-89	4,01E-01	1,27E-02	0,032	92	3,41	314	8,65E-02	1,27E-02	0,147	110	2,84	

Is - намагниченность насыщения, Irs - остаточная намагниченность насыщения, Нс - коэрцитивная сила, Нсг - остаточная коэрцитивная сила.



Рис. 140. Примеры диаграмм Зийдервельда и кривых зависимостей Js-T, Jrs-T для островодужных пород Малкинского выступа

N⁰	Б	ез компенса	ции парам	агнитной со	ставляюще	й	С компенсацией парамагнитной составляющей					
образца	Is	Irs	lrs/Is	Hc	Hcr	Hcr/Hc	ls	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr/Hc	
1g97	6,17E+00	3,20E-01	0,052	59	261	4,42	5,88E+00	3,20E-01	0,054	60	4,35	
2v97	5,46E+00	3,33E-01	0,061	76	360	4,74	5,06E+00	3,33E-01	0,066	76	4,74	
3v97	3,58E+00	1,79E-01	0,050	60	267	4,45	3,29E+00	1,79E-01	0,054	61	4,38	
4v97	4,38E+00	2,00E-01	0,046	59	384	6,51	3,95E+00	2,00E-01	0,051	60	6,40	
5v97	6,20E+00	2,42E-01	0,039	45	219	4,87	5,95E+00	2,42E-01	0,041	45	4,87	
6g97	4,09E+00	1,91E-01	0,047	58	292	5,03	3,82E+00	1,91E-01	0,050	58	5,03	
7g97	1,96E+00	1,01E-01	0,051	70	557	7,96	1,63E+00	1,01E-01	0,062	71	7,85	
8v97	2,37E+00	9,48E-02	0,040	52	328	6,31	2,10E+00	9,48E-02	0,045	52	6,31	
9v97	2,39E+00	8,01E-02	0,034	45	239	5,31	1,97E+00	8,01E-02	0,041	45	5,31	
10-97	4,40E-01	4,87E-0 3	0,01	96	583	6,07	1,30E-03	4,87E-03	3,75	204	2,86	
12-97	4,07E-01	3,41E-03	0,01	78	503	6,45	-9,99E-03	3,41E-03	-0,34	181	2,78	
13-97	2,28E+00	1,30E-01	0,06	94	866	9,21	1,92E+00	1,30E-01	0,07	95	9,12	
14g97	4,33E+00	1,48E-01	0,034	44	235	5,34	3,98E+00	1,48E-01	0,037	45	5,22	
16-97	5,34E-01	6,92E-03	0,01	101	491	4,86	8,70E-03	6,92E-03	0,80	191	2,57	
<u>17v97</u>	4,86E+00	2,29E-01	0,047	57	256	4,49	4,52E+00	2,29E-01	0,051	57	4,49	
19-97	2,75E-01	2,27E-03	0,01	90	683	7,59	-6,11E-03	2,27E-03	-0,37	268	2,55	
20v97	2,28E+00	8,58E-02	0,038	47	223	4,74	1,92E+00	8,58E-02	0,045	48	4,65	
21-97	4,28E-01	1,34E-02	0,03	196	403	2,06	1,19E-02	1,34E-02	1,13	307	1,31	
22-97	5,55E-01	4,55E-03	0,01	79	490	6,20	1,57E-02	4,55E-03	0,29	184	2,66	
23-97	4,01E-01	4,59E-03	0,01	118	582	4,93	-7,33E-04	4,59E-03	-6,26	309	1,88	
24-97	5,29E-01	4,99E-03	0,01	81	513	6,33	-2,52E-02	4,99E-03	-0,20	173	2,97	
25-97	8,22E-01	1,57E-01	0,19	245	275	1,12	3,33E-01	1,57E-01	0,47	257	1,07	
26-97	5,37E-01	8,41E-02	0,16	343	393	1,15	1,47E-01	8,41E-02	0,57	377	1,04	
27-97	3,65E-01	4,07E-02	0,11	299	377	1,26	8,95E-02	4,07E-02	0,45	341	1,11	
28-97	4,76E-01	2,41E-02	0,05	251	411	1,64	2,19E-02	2,41E-02	1,1	349	1,18	
29-97	4,73E-01	5,17E-02	0,11	341	434	1,27	8,95E-02	5,17E-02	0,58	401	1,08	
30-97	7,87E-01	1,58E-01	0,20	207	237	1,14	3,37E-01	1,58E-01	0,47	214	1,11	
31-97	6,64E-01	4,43E-02	0,07	242	310	1,28	3,44E-02	4,43E-02	1,29	303	1,02	
32-97	5,55E-01	1,85E-02	0,03	219	428	1,95	3,94E-02	1,85E-02	0,47	346	1,24	
32-97	3,67E-01	3,68E-02	0,10	396	504	1,27	4,78E-02	3,68E-02	0,77	494	1,02	
33-97	3,76E-01	2,54E-02	0,07	239	312	1,31	3,80E-02	2,54E-02	0,67	293	1,06	
34-97	5,12E-01	5,20E-02	0,10	248	299	1,21	7,08E-02	5,20E-02	0,73	282	1,00	
33-97	0,03E-01	9,22E-02	0,14	308	399	1,30	1,84E-01	9,22E-02	0,50	341	1,17	
30-97	2,96E-01	2,53E-03	0,01	19	485	0,14	2,70E-03	2,53E-03	0,94	1/0	2,70	
37-97	3,76E-01	1,05E-02	0,03	204	017	2,34	7,8/E-03	1,05E-02	1,34	000	1,03	
20.07	2,51E+00	9,38E-02	0,038	49	220	4,49	2,20E+00	9,58E-02	0,042	49	4,49	
40.07	1,12E+00	5,80E-02	0,03	247	209	4,18	0,21E-01	5,80E-02	0,05	21	4,10	
40-97	5,09E-01	0,18E-02	0,12	24/	462	1,20	1,09E-01	0,186-02	0,57	450	1,09	
41-9/	3,32E-01	4,23E-02	0,08	202	403	1,33	3,40E-02	4,235-02	0,70	430	1,03	
42-97	4,010-01	2,0/E-UZ	0,00	292	404	1,33	4,278-02	2,070-02	0,03	400	1,12	
45.07	4,02E-01	4,43E-03	0,01	101	529	5,03	1,51E-02	4,43E-03	0,34	215	2,83	
46 07	1.22E+00	0,22E-03	0,01	04	200	3,32	1,30E-03	0,42E-03	0,82	413	4.30	
40.97	1,33ETUU	1,14E-02	0,05	04	597	4,/3	5 70E 02	1,14E-02	0,08	210	4,04	
50.07	3,13E-01	+,/0E-03	0,01	90	560	6.21	-3,70E-02	4,/0E-03	-0,08	175	1,80	
/	5,52E-01	3,/IE-03	0,01	<u> </u>	208	0,31	2,39E-02	3,71E-03	0,15	1/3	3,23	

Таблица 23. Параметры петель гистерезиса туфов (толща АТ) обрамления Малкинского выступа

Is – намагниченность насыщения, Irs – остаточная намагниченность насыщения, Hc – коэрцитивная сила, Hcr – остаточная коэрцитивная сила.

были взяты образцы туфов и туфосилицитов, намагниченность которых не включает вторичных компонент.

Микроскопическое изучение пород бассейна р. Бурная показало, что они представлены преимущественно кристалло-витрокластическими туфами. Породы сравнительно свежие. Вторичные изменения в них представлены слабой пелитизацией и пумпеллиитизацией плагиоклазов, хлоритизацией пироксенов, иногда стекла. Изредка по стеклу и плагиоклазу развивается карбонат. Перечисленные выше парагенезисы вторичных минералов отвеча-



Рис. 141. Примеры днаграмм Зийдервельда и кривых зависимостей Js-T, Jrs-T для пород бассейна р. Хатапваям

Таблица 24. Параметры петель гистерезиса пород бассей

No	6	ез компенс	шки парам	агнитной с	С компенсацией парамагнитной составляющей						
образца	Is	lrs	Irs/Is	Hc	Hcr	Hcr/Hc	Is	Ĭrs	lrs/ls	Hc	Hcr/Hc
236v86	5,37E-01	1,67E-02	0,031	47	281	5,98	3,25E-01	1,67E-02	0,051	50	5,62
242-86	3,77E-01	4,95E-03	0,01	83	400	4,82	3,62E-02	4,95E-03	0,14	126	3,17
244-86	3,90E-01	5,19E-03	0,01	81	402	4,96	1,21E-02	5,19E-03	0,43	126	3,19
245-86	3,25E-01	4,48E-03	0,01	95	425	4,47	-5,85E-03	4,48E-03	-0,77	163	2,61
246-86	3,29E-01	4,38E-03	0,01	84	420	5,00	2,35E-02	4,38E-03	0,19	130	3,23
247-86	3,37E-01	4,55E-03	0,01	92	427	4,64	-1,28E-02	4,55E-03	-0,35	159	2,69
248-86	3,37E-01	4,90E-03	0,01	100	502	5,02	6,18E-03	4,90E-03	0,79	168	2,99
250-86	2,25E-01	2,13E-03	0,01	85	457	5,38	2,78E-03	2,13E-03	0,77	180	2,54
251-86	2,71E-01	3,24E-03	0,01	79	390	4,94	3,91E-02	3,24E-03	0,08	121	3,22
253-86	2,62E-01	3,34E-03	0,01	95	464	4,88	9,52E-03	3,34E-03	0,35	166	2,80
254-86	3,57E-01	3,50E-03	0,01	88	446	5,07	3,97E-03	3,50E-03	0,88	184	2,42
255-86	2,66E-01	2,12E-03	0,01	79	455	5,76	-6,71E-03	2,12E-03	-0,32	199	2,29
259-86	2,21E-01	8,43E-04	0,00	52	1104	21,23	-1,31E-02	8,43E-04	-0,06	137	8,06
260-86	1,97E-01	5,55E-04	0,00	50	6204	124,08	-2,31E-02	5,55E-04	-0,02	131	47,36
263-86	2,55E-01	3,00E-03	0,01	98	443	4,52	-5,35E-03	3,00E-03	-0,56	197	2,25
264-86	3,82E-01	4,10E-03	0,01	91	420	4,62	-1,03E-02	4,10E-03	-0,40	188	2,23
265-86	2,89E-01	3,14E-03	0,01	90	415	4,61	1,50E-02	3,14E-03	0,21	173	2,40
266-86	6,23E-01	1,50E-02	0,02	42	287	6,83	3,90E-01	1,50E-02	0,04	43	6,67
267-86	1,68E-01	2,01E-03	0,01	96	439	4,57	1,73E-03	2,01E-03	1,16	176	2,49
268-86	3,16E-01	3,40E-03	0,01	87	437	5,02	-8,72E-05	3,40E-03	-38,98	170	2,57
269-86	5,16E-01	3,01E-02	0,06	106	312	2,94	2,47E-01	3,01E-02	0,12	112	2,79
270-86	3,71E-01	1,01E-02	0,03	146	412	2,82	2,34E-02	1,01E-02	0,43	211	1,95
274-86	1,68E-01	1,61E-03	0,01	104	541	5,20	-1,03E-02	1,61E-03	-0,16	284	1,90
275-86	3,69E-01	1,58E-02	0,04	166	432	2,60	4,63E-02	1,58E-02	0,34	209	2,07
276-86	2,96E-01	8,97E-03	0,03	149	421	2,83	2,33E-02	8,97E-03	0,39	205	2,05
277-86	2,81E-01	3,12E-03	0,01	81		4,49	1,29E-02	3,12E-03	0,24	135	2,70
279 -8 6	3,14E-01	4,98E-03	0,02	154	641	4,16	-2,74E-02	4,98E-03	-0,18	420	1,53
280-86	2,28E-01	1,75E-03	0,01	78	481	6,17	-6,28E-03	1,75E-03	-0,28	197	2,44
281-86	1,79E-01	4,24E-03	0,02	95	315	3,32	2,47E-02	4,24E-03	0,17	120	2,63
282-86	2,20E-01	2,68E-03	0,01	91	398	4,37	-3,80E-03	2,68E-03	-0,70	165	2,41
284-86	1,95E-01	2,14E-03	0,01	91	437	4,80	1,82E-03	2,14E-03	1,18	177	2,47
285-86	1,61E-01	1,32E-03	0,01	85	523	6,15	-3,26E-03	1,32E-03	-0,40	213	2,46
299-86	9,12E-01	1,87E-02	0,021	30	234	7,80	6,42E-01	1,87E-02	0,029	31	7,55
355-86	1.30E+00	1,16E-01	0,090	122	517	4.24	9,40E-01	1.16E-01	0,124	125	4,14

Is – намагниченность насыщения, Irs – остаточная намагниченность насыщения, Hc – коэрцитивная сила, Hcr – остаточная коэрцитивная сила.

ют пренит-пумпеллиитовой ступени зеленосланцевой фации с T=190-250°C, P=1-1,5кбар [Frey et al., 1991].

Геологические разрезы в районе м. Вулканический сложены туфами, туфопесчаниками и туфосилицитами. Вторичные изменения этих пород выражены в развитии по стеклу агрегата хлорита и пумпеллиита, в замещении плагиоклазов соссюритом и эпидотом, в хлоритизации клинопироксена. Повсеместно в породах развит пренит, иногда совместно с карбонатом и хлоритом. Парагенезисы вторичных минералов пород м. Вулканический соответствуют пренит-пумпеллиитовой ступени зеленосланцевой фации с T=210-270°C; P=1-2кбар [Frey et al., 1991].

В результате микрозондовых исследований пород бассейна р. Бурная (4 образца) были выявлены равномерно распределенные по породе зерна титаномагнетита в большинстве случаев неправильной формы, часто раздробленные и резорбированные. Для этих зерен характерны трещины однофазного окисления. Размер зерен титаномагнетита колеблется от 5 до 50 мкр. В некоторых шлифах помимо этих равномерно распределенных отдельных зерен наблюдались скопления мелких (размерами до 2 мк) зерен титаномагнетита, а также единичные агрегаты, состоящие из магнетита, ильменита и сфена. Содержания ТіО, в зернах титаномагнетита колеблется от 1 до 12%, редко до 15%. Большинство зерен в скоплениях также представлены титаномагнетитом (1-9% TiO₂).

Изучение магнитных минералов пород в районе мыса Вулканический (5 образцов) показало, что они также представлены многочисленными, равномерно распределенными по породе зернами титаномагнетита. Видимый размер этих зерен варьирует от 1 до 30 мк. Также наблюдались скопления мелких зерен, размеры которых не превышают 2– 4 мк. Встречаются зерна как однородные и плотные, так и трещиноватые, рыхлые и корродированные. Иногда в зернах наблюдаются трещины однофазного окисления. Содержание TiO₂ в зернах и скоплениях титаномагнетита меняется от 1–2 до 13–15%.

Анализ кривых Js-T и Jrs-T показал, что в островодужных породах бассейна р. Бурная и в районе м. Вулканический присутствует только одна магнитная фаза – магнетит с Tc – 550–570°C (рис.142). Следовательно, видимые при микрозондовых исследованиях зерна титаномагнетита претерпели тонкий спинодальный распад с образованием магнетита, который не фиксируется при максимальном увеличении микроанализатора.

Параметры петель гистерезиса пород из бассейна р. Бурная и из района м. Вулканический (табл.25, 26) показывают, что магнитные минералы этих пород представлены или многодоменными зернами магнетита, или агрегатами сильно взаимодействующих однодоменных зерен.

Бассейн р. Ничакваям.

Как было показано в главе 2, в островодужных толщах бассейна р. Ничакваям выделяется доскладчатая, по-видимому, первичная магнитная компонента, которая сохраняется при температурной чистке в интервале температур от 250–300° до 500– 570°С (рис.143). Более поздние послескладчатые компоненты намагниченности уничтожаются при нагревах не выше 250–300°С, то есть, толщи практически неперемагничены.

Микроскопическое изучение вулканогенно-осадочных островодужных толщ бассейна р. Ничакваям показало, что кристалло-витрокластические туфы, которыми в основном сложены исследованные разрезы, только незначительно изменены вторичными процессами. Вторичные измененыя выражены в развитии по стеклу агрегата хлорита и пумпеллиита, замещении плагиоклазов соссюритом и эпидотом. Клинопироксен замещается хлоритом. Повсеместно развит пренит, иногда совместно с карбонатом и хлоритом. Вторичные изменения оливиновых и пироксен-плагиоклазовых базальтов, иногда встречающихся в разрезах, представлены парагенезисом хлорита, пренита, пумпеллиита, эпидота, карбоната.

Установленные парагенезисы вторичных минералов соответствуют метаморфизму толщ при T=210-270°C и P=1-2 кбар.

Микрозондовые исследования многочисленных зерен магнитных минералов из трех образцов островодужных пород в бассейне р.Ничакваям показали, что они представлены титаномагнетитом. Содержания TiO₂ в зернах титаномагнетита колеблется от 0 до18%. Зерна титаномагнетита однородны по строению (рис.144) без видимых признаков распада. Химические составы титаномагнетитов в пределах отдельных зерен постоянны.

На кривых Js-T и Jrs-T (см. рис.143) наблюдается только один перегиб при температуре 575°С. Это свидетельствует о том, что магнитные минералы представлены только магнетитом. Следовательно, титаномагнетит и здесь претерпел тонкий (значительно тоньше пучка электронов микрозонда)


Рис. 142. Примеры днаграмм Зийдервельда и кривых зависимостей Js--T, Jrs--Т для пород бассейна р. Бурная и м. Вулканический

спинодальный распад с образованием чистого магнетита.

Камчатский перешеек.

На Камчатском перешейке была опробована толща, сложенная преимущественно туфами и туффитами. Выделяются туфы кристалло-витрокластические и витрокластические. По стекловатой основной массе туфов развиты цеолиты, хлориты и гидроокислы железа. В отдельных шлифах наблюдается замещение зерен плагиоклаза карбонатным материалом. По набору наложенных фаз можно сделать вывод, что условия метаморфизма соответствуют цеолитовой фации (T=150–160°C, P – не более 0,5 кбар).

Толща разбита на 7 блоков. В блоке 1 из 11 образцов в 3 присутствуют вторичные компоненты намагниченности, сохраняющиеся при нагреве до 450–500°С. В блоке 2 в 3 образцах из 7 вторичные

N⁰	Б	ез компенса	ции парама	агнитной со	С компенсацией парамагнитной составляющей						
образца	ls	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr	Hcr/Hc	Is	Irs	lrs/ls	Hc	Hcr/Hc
1-95	1,67E+00	9,53E-02	0,06	92	507	5,51	1,32E+00	9,53E-02	0,07	94	5,39
1-95a	1,46E+00	7,56E-02	0,05	81	478	5,90	1,14E+00	7,56E-02	0,07	83	5,76
3-95	2,14E+00	1,74E-01	0,08	119	582	4,89	1,90E+00	1,74E-01	0,09	121	4,81
4-95	2,27E+00	3,03E-01	0,13	205	745	3,63	1,91E+00	3,03E-01	0,16	208	3,58
5-95	1,08E+00	6,84E-02	0,06	113	480	4,25	6,20E-01	6,84E-02	0,11	119	4,03
6-95	1,22E+00	6,87E-02	0,06	102	474	4,65	8,36E-01	6,87E-02	0,08	106	4,47
7-95	9,31E-01	6,60E-02	0,07	87	417	4,79	8,34E-01	6,60E-02	0,08	87	4,79
10-95	9,79E-01	5,85E-02	0,06	78	324	4,15	8,09E-01	5,85E-02	0,07	79	4,10
12-95	1,01E+00	5,98E-02	0,06	75	339	4,52	8,56E-01	5,98E-02	0,07	75	4,52
13-95	1,70E+00	1,25E-01	0,07	93	409	4,40	1,48E+00	1,25E-01	0,08	94	4,35
17-95	5,00E-03	1,19E-04	0,02	65	75	1,15	-3,17E-03	1,19E-04	-0,04	64	1,17
17-95	1,57E+00	1,47E-01	0,09	112	395	3,53	1,38E+00	1,47E-01	0,11	113	3,50
18-95	1,68E+00	1,30E-01	0,08	96	352	3,67	1,39E+00	1,30E-01	0,09	98	3,59
19-95	1,08E+00	1,01E-01	0,09	114	467	4,10	1,06E+00	1,01E-01	0,09	114	4,10
20-95	1,30E+00	1,06E-01	0,08	109	523	4,80	1,22E+00	1,06E-01	0,09	110	4,75
21-95	1,98E+00	1,39E-01	0,07	87	398	4,57	1,85E+00	1,39E-01	0,08	87	4,57
22-95	4,51E+00	2,42E-01	0,05	68	438	6,44	4,49E+00	2,42E-01	0,05	68	6,44
23-95	1,47E+00	1,41E-01	0,10	119	483	4,06	1,34E+00	1,41E-01	0,11	120	4,03
24-95	1,21E+00	1,04E-01	0,086	89	370	4,16	1,14E+00	1,04E-01	0,092	90	4,11
25-95	1,22E+00	1,06E-01	0,09	104	434	4,17	1,12E+00	1,06E-01	0,09	105	4,13
26-95	1,01E+00	4,94E-02	0,05	75	450	6,00	9,40E-01	4,94E-02	0,05	75	6,00
27-95	9,16E-01	6,75E-02	0,07	92	440	4,78	8,87E-01	6,75E-02	0,08	93	4,73
29-95	1,97E+00	1,26E-01	0,06	88	460	5,23	1,85E+00	1,26E-01	0,07	89	5,17
30-95	2,09E+00	1,24E-01	0,06	72	298	4,14	1,96E+00	1,24E-01	0,06	73	4,08
31-95	3,08E+00	2,04E-01	0,066	66	253	3,83	2,88E+00	2,04E-01	0,071	66	3,83
33-95	1,16E+00	8,48E-02	0,07	99	361	3,65	9,65E-01	8,48E-02	0,09	100	3,61
34-95	4,75E+00	5,30E-01	0,11	137	442	3,23	3,69E+00	5,30E-01	0,14	139	3,18
35-95a	3,82E+00	4,02E-01	0,105	103	361	3,50	3,64E+00	4,02E-01	0,110	103	3,50
35-95	3,63E+00	4,08E-01	0,11	134	415	3,10	2,96E+00	4,08E-01	0,14	136	3,05
36-95	3,30E+00	3,17E-01	0,10	118	379	3,21	2,53E+00	3,17E-01	0,13	120	3,16
38-95	2,23E+00	1,77E-01	0,08	88	311	3,53	2,02E+00	1,77E-01	0,09	88	3,53
<u>38-95a</u>	1,07E+00	7,08E-02	0,066	68	286	4,21	9,35E-01	7,08E-02	0,076	68	4,21
39-95	2,02E+00	2,32E-01	0,11	135	527	3,90	1,92E+00	2,32E-01	0,12	135	3,90
40-95	1,65E+00	1,22E-01	0,07	90	307	3,41	1,38E+00	1,22E-01	0,09	91	3,37
41-95	3,23E+00	3,31E-01	0,10		328	2,78	2,40E+00	3,31E-01	0,14	120	2,73
41-95a	2,63E+00	2,50E-01	0,095	89	282	3,17	2,42E+00	2,50E-01	0,104	89	3,17
42-95	2,29E+00	1,8/E-01	0,082	80	277	3,22	2,05E+00	1,8/E-01	0,091	87	3,18
43-93	2,30E+00	1,885-01	0,08	93	427	4,59	2,29E+00	1,88E-01	0,08	93	4,39
44-93	1,00E+00	1,09E-01	0,07	01	202	3,74	1,48E+00	1,09E-01	0,07	85	3,09
44-93A	1,30E+00	9,05E-02	0,07	70	283	3,49	1,18E+00	9,08E-02	0,08	<u> </u>	3,49
43-93	1,235+00	0,95E-02	0,073	///	200	3,04	1,07E+00	0,95E-02	0,084	/1 0=	2,39
43-93	1,000000	7.900-02	0,07	<u>63</u>	200	3,12	1.005100	7.90E-02	0,07	<u>63</u> 97	3,12
40-93	1.045-00	141501	0,07	<u>02</u> 92	308	3,/0	1 03E+00	1,04E-02	0,08	60	3,/1
48-05	2 175+00	1 73E 01	0.07	05	310	3,81	2 12E+00	1,412-01	0,07	05	3,61
40-05	0 105-01	5 325-01	0,08	70	307	<u> </u>	8 47E 01	5 325-02	0,08	70	4 22
50-05	1 525-01	1.01E.01	0,00	70	200	4,33	1 41E±00	101001	0,00	72	3 24
56-95	1 01 5+00	1,012-01	0,07	62	200	J,04 A 27	1 705+00	1.035.01	0,07	64	4 25
57-95	1,710+00	6 32 - 02	0,05	67	271	4 04	1 04 5 +00	6325.02	0,00	67	4 04
63-05	3015-01	2 175-02	0,00	07	402	4 14	2255.01	2 175-02	0,00	101	3 09
65-95	2 03E-01	4 485-02	0,00	42	100	4 74	8 585.02	4 485-02	0.05	45	4 4 2
68-95	2,050-01	1 44F_02	0.02	96	392	4 44	1 705-01	1 445-02	0,05	80	4 20
69-05	7445_01	2.60E-02	0,03	84	310	3 20	2 365.02	2 605-02	0,00	07	3 4 2
71-95	1 37E_01	5.45E-03	0,03	67	364	5,00	0 54E-02	545E_02	0.06	64	5 60
72-05	9.705.01	3 705-03	0.04	44	209	677	9,04E-02	3 705 01	0,00	45	6.67
74-05	8 56E M	7 895 02	0,04	147	407	2 50	4 34E M	7 885 02	0,05	166	2 45
81-95	1 105+00	646E-03	0.07	85	474	4.00	9915-02	646E-03	0.07	85	4 00
83.05	2 16F-01	8 23E-02	0,00	63	366	T,77	1 42E-01	8 11E-02	0.04	65	5.62
L 03-33	12,100-01	1.0,335-03	L. 0,04	1 05	1. 500	1, 2,01	11,720-01	T 0'23E-03	L 0,00	1 0 3	

Таблица 25. Параметры петель гистерезиса для пород бассейна р. Бурная

Is – намагниченность насыщения, Irs – остаточная намагниченность насыщения, Hc – коэрцитивная сила, Hcr – остаточная коэрцитивная сила, исг – остаточная коэрцитивная сила.

Таблица 25 (окончание)

86-95	1,91E-01	1,49E-02	0,08	146	405	2,77	8,54E-02	1,49E-02	0,17	156	2,60
87-95	5,97E-01	6,71E-02	0,11	149	431	2,89	4,40E-01	6,71E-02	0,15	152	2,84
89-95	6,09E-01	7,32E-02	0,12	209	540	2,58	4,88E-01	7,32E-02	0,15	214	2,52
90-95	8.00E-02	8.62E-03	0.11	76	855	11.25	9.32E-02	8.62E-03	0.09	76	11.25
92-95	1.90E-01	6.28E-03	0.03	64	326	5.09	9.13E-02	6.28E-03	0.07	68	4.79
96-95	2.78E-01	6.97E-03	0.03	38	235	6.18	1.77E-01	6.97E-03	0.04	40	5.88

Таблица 26. Параметры петель гистерезиса для пород в районе м. Вулканический

N₂	Б	ез компенса	ции парам	агнитной с	С компенсацией парамагнитной составляющей						
образца	Is	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr	Hcr/Hc	' Is	lrs	Irs/Is	Hc	Hcr/Hc
107-95	6,54E-01	2,64E-02	0,04	169	797	4,72	1,72E-01	2,64E-02	0,15	208	3,83
108-95	9,08E-01	2,16E-02	0,02	113	419	3,71	1,25E-01	2,16E-02	0,17	151	2,77
108-95	8,61E-01	2,01E-02	0,02	123	432	3,51	8,47E-02	2,01E-02	0,24	173	2,50
112-95	4,32E-01	5,03E-02	0,12	92	713	7,75	2,03E+00	5,03E-02	0,02	78	9,14
114-95	_1,04E-01	1,45E-03	0,01	143	581	4,06	-4,29E-03	1,45E-03	-0,34	363	1,60
122-95	1,33E+00	1,77E-01	0,13	201	817	4,06	1,11E+00	1,77E-01	0,16	204	4,00
127-95	1,12E+00	1,56E-01	0,14	208	826	3,97	9,70E-01	1,56E-01	0,16	211	3,91
133-95	1,09E+00	7,44E-02	0,07	116	616	5,31	7,62E-01	7,44E-02	0,10	120	5,13
135-95	1,01E+00	1,24E-01	0,12	236	815	3,45	6,70E-01	1,24E-01	0,19	246	3,31
139-95	3,12E+00	3,09E-01	0,10	156	454	2,91	1,97E+00	3,09E-01	0,16	161	2,82
141-95	3,41E-01	1,64E-02	0,05	177	491	2,77	6,21E-02	1,64E-02	0,26	216	2,27
149-95	6,20E-01	3,92E-02	0,06	146	403	2,76	2,08E-01	3,92E-02	0,19	161	2,50
152-95	4,79E-01	2,99E-02	0,06	230	630	2,74	1,08E-01	2,99E-02	0,28	277	2,27
156-95	9,87E-01	7,76E-02	0,08	206	583	2,83	3,37E-01	7,76E-02	0,23	230	2,53
157-95	2,08E-01	1,93E-03	0,01	97	574	5,92	-1,14E-02	1,93E-03	-0,17	264	2,17
159-95	1,34E+00	2,23E-01	0,17	277	907	3,27 -	1,04E+00	2,23E-01	0,21	283	3,20
161-95	8,27E-01	9,37E-02	0,11	160	531	3,32	7,31E-01	9,37E-02	0,13	162	3,28
163-95	1,19E+00	1,73E-01	0,15	233	619	2,66	9,27E-01	1,73E-01	0,19	238	2,60
164-95	7,47E-01	1,07E-01	0,14	223	515	2,31	4,88E-01	1,07E-01	0,22	231	2,23
165-95	1,46E+00	1,74E-01	0,12	171	536	3,13	1,19E+00	1,74E-01	0,15	173	3,10
166-95	6,15E-01	3,78E-02	0,06	218	773	3,55	1,38E-01	3,78E-02	0,27	261	2,96
169-95	1,78E+00	3,07E-01	0,17	202	480	2,38	1,53E+00	3,07E-01	0,20	204	2,35
183-95	2,06E+00	3,51E-01	0,17	326	885	2,71	1,95E+00	3,51E-01	0,18	328	2,70
193-95	8,74E-01	1,03E-01	0,12	195	8 32	4,27	7,01E-01	1,03E-01	0,15	199	4,18
196-95	2,66E+00	4,66E-01	0,18	344	989	2,88	1,47E+00	4,66E-01	0,32	363	2,72
197-95	1,51E+00	1,35E-01	0,09	127	723	5,69	1,48E+00	1,35E-01	0,09	127	5,69
198-95	1,07E+00	1,01E-01	0,09	149	851	5,71	7,73E-01	1,01E-01	0,13	153	5,56
198-95	1,31E+00	1,37E-01	0,10	170	860	5,06	1,05E+00	1,37E-01	0,13	173	4,97
199-95	1,32E+00	1,06E-01	0,08	122	642	5,26	1,11E+00	1,06E-01	0,10	123	5,22

Is – намагниченность насыщения, Irs – остаточная намагниченность насыщения, Hc – коэрцитивная сила, Hcr – остаточная коэрцитивная сила.

компоненты сохраняются до 300–500°С. В блоке 3 в 4 образцах из 22 вторичные компоненты уничтожаются в интервале 300–580°С. В блоке 4 в 4 образцах из 9 компоненты сохраняются до 400–560°С. В блоке 5 во всех пяти изученных образцах вторичные компоненты сохраняются до 350–550°С, в блоке 6 в 1 из 5 образцов выявлена вторичная компонента, сохраняющаяся до 480°С. В блоке 7 намагниченность 3 образцов из 9 включает вторичные компоненты, уничтожающиеся при 300–480°С. В торичные компоненты направлены по современному полю Земли. Из блока 3, практически неперемагниченного, для микрозондовых исследований были выбраны 3 образца туфов, намагниченность которых представлена только доскладчатыми компонентами. Содержания TiO₂ в зернах титаномагнетита колеблется от 0 до15%.

Зерна титаномагнетита имеют однородную структуру без видимых признаков распада и окисления. Но анализ кривых Js-T и Jrs-T свидетельствует о спинодальном распаде титаномагнетита с образованием магнетитовой фазы (Tc=580°C) (рис.145).



Рис. 143. Примеры диаграмм Зийдервельда и кривых зависимостей Js-T, Jrs-T для туфов из бассейна р. Ничакваям



Рис. 144. Примеры зерен титаномагнетитов из туфов в бассейне р. Ничакваям

Измеренные по 6 образцам параметры петель гистерезиса показывают, что магнетит многодоменный или является агрегатом сильно взаимодействующих однодоменных зерен (табл.27).

Хребет Кумроч.

В намагниченности большинства образцов туфов хребта Кумроч выявляется вторичная компонента, уничтожающаяся при температурах 300– 350°С и направленная по современному магнитному полю Земли.

Исследованные позднемеловые вулканогенные толщи хр. Кумроч представлены кристалло- витрокластическими и витрокластическими туфами и туффитами. Вторичные изменения туфов выражены в развитии тонкого агрегата цеолитов, хлоритов и гидроокислов железа по стеклу и цеолитов и пелитовых минералов по плагиоклазу. Часто в этих породах встречается халцедон. Степень метаморфизма толщ вряд ли выходит за границы цеолитовой фации (T=150–160°C, Р не более 0,5 кбар).

Микрозондовые исследования были проведены по 4 образцам туфов, в двух из которых намагниченность представлена только доскладчатой компонентой, а в двух других присутствуют послескладчатые компоненты, сохраняющиеся до 400°С в одном и до 300°С в другом. Были выявлены зерна титаномагнетита (размер от 1 до 80–100 мк) без видимых структур распада и окисления. Содержания TiO₂ в зернах титаномагнетита распределены от 0 до 17%.

Как и в других районах, титаномагнетит в туфах хр. Кумроч претерпел тонкий спинодальный распад, поскольку кривые Js-T, Jrs-T показывают присутствие только магнетитовой фазы с Tc=580°C (рис.146).

Измеренные по 7 образцам параметры петель гистерезиса показывают, что магнетит многодоменный или является агрегатом сильно взаимодействующих однодоменных зерен (табл.28). Близкие результаты были опубликованы для туфогенных толщ хр. Кумроч в работе [Печерский, Шапиро, 1996].

Ильпинский п-ов.

На Ильпинском полуострове были исследованы терригенные толщи, сложенные тонкослоистыми туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами с мночисленными горизонтами карбонатных конкреций. Возраст толщ от позднего мела до раннего олигоцена. Намагниченность пород часто включает только одну высокотемпературную доскладчатую и, по-видимому, первичную компоненту (по тестам складки и обращения) (рис.147).

Вторичные изменения пород выражены в девитрификации и очень слабой хлоритизации стекла. Плагиоказы – в основном свежие, незамутненные, иногда – слабо цеолитизированные и соссюритизированные, в единичных зернах плагиоклаза наблюдается вторичный пренит. По клинопироксену вдоль спайности развит хлорит и эпидот – по краям отдельных зерен. Трудно сказать являются ли эти изменения до- или постседиментационными. Судя по очень слабым изменениям, можно предположить, что условия метаморфизма пород характеризовались низкими температурой и давлением: T=160–180°C, P=1 кбар.



Рис. 145. Примеры кривых зависимостей Js-T, Jrs-T для туфов с Камчатского перешейка.

Образец		С парам	агнитной	фракцие	Й	Без парамагнитной фракции					
:	ls	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr/Hc	Hcr	Is	Irs	Irs/Is	Hc	Her/He
sh529	7,11E-01	5,99E-02	0,084	98	3,37	331	5,29E-01	5,99E-02	0,113	101	3,29
sh572	1,20E+00	2,14E-01	0,178	229	2,79	638	9,01E-01	2,14E-01	0,237	234	2,73
sh531	1,55E+00	1,42E-01	0,091	96	3,02	290	1,25E+00	1,42E-01	0,113	97	2,97
sh570	1,73E+00	1,71E-01	0,099	107	3,16	337	1,42E+00	1,71E-01	0,120	108	3,11
sh533	1,57E+00	3,40E-01	0,217	218	2,28	498	1,32E+00	3,40E-01	0,258	221	2,25
sh537	5,25E-01	5,98E-02	0,114	133	3,07	408	4,14E-01	5,98E-02	0,144	135	3,01

Таблица 27. Параметры петель гистерезиса для пород Камчатского перешейка

Is - намагниченность насыщения, Irs - остаточная намагниченность насыщения, Нс - коэрцитивная сила, Нсг - остаточная коэрцитивная сила.



Рис. 146. Примеры кривых зависимостей Js-T, Jrs-T для туфов с хр. Кумроч

Как показали микрозондовые исследования 5 образцов, магнитные минералы в осадочных породах Ильпинского п-ва представлены титаномагнетитом, зерна которого характеризуются изометричными и обломочными формами. Размер зерен колеблется от 1–2 до 20 мк (рис.148). Зерна титаномагнетита иногда однородные и плотные, иногда рыхлые и трещиноватые. Часто в зернах титаномагнетита наблюдаются трещины низкотемпературного окисления. Содержание TiO, в титаномагнетите колеблется от 4 до 15–17%. Чистый магнетит встречается редко.

Точки Кюри для большинства исследованных пород Ильпинского полуострова лежат в интервале температур 500–580°С. На единичных кривых наблюдаются пики при температуре около 400°С, которые могут свитетельствовать о присутствии магтемита (см. рис.147).

Параметры петель гистерезиса показывают, что магнетит в образцах многодоменный или является

Образец		С парам	агнитной	фракцие	Без парамагнитной фракции						
	ls	Irs	lrs/is	Hc	Is	lrs	Irs/Is	Hc	Her/He		
sh172	2,44E+00	2,58E-01	0,106	96	3,11	297	2,26E+00	2,58E-01	0,114	96	3,09
1364	2,66E+00	1,68E-01	0,063	63	3,86	243	2,50E+00	1,68E-01	0,067	63	3,84
1362	2,51E+00	1,91E-01	0,076	71	3,95	281	2,44E+00	1,91E-01	0,078	71	3,95
1230	1,85E+00	8,16E-02	0,044	42	5,21	218	1,65E+00	8,16E-02	0,049	42	5,17
1372	7,46E-01	5,16E-02	0,069	69	3,83	263	6,53E-01	5,16E-02	0,079	69	3,79

Таблица 28. Параметры петель гистерезиса для пород хр. Кумроч

Is - намагниченность насыщения, Irs - остаточная намагниченность насыщения, Hc - коэрцитивная сила, Hcr - остаточная коэрцитивная сила,



Рис. 147. Примеры диаграмм Зийдервельда (а) и кривых зависимостей Js-T, Jrs-T (б) для пород п-ва Ильпинский

агрегатом сильно взаимодействующих однодоменных зерен (табл.29).

Петромагнитные свойства перемагниченных пород других районов Камчатки и юга Корякии

Бухта Анастасии

(север Олюторского хребта)

В районе бухты Анастасии тектонически совмещены позднемеловые комплексы пород, сформированные в условиях островной дуги и окраинного моря (глава 2). Аллохтонные окраинноморские и островодужные толщи обладают отчетливой послескладчатой намагниченностью. Перемагниченные окраинноморские породы представлены туфоалевролитами, силицитами, туфопесчаниками, красными яшмами, иноцерамовыми яшмовыми толщами, подушечными базальтами и силлами базальтов, черными, зелеными и серыми кремнями. Перемагниченные островодужные толщи представлены в основном туфами и туффитами основного состава различной зернистости. Компонент-



Рис. 148. Примеры зерен титан-железистых минералов в породах Ильпинского п-ва

ный анализ намагниченности окраинноморских и островодужных толщ показал, что намагниченность практически всех изученных образцов состоит из одной компоненты. В осадочных и вулканогенных толщах как окраинноморских, так и островодужных она сохраняется до 500–520°C. В окраинноморских красных яшмах и иноцерамовых толщах намагниченность сохраняется до 650-680°С (рис.149).

Микроскопическое изучение пород показало, что осадочные породы окраинноморских толщ содержат большое количество пирокластики, в частности, девитрифицированного стекла (до 60–70%). Обломки представлены преимущественно пелитизированным и соссюритизированным плагиоклазом. Редкие зерна оливина в рассматриваемых породах в той или иной степени замещены серпентином.

Основная масса представлена сильно измененной пирокластикой (развиты тонкозернистые хлориты, пренит, гидроокислы железа, карбонаты, эпидот). В двух шлифах встречен актинолит. Редкие жилы выполнены средне-, крупнозернистыми пренитом, хлоритом и мелкозернистым альбитом. Указанные парагенезисы вторичных минералов отвечают пренит-актинолитовой ступени зеленосланцевой фации метаморфизма, параметры которой определяются T=260-300°C и P=1-2 кбар [Frey et al., 1991].

В окраинноморских базальтах плагиоклаз сильно пелитизирован, по клинопироксенам развит хлорит, стекло девитрифицировано и замещено палагонитом. Иногда в породах наблюдаются многочисленные трещины, выполненные гидроокислами железа и агрегатом пренита и альбита, иногда карбонатом. Вторичные изменения базальтов протекали при T=190-220°C и P=1-2 Кбар [Frey et al., 1991].

Б	ез компенса	ции парама	агнитной со	ставляюще	Й	С комг	енсацией п	арамагнити	юй составля	ющей
Is	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr	Hcr/Hc	ls	Irs	lrs/ls	Hc	Hcr/Hc
			Кыла	нская свить	ы (ранний э	оцен)				
2,53E-01	1,13E-02	0,04	88	335	3,81	1,23E-01	1,13E-02	0,09	94	3,56
1,53E-01	5,52E-03	0,04	106	377	3,56	4,35E-02	5,52E-03	0,13	122	3,09
8,00E-02	1,72E-03	0,02	129	446	3,46	7,41E-04	1,72E-03	2,32	201	2,22
1,23E-01	3,39E-03	0,03	103	409	3,97	1,52E-02	3,39E-03	0,22	129	3,17
1,89E-01	3,02E-03	0,02	113	458	4,05	4,25E-04	3,02E-03	7,11	190	2,41
1,88E-01	5,16E-03	0,03	88	375	4,26	4,18E-02	5,16E-03	0,12	103	3,64
4,04E-01	2,28E-02	0,06	108	333	3,08	1,77E-01	2,28E-02	0,13	115	2,90
1,81E-01	7,04E-03	0,04	106	377	3,56	5,12E-02	7,04E-03	0,14	121	3,12
2,32E+00	2,30E-01	0,10	104	316	3,04	1,99E+00	2,30E-01	0,12	105	3,01
8,11E-01	5,06E-02	0,06	68	275	4,04	7,17E-01	5,06E-02	0,07	68	4,04
1,49E-01	2,33E-03	0,02	87	381	4,38	8,72E-03	2,33E-03	0,27	128	2,98
5,69E-01	4,61E-02	0,08	112	344	3,07	4,36E-01	4,61E-02	0,11	115	2,99
1,09E-01	1,47E-03	0,01	105	464	4,42	8,46E-04	1,47E-03	1,74	187	2,48
1,02E-01	4,64E-04	0,00	69	1005	14,57	-3,54E-03	4,64E-04	-0,13	25	40,20
9,25E-01	2,67E-02	0,03	47	254	5,40	6,09E-01	2,67E-02	0,04	49	5,18
1,24E-01	1,51E-03	0,01	77	407	5,29	7,63E-03	1,51E-03	0,20	119	3,42
2,26E-01	2,78E-03	0,01	73	362	4,96	8,93E-03	2,78E-03	0,31	112	3,23
8,01E-01	8,15E-02	0,10	114	342	3,00	7,15E-01	8,15E-02	0,11	115	2,97
1,80E+00	1,89E-01	0,11	106	309	2,92	1,54E+00	1,89E-01	0,12	107	2,89
1,40E+00	5,69E-02	0,04	49	246	5,02	1,36E+00	5,69E-02	0,04	49	5,02
7,19E-01	2,57E-02	0,04	48	252	5,25	5,58E-01	2,57E-02	0,05	49	5,14
7,29E-01	5,51E-02	0,08	87	302	3,47	5,54E-01	5,51E-02	0,10	88	3,43
9,10E-01	4,58E-02	0,05	60	266	4,43	7,30E-01	4,58E-02	0,06	61	4,36
3,37E-01	1,61E-02	0,05	88	320	3,64	1,60E-01	1,61E-02	0,10	93	3,44
7,26E-01	3,00E-02	0,04	48	238	4,96	6,02E-01	3,00E-02	0,05	49	4,86
			Ю	жноильпин	ская свита (K ₂)				
1,58E-01	1,57E-03	0,01	86	510	5,93	2,66E-03	1,57E-03	0,59	172	5,93
1,45E-01	1,30E-03	0,01	86	416	4,84	-8,39E-03	1,30E-03	-0,15	201	4,84
1,93E-01	1,97E-03	0,01	78	404	5,18	-1,23E-02	1,97E-03	-0,16	151	5,18
1,07E+00	1,15E-01	0,11	113	334	2,96	9,33E-01	1,15E-01	0,12	113	2,96
5,66E-01	2,62E-02	0,05	56	264	4,71	3,70E-01	2,62E-02	0,07	58	4,71
1,36E+00	8,54E-02	0,06	65	291	4,48	1,17E+00	8,54E-02	0,07	66	4,48
1,71E+00	1,94E-01	0,11	107	314	2,93	1,51E+00	1,94E-01	0,13	108	2,93
1,26E+00	7,59E-02	0,06	64	308	4,81	1,12E+00	7,59E-02	0,07	65	4,81
1,67E+00	1,01E-01	0,06	64	291	4,55	1,60E+00	1,01E-01	0,06	65	4,55
8,26E-01	8,16E-02	0,10	100	317	3,17	7,27E-01	8,16E-02	0,11	100	3,17
5,22E-01	3,58E-02	0,07	74	302	4,08	4,66E-01	3,58E-02	0,08	75	4,08
1,63E+00	1,29E-01	0,08	73	265	3,63	1,38E+00	1,29E-01	0,09	73	3,63
1,39E+00	1,02E-01	0,07	78	310	3,97	1,36E+00	1,02E-01	0,08	78	3,97
	B Is 2,53E-01 1,53E-01 8,00E-02 1,23E-01 1,88E-01 4,04E-01 1,88E-01 4,04E-01 1,81E-01 2,32E+00 8,11E-01 1,49E-01 5,69E-01 1,02E-01 9,25E-01 1,24E-01 2,26E-01 1,80E+00 1,40E+00 7,29E-01 9,10E-01 3,37E-01 7,29E-01 9,10E-01 3,37E-01 7,26E-01 1,58E-01 1,45E-01 1,36E+00 1,36E+00 1,67E+00 8,26E-01 1,63E+00 1,63E+00 1,39E+00	Без компенса Is Irs 2,53E-01 1,13E-02 1,53E-01 5,52E-03 8,00E-02 1,72E-03 1,23E-01 3,39E-03 1,88E-01 3,02E-03 1,88E-01 5,16E-03 4,04E-01 2,28E-02 1,81E-01 7,04E-03 2,32E+00 2,30E-01 8,11E-01 5,06E-02 1,49E-01 2,33E-03 5,69E-01 4,61E-02 1,02E-01 4,64E-04 9,25E-01 2,67E-02 1,24E-01 1,51E-03 2,26E-01 2,67E-02 1,24E-01 1,51E-03 2,26E-01 2,67E-02 1,28E-01 2,57E-02 7,19E-01 2,57E-02 7,19E-01 2,57E-02 7,29E-01 5,51E-02 9,10E-01 4,58E-02 3,37E-01 1,61E-02 7,26E-01 3,00E-02 1,58E-01 1,30E-03 1,93E-01 1,56E-01 <	Без компенсации парам. Is Irs Irs/Is 2,53E-01 1,13E-02 0,04 1,53E-01 5,52E-03 0,04 8,00E-02 1,72E-03 0,02 1,23E-01 3,39E-03 0,03 1,89E-01 3,02E-03 0,02 1,88E-01 5,16E-03 0,03 1,88E-01 5,16E-03 0,04 2,32E+00 2,30E-01 0,10 8,11E-01 7,04E-03 0,04 2,32E+00 2,30E-01 0,10 8,11E-01 5,06E-02 0,06 1,49E-01 2,33E-03 0,02 5,69E-01 4,61E-02 0,08 1,09E-01 1,47E-03 0,01 1,02E-01 4,64E-04 0,00 9,25E-01 2,67E-02 0,03 1,24E-01 1,51E-03 0,01 2,26E-01 2,78E-03 0,01 1,80E+00 1,89E-01 0,11 1,40E+00 5,69E-02 0,04 7,19E-01	Без компенсации парамагнитной сс is Irs Irs/Is Hc 2,53E-01 1,13E-02 0,04 88 1,53E-01 5,52E-03 0,04 106 8,00E-02 1,72E-03 0,02 129 1,23E-01 3,39E-03 0,03 103 1,89E-01 3,02E-03 0,02 113 1,88E-01 5,16E-03 0,04 106 2,32E+00 2,30E-01 0,10 104 8,11E-01 7,04E-03 0,04 106 2,32E+00 2,30E-01 0,10 104 8,11E-01 5,06E-02 0,06 68 1,49E-01 2,33E-03 0,02 87 5,69E-01 4,61E-02 0,08 112 1,09E-01 1,47E-03 0,01 105 1,02E-01 4,64E-04 0,00 69 9,25E-01 2,67E-02 0,03 47 1,24E-01 1,51E-03 0,01 73 8,01E-01 8,15E	Без компенсации парамагнитной составляюще Is Irs Irs/Is Hc Hcr Кыланская свита 2,53E-01 1,13E-02 0,04 88 335 1,53E-01 5,52E-03 0,04 106 377 8,00E-02 1,72E-03 0,02 129 446 1,23E-01 3,39E-03 0,03 103 409 1,89E-01 3,02E-03 0,02 113 458 1,88E-01 5,16E-03 0,03 88 375 4,04E-01 2,28E-02 0,06 108 333 1,81E-01 7,04E-03 0,04 106 377 2,32E+00 2,30E-01 0,10 104 316 8,11E-01 5,06E-02 0,06 68 275 1,49E-01 2,33E-03 0,01 105 464 1,09E-01 4,61E-02 0,08 112 344 1,09E-01 4,61E-02 0,01 77 407 2,26	Без компенсации парамагнитной составляющей Is Irs/Is Hc Hcr Hcr/Hc Кыланская свиты (ранний э 2,53E-01 2,53E-01 1,13E-02 0,04 88 335 3,81 1,53E-01 5,52E-03 0,02 129 446 3,46 1,23E-01 3,39E-03 0,02 113 458 4,05 1,88E-01 5,16E-03 0,03 88 375 4,26 4,04E-01 2,28E-02 0,06 108 333 3,08 1,81E-01 7,04E-03 0,04 106 377 3,56 2,32E+00 2,30E-01 0,10 104 316 3,04 8,11E-01 5,06E-02 0,06 68 275 4,04 1,09E-01 1,47E-03 0,01 105 464 4,42 1,02E-01 4,64E-04 0,00 69 1005 14,57 9,25E-01 2,67E-02 0,03 47 254 5,40 1,24E-01	Без компенсации парамагнитной составляющей С комп Is Irs Irs/Is Hc Hcr Hcr/Hc Is Кыланская свиты (ранний хоцен) 2,53E-01 1,13E-02 0,04 88 335 3,81 1,23E-01 1,33E-01 5,52E-03 0,04 106 377 3,56 4,35E-02 8,00E-02 1,72E-03 0,02 129 446 3,46 7,41E-04 1,23E-01 3,39E-03 0,02 113 458 4,05 4,25E-04 1,88E-01 5,16E-03 0,03 88 375 4,26 4,18E-02 4,04E-01 2,28E-02 0,06 108 333 3,08 1,77E-01 1,81E-01 5,06E-02 0,06 68 275 4,04 7,17E-01 1,49E-01 2,33E-03 0,02 87 381 4,38 8,72E-03 5,69E-01 4,61E-02 0,08 112 344 3,07 4,36E-04 1,09E-01 1,	Без компенсации парамагнитной составляющей С компенсацией п Is Irs/Is Hc Hcr Hcr Hcr/Hc Is Irs 2,33E-01 1,13E-02 0,04 88 335 3,81 1,23E-01 1,13E-02 1,33E-01 5,52E-03 0,04 106 377 3,56 4,35E-02 5,52E-03 1,23E-01 3,39E-03 0,02 129 446 3,46 7,41E-04 1,72E-03 1,23E-01 3,02E-03 0,02 113 458 4,05 4,25E-04 3,02E-03 1,88E-01 5,16E-03 0,02 113 458 4,05 4,25E-04 3,02E-02 1,81E-01 7,04E-03 0,04 106 377 3,56 5,12E-02 7,04E-03 2,32E+00 2,30E-01 0,10 104 316 3,04 1,99E+00 2,30E-01 1,49E-01 2,33E-03 0,02 87 381 4,328 8,72E-03 2,33E-03 1,02E-01 4,61E-02	Без колленсации парамагнитной составляющей С компенсациий парамагнит Is Irs/Is Hc Hcr Hcr/Hc Is Irs Irs/Is 2,53E-01 1,13E-02 0,04 88 335 3,81 1,23E-01 1,13E-02 0,09 1,53E-01 5,52E-03 0,04 106 377 3,56 4,35E-02 5,52E-03 0,13 8,00E-02 1,72E-03 0,02 129 446 3,46 7,41E-04 1,72E-03 0,22 1,89E-01 3,02E-03 0,02 113 458 4,05 4,25E-04 3,02E-03 0,12 4,04E-01 2,28E-02 0,06 108 333 3,08 1,77E-01 2,28E-02 0,11 1,81E-01 7,04E-03 0,04 106 377 3,56 5,12E-02 7,04E-03 0,27 3,11E-01 5,06E-02 0,06 68 275 4,04 7,17E-01 5,06E-02 0,07 1,49E-01 2,33E+03 0,21 3,64	Без компенсация парамагнитной составляющей С компенсация парамагнитной составля. Is Irs/Is Hc Hc Hc Hc Is Irs/Is Hc 2,53E-01 1,13E-02 0,04 88 335 3,81 1,23E-01 1,13E-02 0,09 94 1,53E-01 5,2E0-3 0,02 129 446 3,46 7,4IE-04 1,72E-03 2,32 201 1,23E-01 3,39E-03 0,02 113 458 4,05 4,25E-04 3,02E-03 0,12 103 1,89E-01 5,16E-03 0,02 113 458 4,05 4,18E-02 5,16E-03 0,12 103 4,04E-01 2,28E-02 0,06 108 333 3,08 1,77E-01 2,28E-02 0,13 115 1,81E-01 7,06E-03 0,04 106 377 3,56 5,12E-02 7,04E-03 0,14 121 2,32E-00 2,30E-01 0,10 104 316 3,04 1,99E+00 2,30E-0

Таблица 29. Параметры петель гистерезиса для пород Ильпинского п-ва

Is - намагниченность насыщения, Irs - остаточная намагниченность насыщения, Hc - коэрцитивная сила, Hcr - остаточная коэрцитивная сила,

Вторичные изменения островодужных туфов проявлены в интенсивной девитрификации стекла, хлоритизации пироксена и плагиоклазов и развитии соссюрита по плагиоклазам. Также часто встречаются агрегаты цеолитов, карбоната, пренита, гидроокислов железа или халцедон-карбонатного материала, залечивающих систему ортогональных трещин. Вторичные преобразования пород протекали при T=200-210°C и P=1-2 Кбар [Frey et al., 1991].

Микрозондовые исследования магнитных зерен были проведены для океанических базальтов и яшм. Для остальных пород такие исследования оказались невозможны из-за очень малой концентрации в них магнитных зерен. Изучение океанических яшм (2 образца) показало что, по-видимому, главными носителями их намагниченности являются в основном сингенетичные хемогенные магнитные минералы. Кроме того, обнаружено небольшое количество обломочных зерен, представленных титаномагнетитом. Содержание ТіО, в зернах титаномагнетита распределено от 2 до 15-18%. Хемогенные минералы, в основном, представлены гематитом в красных яшмах и другими окислами железа в зеленых яшмах. От терригенных зерен они отличаются малыми размерами (до 3-4 мк), низким (0-2%) содержанием ТіО, и небольшой скоростью счета характеристического рентгеновского излучения железа.

Анализ кривых Js-T, Jrs-T показал, что в красных яшмах главным носителем намагниченности является гематит с точкой Кюри 650–680°С (см. рис.149). На кривых не фиксируются какие-либо перегибы до этих температур. Это свидетельствует о том, что содержание других магнитных фаз, в частности, упомянутого выше титаномагнетита, незначительно. В яшмах и яшмоидах другого цвета точки Кюри фиксируются при температурах 580-620°С, и небольшие "хвосты" уничтожаются при температуре 680°С. По-видимому, в этих породах присутствуют как магнетит, так и гематит.

Изучение магнитных минералов океанических базальтов показало, что они достаточно сильно изменены (рис.149, 150). В потоке 124/94 присутствуют структуры замещения ильменит-сфен, мелкие зерна титаномагнетита, состав которых близок магнетиту (TiO_2 около 1–3%, в единичных случаях – 12–15%), многочисленные агрегаты сфена. На кривых Js-T, Jrs-T фиксируются два перегиба в районе 580 и 680°C, что говорит о присутствии магнетита и гематита. В потоке 94/94 обнаружены многочисленные крупные (до 200 мк) и мелкие (меньше 5 мк) зерна титаномагнетита. Большинство из них характеризуется содержанием TiO₂ около 3-6%, редко 10-20%. Во всех крупных зернах титаномагнетита ярко выражены структуры распада и низкотемпературного окисления с многочисленными прожилками сфена. На кривых Js-T, Jrs-T фиксируется только магнетитовая фаза с точкой Кюри около 580°С.

В потоке 139/94 наблюдаются мелкие (от 2 до 10 мк) зерна титаномагнетита с содержанием TiO₂ от 1–2 до 15%. Преобладают зерна с низким содержанием TiO₂. На кривых Js-T, Jrs-T фиксируются магнетитовая и гематитовая магнитные фазы.

Для других типов пород в районе бухты Анастасии микрозондовые исследования провести не удалось в связи с малой концентрацией в породах магнитных зерен. Кривые Js-T, Jrs-T показывают, что носителем намагниченности в океанических осадках и кремнях и островодужных туфах является магнетит с точками Кюри от 550 до 580°С.

Бассейн р. Ничакваям.

В бассейне р. Ничакваям оказалась перемагниченной после ее деформаций толща, сформированная в океанической или задуговой обстановке (глава 2). Она сложена силлами и пластовыми телами миндалекаменных и массивных базальтов океанического типа красного цвета ("красная" лавовая толща). Компонентный анализ показал, что намагниченность базальтов представлена единственной послескладчатой компонентой обратной полярности, сохраняющейся иногда до 580–600°С и достаточно часто – до 650–640°С (рис.151).

Базальты практически не изменены. Вторичные изменения стекла выражены в слабой хлоритизации и цеолитизации. По авгиту развивается тонкозернистый агрегат хлорита и эпидота. Плагиоклаз замещается в большинстве случаев тонкочешуйчатыми цеолитами, карбонатом и незначительным количеством пренита. В некоторых потоках наблюдаются соссюритизированные плагиоклазы, иногда окруженные каймой из тонкозернистого агрегата карбоната и хлорита. Некоторые зерна плагиоклаза в той или иной степени замещены карбонатом. Парагенезис вторичных минералов отвечает граничным условиям между цеолитовой к пренитпумпеллиитовой субфациями метаморфизма, и характеризуется параметрами T=180-210°C и P=1-2 кбар [Frey et al., 1991].

Магнитные минералы, выявленные при микрозондовых исследованиях (4 образца), представле-



Рис. 149. Примеры диаграмм Зийдервельда и кривых зависимостей Js-T, Jrs-T для пород бухты Анастасии

ны титаномагнетитом и гематитом. В трех образцах титаномагнет характеризуются дендритовидной и правильной кристаллической формой (рис.152). Их зерна имеют размер 10–20 мк, внешне однородны, содержание TiO₂ в них устойчиво в интервале от 10 до 21%. Гематит обычно распределен в стекле и в интерстициях между породообразующими минералами и, по-видимому, генетически не связан с титаномагнетитом. В образце 87/93 были обнаружены однородные и неоднородные зерна титан-железистых окислов. Зерна имеют изометричную и часто правильную ограненную форму. В



Рис. 150. Примеры зерен титан-железистых минералов из образцов пород в районе бухты Анастасии I, II, III, V–VII – агрегаты низкотитанистых титаномагнетитов и сфена в потоках базальтов океанического типа. IV – неоднородное, "рыхлое" зерно титаномагнетита из образца красной яшмы. ТМ – титаномагнетит, SF – сфен этом образце содержания TiO_2 в титаномагнетите колеблются от чистого магнетита до 8–9, редко до 13–15%.

Кривые Js-T, Jrs-T (см. рис.151) обычно фиксируют одну точку Кюри: либо 500°С, 550–580°С (низкотитанистый магнетит), либо около 650°С (вероятно, гематит или катион-дифицитный магнетит). Отсутствие точек Кюри, характерных для титаномагнетита, показывает что, выявленный на микрозонде титаномагнетит, претерпел тонкий спинодальный распад с образованием магнетита.

Малкинский выступ.

В истоках р. Правая Андриановка (см. рис.38) палеомагнитные образцы были взяты: из слабо метаморфизованных толщ островодужных туффитов (АТ), охарактеризованных выше; блока, сложенного силлами долерито-базальтов и базальтов (АС); из массива габбро (АГ); из метаморфических толщ (АК и АА на рис.38) [Коваленко и др., 2000].

Вторичные преобразования пород силлов (AC) выражены в развитии хлорита, цеолита, карбоната, пренита, соссюрита по плагиоклазу; хлорита – по пироксену; тонкочешуйчатого хлорита, цеолитов, пренита – по стеклу. Иногда отмечаются тонкие прожилки халцедона. Минеральные парагенезисы отвечают условиям, граничным между пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой субфациями (T = 180–200°C, P=1 кбар) [Frey et al., 1991].

Вторичные изменения в габбро (АГ) проявлены в образовании оторочек тонкозернистых минералов эпидотовой группы и актинолита вокруг роговой обманки и ее хлоритизации. По плагиоклазам развиваются карбонат и соссюрит. В непосредственной близости от зерен роговой обманки плагиоклаз замещается минералами эпидотовой группы. Такие ассоциации минералов соответствуют пумпеллиит-актинолитовой субфации метаморфизма (T= 300–350°C, P=1,5–2кбар [Frey et al., 1991]).

Блок метаморфических пород АК представлен чередующимися в разрезе амфиболитами, амфиболовыми сланцами и амфиболовыми гнейсами; био-



Рис. 151. Примеры диаграмм Зийдервельда и кривых зависимостей Js-T, Jrs-T для образцов базальтов "красной" лавовой толщи бассейна р. Ничакваям



Рис. 152. Примеры из образцов базальтов "красной" лавовой толщи в бассейне р. Ничакваям ТМ, Мt, GEM – соответственно титаномагнетит, магнетит, гематит

тит-амфиболовыми сланцами и гнейсами: гранатбиотитовыми и амфибол-эпидот-биотитовыми сланцами. Условия метаморфизма отвечают эпидот-амфиболитовой фации (Т=500-650°С [Добрецов и др., 1972]) Исходными породами, согласно положению фигуративных точек на диаграмме А.А. Предовского [Предовский, 1980], являются продукты размыва и глубокого выветривания основных и ультраосновных пород семейства граувакк [Розен и др., 1982]) с большой примесью продуктов синхронного вулканизма [Розен, 1993]. Вторичные изменения пород выражены в слабой пелитизации полевых шпатов, в развитии хлорита и карбоната и в умеренной хлоритизации амфибола. По биотиту развит хлорит, на некоторых участках агрегат мелкочешуйчатого мусковита. Такие преобразования протекали при температуре не выше 200-250°С [Frey et al., 1991].

Другой блок метаморфических пород (АА) представлен амфиболовыми сланцами. Исходными породами (по А.А. Предовскому), вероятно, являются базальты и их туфы островодужной серии толеитового ряда [Богатиков и др., 1987]. Метаморфизм, скорее всего, отвечает условиям эпидот-амфиболитовой фации (роговообманково-андезиновая ступень [Кориковский, 1979], Т=550-600°С). Вторичные изменения пород выражены в развитии хлорита и биотита по роговой обманке. Отдельные ее зерна окружены каймой из тонкого агрегата минералов группы эпидота. Плагиоклазы пелитизированы, отдельные зерна – соссюритизированы. Температура вторичных преобразований – 300– 400°С [Добрецов и др., 1972].

В истоках **р. Левая Андриановка** были опробованы филлиты ирунейской свиты (И1-4) и метаморфические толщи ЛО и ЛВ (см. рис.39) [Коваленко и др., 2000]. Филлиты – в разной степени раскристаллизованы и рассланцованы. Ассоциация вторичных минералов (хлорит-серицит-альбиткварц) соответствует температуре 250–300°С [Кориковский, 1979]. Исходными породами являлись натровые и магнезиально-железистые глины [Предовский, 1980], относимые к семейству граувакк [Розен и др., 1982] с примесью продуктов синхронного вулканизма [Розен, 1993].

В метапелитах (ЛО) выделяются две группы пород: 1 – двуслюдяные и биотитовые гнейсы, 2 – высокоглиноземистые породы (ставролит-биотитовый гнейсы, ставролит-мусковит-биотит-силлиманитовые сланцы, гранат-ставролит-биотит-силлиманитовые сланцы). Судя по парагенезисам, породы метаморфизованы в пограничных условиях между биотит-мусковитовой и силлиманит-биотитовыми фациями (T=580-650°C) [Добрецов и др., 1972]. Породы претерпели регрессивный метаморфизм, приведший к появлению постсланцеватого парагенезиса биотит+ставролит+гранат. Поскольку в этих условиях сосуществует силлиманит, они отвечают параметрам силлиманит-биотит-ставролитовой субфации (T=500-580°C, P=3-5,5 кбар) [Добрецов и др., 1972].

Среди метавулканитов (ЛВ) выделяются следующие разновидности пород: 1 - биотит-роговообманковые сланцы (по роговой обманке развит актинолит и минералы группы эпидота); 2 – эпидотамфиболовые сланцы и гнейсы, в которых присутствует вторичный более крупный эпидот, приуроченный к зонам окварцевания; 3 - биотит-эпидот-амфиболовые сланцы. Судя по парагенезисам, породы первой и второй групп метаморфизованы в пограничных условиях между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями (T= 600-650°C) [Добрецов и др., 1972]. Парагенезис третьей группы пород показывает, что эти толщи, возможно, претерпели регрессивный метаморфизм в условиях нижней части эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (T= 500-550°C) [Добрецов и др., 1972]. Вторичные изменения пород выражены в слабой пелитизации полевых шпатов и протекали при T=180-200°С [Frey et al., 1991]. Первичными породами метаосадочных и метавулканогенных толщ, по-видимому, являлись граувакки и туффиты средне-кислого состава [Предовский, 1980], соответствующие дацитам и риодацитам островодужных серий известково-щелочного ряда [Богатиков и др., 1987]).

В бассейне р. Правая Андриановка из метаморфической толщи АК были изучены 2 образца (амфиболовый сланец и биотит-амфиболовый сланец) (рис.153). В обоих образцах на микрозонде выявлено несколько генераций магнитных минералов (рис.1536–г).

Генерация титаномагнетита представлена изометричными и правильными таблитчатыми зернами, размер которых от 10 до 50 мк. Титаномагнетит образуют либо однородные на вид зерна, либо зерна с четкими признаками распада на титаномагнетит и ильменит (см. рис.153 ϵ). Содержание TiO₂ устойчиво в пределах 14–17% как в однородных зернах титаномагнетита, так и в зернах титаномагнетита со структурой распада. Содержание TiO₂ в ильменитах составляет 32–36%.





Рис. 153. Примеры кривых зависимостей Js--T, Jrs--T (a) и зерен титан-железистых минералов (б--д) в породах Малкинского выступа

Таблица 30. Составы	титаномагнетитов,	ильменитов	и температуры	формирования	структур распада
	"титаномагнетит	-ильменит" в	амфиболитах -	голши АК	

Зерно	FeO	TiO ₂	Al_2O_3	MgO	MnO	CaO	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	T℃
1 Tm	76	15	0	0	0,6	0,1	0,6	0,6	0	94	1168*
l Ilm	57	36	0,1	0	2,1	0,2	0,7	0	0	97	1020**
2 Tm	76	15	0,1	0	0,2	0	0,3	0	0	93	1134*
2 llm	57	36	0	0,1	0,1	0	0,7	0	0,1	96	1008**
3 Tm	78	15	0,1	0	0,6	0,1	0,5	0	0	95	1328*
3 Ilm	64	31	0	0,8	0,8	0,1	0,4	0,1	0	97	1120**
4 Tm	77,5	14,5	0,1	0	0,1	0,1	0,3	0	0	94	1120*
4 Ilm	57	36	0,3	0	0,1	0	0,7	0	0	96	1005**

Тт – титаномагнетит, Ilm – ильменит; * – расчеты R. Powell и M. Powell [1977]; ** – расчеты D.J. Anderson и D.H. Lindsley [1985].

Таблица 31. Параметры петель гистерезиса пород Малкинского выступа

Образец		Спара	магнитной	і фракци	ей			Без парамагнитной фракции					
	ls	Irs	Irs/Is	Hc	Hcr/Hc	Hcr	ls	lrs	lrs/Is	Hc	Hcr/Hc		
	_		Мета	вулкано	генные и м	етатерриг	игенные толщи ЛО и ЛВ						
230-97	3,65E+00	1,38E-02	0,004	9	16,36	147	3,39E+00	1,38E-02	0,004	9	16,21		
224-97	9,21?-01	3,45?-3	0,00	9									
					Га	ббро (АГ)						
120-97	3,05E+00	2,40E-02	0,008	13	12,35	160	2,49E+00	2,40E-02	0,010	13	12,06		
123-97	2,04	1,13?-02	0,01	11			1						
129-97	1,98	6,85?-3	0,00	9					-				
				Силлы	долерито-б	азальтов і	и базальтов (А	NC)					
51-97	1,49E+01	1,06E+00	0,071	69	2,47	170	1,43E+01	1,06E+00	0,074	69	2,46		
67-97	5,69E+00	6,41E-01	0,113	134	5,50	736	5,41E+00	6,41E-01	0,119	135	5,47		
					Фил	литы (И1-	-4)						
180-97	6,43E+00	8,15E-02	0,013	19	10,48	202	6,24E+00	8,15E-02	0,013	19	10,44		
189-97	1,61	1,14?-02	0,01	13									
188-97	4,37	4,6?-02	0,01	19									
					Амфи	юлиты (.	AK)						
87-97	3,97	8,56?-03	0,00	5									
73-97	2,7	2,02?-02	0,01	13									
88-97	3,58	1?-02	0,00	7									
78-97	1,01?01	5,3?-02	0,01	6									
80-97	4,24E+00	4,86E-02	0,011	18	15.25	279	4,04E+00	4,86E-02	0,012	18	15,16		

Is - намагниченность насыщения, Irs - остаточная намагниченность насыщения, Hc - коэрцитивная сила, Hcr - остаточная коэрцитивная сила.

Доля титаномагнетита от общего количества магнитных минералов в породах приблизительно равна 50%. Магнитных зерен мельче 10 мк не наблюдалось.

Другой генерацией магнитных минералов являются крупные, не менее 100–200 мк, овальные или ограненные зерна магнетита без примеси TiO₂. Зерна магнетита равномерно распределены среди зерен титаномагнетита. Еще одним магнитным минералом является гематит. Он диагностируется на основании того, что намагниченность этих пород сохраняется до 660°С.

Кривые Js-T, Jrs-T показали присутствие магнетита и слабо выраженный "хвост" в гематитовом интервале температур. Отсутствие перегибов на упомянутых кривых в титаномагнетитовой области говорит о том, что выявленный на микрозонде титаномагнет претерпел спинодальный распад с образованием магнетита. По-видимому, титаномагнетит метаморфической толщи АК магматического происхождения, сохранившийся от первичной породы, так как температура формирования в них структур распада титаномагнетитильменит, рассчитанная по термометру Линдсли [Buddington, Lindsley, 1964], соответствует 1100– 1300°C (табл.30), а температура метаморфизма составляет 500–650°C.

В метаморфической толще АА были исследованы два образца амфиболовых сланцев. На микрозонде в них обнаружены единичные зерна



Рис. 154. Распределение перемагниченных в разное время геологических объектов Северной Америки



Рис. 155. Силур-девонские и карбон-пермские пояса перемагничивания Северной Америки Штриховкой показаны герцинские орогенные пояса. Условные знаки см. на рис. 154



Рис. 156. Юрско-меловые пояса перемагничивания Северной Америки Штриховкой показаны юрско-меловые орогенные пояса. Условные знаки см. на рис. 154, 161



Рис. 157. Кайнозойские пояса перемагничивания Северной Америки Штриховкой показаны кайнозойские орогенные пояса. Условные знаки см. на рис. 154, 161



Рис. 158. Распределение перемагниченных в разное время геологических объектов Евразии Условные знаки см. на рис. 154, 161



Рис. 159. Силур-девонские и карбон-пермские пояса перемагничивания Северной Америки Штриховкой показаны герцинские орогенные пояса. Условные знаки см. на рис. 154, 161



Рис. 160. Кайнозойские пояса перемагничивания Евразии Штриховкой показаны кайнозойские орогенные пояса. Условные знаки см. на рис. 154, 161



Рис. 161. Распределение перемагниченных в разное время геологических объектов Африки (a) и карбон-пермские пояса перемагничивания Африки (б) Условные знаки см. на рис. 154, 161



Рис. 162. Распределение перемагниченных в разное время геологических объектов Австралии Условные знаки см. на рис. 154, 161



Рис. 163. Силур-девонские и карбон-пермские пояса перемагничивания Австралии Условные знаки см. на рис. 154–161







Рис. 167. Распределение перемагниченных в разное время геологических объектов Антарктиды Условные знаки см. на рис. 154–161

магнетита, ильменита (10-50 мк), большое количество сфена (рис.153*д*). Титаномагнетит не обнаружен. Кривые Js-T, Jrs-T показывают только присутствие магнетита.

Изучение двух образцов габбро (АГ) показало, что в них присутствуют только магнетитовые (без TiO_2) зерна размером от 10 до 150 мк, изометричные и округлые. На кривых Js-T, Jrs-T обнаружен единственный перегиб в области точки Кюри магнетита (T=580°C).

В породах силлово-базальтовой толщи (AC) на микроанализаторе обнаружено небольшое количество зерен титаномагнетита (размер 3–20 мк, содержание $TiO_2 - 2-15\%$) и многочисленные зерна чистого магнетита (10–100 мк). Магнетит занимает не менее 60% объема всех магнитных минералов. Кривые Js-T, Jrs-T показали только магнетитовую фазу.

В двух образцах филлитов из бассейна р. Левая Андриановка, представляющих толщу И, на микрозонде были обнаружены только зерна чистого магнетита (размер от 2 до 40 мк). Кривые Js-T, Jrs-Т показывают магнетитовую точку Кюри.

В двух образцах из метаморфических толщ ЛО и ЛВ (эпидот-амфиболовый сланец и биотитэпидот-амфиболовый сланец) выявлен магнетит двух генераций. В основном таблитчатые зерна магнетита первой генерации имеют размер не более 50 мк.

Вторая генерация магнетита представлена крупными изометричными и овальными зернами, размер которых превышает 200 мк. Встречены единичные зерна ильменита, часто со структурами прорастания и с каемками обрастания, представленных сфеном. На кривых Js-T, Jrs-T фиксируется только магнетитовая фаза.

Для большинства типов пород были сняты параметры петель гистерезиса (табл.31), которые показывают, что магнитные зерна пород могут быть многодоменными или сильно взаимодействующими однодоменными зернами [Методические рекомендации..., 1992].

Глава б

ГЛОБАЛЬНЫЕ ПОЯСА ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ

В активной окраине Камчатки и юга Корякии широко распространены перемагниченные породы (глава 4). Возникает вопрос: является ли перемагничивание пород характерной особенностью именно активных окраин (в широком смысле – орогенных поясов) или оно распространено и в районах, где протекают другие геодинамические процессы (рифтогенез, внутриплитный магматизм и др.)?

В процессе изучения палеомагнетизма горных пород различных регионов мира в разные периоды времени палеомагнитологами уделялось достаточно много внимания проблеме перемагничивания горных пород. Впервые эта проблема возникла при изучении девонских красноцветов и лав Англии, в которых были выявлены разнонаправленные векторы намагниченности [Creer, 1970]. Вскоре были обнаружены близкие направления намагниченности для разновозрастных пород (от рифея до среднего палеозоя) в Западной Европе, на Русской платформе и на Урале [Creer, 1970; Храмов и др., 1974, 1982]. Очевидным объяснением этого факта являлось предположение о приобретении перечисленными породами намагниченности, значительно более поздней, чем время формирования пород т.е., перемагничиванием пород [Храмов и др., 1974, 1982]

В восьмидесятые годы накопилось много новых данных по перемагничиванию горных пород. Было выявлено карбон-пермское перемагничивание Аппалачей [Irving, Strong, 1984; Johnson, Van der Voo, 1986; Stern, Van der Voo, 1987 и др.] и Северной Африки [Perrin, Elston, 1988; Salmon et al., 1988 и др.]. Перемагничивание этих районов связывалось с герцинской орогенией. Появились первые данные о синскладчатой вторичной намагниченности, сформированной в процессе деформаций горных пород [DiVenere, Opdyke, 1991]. Были опубликованы многочисленные статьи, в которых фиксировались вторичные разновозрастные послескладчатые компоненты и в других районах Мира. В большинстве работ, либо просто фиксировалось присутствие вторичной намагниченности без детальных исследований процессов ее приобретения, либо приобретение породами вторичной намагниченности связывалось с главными геологическими процессами одновозрастными с перемагничиванием. Так, перемагничивание толщ Русской платформы коррелирует с латеритным выветриванием пород в аридных условиях. Перемагничивание Урала и Западной Европы связывается с герцинским орогенезом, Сибирской платформы – с трапповым магматизмом [Храмов и др., 1982]. В работе [Данукалов и др., 1979] высказывается предположение, что перемагничивание происходит при длительной литификации породы и выделении при этом гидроокислов железа.

Для более обоснованных предположений о геологических и геодинамических процессах, приводящих к перемагничиванию горных пород, по мнению автора монографии, необходима систематизация имеющихся многочисленных данных о перемагничивании пород, которой до сих пор не существует. Важно отметить, что геодинамические процессы – это масштабные, иногда глобальные процессы, которые, если приводят к перемагничиванию пород, то не в единичных мелких геологических объектах, а в крупных, протяженных поясах и зонах, которым нами и будет уделено главное внимание.

С целью систематизации данных о перемагничивании пород автором данной работы были проанализированы имеющиеся палеомагнитные данные, опубликованные с 1980 года и из базы даных М. McElhinny 1998 года. Для некоторых районов бывшего СССР, где с 1980 года палеомагнитные исследования не повторялись, были использованы наиболее надежные данные 1960-х и 1970-х годов. На геологические и тектонические карты и схемы для каждого материка наносились координаты геологических объектов (точки на рис. 154-167, вклейка), в которых выявлены вторичные послескладчатые компоненты намагниченности, уничтожающиеся в процессе термочистки при нагревах до температуры не менее 450-500°С. Точки наносились разным цветом в зависимости от времени формирования послескладчатой магнитной компоненты. По времени формирования компоненты были объединены в докембрийские, кембрий-ордовикские, силур-девонские, каменноугольные, пермские, юрские, меловые и кайнозойские. Для каждого описанного в литературе геологического объекта, в котором были выделены вторичные компоненты намагниченности, анализировались состав и возраст пород, их вторичные изменения, другие выделенные в породах магнитные компоненты (как доскладчатые, так и вторичные), предполагаемый возраст компонент, способ определения возраста компоненты (по сравнению с кривой миграции магнитных полюсов или по времени деформаций), магнитные минералы, гипотезы приобретения вторичных компонент намагниченности.

Распределение вторичных разновозрастных компонент намагниченности в Северной Америке показано на рис.154-157, построенных на данных многочисленных публикаций [Achache et al., 1982; Banerjee et al., 1997; Bazard et al., 1990; Berger, York, 1981; Bogen, 1986; Bogue et al., 1989; Bohnel et al., 1990; Brown, Van der Voo, 1982; Buchan, Schwarz, 1981; Buchan, Baragar, 1985; Buchan, Hodych, 1989; Butler et al., 1988; Deutsch, Prasad, 1987; DiVenere, Opdyke, 1991; Dunlop, 1984; Elmore, Crawford, 1990; Elmore et al., 1993; Evans et al., 1980; Fahrig et al., 1986; Frei, Blake, 1987; Fruit et al., 1995; Geissman et al., 1991; Gillett et al., 1982; Harbert et al., 1995; Hagstrum, Murchey, 1996; Hagstrum, 1994; Hagstrum et al., 1996; Hagstrum, Jones, 1998; Harlan et al., 1994, 1996; Harding et al., 1983; Herrero-Bervera et al., 1990; Horn, Verosub, 1995; Hyodo, Dunlop, 1989; Irving, Strong, 1984; Johnson, Van der Voo, 1986; Kent, Opdyke, 1985; Kent, 1988; Kodama et al., 1994; Larson, Walker, 1982; Lombard et al., 1991; McCabe et al., 1988, 1989; McCabe, Van der Voo, 1983; McWhinnie et al., 1990; Mankinen et al., 1989; Miller, Kent, 1988, 1989; Molina-Garza et al., 1995; Morris, McMechan, 1983; Nelson, Jones, 1987; Noel et al., 1988; Palmer et al., 1981; Pan et al., 1990; Park, Emsie, 1983; Park, Aitken, 1986; Perroud, Van der Voo, 1984; Potts et al., 1993; Reid et al., 1981; Renne et al., 1988; Schmidt, 1980; Seguin et al., 1983; Seguin, 1986;

Seguin, Clark, 1985; Seguin, Petryk, 1986; Seguin, Rao, 1989; Seguin, Rao, 1987; Sonder et al., 1994; Stearn, Van der Voo, 1987; Stamatakos, Hirt, 1994; Stupavsky, Symons, 1983; Symons, Vandall, 1990; Tanczyk et al., 1987; Vick et al., 1987; Watts, 1981; Witte, Kent, 1991]. Здесь выявляются несколько крупных поясов и зон перемагничивания: широко распространено докембрийское перемагничивание, пояс карбон-пермского, реже силур-девонского перемагничивания Аппалачей, пояс мелового перемагничивания северной Аляски – хребта Брукс, пояса юрско-мелового и кайнозойского перемагничивания западной части материка.

В пределах Евразии (см. рис.158-160) [Линькова, 1960; Комиссарова, 1966; Родионов, 1969; Храмов и др., 1974; Bylund, 1992; Courtillot et al., 1988; Edel, Coulon, 1984; Edel, 1987; Garza, Zijderveld, 1996; Hirt, Lowrie, 1986; Juarez et al., 1994; Kipfer, Heller, 1988; Kruczyk et al., 1990; Marton et al., 1980; Marton, 1982; Pares et al., 1988, 1994; Perroud et al., 1991; Perroud et al., 1992; Piper et al., 1990; Piper, 1991, 1992; Ruffet et al., 1992; Schott, Peres, 1987; Smethurst et al., 1998; Storetvedt, Oterra, 1988; Storetvedt et al., 1990; Sturt, Torsvik, 1987; Taid et al., 1994; Tait et al., 1996; Torsvik et al., 1986, 1989; Torsvik, Trench, 1991; Watts, 1982; Evans et al., 1996; Павлов, Петров, 1996; Павлов и др., 1999; Gallet, Pavlov, 1996; Pavlov, Gallet, 1998; Шипунов и др., 1999; Kravchinsky et al., 1999; Li et al., 1990; Диденко, Печерский, 1987 Wang, Van der Voo, 1993; Opdyke et al., 1986; Enkin et al., 1991, 1991a; Савостин и др., 1993; Doh, Piper, 1994; Fang et al., 1989; Yang et al., 1991; Yang, Besse, 1993; Zhao et al., 1990, 1992; Gilder et al., 1995; McElhinny et al., 1981; Tauxe et al., 1980; Klootwijk et al., 1983, 1986, 1986a; McFadden et al., 1988; Rendell et al., 1987; Klootwijk et al., 1983; Chen et al., 1991, 1993; Bazhenov, 1993; Khan et al., 1988; Haag, Heller, 1991; Vandamme et al., 1991; Gidong et al., 1987; Moreau et al., 1987; Shibuya, Sasajima, 1986] выделяются крупные пояса карбон-пермского перемагничивания (Западная Европа, Русская плита, Урал, Средняя Азия) и кайнозойского перемагничивания (Тибет, складчатые пояса обрамления Тихого океана). Менее распространены в структурах обрамления Тихого океана юрские вторичные компоненты.

В Африке (см. рис.161) [Abranches et al., 1990; Aifa et al., 1990; Bachtadse et al., 1987; Henry et al., 1992; Kroner et al., 1980; Layer et al., 1988; Perrin, Elston, 1988; Salmon et al., 1988] относительно четко выявляется только одна зона на севере (Марокко, Атлас), где распространены карбон-пермские вторичные компоненты.

В восточной части Австралии (см. рис. 162–164) (база данных М. McElhinny 1998 года) широко распространено карбон-пермское, меловое и кайнозойское перемагничивание.

Для Южной Америки палеомагнитных данных немного (база данных М. McElhinny 1998 года). В западной части материка намечаются зоны карбонпермского, юрско-мелового и кайнозойского перемагничивания (см. с.165,166).

Для Антарктиды палеомагнитные определения тоже не многочисленны (база данных М. McElhinny 1998 года), [Lovlie, 1988, 1989; Luyendyk et al., 1996; Mankinen, Cox, 1988]. Здесь выделяется зона юрско-мелового перемагничивания (см. рис.167).

На рис.154—167 для каждого материка показаны отдельно распределения вторичных магнитных компонент перечисленных выше поясов и зон, а также распределения более древних как первичных, так и вторичных компонент (например, для пояса девонского и карбон-пермского перемагничивания Аппалачей – древнее девона (см. рис.155)). Эти рисунки сделаны для того, чтобы показать, что пояса перемагничивания выделены не потому, что другие районы материков слабо изучены палеомагнитным методом, и что процессы перемагничивания связаны с геологическим развитием именно этих районов.

На рис.154–167 штриховкой показаны герцинские, юрско-меловые и кайнозойские орогенные пояса [Хаин, Сеславинский, 1991; Хаин, Балуховский, 1993]. Очевидно, что пояса перемагничивания пространственно совпадают с одновозрастными орогенными поясами и, вероятно, генетически связаны с ними. В отдельных случаях перемагничиванием захватываются и части платформ.

Возраст многих девонских и карбон-пермских, а также многих юрско-меловых и кайнозойских послескладчатых компонент намагниченности определен по сравнению с кривыми миграций магнитных полюсов. Следовательно, после перемагничивания эти толщи не были деформированы (иначе совпадения с полюсами не было бы), а значит, перемагничивание пород часто протекало после главных фаз покровно-складчатых деформаций в конце орогенного развития районов. С этой точки зрения трудно объяснимы направления девонских вторичных компонент намагниченности северных Аппалачей (возраст которых определен именно их сравнением с магнитными полюсами), где в конце девона – раннем карбоне протекали сильные покровно-складчатые деформации (Акадский тектогенез [Хаин, Сеславинский, 1991]). Кроме послескладчатых, достаточно часто в породах фиксируются и синскладчатые компоненты намагниченности, формирующиеся в процессе деформаций.

На рис.154–167 помимо орогенных поясов показано и положение других активных зон Земли, в частности, зон внутриплитного магматизма и рифтогеных зон.

В зонах внутриплитного магматизма Parana (J₃-К) в Южной Америке, Karoo (T,-J) и Afar (KZ,) в Африке не фиксируются одновозрастные вторичные компоненты намагниченности. В зоне Deccan (К, - Р) фиксируются единичные одновозрастные с вулканитами вторичные компоненты намагниченности. В ареоле распространения Сибирских траппов (Р₃-Т) в Евразии процессы перемагничивания проявлены достаточно заметно [Родионов, 1969; Павлов, Петров, 1996]. Вокруг современной рифтогенной зоны Красного моря не фиксируются позднекайнозойские вторичные компоненты, а в древних рифтогенных зонах, сформированных при раскрытии южной и центральной Атлантики (200 и 120 млн. лет соответственно) практически не обнаружены юрские и меловые вторичные компоненты (только единичные юрские компоненты в Аппалачах).

На рис.168 для наглядности показана концентрация мафитовых даек, внедрившихся, по мнению [McHone et al., 1987], при начальных фазах раскрытия центральной Атлантики. Вряд ли активность магматических процессов в рифтогенных зонах слабее, чем в орогеных поясах. То есть, вряд ли просто магматическая активность является главным фактором перемагничивания.

Возможно, перемагничивание пород в орогенных поясах связано с более контрастными вертикальными движениями, хотя вертикальные амплитуды перемещений пород в рифтогенных зонах также достигают 15 км [Литосфера..., 1989]. Может быть, к перемагничиванию толщ приводит уплотнение пород и выдавливание поровых флюидов под давлением массы формирующегося орогена, как предположил Elmore с коллегами [Elmore et al., 1993, 1993а].

Этим же процессом можно объяснить одновозрастное орогенезу перемагничивание платформ. Возможно, оба этих процесса участвуют в перемагничивании пород.



Рис. 168. "Карта, показывающая радиальную природу раннеюрских диабазовых даек в реконструкциях для Северной Америки – Африки – Южной Америки [МсНопе et al., 1987]

В большинстве опубликованных работ по перемагничиванию показано, что наиболее распространенными являются химическое и термовязкое перемагничивание пород. Химическое перемагничивание связано с образованием вторичных магнитных минералов (в основном, магнетита и гематита), вероятно, при воздействии флюидов (вулканогенных или поровых). Оно выявляется по таким признакам, как присутствие направлений прямой и обратной полярности во вторичной намагниченности (послескладчатой или синскладчатой); четкая зависимость направлений намагниченности от минерального состава, например, в магнетитовом спектре блокирующих температур – одно направление, а в гематитовом – другое; выборочное перемагничивание в пределах единого разреза пород, характеризующихся определенным составом, текстурой, степенью катаклазированности. По-видимому, является признаком химической намагниченности и неравномерность перемагничивания в пределах одной толщи.

Термовязкое перемагничивание возникает при быстром остывании породы после длительного прогрева при не очень высоких температурах [Нагата, 1965; Dunlop et al., 1997] и возможно при контрастных вертикальных движениях. Признаками термовязкого перемагничивания является равномерное по толще распределение вторичных компонент; перемагничивание по одному направлению пород с разными магнитными минералами, например, красных яшм с сингенетичным гематитом и вулканогенно-осадочных пород с магнетитом, находящихся в одном разрезе.

Таким образом, в различных районах Земли выявлены глобальные докембрийские, карбон-пермские (в Аппалачах – девон-пермские), юрско-меловые и кайнозойские пояса перемагничивания. Палеозойские, мезозойские и кайнозойские пояса перемагничивания пространственно совпадают с одновозрастными орогенными поясами, но в ряде случаев распростаняются и в платформенные области. Палеозойское, мезозойское и кайнозойское перемагничивание горных пород, вероятно, связано с процессами, протекающими как при деформациях горных пород, так и после главных деформаций – на завершающих фазах развития орогенных поясов. Для этих поясов наиболее вероятны химическое и термовязкое перемагничивание.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палеомагнитные исследования геологических комплексов Камчатки и юга Корякии позволили получить принципиально новые данные, имеющие прямой выход на решение проблемы происхождения тектонической неоднородности АКО на примере Камчатки и юга Корякии. Полученные в результате применения палеомагнитного метода количественные оценки широт формирования исследованных геологических толщ являются прямым подтверждением гипотезы, основанной на анализе геологических материалов, о том, что структура АКО Камчатки и юга Корякии образовалась при последовательном причленении экзотических комплексов пород, которые накапливались значительно южнее их современного положения [Богданов и др., 1982; Филатова, 1998; Соколов, 1992; Аккреционная..., 1993 и др.]. В частности палеошироты, рассчитанные для позднемеловых островодужных комплексов из различных структурных зон Камчатки и юга Корякии, позволили реконструировать позднемеловую систему островных дуг на северо-западе Тихого океана, которая протягивалась от тридцатых градусов северной широты до пятидесятых и отсекала от материка небольшие по ширине бассейны.

В результате закрытия этих бассейнов в кайнозое сформировалась современная геологическая структура Камчатки и юга Корякии.

Полученные палеомагнитные данные позволяют также подойти к решению вопроса о механизме перемещения островодужных террейнов. Показано, что островодужные толци, формирующиеся над зонами субдукции с большой сдвиговой компонентой, могут быть транспортированы вместе с литосферными плитами на большие расстояния, но при этом поглощение океанической литосферы в зонах субдукции будет очень незначительное, а сами зоны субдукции могут не испытывать больших перемещений в пространстве.

Палеомагнитные исследования показали, что в структуре Камчатки и юга Корякии широко распространены блоки пород, развернутые в той или иной степени в горизонтальной плоскости. В работе предложены модели коллизии островных дуг, которые объясняют формирование структурных особенностей различных зон Камчатки и юга Корякии и выявленную картину разворотов блоков пород в горизонтальной плоскости. Продемонстрировано, что вращения блоков на большие углы возможны при коллизии со сдвиговой компонентой, а также в случае, когда простирание островодужного сегмента резко отличается от простирания окраины материка в районе коллизии. Важным является вывод о том, что коллизия островных дуг без вращений блоков в горизонтальной плоскости возможна в единственном случае, когда коллизия протекает без сдвиговой компоненты, а дуга приблизительно параллельна простиранию береговой линии материка.

Сопоставление палеомагнитных данных по Камчатке и югу Корякии с палеомагнитными данными по другим районам обрамления Тихого океана выявило, что тектоническое развитие его восточной и западной частей в чем-то было похожим, но во многом различалось. Общим было то, что террейны западных и восточных частей Тихого океана перемещались на север, а главные зоны конвергенции литосферных плит характеризовались присутствием больших сдвиговых компонент. Отличие состояло в том, что в восточной части Тихого океана в позднем мелу и кайнозое отсутствовали системы островных дуг. Перемещения террейнов в основном происходило по правосторонним сдвигам вдоль окраины материка. Это приводило к сильным (до 110 градусов и больше) вращениям блоков этих террейнов в горизонтальной плоскости по часовой стрелке. В западной части Тихого океана в то же самое время существовала система островных дуг, отсекающих от материка бассейны различной ширины. Эволюция этих бассейнов была различной. Часть из них закрылась, приведя к тектоническому совмещению ограничивающих их островных дуг с материком, другие, наоборот,

увеличились за счет процессов задугового и интрадугового спрединга (Филиппинское море). Важно отметить, что в конце кайнозоя началось формирование новых окраинных бассейнов (Японское море) и рифтовых зон на краях материков (Провинция Бассейнов и Хребтов и другие).

Перечисляя сделанные нами выводы, необходимо сказать о несовпадении кинематических параметров литосферных плит северо-западной части Тихого океана, предположенных в этой работе, и рассчитанных в работах [Engebretson et al., 1985; Norton, 1995], хотя данные в этих работах тоже противоречат друг другу. Эти противоречия требуют дальнейшего исследования.

Изучение палеомагнетизма пород Камчатки и юга Корякии показало, что при формировании структур АКО сильно проявлены процессы перемагничивания горных пород. Перемагниченные породы распространены во внутренних, удаленных от побережья районах Камчатки и юга Корякии. Пространственное распределение перемагниченных пород в этих районах близко к сутурным зонам, в частности к Ватынскому тектоническому покрову на юге Корякии. Направления вторичной намагниченности многих толщ слабо отличается от современного поля Земли в районах Камчатки и юга Корякии, следовательно, перемагничивание произошло на завершающих фазах развития структуры, после главных этапов деформаций. Исследования перемагниченных пород показали, что вряд ли эти породы были перемагничены за счет их химического преобразования или вторичных сильных прогревов, но предположить какой-то другой процесс, надежно объясняющий механизм перемагничивания толщ, тоже, к сожалению, пока невозможно. Вне всякого сомнения, эту проблему еще предстоит решать в будущих исследованиях.

Анализ пространственного распространения перемагниченных пород в различные периоды времени показал, что ареалы распространения перемагниченных толщ часто образуют крупные пояса, пространственно связанные с различными геодинамическими обстановками. Так, в орогенных поясах Земли процессы перемагничивания имеют глобальное распространение и характерны для всех современных и древних деструктивных геодинамических обстановок. Выявлены глобальные докембрийские, карбон-пермские, юрско-меловые и кайнозойские пояса перемагничивания, совпадающие с одновозрастными орогенными поясами. Часто перемагничивание распространяется и на платформенные области (Русская платформа, Австралийская платформа, часть Северо-Американской платформы и др.). Так как очень часто направления вторичной намагниченности в этих поясах соответствуют одновозрастным палеомагнитным полюсам, то, очевидно, что перемагничивание многих толщ в этих поясах произошло после главных деформаций. Тем не менее, часто фиксируется и синскладчатая намагниченность, которая формируется в период деформаций.

Проведенная систематизация данных о перемагничивании пород позволила не только выявить перечисленные выше глобальные закономерности. но и поставила ряд проблем. Одной из них, как уже говорилось, является выяснение причин перемагничивания пород. Для большинства районов систематических исследований этой проблемы не проводилось. Детальные исследования, проведенные в отдельных районах (в Аппалачах, на Камчатке и юге Корякии, изложенные в этой работе) показали, что пока механизм перемагничивания пород не ясен и не объясняется до конца ни одним из известных процессов приобретения породами намагниченности. Существуют и другие слабо изученные вопросы. В частности, для северной части Аппалачей выявлено перемагничивание пород в силуре и девоне. Возраст перемагничивания устанавливался по соответствию направлений вторичной намагниченности силурским и девонским магнитным полюсам для Северной Америки. Следовательно, толщи после перемагничивания не были деформированы. В то же время в девоне на севере Аппалачей произошли покровно-складчатые деформации связанные с Акадской орогенией. Они должны были бы привести к хаотическому распределению силур-девонских палеомагнитных векторов. Почему этого не случилось, не ясно. Все поставленные вопросы и многие другие требуют дальнейшего исследования проблемы перемагничивания.
ЛИТЕРАТУРА

- Аккреционная тектоника восточной Камчатки. Москва: Наука, 1993, 272с.
- Александров А.А., Богданов Н.А., Поланджян С.А., Чехович В.Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1980. №3. С.111-123.
- Алексеев Э.С. и др. Отчет по геолого-съемочным работам масштаба 1:200000 на территории листа P-58-XXX. 1978. 342 с.
- Алексеев Э.С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья // Геотектоника. 1979. №1. С.85-96.
- Антипов М.П., Гладенков Ю.Б., Журавлев А.В., Шанцер А.Е. Строение прикамчатского участка дна Охотского моря и его кайнозойская история // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т.72. Вып.2. С.19-25.
- Астраханцев О.В. Геология базит-гипербазитовых комплексов Олюторской зоны. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1996. 21 с.
- Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Хейфец А.П. Тектоника северной части Олюторской зоны // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С.161-183.
- Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Литвинов А.Ф., Лопатин В.Б., Белый А.В. О природе метаморфических пород Хавывенской возвышенности Камчатки // ДАН СССР. 1989. Т.309. №2. С.3045-3048.
- Баженов М.Л., Шипунов С.В. Метод складки в палеомагнетизме // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. №7. С.89-101.
- Баженов М.Л., Жаров А.Э., Левашова Н.М., Кодама К., Брагин Н.Ю., Федоров П.И., Брагина Л.Г., Ляпунов С.М. Палеомагнетизм позднемеловых островодужных комплексов юга Сахалина и конфигурация конвергентной границы на северо-западе Тихого океана // Геотектоника. 2002. №1. С.42-58.
- Басилян А.Э., Витухин Д.И., Орешкина Т.В. Верхний кайнозой восточной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т.68. Вып.5. С.79-94.

- Бахтеев М.К., Беньямовский В.И., Брагин Н.Ю. и др. Новые данные по стратиграфии мезозоя- кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т.2. №6. С.77-84.
- Берсон Г.Л., Пронина И.Г., Будашова А.И. и др. Стратиграфия палеогеновых отложений западного побережья Ильпинского п-ва (опорный разрез) // Кайнозой дальневосточных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1978. С.98-110.
- Богатиков О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. и др. Магматические горные породы // Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 479 с.
- Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С. и др. Средне-верхнеюрские радиолярии Омгонского хребта (Западная Камчатка) // ДАН СССР. 1991. Т.321. №2. С.344-347.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вашневская В.С. Тектоника Олюторской эоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С.189-217.
- Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н., Федорчук А.В., Чехович В.Д. Океанические олистостромы западного побережья Алеутской впадины // Геотектоника. 1982. №5. С.74-81
- Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н. Верхнемеловые образования подводного хребта Ширшова (Берингово море) // ДАН СССР. 1983. Т.273. №5. С.1183-1187.
- Богданов Н.А., Кепежинскас В.В., Федорчук А.В. и др. Магматические и метаморфические породы подводного хребта Ширшова (Берингово море) // Петрология и геохимия магматизма островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1988. С.231-245.
- Богданов Н.А., Кепежинскас П.К. Неоднородность литосферы обрамления Командорской впадины (Берингово море) // Тихоокеанская геология. 1988. №8. С.3-11.
- Богданов Н.А., Непрочнов Ю.П. Геология глубоководных впадин Берингова моря// История и проис-

хождение окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1984. (XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов; т.6, ч.2). С.4-11.

- Богданов Н.А. Проблемы раздела Евразиатской и Северо-Американской литосферных плит в восточной Арктике // Геотектоника. 1998. №2. С.4-15.
- Богданов Н.А., Хаин В.Е. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. №1. С.72-85.
- Богданов Н.А., Гарвер Д.Н., Чехович В.Д., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Соловьев А.В., Коваленко Д.В. Обстановки формирования флишоидноолистостромового комплекса западного побережья Алеутской котловины // Геотектоника. 1999. №5. С.52-66.
- Бондаренко Г.Е., Соколков В.А. Новые данные о возрасте, структуре и обстановке формирования вулканогенно-кремнисто-карбонатного комплекса мыса Омгон (Западная Камчатка) // Докл. РАН. 1990. Т.315. №6. С.1433-1437.
- Бондаренко Г.Е. Ультраосновные и основные метавулканиты срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т.72. Вып.3. С.32-40.
- Бондаренко Г.Е., Кузнецов Н.Б., Савостин Л.А. и др. Изотопный возраст гранатовых плагиогранитов Срединного хребта Камчатки // Докл. РАН. 1993. Т.330. №2. С.233-236.
- Борзунова Г.П., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Шатиро М.Н. Палеоген п-ва Камчатского Мыса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. №7. С.102-109.
- Бродская С.Ю., Печерский Д.М., Шаронова З.В., Кузнецов Ю.И., Смирнов Ю.П. Методические рекомендации по изучению петромагнитных и магнитных свойств пород, вскрытых сверхглубокими скважинами. Тверь: Герс, 1992. 85 с.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С., Лейтес А.М. Возраст метаморфизма пород Срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. №9. С.30-38.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина В.М. Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Сов. геология. 1991. №7. С.58-64.
- Вишневская В.С., Сухов А.Н., Чехович В.Д. Возраст Ватынской серии (Олюторская зона Корякского нагорья) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. №12. С.71-78.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е. Бореальные радиолярии средней юры-раннего мела

Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеанская геология. 1998. Т.17. №3. С.22-35.

- Власов Г.М., Ярмолюк В.А., Жегалов Ю.В. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки // Сов. геология. 1963. №6. С.32-49.
- Гапеев А.К., Артемова Т.Т. О распаде твердых растворов в системе магнетит- ульвошпинель // Физика Земли. 1988. №12. С.82-87.
- Геологическая карта Камчатской области. М-б 1:5000000. М.: Наука, 1976.
- Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965. 342 с.
- Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука, 1990. 157 с.
- Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
- Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
- Гладенков Ю.Б., Багдасарян Г.П., Беньямовский В.Н., Витухин Д.И., Волобуева В.И., Музылев Н.Г., Таривердиева Т.И., Фрегатова Н.А. Планктон в палеогене п-ва Ильпинский // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988а. №10. С.85-91.
- Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Митрофанова Л.И., Синельникова В.Н. Расчленение олигоценнижнемиоценовых толщ Восточной Камчатки (залив Корфа) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988б. №8. С.3-16.
- Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 198 с.
- Госгеолкарта, 1:50000, листы Р-58-102-Б,Г; Р-58-103-А,Б,В,Г, 1995.
- Гречин В.И. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных областях. М.: Наука, 1969. С.130-149.
- Гречин В.И. Кремнистые осадки и породы северной части Тихого океана и его обрамления // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С.74-109.
- Гуревич Е.Л., Суркис Ю.Ф. Палеомагнетизм верхнемеловых пород Восточной Камчатки // Физика Земли. 1998. №4. С.34-45.
- Данукалов К.Ф., Комисарова Р.А., Храмов А.Н. Метахронная намагниченность // Геомагнитные исследования. 1979. №19. С.12-17.
- Диденко А.Н., Печерский Д.М. Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитовых комплексов Алайского хребта // Геотектоника. №4. С.56-68.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Наука, 1972. 298 с.

- Дюфур М.С., Ерешко Э.М., Лебедев М.М. и др. О спорово-пыльцевых комплексах из метаморфических отложений Камчатки и возрасте вмещающих их толщ // Вопросы региональной геологии. Л.: ЛГУ, 1977. Вып.2. С.103-113.
- Зинкевич В.П., Данюшевский Л.В., Каменецкий В.С. и др. Геология и петрология меловых и палеогеновых вулканических пород Тумрокского выступа (Восточная Камчатка)// Тихоокеанская геология. 1991. №5. С.84-99.
- Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. Тектонические покровы северной части Валагинского хребта // Тихоокеан. геология. 1989. №3. С.62-71.
- Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Магакян Р., Брагина Л.Г. Тектоника полуострова Озерного (Восточная Камчатка) // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С.87-102.
- Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Магакян Р., Цуканов Н.В. Аккреционная структура Восточной Камчатки // ДАН СССР. 1990. Т.312. №5. С.1186-1190.
- Зинкевич В.П., Ляшенко О.В., Басманов В.М. Офиолитовые покровы полуострова Озерного (Восточная Камчатка) // ДАН СССР. 1984. №3. Т.277. С.665-669.
- Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. №4. С.97-112.
- Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г., Константиновская Е.А., Федоров П.И. Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. №1. С.81-96.
- Кепежинскас П.К. Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 1990. 174 с.
- Коваленко Д.В., Чернов Е.Е., Курилов Д.В. Палеомагнетизм позднемеловых и кайнозойских геологических комплексов Западной и Восточной Камчатки // Физика Земли. 2002. №6. С.1-17.
- Коваленко Д.В. Палеомагнитные исследования островодужных комплексов Олюторской зоны, о.Карагинского и тектоническая интерпретация результатов // Геотектоника. 1990. №2. С.92-101.
- Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ва Ильпинский // Геотектоника. 1992. №5. С.78-95.
- Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ва Ильпинский и геофизическая значимость результатов // Физика Земли. 1993. №5. С.72-80.

- Коваленко Д.В., Ремизова Л.Л., Ярославцева Я.Ю. Палеомагнетизм геологических комплексов Олюторского хребта (юг Корякского нагорья) // Физика Земли. 1999. №2. С.34-49.
- Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и кинематика центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1996. №3. С.82-96.
- Коваленко Д.В., Ильин М.И., Соловьев А.В., Ремизова Л.Л. Палеомагнетизм островодужных и океанических комплексов центральной части Олюторского хребта // Докл. РАН. 1996а. 349. №4. С.507-510.
- Коваленко Д.В., Щербинина Е.А., Шикова Т.Н., Соловьев А.В., Пачкалов А.С. Палеомагнетизм флишево-олистостромовых толщ восточной части Олюторского хребта // ДАН СССР. 1996. 346. №3. С.360-363.
- Коваленко Д.В., Ремизова Л.Л. О палеомагнитной зональности в северо-западной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Докл. РАН. 1997. 356. №4. С.499-503.
- Коваленко Д.В., Ремизова Л.Л. Палеомагнетизм северо-западной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Физика Земли. 1997а. №7. С.81-91.
- Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Соловьев А.В. Миграция центров вулканизма Южно- Хангайской горячей точки по палеомагнитным данным // Геотектоника. 1997. №3. С.66-73.
- Коваленко Д.В., Ярославцева Я.Ю., Злобин В.Л. Палеомагнетизм и тектоника о.Карагинский (юг Корякского нагорья) // Геотектоника. 1999б. №2. С.54-72.
- Коваленко Д.В., Ярославцева Я.Ю., Злобин В.Л. О конвергенции литосферных плит в районе Карагинской аккреционной призмы // Докл. РАН. 1999в. 368. №5. С.655-658.
- Коваленко Д.В., Ширяевский Е.В., Левашова Н.А., Злобин В.Л., Носорев А.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Малкинского выступа (Камчатка) // Физика Земли. 2000. №6. С.1-14.
- Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и тектоническая эволюция северо-западного обрамления Командорской котловины (Берингово море) // Геотектоника. 1999. №5. С.58-77.
- Коваленко Д.В. Модель тектонической аккреции островодужных террейнов Камчатки и юга Корякии // Геотектоника. 2001. №5. С.76-92.
- Коваленко Д.В., Злобин В.Л. О перемагничивании толщ Олюторского террейна (юг Корякского нагорья) / / Физика Земли. 1999. №2. С.57-69.
- Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и тектоническая эволюция Олюторской зоны // Докл. РАН. 1999. 364. №2. С.223-226.

- Коваленко Д.В., Злобин В.Л. Петромагнитное сравнение перемагниченных и неперемагниченных островодужных толщ Камчатки и юга Корякии // Физика Земли. 2000. №11. С.77-92.
- Комиссарова Р.А. Проблема изучения земного магнитного поля раннего и среднего палеозоя на территории Русской платформы // Тезисы докл. VII всес. конф. по пост. геомаг. полю и палеомагнетизму. М., 1966. С.72-74.
- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метопелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный Мир, 1999. 220 с.
- Константиновская Е.А. Камчатское позднемеловое окраинное море // Литология и полезные ископаемые. 1997. №1. С.58-73.
- Константиновская Е.А. Меловые структурно-формационные комплексы северной части Валагинского хребта (Восточная часть Камчатки) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С.140-161.
- Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. Автореф. дисс. докт. г.-м. Наук. 2002. 46 с.
- Кравченко-Бережной И.Р. Геологическое положение магматических комплексов западного обрамления Командорской котловины. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1989. 20 с.
- Кузьмичев А.Б., Сухов А.Н. Островодужный мел окрестностей Усть-Паланы (Западная Камчатка): строение разреза и геодинамические спекуляции // Исследования литосферы. Мат. конференции. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С.33-36.
- Курилов Д.В. Некоторые данные о возрасте кремнистого комплекса Паланского района (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С.142-146.
- Курилов Д.В. Позднемеловые радиоляриевые ассоциации бассейнов рек Рассошины и Тихой // Современные вопросы геологии. Мат-лы молод. конф. 2-е Яншинские чтения. М.: Научный мир, 2002. С.296-300.
- Кузнецов Н.Б. Допозднекайнозойская тектоника фундамента Курило-Камчатской островной дуги. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1994. 20 с.
- Лебедев М.М. Ганальская метаморфическая зона Камчатки // Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока

СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1968. С.85-91.

- Левашова Н.М., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм позднемеловых островодужных комплексов Срединного хребта Камчатки // Тихоокеанская геология. 1999. 18. №2. С.65-75.
- Левашова Н.М. Кинематика позднемеловых и мелпалеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. 1999. 22 с.
- Леднева Г.В., Гарвер Д.И., Ледерер Д., Шапиро М.Н., Брэндон М.Т., Колочер К. Геохимия и ФТ возраст кислых галек из олигоценового флиша и меланжа о.Карагинского // Тезисы 7-ой Междунар. конфер. по тектонике плит им. Л.П.Зоненшайна. М.: Научный Мир, 2001. С.509-510.
- Линькова Т.И. Палеомагнитные исследования осадочных толщ северо-запада Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. С.868-870.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы, Восточно-Европейская платформа. Киев, 1989. 186 с.
- Литвинов А.Ф., Лопатин В.Б., Крикун Н.Ф., Конова Л.Н., Белый А.В. Стратиграфия палеоген- неогеновых отложений п-ва Озерной (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1990. №6. С.68-77.
- Львов А.Б. Эволюции метаморфизма при формировании фундамента Восточно-Камчатской складчатой зоны (Ганальский хребет) // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С.261-271.
- Львов А.Б., Неелов А.Н., Богомолов Е.С., Михайлова Н.С. О возрасте метаморфических пород Ганальского хребта Камчатки // Геология и геофизика. 1986. №7. С.81-93.
- Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин Н.Ю. Фундамент меловой геосинклинали на п-ве Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1972. №4. С.99-108.
- Марков С.М., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Долматов Б.К. О сочленении Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги // Геотектоника. 1969. №5. С.52-61.
- Марченко А.Ф. К вопросу о существовании на Камчатке массивов доверхнемеловых метаморфических пород // Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1968. С.21-23.

- Методические рекомендации по изучению петромагнитных и магнитных свойств пород, вскрытых сверхглубокими скважинами. Ю.И.Кузнецов и Д.М.Печерский – ред. Тверь, 1992. 86 с.
- Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. №4. С.144-149.
- Мокроусов В.П. Стратиграфия домеловых отложений Камчатки // Материалы межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сахалина, Курильских и Командорских островов, 1959. М.: Недра, 1961. С.16-27.
- Мороз Ю.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000 листа О-57-XXVI, серия Западно-Камчатская. Недра, 1965.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 346 с.
- Нижний палеоген западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 366 с.
- Несвит Д.С. Геология и нефтегазоносность Ильпинского п-ва на восточном побережье Камчатки, Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Л.: ВНИГРИ, 1967. 254а. С.115-144.
- Объяснительная записка к карте Охотоморского региона. 2000.
- Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 217 с.
- Очерки тектоническом развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 247 с.
- Павлов В.Э., Петров П.Ю. Палеомагнитные исследования рифейских отложений Туруханского района // Физика Земли. 1996. №3. С.70-81.
- Павлов В.Э., Родионов В.П., Храмов А.Н., Галле И. Магнитостратиграфия опорного разреза ордовика в районе дер. Половинка (среднее течение р.Лена): изменялась ли полярность геомагнитного поля в раннем лландейло // Физика Земли. 1999. №5. С.61-71.
- Палечек Т.Н. Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиоляриевого анализа): Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1997. 22 с.
- Палечек Т.Н., Барабошкин Е.Ю., Соловьев А.В. Новые данные о нижнемеловых отложениях Западной Камчатки (мыс Хайрюзова) // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С.159-161.
- Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н. Возраст докайнозойских комплексов района поселка Палана (Западная Камчатка) // Исследования литосферы. Мат. конференции. М., Ин-т литосферы

окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С.42-45.

- Печерский Д.М. и др. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 287c.
- Печерский Д.М., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательства абсолютных перемещений древних зон субдукции // Физика Земли. 1996. №2. С.31-55.
- Петрина Н.М., Шапиро М.Н., Бояринова М.Е. и др. Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения восточных хребтов Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т.53. Вып.3. С.47-61.
- Поздеев А.И., Петрина Н.М. Возраст и объем кирганикской свиты Камчатки // Сов. геология. 1984. №1. С.50-57.
- Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Разницын Ю.Н., Цуканов Н.В., Щербаков С.А. Серпентинитовый меланж и ультрабазиты северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // ДАН СССР. 1984. Т.278. №1. С.180-184.
- Решения II Межведомственного сгратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский, 1974. 131 с.
- Рихтер А.В. О строении метаморфических комплексов Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1991. №1. С.98-108.
- Родионов В.П. Естественная остаточная намагниченность пород в зонах проявления траппового магматизма // Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Изд. АН СССР, 1969. С.162-165.
- Розен О.М., Нистратов Ю.А., Злобин В.Л. и др. Метод вычисления минерального состава осадочных пород по их химическим анализам: обоснование и программа на ЭВМ. М., 1982. Рукопись депонир. в ВИНИТИ, 3769-82. 88 с.
- Розен О.М., Марков М.С. О происхождении амфиболитов метаморфического фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки) // Геотектоника. 1973. №3. С.27-39.
- Розен О.М. Граувакки метаморфических комплексов докембрия (связь состава и геодинамических условий формирования) // Изв. ВУЗ. Геология и разведка. 1993. №1. С.36-50.
- Ротман В.К. О ссотношении ирунейской и кирганикской свит Центральной Камчатки // Материалы Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских

островов, Оха. 1959. М.: Гостоптехиздат, 1961. С.56-70.

- Ротман В.К. Петрохимическая эволюция лав Срединного Камчатского хребта // Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: АН СССР, 1963. С.56-70.
- Савостин Л.А., Павлов В.Э., Сафонов В.Г., Бондаренко Г.Е. Отложения нижней и средней юры на западе Омолонского массива (северо-восток России): условия образования и палеомагнетизм // Докл. РАН. 1993. 333. №4. С.481-486.
- Савостин Л.А., Хейфец А.Н. Палеомагнетизм маастрихт-нижнепалеоценовых островодужных образований Олюторской зоны (южная Корякия) // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С.127-140.
- Селиверстов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука, 1987. 112 с.
- Селиверстов В.А. Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: ИФЗ АН СССР, 1978. С.177-239.
- Серова М.Я. Новые данные о возрасте вулканогенноосадочных толщ юго-западной части Корякского нагорья (полуостров Говена) // ДАН СССР. 1969. Т.185. №2. С.412-415.
- Серова М.Я. Планктонные фораминиферы верхнепалеоценовых отложений полуострова Говена (Корякское нагорье, северо-западная часть Тихоокеанской провинции) // Вопр. микропалеонтологии. 1970. Вып.13. С.168-179.
- Сиверцева И.А. О пермской флоре Камчатки // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1975. Вып.3. №8. С.141-145.
- Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Кинематика Ватыно-Лссновского надвига (Южная Корякия) // Геотектоника. 2001. №6. С.56-74.
- Соловьев А.В., Ландер А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Вержбицкий В.Е, Курилов Д.В., Гарвер Дж.И. Строение и возраст комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С.35-40.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Камчатского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- Ставский Л.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. №6. С.32-42.
- Сухов А.Н. Вулканогенный комплекс Олюторского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. №10. С.12-28.
- Сухов А.Н., Ляпунов С.В., Друбецкой Е.Р. Новые данные по геохимии и абсолютному возрасту

магматических и метаморфических пород хребта Ширшова // Тез. докл. III Всесоюз. съезда океанологов. Л.: Наука, 1987. С.36-37.

- Тарасенко Т.В., Мельникова С.А., Серова М.Я. Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений хребта Майни-Какыйне // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. №11. С.139-146.
- Тарарин И.А. Эволюция метаморфизма в срединнокамчатской метаморфической зоне // Тихокеанская геология. 1988. №1.
- Тарарин И.А. Коматиит-базальтоидный комплекс Срединно-Камчатской метаморфической зоны и его место в геологической истории региона // Докл. АН СССР. 1981. Т.260. №5.
- Тарарин И.А. Геология и петрология зеленосланцевых образований Ганальского хребта Камчатки // Минералогия и петрология метаморфических и метасоматических пород Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С.10-37.
- Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоника и геодинамика северо- востока Азии. Объяснительная записка к тектонической карте северо- востока Азии масштаба 1:5000000. М.: ИЛСАН, 1992. 54 с.
- Тихонов В.И. Надвиги на Восточной Камчатке // Геотектоника. 1968. №3. С.82-101.
- Тузов В.П., Митрофанова Л.И., Данченко Р.В., Высочина О.В. Стратиграфия палеогеновых отложений Колпаковского прогиба западной Камчатки // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1997. Т.5. №3. С.66-82.
- Удинцев Г.Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины. М., 1955. 154 с. (Тр. ИОАН СССР; Т.12).
- Федорчук А.В., Извеков И.Н., Вишневская В.С. Строение и возраст кремнисто-вулканогенных толщ ветроваямского аллохтона // Изв. ВУЗов. 1991. №8. С.46-55.
- Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. №12. С.147-151.
- Федорчук А.В. Геология кремнисто-вулканогенных образований Олюторского хребта: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1985.
- Федорчук А.В., Цуканов Н.В., Ефремова Л.Б., Савичев А.Т. Океанический магматизм хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1990. №12. С.1721-1729.
- Федорчук А.В. Тектоно- магматическая эволюция области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1990. №2. С.3-13.
- Федорчук А.В., Вишневская В.С., Извеков И.Н., Румянцева Ю.С. Новые данные о строении и возрасте кремнисто-вулканогенных пород п-ва Камчатский

Мыс (Восточная Камчатка) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 19896. №11. С.27-33.

- Федорчук А.В. Полигенетические офиолиты п-ва Камчатский мыс (Восточная Камчатка) // Изв.АН СССР. Сер. геол. 1991. №2. С.14-19.
- Федорчук А.В., Пейве А.А., Гулько Н.И., Савичев А.Т. Петрохимические типы базальтов офиолитовой ассоциации полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989а. №12. С.1710-1717.
- Федорчук А.В. Внутреннее строение офиолитов Камчатского мыса (Восточная Камчатка) // ДАН СССР. 1989. Т.306. №4. С.944-947.
- Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 263 с.
- Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 148 с.
- Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника, мезозой и кайнозой. М.: Авиар, 1993. 451с.
- Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника, палеозой. М.: Недра, 1991. 397 с.
- Ханчук А.И. Геология и происхождение срединнокамчатского кристаллического массива // Тихоокеанская геология. 1983. №4.
- Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985.
- Харкевич Д.С. Геолого-петрографические наблюдения в Ганальских Востряках // Геолого-петрографические исследования и поиски полезных ископаемых в Центральной Камчатке. М.-Л.: АН СССР. 1940. С.65-84 (Тр. Камчат. комплекс. экспедиции, 1936–1937 гг.; Вып.1).
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. С.80-102.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнетизм палеозоя. М.: ВНИГРИ, 1974. 236 с.
- Хубуная С.А. Формационная принадлежность базальтов Кроноцкого п-ва (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1981. №2. С.36-48.
- Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. М.: Наука, 1976. 196 с.
- Цуканов Н.В., Вишневская В.С., Каразина Г.Х., Витухин Д.И. Вещественный состав и возраст кремнистых пород, драгированных с хребта Ширшова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. №11. С.80-85.
- Цуканов Н.В. Новые данные по тектонике хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // ДАН СССР. 1985. Т.284. №5. С.1205-1208.
- Цуканов Н.В., Федорчук А.В., Литвинов А.Ф. Океанический комплекс Шипунского п-ва // ДАН СССР. 1991. Т.318. №4. С.958-962.

- Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое-раннем кайнозое: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН, 1988. 19 с.
- Цуканов Н.В., Зинкевич В.П. Тектоника хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1987. №6. С.63-77.
- Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Океанические комплексы в структуре Восточного Кумроча (Камчатка) // ДАН СССР. 1989. Т.307. №4. С.943-947.
- Чамов Н.П. Обстановки и история формирования меловых-палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений юга Корякского нагорья. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1994. 22 с.
- Чехович В.Д., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Коваленко Д.В. О тектонике острова Карагинского // Геотектоника. 1989. №1. С.121-123.
- Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Чехович В.Д., Коваленко Д.В. Тектоническая интерпретация структурной неоднородности складчатого обрамления Командорской котловины (анализ палеомагнитных и структурных данных) // Докл. РАН. 1999. 369. №4. С.507-510.
- Чехович В.Д., Богданов Н.А. Кайнозойская история северо- западного обрамления глубоководных котловин Берингова моря // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1999. №3. С.3-12.
- Чернов Е.Е., Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов хр.Омгон // Физика Земли. 2001. №5. С.68-77.
- Шанцер А.Е., Тихонов В.И. Тектоника южной части хребта Кумроч // Геотектоника. 1967. №3. С.67-74.
- Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Гептнер А.Р. Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки // Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966. С.86-98.
- Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозое (Сев. Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1985. №4. С.66-74.
- Шапиро М.Н., Петрина Н.К. Новые данные о геологическом строении о.Карагинский // Тихоокеанская геология. 1985. №1. С.27-33.
- Шапиро М.Н., Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Региональные угловые несогласия в кайнозое Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т.4. №6. С.47-60.
- Шапиро М.Н. Позднемеловая ачайваям- валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит

северной пацифики // Геотектоника. 1995. №1. С.58-70.

- Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 123 с.
- Шапиро М.Н., Сляднев Б.И., Ландер А.В. Чешуйчатонадвиговые структуры северной части Восточно-Камчатского антиклинория // Геотектоника. 1984. №6. С.84-93.
- Шапиро М.Н., Разницин Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В. Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С.5-21.
- Шикова Т.Н. Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиоляриевого анализа). Автореф. дис... канд. геол.-мин. Наук. 1997. 22 с.
- Шипунов С.В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. 1995а. №4. С.67-74.
- Шипунов С.В. Синскладчатая намагниченность: оценка направления и геологические приложения // Физика Земли. 1995б. №11. С.40-47.
- Шипунов С.В., Кузнецов Н.Б., Пучков В.Н., Козлов В.И., Михайлов П.Н., Черников А.П., Кондручина Л.С., Данукалов К.Н. Поздний палеозой – время коллизионной активизации тектонических событий на южном Урале. Тр. ГИН. 1999. С.21-24.
- Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Кристаллический фундамент Камчатки; Строение и эволюция // Геотектоника. 1979. №2. С.80-93.
- Щербинина Е.А., Коваленко Д.В. О возрасте кайнозойских флишево- олистостромовых толщ Олюторского хребта (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1996. Т.4. №2. С.110-112.
- Щербинина Е.А. Стратиграфия и палеоокеанография палеогена Тихого океана. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1992. 20 с.
- Эз В.В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 166 с.
- Эоцен западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
- Яновский Б.М. Земной магнетизм. М., 1953. 591 с.
- Abranches M.C., Storetvdt K.M., Serralheiro A., Lovlie. The paleomagnetic record of the Santiago volcanics (Republic of Cape Verde); multiphase magnetisation and age consideration // Phys. Earth Planet. Inter. 1990. V.64. P.290-302.
- Achache J., Cox A., O'Hare S. Paleomagnetism of the Devonian Kennett Limestone and the rotation of the eastern Klamath Mountains, California // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V6. P.365-380.

- Aifa T., Feinberg H., Pozzi J.-P. Devonian-Carboniferous paleopoles for Africa: consequences for Hercynian geodynamics // Tectonophysics. 1990. V.179. P.287-304.
- Anderson D.J., Lindsly D.H. "New (and final) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer" Eos Transaction. 1985. V.66. P.416.
- Ague J.J., Brandon M.T. Tlt and northwards offset of Cordilleran batholiths resolved using igneous barometry // Nature. 1992. V.360. P.146-149.
- Bachtadse V., Van der Voo R., Halbich. Paleomagnetism of the western Cape Fold belt, South Africa, and its bearing on the Paleozoic apparent polar wander path for Gondwana // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V.84. P.487-499.
- Bazhenov M.L. Cretaceous paleomagnetism of the Fergana Basin and adjacent ranges, central Asia: tectonic implications // Tectonophys. 1993. V.221. P.251-267.
- Bazhenov M.L., Burtman V.S., Krezhovskikh O.A., Shapiro M.N. Paleomagnetism of Paleogene rocks of the Central- East Kamchatka and Komandorsky Island: tectonic implication // Tectonophysics. 1992. V.201. №1/2. P.157-174.
- Beck M.E., Jr. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America// J.Geophys. Res. 1980. V.85. P.7115-7131.
- Besse J., Courtillot V. Revised and synthetic polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200Ma // J. Geophys. Res. 1991. V.96. P.4029-4050.
- Banerjee S., Elmore R.D., Engel M.N. Chemical remagnetization and burial diagenesis: testing the hypothesis in the Pennsylvanian Belden formation, Colorado // J. Geoph. Res. 1997. V.102. №B11. P.24825-24842.
- Bazard D.R., Burmester R.F., Beck M.E., Granirer J.L., Schwarz C.G. Paleomagnetism of the Methow region, north- central Washington: structural application of paleomagnetic data in a complexly deformed, variably remagnetized terrane // Can. J. Earth. Sci. 1990. V.27. P.330-343.
- Berger G.W., York D. ⁴⁰Ar/³⁹AR dating of the Thanet gabbro, Ontario: looking through the Grenvillian metamorphic veil and implications for paleomagnetism // Can. J. Earth. Sci. 1981. V.18. P.266-273.
- Bogen N.L. Paleomagnetism of the upper Jurassic Galice formation, southwestern Oregon: evidence for differential rotation of the eastern and western Klamath Mountains // Geology. 1986. V.14. P.335-338.
- Bogue S.W., Cowan D.S., Garver J.I. Paleomagnetic evidence for poleward transport of Upper Jurassic

rocks in the Decatur terrane, San Juan Island, Washington // J. Geoph. Res. 1989. V.94. №B8. P.10415-10427.

- Bohnel H., Gose W.A., Testarmata M.M., Noriega G.B. Paleomagnetic results from the southern Sierra Madre Oriental, Mexico: evidence for early Cretaceous or Laramide remagnetization? // Phys. Earth Planet. Inter. 1990. V.64. P.211-223.
- Brown P.M., Van der Voo R. Paleomagnetism of the Latest Precambrian/Cambrian Unicoi basalts from the Blue Ridge, northeast Tennessee and southwest Virginia: evidence for Taconic deformation // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V.60. P.407-414.
- Bryan P., Gordon R.G. Rotation of the Colorado Plateau: an analysis of paleomagnetic data // Tectonics. 1986. V.5. №4. P.661-667.
- Buchan K.L., Hodych J.P. Early Silurian paleopole for redbeds and volcanics of the King George IV Lake area, Newfoundlend // Can. J. Earth. Sci. 1989. V.26. P.1904-1917.
- Buchan K.L., Baragar W.R.A. Paleomagnetism of the komatiitic basalts of the Ottawa Island, N.W.T. // Can. J. Earth. Sci. 1985. V.22. P.553-566.
- Buchan K.L., Schwarz E.J. Uplift estimated from remanent magnetization: Munro area of Superior Province since 2150 Ma ago // Can. J. Earth. Sci. 1981. V.18. P.1164-1173.
- Butler R.F., Harm T.A., Gabrielse H. Cretaceous remagnetization in the Sylvester Allochthon: limits to post-105 Ma northward displacement of north- central British Columbia // Can. J. Earth. Sci. 1988. V.25. P.1316-1322.
- Buddington A.F., Lindsley D.H. Iron- titanium oxide minerals and synthetic eguivalents // J. Petrol. 1964. V.5. №2. P.342-356.
- Buttler R.F., Dickinson W.R., Gehrels G.E. Paleomagnetism of coastal California and Baja California: alternatives to large- scale northward transport // Tectonics. 1991. V.10. №3. P.561-576.
- Bylund G. Paleomagnetism, mafic dykes and the Protogine Zone, southern Sweden // Tectonophysics. 1992. V.201. P.49-63.
- Chen Y., Cogne J., Courtillot V., Tapponnier P., Zhu X.Y. Cretaceous paleomagnetic results from western Tibet and tectonic implications // J. Geoph. Res. 1993. V.98. №B10. P.17981-17999.
- Chen Y., Cogne J., Courtillot V., Avouac J., Tapponnier P., Wang G., Bai M., You H., Li M., Wei C., Buffetaut E. Paleomagnetic study of Mesozoic continental sediments along the northern Tien Shan (China) and Heterogeneous Strain in Central Asia // J. Geoph. Res. 1991. V.96. №B3. P.4065-4082.
- Coe R.S., Globerman B.R., Thrupp G.A. Rotation of central and southern Alaska in the early tertiary:

oroclinal bending by megakinking? // Paleomagnetic rotation and continental deformation. 1989. P.329-342.

- Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W., Stevenson A.J. Evidence for Cenozoic crustal extension in the Bering Sea region // Tectonics. V.11. P.719-731, 1992.
- Courtillot V., Chambon P., Brun J.P., Rochette. A magnetotectonic study of the hercynian Montagne Noire // Tectonics. 1988. V.5. №5. P.733-751.
- Champion, D.E., Howell D.G., Gromme C.S. Paleomagnetic and geologic data indicating 2500 km of northward displacement for the Salinian and related terranes, California // J. Geophys. Res. 1984. V.89. P.7736-7752.
- Chekhovich V.D., Kovalenko D.V., Ledneva G.V. Cenozoic history of the Bering Sea and its northwestern margin // The Island Arc. 1999. V.8. P.123-134.
- Creer K.M. A review of paleomagnetism // Earth Sci. Rev. 1970. V.6. №6. P.369-466.
- Demarest H.H., Jr. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagmetic data // J. Geophys. Res. 1983. V.88. P.4121-4328.
- Doh S., Piper J.D.A. Paleomagnetism of the (Upper Palaeozoic- Lower Mesozoic) Pyongan Supergroup, Korea: a Phanerozoic link with the north China Block // Geoph. J. Inter. 1994. V.117. P.850-863.
- Deutsch E.R., Prasad J.N. Ordovician paleomagnetic results from the St.George and Table Head carbonates of western Newfoundlend // Can. J. Earth. Sci. 1987. V.24. P.1785-1796.
- Didenko A.N., Harbert W., Stavskiy A.W. Paleomagnetism of the Khatyrka and Mayniscky Superterranes // Tectonophysics. 1993. V.220. №9. P.141-155.
- DiVenere V.J., Opdyke N.D. Magnetic polarity stratigraphy and Carboniferous paleopole positions from the Joggins section, Cumberland structural basin, Nova Scotia // J. Geoph. Res. 1991. V.100. №B7. P.12573-12588.
- Dunlop D.J. Paleomagnetism of Archean rocks from northwestern Ontario: II. Shelley Lake granite, Quetico Subprovince // Can. J. Earth. Sci. 1984. V.21. P.869-878.
- Dunlop D.J., Ozdemir O., Schmidt P.W. Paleomagnetism and paleothermometry of the Sydney Basin, 2.Origin of anomalously high unblocking temperatures // J. Geoph. Res. 1997a. V.102. №B12. P.27285-27295.
- Dunlop D.J., Schmidt P.W., Ozdemir O., Clark D.A. Paleomagnetism and paleothermometry of the Sydney Basin 1. Thermoviscous and chemical overprinting of the Milton Monzonite // J. Geoph. Res. 1997. V.102. №B12. P.27271-27283.
- Edel J.B., Coulon M. Late Hercynian remagnetization of Tournasian series from the Laval syncline, Armorican

massiv, France // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V.68. P.343-350.

- Ellis B.J., Levi S, Yeats R.S. Magnetic stratigraphy of the Morales formation: late Neogen clockwise rotation and compression in the Cuyama basin, California coast ranges // Tectonics. 1993. V.12. №5. P.1170-1179.
- Elmore R.D., Imbus S.W., Engel M.H., Fruit D. Hydrocarbons and magnetizations in magnetite, Applications of paleomagnetism to sedimentary geology // SEPM. 1993. №49. P.181-191.
- Elmore R.D., London D., Bagley D., Fruit D. Remagnetization by basinal fluid: testing the hypothesis in the viola limestone, southern Oklahoma // J. Geoph. Res. 1993. V.98. №B4. P.6237-6254.
- Elmore R.D., Crawford L. Remanence in authigenic magnetite: testing the hydrocarbone-magnetite hypothesis // J. Geoph. Res. 1990. V.95. NoB4. P.4539-4549.
- Engebretson D.S., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1985. V.206. 59 p.
- Enkin R.J., Courtillot V., Xing L., Zhang Z., Zhang J. The stationary Cretaceous paleomagnetic pole of Sichuan (south China Block) // Tectonics. 1991. V.10. №3. P.547-559.
- Enkin R.J., Chen Y., Courtillot V., Besse J., Xing L., Zhang Z., Zhuang Z., Zhang J. A Cretaceous pole from south China, and the Mesozoic Hairpin Turn of the Eurasian APWP // J. Geoph. Res. 1991a. V.96. №B3. P.4007-4027.
- Evans M.E., Hoye G.S., Bibgham D.K. The paleomagnetism of the Great Slave Supergroup: the Akaitcho River formation // Can. J. Earth. Sci. 1980. V.17. P.1389-1395.
- Evans D.A., Zhuravlev A.Y., Budney C.J., Kirschvink J.L. Paleomagnetism of the Bayan Gol Formation, western Mongolia // Geol. Mag. 1996. V.133. №4. P.487-496.
- Gallet Y., Pavlov V. Magnetostratigraphy of the Moyero river section (north-western Siberia): constraints on geomagnetic reversal fraquency during the early Palaeozoic // Geophys. J. Int. 1996. V.125. P.95-105.
- Garza R.S.M., Zijderveld J.D.I. Paleomagnetism of Paleozoic strata, Brabant and Ardennes Massifs, Belgium: Implications of prefolding and postfolding Late Carboniferous secondary magnetizations for European apparent polar wander // J. Geophys. Res. 1996. V.101. №B7. P.15.799-15.818.
- Geist E.L., Vallier T.L., Schooll D.W. Origin, transport, and emplacement of an exotic island-arc terrane exposed in eastern Kamchatka, Russia // Geol. Soc. Am. Bull. 1994. V.106. №9. P.1182-1194.

- Gidong L., Besse J., Courtillot V. Eastern Asia in Cretaceous: new paleomagnetic data from south Korea and a new look at Chinese and Japanese data // J. Geoph. Res. 1987. V.92. №B5. P.3580-3596.
- Geissman J.W., Jackson M., Harlan S.S., Van der Voo R. Paleomagnetism of Latest Cambrian – Early Ordovician and Latest Cretaceous- Early Tertiary rocks of the Florida Mountains, Southwest New Mexico // J. Geoph. Res. 1991. V.96. №B4. P.6053-6071.
- Gillett S.L., Hover V.C., Papike J.J. The Notch peak contact metamorphic aureole, Utah: paleomagnetism of the metasedimentary rocks and the quartz monzonite stock // J. Geoph. Res. 1982. V.87. №B7. P.5375-5390.
- Gilder S.A., Coe R.S., Wu H., Kunag G., Zhao X., Wu Q. Triassic paleomagnetic data from south China and their bearing on the tectonic evolution of the western circum-Pacific region // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V.131. P.269-287.
- Fang W., Van der Voo R., Liang Q. Devonian paleomagnetism of Yunnan province across the Thai-South China Suture // Tectonics. 1989. V.8. №5. P.939-952.
- Fox K.F., Beck M.E. Paleomagnetic results for eocene volcanic rocks from northeastern Washington and the tertiary tectonics of the Pacific Northwest // Tectonics. 1985. V.4. №3. P.323-341.
- Fahrig W.F., Christie K.W., Chown E.H., Janes D., Machado N. The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province with special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Quebec, Canada // Can. J. Earth. Sci. 1986. V.23. P.238-253.
- Frei L.S., Blake M.C. Remagnetization of the Coast Range ophiolite and Lower part of the Great Valley Sequence in northern California and southwest Oregon // J. Geoph. Res. 1987. V.92. №B5. P.3487-3499.
- Frey M., De Capitani C., Liou G. A new petrogenetic grid for low-grad meta basites // J. Metamorph. Geol. 1991. V.9. №5. P.497-509.
- Fruit D., Elmore R.D., Halgedahl S. Remagnetization of the folded Belden Formation, northwest Colorado // J. Geoph. Res. 1995. V.100. №B8. P.15009-15023.
- James, E. W., Mattinson J.M. Metamorphic history of the Salinian block: An isotopic reconnaissance, in Metamorphism and Crustal Evolution of the Western United States, Rubey Vol. VII. W.G.Ernst – ed. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J. 1988. P.938-952.
- Johnson R.J.E., Van der Voo R. Paleomagnetism of the Late Precambrian Fourchu Group, Cape Breton Island, Nova Scotia // Can. J. Earth. Sci. 1986. V.23. P.1673-1685.
- Jolivet L., Shibuya H., Fournier M. Paleomagnetic rotations and the Japan Sea opening // Active Margins

and Marginal Basins of the Western Pacific. 1995. P.355-369.

- Juarez M.T., Osete M.L., Melendez G., Langereis C.G., Zijderveld J.D.A. Oxfordian magnetostratigraphy of the Aguilon and Tosos section (Iberian Range, Spain), and evidence of a pre-Oligocene overprint // Phys. Earth Planet. Inter. 1994. V.85. P.195-211.
- Irving E., Wynne P.J., Thorkelson D.J., Schiarizza P. Large (1000 t0 4000 km) northward movements of tectonic domains in the northen Cordillera, 83 to 45 Ma // J. Geophys. Res. 1996a. V.101/B8. P.17.901-17.916.
- Irving E., Strong D.F. Paleomagnetism of the Early Carboniferous Deer Lake Group, western Newfoundlend: no evidence for mid- Carboniferous displacement of "Acadia" // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V.69. P.379-390.
- Itoh Y. Differential rotation of the eastern paet of southwest Japan infered from paleomagnetism of cretaceous and neogen rocks // J. Geoph. Res. 1988. V.93. №B4. P.3401-3411.
- Hall R., Ali J.R., Anderson C.D. Cenozoic motion of the Philippine Sea Plate: Paleomagnetic evidence for eastern Indonesia // Tectonics. 1995. V.14. №5. P.1117-1132.
- Hall R., Fuller M., Ali J.R., Anderson C.D. The Philippine Sea Plate: Magnetism and Reconstructions in Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific. 1995a. V.88. P.371-404.
- Halls H.C. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles // Geophys. J. Roy Astron. Sos. 1976. V.45. №5. P.297-304.
- Harbert W., Hillhouse J., Vallier T. Paleomagnetism of the Permian Wallowa terrane: Implications for terrane migration and orogeny // J. Geoph. Res. 1995. V.96. №B3. P.4051-4064.
- Haston R.B., Fuller M. Paleomagnetic data from the Philippine Sea Plate and Their tectonic significance // J. Geoph. Res. 1991. V.96. №B4. P.6073-6098.
- Hagstrum, J.T., McWilliams M., Howell D.G., Gromme S. Mesozoic paleomagnetism and northward translation of the Baja California Peninsula // Geol. Soc. Am. Bull. 1985. V.96. P.1077-1090.
- Hagstrum J.T., Lipman P.W., Moore R.B. Late Cretaceous paleomagnetism of the Tombstone district and vicinity: evidence for a rotational domain boundary in southern Arizona // Tectonics. 1994. V.13. №5. P.1295-1308.
- Hagstrum J.T., Sawyer D.A. Late Cretaceous paleomagnetism and clockwise rotation of the Silver Bell Mountains, South Central Arizona // J. Geoph. Res. 1989. V.94. №B12. P.17847-17860.
- Hagstrum J.T., Murchey B.L. Paleomagnetism of Jurassic radiolarian cherts above the Coast Range ophiolite at

Stanley Mountain, California, and implications for its palegeographic origins // GSA Bull. 1996. V.108. №6. P.643-652.

- Hagstrum J.T. Remagnetization of Jurassic volcanic rocks in the Santa Rita and Patagonia Mountains, Arizona: implications for North American apparant polar wander // J. Geoph. Res. 1994. V.99. №B8. P.15103-15113.
- Hagstrum J.T., Murchey B.L., Bogar R.S. Equatorial origin for lower Jurassic radiolarian chert in the Franciscan Complex, San Rafael Mountains, southern California // J. Geoph. Res. 1996. V.101. №B1. P.613-626.
- Hagstrum J.T., Jones D.L. Paleomagnetism, paleogeographic origins, and uplift history of the Coast Range ophiolite at Mount Diablo, California // J. Geoph. Res. 1998. V.103. №B1. P.597-603.
- Henry B., Merabet N., Yelles A., Derder M.M., Daly L. Geodinamical implications of a Moscovian paleomagnetic pole from the stable Saharan craton (Illizi basin, Algeria) // Tectonophysics. 1992. V.201. P.83-96.
- Hillhouse J.W. Accretion of southern Alaska // Tectonophysics. 1987. V.139. P.107-122.
- Harlan S.S., Geissman J., Snee L.W., Reynolds R.L. Late Cretaceous remagnetization of Proterozoic mafic dikes, southern Highland Mountains, southwestern Montana: A paleomagnetic and ⁴⁰Ar/³⁹Ar study // GSA Bull. 1996. V.108. №6. P.653-668.
- Harlan S.S., Snee L.W., Geissman J.W., Brearley A.J. Paleomagnetism of the Middle Proterozoic aramie anorthosite complex and Sherman Granit, southern Laramie Range, Wyoming and Colorado // J. Geoph. Res. 1994. V.99. №B9. P.17997-18020.
- Harding L.E., Butler R.F., Coney P.J. Paleomagnetic evidence for Jurassic deformation of the McCoy Mountain Formation, southeastern California and southwestern Arizona // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V.62. P.104-114.
- Herrero-Bervera E., Urrutia-Fucugauchi J., Khan M.A. A paleomagnetic study of remagnetized upper Jurassic red beds from Chihuahua, northern Mexico // Phys. Earth Planet. Inter. 1990. V.62. P.307-322.
- Horn D.M., Verosub K.L. Paleomagnetic investigation of late Neogene vertical axis rotation and remagnetization in central coastal California // J. Geoph. Res. 1995. V.100. №B3. P.3873-3884.
- Hyodo H., Dunlop D.J. Multicomponent magnetization in Nipissing diabase near Temagami, Ontario, and structural and thermal history of the Grenville fromt // Can. J. Earth. Sci. 1989. V.26. P.467-478.
- Hirt A.M., Lowrie W. A paleomagnetic study of tectonically deformed red beds of the Lower Glarus Nape Complex, eastern Switzerland // Tectonics. 1986. V.5. №5. P.723-731.

- Hutton D.H.W., Reavy R.J. Strike- slip tectonics and granite petrogenesis // Tectonics. 1992. V.11. P.960-967.
- Haag M., Heller F. Late permian to early triassic magnetostratigraphy // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V.107. P.42-54.
- Howell, D. G., Champion D.E., Vedder J.G. Terrane accretion, crustal kinematics, and basin evolution, southern California, in Cenozoic Basin Development of Coastal California, Rubey Vol. V1.R.A. Ingersoll and W.G.Ernst – eds. Prentice-Hall, Englewood Cliffs. 1987. №3. P.242-258.
- Kipfer R., Heller F. Paleomagnetism of Permian red bed in the contact aureole of the Tertiary Adamello intrusion (northern Italy) // Phys. Earth Planet. Inter. 1988. V.52. P.365-375.
- Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Sos. 1980. V.62. P.699-718.
- Kent D.V., Opdyke N.D. Multicomponent magnetization from the Mississippian Mauch Chunk formation of the centrall Appalachian and their tectonic implications // J. Geoph. Res. 1985. V.90. №B7. P.5371-5383.
- Kent D.V. Further paleomagnetic evidence for oroclinal rotation in the central folded appalachian from the Bloomsburg and the Mauch chunk formations // Tectonics. 1988. V.7. №4. P.749-759.
- Kodama K., Nakayama K. Paleomagnetic evidence for post-late Miocene intra-arc rotation of south Kyushu, Japan // Tectonics. 1993. V.12. №1. P.35-47.
- Kodama K.P., Cioppa M.T., Sherwood E., Warnock A.C. Paleomagnetism of baked sedimentary rocks in the Newark and Culpeper basins: evidens for the J1 cusp and significant late Triassic apparent polar wander from the Mesozoic basins of North America // Tectonics. 1994. V.13. №4. P.917-928.
- Kovalenko D.V., Kravchenko-Berezhnoy I.R. Paleomagnetism and tectonics of Karaginsky Island, Bering Sea // The Island Arc. 1999. V.8. P.426-439.
- Khan M.J., Opdyke N.D., Tahirkheli R.A.K. Magnetic stratigraphy of the Siwalik Group, Bittani, Marwat and Khasor Ranges, northwestern Pakistan and the timing of neogene tectonics of the Trans Indus // J. Geoph. Res. 1988. V.93. №B10. P.11773-11790.
- Kravchenko-Berezhnoy I.R., Ledneva G.V., Ivanova E.A., Vishnevskaya V.S. Allochthonous lithotectonic units of the NW Olutor terrane (NE Kamchatka) // Ofioliti. 1993. V.18(2). P.177-180.
- Kravchenko-Berezhnoy I.R., Nazimova Yu.V. The Cretaceous ophiolite of Karaginsky Island (the western Bering Sea) // Ofioliti. 1991. V.16. P.79-110.
- Kruczyk J., Kadzialko- Hofmokl M., Nozharov P., Petkov N., Nachev I. Paleomagnetic studies on sedimentary

Jurassic rocks from southern Bulgaria // Phys. Earth Planet. Inter. 1990. V.62. P.82-96.

- Klootwijk C.T., Nazirullah R., Jong K.A. Paleomagnetic constraints on formation of the Mianwali reentrant, Trans-Indus and western Salt Range, Pakistan // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V.80. P.394-414.
- Klootwijk C.T., Sharma M.L., Gergan J., Shah S.K., Gupta B.K. Rotational overthrusting of the northwest Himalaya: further paleomagnetic evidence from the Riasi thrust sheet, Jammu foothills, India // Earth Planet. Sci. Lett. 1986a. V.80. P.375-393.
- Klootwijk C.T., Shah S.K., Gergan J., Sharma M.L., Tirkey B., Gupta B.K. A paleomagnetic reconnaissance of Kashmir, northwestern Himalaya, India // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V.63. P.305-324.
- Kroner A., McWilliams M.O., Germs G.J.B., Reid A.B., Schalk K.E.L. Paleomagnetism of late precambrian to early paleozoic mixtite- bearing formations in Namibia (south west Africa): the Nama group and Blaubeker formation // Amer. J. Sci. 1980. V.280. P.942-968.
- Layer P.W., Kroner A., McWilliams M., Clauer N. Regional magnetic Overprinting of Witwatersrand Supergroup sedoments, South Africa // J. Geoph. Res. 1988. V.93. №B3. P.2191-2200.
- Larson E.E., Walker T.R. A rock magnetic study of the lower massive sandstone, Moenkopi formation (Triassic), Gray Mountain Aria, Arizona // J. Geoph. Res. 1982. V.87. №B6. P.4819-4836.
- Lombard A.D., Van der Pluijm B.A., Van der Voo R. Acadian and Alleghenian remagnetization of the Jim Pond Formation, central western Maine, northern Appalachian // Tectonophysics. 1991. V.186. P.279-291.
- Layer P.W., Kroner A., McWilliams M., Burghele A. Paleomagnetism and age of the Archean Usushwana complex, Southern Africa // J. Geoph. Res. 1988. V.93. №B1. P.449-457.
- Li Y., McWilliams M., Sharps R., Cox A., Li Y., Li Q., Gao Z., Zhang Z., Zhai Y. A devonian paleomagnetic pole from red beds of the Tarim block, China // J. Geoph. Res. 1990. V.95. №B12. P.19185-19198.
- Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implication Gejl // Soc. Amer. Bull. 1988. P.733-754.
- Louden K. Magnetic anomalies in the West Philippine Basin, in The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin. G.H.Sutton, M.H. Manghanani, R.Moberly – eds. Geophys. Momogr. Ser. 1976. V.19. P.253-267.
- Lovlie R. Evidence for deutaric magnetization in hydrothermally altered Mesozoic basaltic rocks from

East Antarctica // Phys. Earth Planet. Inter. 1988. V.52. P.352-364.

- Lovlie R. Anomalous paleomagnetic directions in a Mesozoic basaltic dyky; arguments for feult-induced remagnetization // Phys. Earth Planet. Inter. 1989. V.58. P.239-248.
- Luyendyk B., Cisowski S., Smith C., Richard S., Kimbrough D. Paleomagnetic study of the northern Ford Ranges, western Marie Byrd Land, West Antarctica: Motion between West and East Antarctica // Tectonics. 1996. V.15. №1. P.122-141.
- Mankinen E.A., Cox A. Paleomagnetic investigation of Some Volcanic rocks from the McMurdo Volcanic Province, Antarctica // J. Geoph. Res. 1988. V.93.
 №B10. P.11599-11612.
- McCabe R., Kikawa E., Cole J.T., Malicse A.J., Baldauf P.E., Yumul J., Almasco J. Paleomagnetic resalts from Luson and the central Philippines // J. Geoph. Res. 1987. V.92. №B1. P.555-580.
- McCabe C., Jackson M., Saffer B. Regional patterns of magnetite authigenesis in the Appalachian Basin: implications for the mechanism of Late Paleozoic remagnetization // J. Geoph. Res. 1989. V.94. №B8. P.10429-10443.
- McCabe C., Van der Voo R. Paleomagnetic results from the upper Keweenawan Chequamegon Sandstone: implications for red bed diagenesis and late Precambrian apparent polar wander of North America // Can. J. Earth. Sci. 1983. V.20. P.105-112.
- McCabe C., Van der Voo R., Urrutia-Fucugauchi J. Late Paleozoic or early Mesozoic magnetizations in remagnetized Paleozoic rocks, State of Oaxaca, Mexico // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V.91. P.205-213.
- McFadden P.L., Jones D.L. The fold test in paleomagnetism // Geophys. J. Royal Astronomy Soc. 1981. V.67. P.53-58.
- McFadden P.L., Ma X.H., McElhinny M.W., Zhang Z.K. Permo-Triassic magnetostratigraphy in China: northern Tarim // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V.87. P.152-160.
- McFadden B.J., Woodburne M.O., Opdyke N.D. Paleomagnetism and neogen clockwise rotation of the northern cady Mountains, Mojave Desert of southern California // J. Geophys. Res. 1990. V.95. №b4. P.4597-4608.
- McHone J.G., Ross M.E., Greenough J.D.M. Mesozoic dyke swarms of Eastern North America. H.C.Halls, W.F.Fahrid – eds. Mafic dykes swarms, Waterloo, Ontario: Geol. Assoc. Can., Special Paper 34. 1987. P.279-288.
- McLaughlin R.J., Sliter W.V., Sorg D.H., Russell P.C., Sarna-Wojcicki A.M. Large- scale right- slip displacement on the East San Francisco Bay region

fault system, California: Implications for location of late Miocene to Pliocene Pacific plate boundary // Tectonics. 1996. V.15. №1. P.1-18.

- McHone G.G., Ross M.E., Grenough J.D.M. Mesozoic dyke swarms of Eastern North America. In H.C.Halls ans W.F.Fahrig – eds. Mafic Dyke Swarms. Waterloo, Ontario: Geol. Assoc. Can. Special Paper 34. 1987. P.279-288.
- McElhinny M.W., Embleton B.J.J., Ma X.H., Zhang Z.K. Fragmentation of Asia in the Permian // Nature. 1981. V.293. №5829. P.212-216.
- McWhinnie S.T. Van der Pluijm B.A., Van der Voo R. Remagnetisation and thrusting in the Idaho- Wyoming Overthrust belt // J. Geoph. Res. 1990. V.5. №B4. P.4551-4559.
- Mankinen E.A., Irwin W.P., Gromme C.S. Paleomagnetic study of the Eastern Klamath Terrane, California, and implications for the tectonic history of the Klamath Mountains province // J. Geoph. Res. 1989. V.94. №B8. P.10444-10472.
- Middleton M.F., Schmidt P.W. Paleothermometry of the Sydney Basin // J. Geoph. Res. 1982. V.87. №B7. P.5351-5359.
- Miller J.D., Kent D.V. Paleomagnetism of the Silurian-Devonian Andreas redbeds: evidence for an early Devonian supercontinent? // Geology. 1988. V.16. P.195-198.
- Miller J.D., Kent D.V. Paleomagnetism of the upper Ordovician Juniata formation of the central Appalachians revisited again // J. Geoph. Res. 1989. V.94. №B2. P.1843-1849.
- Molina-Garza R.S., Geissman J.W., Van der Voo. Paleomagnetism of the Dockum Group (Upper Triassic), northwest Texas: further evidence for the J₁ cusp in the North America apparent polar wander path and implications for rate of Triassic apparent polar wander and Colorado plateau rotation // Tectonics. 1995. V.14. №4. P.979-993.
- Miki M. Two- phase opening model for the Okina Trough infered from paleomagnetic study of the Ryukyu arc // J. Geoph. Res. 1995. V.100. №B5. P.8169-8184.
- Moreau M.G., Courtillot V., Besse J. On the possibility of a widespread remagnetization of pre-Oligocene rocks from Northeast Japan and the Miocene rotational opening of the Japan Sea // Earth Planet. Sci., Lett. 1987.V.84. P.321-338.
- Morris W.A., McMechan M.E. Paleomagnetism of the middle Proterosoic Mount Nelson Formation: evidence for a regional remagnetization event in the late Precambrian of the Cordillera // Can. J. Earth. Sci. 1983. V.20. P.561-567.
- Morris, L.K., Lund S.P., Bottjer D.J. Palaeolatitude drift history of displaced terranes in southern

and Baja California // Nature. 1986. V.321. P.844-847.

- Nelson M.R., Jones C.H. Paleomagnetism and crustal rotation along a shear zone, Las Vegas Range, Southern Nevada // Tectonics. 1987. V.6. №1. P.13-33.
- Noel J.R., Spariosu D.J., Dallmeyer R.D. Paleomagnetism and ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages from the Carolina slate belt, Albemarle, North Carolina: implication for terrane amalgamation with North America // Geology. 1988. V.16. P.64-68.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. Open-File report. 1998. P.98-754.
- Norton I.O. Plate motions in the Pacific: The 43 Ma noneven // Tectonics. 1995. V.14/5. P.1080-1094.
- Opdyke N.D., Huang K., Xu G., Zhang W.Y., Kent D.V. Paleomagnetic results from the Triassic of the Yangtze platform // J. Geoph. Res. 1986. V.91. №B9. P.9553-9568.
- Otofuji Y. Large tectonic movement of the Japan arc in late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: Review and synthesis // The Island Arc. 1996. V.5. P.229-249.
- Otofuji Y., Matsuda T., Itaya T., Shibata T., Matsumoto M., Yamamoto T., Morimoto C., Kulinich R., Zimin P., Matunin P., Sakhno V., Kimura K. Late Cretaceous to early Paleogene paleomagnetic results from Sikhote Alin, far eastern Russia: implications for deformations of East Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V.130. P.95-108.
- Patton W.W., Jr, Box S.E. Tectonic setting of the Yukon- Koyukuk Basin and its Borderlands, Western Alaska // J. Geoph. Res. 1989. V.94. №B11. P.15807-15820.
- Pavlov V., Gallet Y. Upper Cambrian to Middle Ordovician magnetostratigraphy from the Kulumbe river section (northwestern Siberia) // Phys.Earth Planet. Inter. 1998. V.108. P.49-59.
- Palmer H.C., Hals H.C., Pesonen L.J. Remagnetization in Keweenawan rocks. Part I: conglomerates // Can. J. Earth. Sci. 1981. V.18. P.599-618.
- Pan H., Symons D.T.A., Sangster D.F. Paleomagnetism of the Mississippi Valley- type ores and host rocks in the northern Arkansas and Tri- State districts // Can. J. Earth. Sci. 1990. V.27. P.923-931.
- Park J.K., Emsie R.F. Paleomagnetic history of the Mealy dykes of Labrador, Canada, 1983 // Can. J. Earth. Sci. 1983. V.20. P.1818- 1833.
- Park J.K., Aitken J.D. Paleomagnetism of the late Proterozoic Tsezotene formation of northwestern Canada // J. Geoph. Res. 1986. V.91. №B5. P.4955-4970.

- Potts S.S., Van der Pluijm B.A., Van der Voo R. Paleomagnetism of the Ordovician Bluffer Pond Formation: Paleogeographic implications for the Munsungun terrane of Nothern Maine // J. Geoph. Res. 1993. V.98. №B5. P.7987-7996.
- Perrin M., Elston D.P. Paleomagnetism of proterozoic and cambrian strata, Adrar de Mauritanie, cratonic west Africa // J. Geophys. Res. 1988/ V.93. №B3. P.2159-2178.
- Perroud H., Van der Voo R. Secondary magnetization from the Clinton-Type iron ores of the Silurian Red Mountain Formation, Alabama // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V.67. P.391-399.
- Perroud H., Calza F., Khattach D. Paleomagnetism of the Silurian Volcanism at Almaden, Southern Spain // J. Geophys. Res. 1991. V.96. №B2. P.1949-1962.
- Perroud H., Robardet M., Bruton D.L. Paleomagnetic constrints upon the paleogeographic position of the Baltic Shield in the Ordovician // Tectonophysics. 1992. V.201. P.97-120.
- Pares J.M., Banda E., Santanach P. Paleomagnetic results from the southeastern margin of the Ebro Basin (northeastern Spain): evidence for a Tertiary clockwise rotation // Phys. Earth Planet. Inter. 1988. V.52. P.267-282.
- Pares J.M., Van der Voo R., Stamatakos J., Perz-Estaun A. Remagnetization and postfolding oroclinal rotations in the Cantabrian/Asturian arc, northern Spain //Tectonics. 1994. V.13. №6. P.1461-1471.
- Piper J.D.A., Poppleton T.J., Mason R., Griffiths. The uplift magnetisation record in the central Scandinavian Caledonides: results from basic igneous complexes // Tectonophysics. 1990. V.184. P.137-156.
- Piper J.D.A. Siluro-Devonian palaeomagnetism, terrane emplacement and rotation in the Caledonides of western Ireland // Geophys. J. Int. 1991. V.106. P.559-580.
- Piper J.D.A. Paleomagnetic properties of a Precambrian metamorphic terrane: the Lewisian complex of the Outer Hebrides, NW Scotland // Tectonophysics. 1992. V.201. P.17-48.
- Powell R., Powell M. Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titaniun oxides: a reappraisal // Mineral. Magazine. 1977. V.41. P.257-263.
- Rendell H.M., Hailwood E.A., Dennell R.W. Magnetic polarity stratigraphy of upper Siwalik Sub-Group, Soan Valley, Pakistan: implications for early human occupance of Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V.85. P.488-496.
- Reid A.B., McMurry E.W., Evans M.E. Paleomagnetism of the Great Slave Supergroup, Northwest territories, Canada: multicomponent magnetization of the

Kahochella Group // Can. J. Earth. Sci. 1981. V.18. P.574-583.

- Renne P.R., Scott G.R., Bazard D.R. Multicomponent paleomagnetic data from the Nosoni Formation, Eastern Klamath Mountains, California: Cratonic permian primary directions with urassic overprints // J. Geoph. Res. 1988. V.93. №B4. P.3387-3400.
- Ross, D.C. Basement rocks of the Salinian block and southernmost Sierra Nevada and possible correlations across the San Andreas, San Gregorio-Hosgri, and Rinconada-Relic-King City fault zones // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1317. 1985. 37 p.
- Ruffet G., Perroud H., Feraud G. Paleomagnetism and 40Ar/39Ar dating of the Tregor dolerites (Armorican Massif, France)// Tectonophysics. 1992. V.201. P.121-140.
- Sager W.W. Late Eccene and Maastrichtian paleomagnetic poles for the Pacific plate: implications for the validity of seamount paleomagnetic data // Tectonophysics. 1987. V.144/4. P.301-314.
- Salmon E., Edel J.B., Pique A., Westphal M. Possible origins of Permian remagnetization in Devonian and Carboniferous limestones from the Moroccan Anti-Atlas (Tafilalet) and Meseta // Phys. Earth Planet. Inter. 1988. V.52. P.339-351.
- Shibuya H, Sasajima S. Paleomagnetism of red chert: a case study in the Inuyama Area, Central Japan // J. Geoph. Res. 1986. V.91. №B14. P.14105-14116.
- Schmidt P.W. Paleomagnetism of igneous rocks from the Belcher Islands, Northwest Territories, Canada // Can. J. Earth. Sci. 1980. V.17. P.807-822.
- Seguin M.K., Sharma K.N.M., Woussen G., Seymour K.S., Symons D.T.A. Paleomagnetism of Archean volcanics and Proterozoic dikes in La Grande Riviere area of Nouveau-Quebec // Can. J. Earth. Sci. 1983. V.20. P.339-343.
- Seguin M.K. Palaeomagnetism of Lower Devonian units from Gaspe, Quebec // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V.78. P.129-138.
- Sonder L.J., Jones C.H., Salyards S.L., Murphy K.M. Vertical axis rotations in the Las Vegas Valley Shear zone, southern Nevada: Paleomagnetic Constraints on kinematics and dynamics, of block rotation // Tectonics. 1994. V.13. №4. P.769-788.
- Stearn C., Van der Voo R. A paleomagnetic reinvestigation of the Upper Devonian Perry Formation: evidence for Late Paleozoic remagnetization // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V.86. P.27-38.
- Stamatakos J., Hirt A.M. Paleomagnetic considerations of the development of thr Pennsylvavia salient in the central Appalachian // Tectonophysics. 1994. V.231. P.237-255.
- Stupavsky M., Symons D.T.A. Penokean remagnetization of the basal Huronian Dollyberry Lake basalts

near Elliot Lake, Ontario // Can. J. Earth. Sci. 1983. V.20. P.49-55.

- Symons D.T.A., Vandall T.A. Paleomagnetic evidence for Proterozoic tectonism in the Kapuskasing structural zone, Ontario // J. Geoph. Res. 1990. V.95. №B12. P.19199-19211.
- Shin, T-C. Marine magnetic anomalies from the western Philippine Sea: implications for the evolution of the marginal basins, in the tectonic and Geologic evolution of Souther Asia Seas and Islands // Geophys. Monograf. Ser. V.23. P.49-75.
- Schott J.J., Peres A. Paleomagnetism of Permo-Triassic Redbeds from the Asturias and Cantabric Chain (northern Spain): evidense for strong lower Tertiary remagnetizations // Tectonophysics. 1987. V.140. P.179-191.
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S. Paleomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic // Geophys. J. Int. 1998. V.133. P.44-56.
- Storetvedt K.M., Oterra L.E. Paleozoic reconfigurations of north Scotland based on paleomagnetic results from Orkney dykes // Phys. Earth Planet. Inter. 1988. V.52. P.243-255.
- Storetvedt K.M., Mitchell J.G., Abranches M.C., Oftedahl S. A new kinematic model for Iberia; father paleomagnetic and isotopic age evidence // Phys. Earth Planet. Inter. 1990. V.62. P.109-125.
- Sturt B.A., Torsvik T.H. A late Carboniferous paleomagnetic pole recorded from a syenite sill, Stabben, Central Norway // Phys. Earth Planet. Inter. 1987. V.49. P.350-359.
- Steiner M.B. Rotation of the Colorado plateau // Tectonics. 1986. V.4. №4. P.649-660.
- Stone D., McWilliams. Paleomagnetic evidence for relative terrane motion in western North America, From The evolutian of the Bering Sea region. Z.Ben-Avraham – ed. Oxford Un. 1989. P.53-72.
- Tanczyk E.I., Lapointe P., Morris W.A., Schmidt P.W. A paleomagnetic study of the layered mafic intrusion at Sept-Iles, Quebec // Can. J. Earth. Sci. 1987. V.24. P.1431-1438.
- Tauxe L., Kent D.V., Opdyke N.D. Magnetic components contributing to the Nrm of middle Siwalik red beds // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V.47. P.279-284.
- Tikoff B., Saint Blanquat M. Transpressional shearing and strike- slip partitioning in the Late Cretaceous Sierra Nevada magmatic arc. California // Tectonics. 1997. V.16. №3. P.442-459.
- Taid J.A., Bachtadse V., Soffel H. Silurian palegeography of Armorica: New paleomagnetic data from central Bogemia // J. Geoph. Res. 1994. V.99. №B2. P.2897-2907.

- Tait J.A., Bachtadse V., Soffel H. Eastern Variscan fold belt: Paleomagnetic evidence for oroclinal bending / / Geology. 1996. V.24. №10. P.871-874.
- Torsvik T.H., Sturt B.A., Ramsay D.M., Kisch H.J., Bering D. The tectonic implications of Solundian (Upper Devonian) magnetization of the Devonian rocks of Kvamshesten, western Norway // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V.80. P.337-347.
- Torsvik T.H., Lyse O., Atteras G., Bluck B.J. Palaeozoic Paleomagnetic results from Scotland and their bearing on the Britisn apparant polar wander path // Phys. Earth Planet. Inter. 1989. V.55. P.93-105.
- Torsvik T.N., Trench A. Ordovician magnetostratigraphy: Llanvirn- Caradoc limestones of the Baltic plaform // Geophys. J. Int. 1991. V.107. P.171-184.
- Tosha T., Hamato Y. Paleomagnetism of tertiary rocks from the Oga peninsular and the rotation of northeast Japan // Tectonics. 1988. V.7. №3. P.653-662.
- Vandamme D., Courtillot V., Besse J., Montigny R. Paleomagnetism and age determinations of the Deccan Trps (India): results of a Nagpur-Bombay traverse and review of earlier worc // Rewiews Geophys. 1991. V.29. №2. P.159-190.
- Vick H.K., Channell J.E.T., Opdyke N.D. Ordovician docking of the Carolina slate belt: paleomagnetic data // Tectonics. 1987. V.6. №5. P.573-583.
- Wallace W.K., Hanks C.L., Rogers J.F. The southern Kahiltna terrane: implications for the tectonic evolution of southwestern Alaska // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V.101. P.1389-1407.
- Wang Z., Van der Voo R. Pervasive remagnetization of Paleozoic rocks acquired at the time of Mesozoic folding in the south China Block // J. Geoph. Res. 1993. V.98. №B2. P.1729-1741.
- Watts D.R. Paleomagnetism of the Fond du Lac Formation and the Eileen and Middle River sections with

implications for Keweenawan tectonics and the Grenville problem // Can. J. Earth. Sci. 1981. V.18. P.829-841.

- Watts D.R. A multicomponent, dual-polarity paleomagnetic regional overprint from the Moine of northwest Scotland // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V.61. P.190-198.
- Watts A.B., Weissel J.K., Larson R.L. Seafloor spreding in marginal basins of the western Pacific // Tectonophysics. 1977. V.37. P.167-181.
- Witte W.K., Kent D.V. Tectonic implications of a remagnetization event in the Newark Basin // J. Geoph. Res. 1991. V.96. №B12. P.19569-19582.
- Wells R.E. Paleomagnetic rotations and the Cenozoic tectonics of the Cascade Arc, Washington, Oregon, and California // J. Geoph. Res. 1990. V.95. №12. P.19409-19417.
- Yang Z., Ma X., Besse J., Courtillot V., Xing L., Xu S., Zhang J. Paleomagnetic results from Triasic sections in the Ordos Basin, North China // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V.104. P.258-277.
- Yang Z., Besse J. Paleomagnetic study of Permian and Mesozoic sedimentary rocks from northern Thailand supports the extrusion model for Indochina // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V.117. P.525-552.
- Zijderveld J.D.A. Demagnetization in Rocks: Analysis of Results // Methods in Paleomagnetism. Collinson et al. – eds., N.-Y.: Elsevier, 1967. P.254–286.
- Zhao X., Coe R.S., Zhou Y., Wu H., Wang J. New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // Tectonophys. 1990. V.181. P.43-81.
- Zhao X., Coe R.S., Liu C., Zhou Y. New Cambrian and Ordovician paleomagnetic poles for the North China Block and theirpaleogeogrphic implication // J. Geoph. Res. 1992. V.97. №B2. P.1767-1788.

Научное издание

КОВАЛЕНКО Дмитрий Вячеславович

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАМЧАТКИ И ЮЖНОЙ КОРЯКИИ Тектоническая и геофизическая интерпретация

«Научный мир» Тел./факс (095) 291-28-47 E-mail: naumir@ben.irex.ru. Internet: http://195.178.196.201/N_M/n_m.htm Лицензия ИД № 03221 от 10.11.2000

Подписано к печати 15.12.2002. Формат 60×84/8 Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Печ. л. 33. Усл. печ. л. 30,7 Тираж 500 экз. Заказ 03 Издание отпечатано в типографии ООО "Галлея-Принт" Москва, 5-я Кабельная, 26

