



ФЕДЕРАЛЬНАЯ ЦЕЛЕВАЯ ПРОГРАММА
«ГОСУДАРСТВЕННАЯ ПОДДЕРЖКА
ИНТЕГРАЦИИ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
И ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ НАУКИ НА 1997-2000 ГОДЫ»

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ
ИСТОРИЯ
ПОЛЯРНОГО УРАЛА

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGICAL INSTITUTE

FEDERAL PURPOSE-ORIENTED PROGRAMME
«STATE SUPPORT OF INTEGRATION
OF HIGHER EDUCATION
AND FUNDAMENTAL SCIENCE FOR 1997-2000»

TECTONIC HISTORY OF THE POLAR URALS

Transaction, vol. 531
Founded in 1932

Responsible editor
N. V. Koronovsky



MOSCOW
«NAUKA»
2001

ФЕДЕРАЛЬНАЯ ЦЕЛЕВАЯ ПРОГРАММА
«ГОСУДАРСТВЕННАЯ ПОДДЕРЖКА
ИНТЕГРАЦИИ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
И ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ НАУКИ НА 1997-2000 ГОДЫ»

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Труды, вып. 531
Основаны в 1932 году

Ответственный редактор
Н. В. Короновский



МОСКВА
«НАУКА»
2001

УДК 551.24(470.5)

ББК 26.3

T30

*Издание осуществлено при финансовой поддержке
Федеральной целевой программы
“Государственная поддержка интеграции
высшего образования и фундаментальной науки на 1997–2000 годы”*

Авторы:

*А.Н. Диденко, С.А. Куренков, С.В. Руженцев, В.А. Симонов,
Н.В. Лубнина, Н.Б. Кузнецов, В.А. Аристов, Д.В. Борисенко*

Редакционная коллегия:

*Ю.Г. Леонов (главный редактор), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов,
Ю.В. Карякин, С.А. Куренков, М.А. Семихатов*

Рецензенты:

В.Е. Хаин, А.А. Моссаковский

Тектоническая история Полярного Урала. – М.: Наука,
2001. – 191 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 531)

ISBN 5-02-002722-7

Монография содержит новые материалы о тектоническом строении ряда полярноуральских комплексов, их стратиграфии, а также изотопные, петро-геохимические и палеомагнитные данные. На основе комплексного изучения сделаны новые выводы о геологическом строении Полярного Урала, геодинамических обстановках формирования различных комплексов, а также построены магнито-тектонические реконструкции, прослеживающие историю развития Полярного сегмента Уральского покровно-складчатого пояса на протяжении венда–палеозоя. В результате авторами предложена обновленная, а в ряде случаев – принципиально новая геодинамическая модель развития Полярного Урала.

Для широкого круга специалистов, интересующихся вопросами региональной геологии Урала, общими вопросами геодинамики, стратиграфии и палеомагнетизма.

Authors:

*A.N. Didenko, S.A. Kurenkov, S.V. Ruzhentsev, V.A. Simonov,
N.V. Lubnina, N.B. Kuznetsov, V.A. Aristov, D.V. Borisenok*

Editorial Board:

*Yu. G. Leonov (Editor-in-Chief), M.A. Akhmetiev, Yu. O. Gavrilov,
Yu. V. Kariakin, S.A. Kurenkov, M.A. Semikhatov*

Reviewers:

V.E. Khain, A.A. Mossakovsky

**Tectonic history of the Polar Urals / A.N. Didenko, S.A. Kurenkov,
S.V. Ruzhentsev et al.** – М., Nauka, 2001. – 191 p. (Transaction of GIN RAS;
Vol. 531)

Monography contains original data on different aspects of regional geology and paleomagnetism of the Urals obtained for the last year. The inferences made by the authors permit to suggest new solutions of several issues of the geodynamic evolution of the Polar Urals.

The book is addressed to a broad range of specialists interested in the Urals regional geology and the general geodynamic, stratigraphic and paleomagnetic problems.

ISBN 5-02-002722-7

© Центр «Интеграция», 2001

© Коллектив авторов, 2001

ВВЕДЕНИЕ

Уральский складчатый пояс является одним из главнейших элементов Евразийского материка и представляет собой типичный пример линейных коллизионных складчатых структур. Он неизменно привлекает к себе внимание многочисленных исследователей на протяжении уже почти двух столетий.

В последние 30 лет геология Урала пересматривается с мобилистских позиций. В этом отношении значительный вклад был сделан учеными Геологического института РАН, институтов Уральского отделения РАН, Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Объединенного института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН и ряда других организаций.

Первые исследования в этом направлении, проведенные в 70-х годах под руководством А.В. Пейве и С.Н. Иванова, позволили разработать принципиально новую модель строения и тектонического развития Урала. В первую очередь это касается представлений об офиолитах как о реликтах палеоокеанической литосферы, о покровно-складчатой структуре Урала, стадийности его развития с выделением океанической, переходной (островодужной) и континентальной стадий, рифтогенной природе основных бассейнов, а также геодинамических обстановках формирования разновозрастных структурно-формационных комплексов. В результате этих исследований была опубликована серия монографий и многочисленные статьи по указанной тематике (А.А. Ефимов, М.А. Камалетдинов, Ю.Е. Молдаванцев, А.С. Перфильев, В.Н. Пучков, С.В. Руженцев, Г.Н. Савельева, А.А. Савельев, С.Г. Самыгин и др.).

Именно в это время в общем виде были сформулированы представления об Урале как о покровно-складчатом сооружении, сформировавшемся на месте системы палеоокеанических бассейнов в результате коллизии Восточно-Европейского континента, внутриуральских микроконтинентов и Казахстанского каледонского континента.

Эти идеи в 80-х годах продолжали разрабатываться коллективом геологов под руководством Л.П. Зоненшайна. Плейттектоническая направленность исследований, проводившихся в основном на Южном Урале, предполагала создание палеотектонических реконструкций (на палинпастической основе), что потребовало привлечения количественных методов оценки горизонтальных перемещений как окружающих континентов, так и отдельных структурных элементов Урала. С этим

связана постановка специальных магнито-тектонических работ (Д.М. Печерский, [Н.Ф. Данукалов], А.Н. Диденко, И.А. Свяжина и др.), позволивших в конечном счете создать количественную основу для первых палеотектонических реконструкций различных возрастных интервалов.

Методические наработки, полученные в результате вышеуказанных исследований, были использованы авторами при расшифровке строения и геодинамической эволюции Полярного Урала.

Исследования проводились в рамках программы “Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии” с 1995 г. В них принимали участие: В.А. Аристов, С.А. Куренков, Н.Б. Кузнецов, С.В. Руженцев, [А.А. Савельев], Г.Н. Савельева, Е.В. Хаин, Д.В. Борисенко, А.В. Ганелин, Т.И. Павленко, А.А. Федотова (ГИН РАН), А.Н. Диденко (ОИФЗ РАН), В.А. Симонов (ОИГГМ СО РАН), Н.В. Лубнина (МГУ им. М.В. Ломоносова), О.В. Удоратина (ИГ Коми НЦ УрО РАН), [П.М. Кучерина], М.М. Гаптулкадыров, Е.С. Лыкина (ПУГГП, пос. Полярный).

В результате экспедиционных работ удалось получить новые материалы о тектоническом строении ряда полярноуральских комплексов, их стратиграфии, а также изотопные, петрогеохимические и палеомагнитные данные. На основе комплексного изучения сделаны новые выводы о геологическом строении Полярного Урала, геодинамических обстановках формирования различных комплексов, а также построены магнито-тектонические реконструкции, прослеживающие историю развития Полярного сегмента Уральского покровно-складчатого пояса на протяжении венда–палеозоя. В итоге авторами предложена обновленная, а в ряде случаев принципиально новая геодинамическая модель развития Полярного Урала.

Авторы выражают признательность [А.А. Савельеву], Г.Н. Савельевой, познакомивших нас с уникальными объектами Войкаро-Сыньинского массива. В обеспечении экспедиционных работ большую помощь оказали: Н.С. Калинин, Т.Ф. Королева, В.С. Ивановский, [П.М. Кучерина], М.М. Гаптулкадыров, [В.И. Лавриков], Е.С. Лыкина.

Разные аспекты при работе с полярноуральскими материалами и написании данной монографии обсуждались авторами с М.Л. Баженовым, В.Н. Вадковским, В.А. Душиным, А.Л. Книппером, Н.В. Короновским, В.Э. Павловым, Д.М. Печерским, А.С. Перфильевым, А.П. Прямососовым, В.Н. Пучковым, С.Г. Самыгиным, А.А. Федотовой, Е.В. Хаиным, Т.Н. Херасковой, С.В. Шипуновым. Всем им авторы выражают свою благодарность.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 98-05-64888, 99-05-64857, 98-05-64857, 00-05-64104).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КОНТИНЕНТА И ПАЛЕОУРАЛА

ОСНОВНЫЕ ТЕКТНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Рассматриваемая территория охватывает герцинские покровно-складчатые сооружения Полярного Урала (от Кожимского поднятия до Пай-Хоя) и прилегающую часть Тимано-Печорской плиты, включая Предуральский краевой прогиб. С запада на восток здесь выделяются: Тимано-Печорская плита, Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральская мегазона (в составе Елецкой и Лемвинской зон) и Централь-но-Уральская, или Осевая, мегазона (в составе Манитаньгрд-Пайпудынской, Орангской и Харбейской зон). Далее к востоку расположена серия тектонических зон, в строении которых широко представлены магматические структурно-формационные комплексы, включая офиолитовые массивы Сыум-Кеу, Рай-Из и Войкаро-Сыньинский. Последние от структур западного склона Урала отделены Главным Уральским надвигом (рис. 1.1).

Тимано-Печорская плита. Занимает северо-восточную часть Восточно-Европейской платформы. Сейчас преобладает точка зрения Н.С. Шатского и В.С. Журавлева о байкальском возрасте протоуральского основания плиты [Дедеев и др., 1974; Тектоническая карта..., 1996; Тимонин, 1998]. Лишь в последнее время появились публикации [Моссаковский и др., 1996; Пучков, 1997], предполагающие структурную связь протоуралид и синхронизацию их тектонического развития с Авалонско-Кадомским поясом. Следует отметить, что состав и возраст протоуральских комплексов до сих пор изучены недостаточно, что вносит известную неопределенность в решение этого вопроса. Сейчас установлено, что древнейшими фаунистически охарактеризованными отложениями эпипротоуральского чехла являются позднекембрийские слои [Руженцев, Аристов, 1998], вследствие чего мы не исключаем более молодое (салаирское) время консолидации протоуральского основания.

В структурном отношении Тимано-Печорская плита имеет блоковое строение и представляет собой систему относительных поднятий и прогибов, ориентированных в северо-западном направлении. Ее крайней юго-западной структурой является Канинско-Тиманская гряда, в пределах которой местами на поверхность выведены породы фундамента. В целом наблюдается ступенчатое погружение фундамента к востоку и северо-востоку в сторону Урала и Пай-Хоя. Максимальных значений глубина фундамента достигает в Печоро-Кожвинском и Хорейверском прогибах, где иногда мощность чехла превышает 7 км.

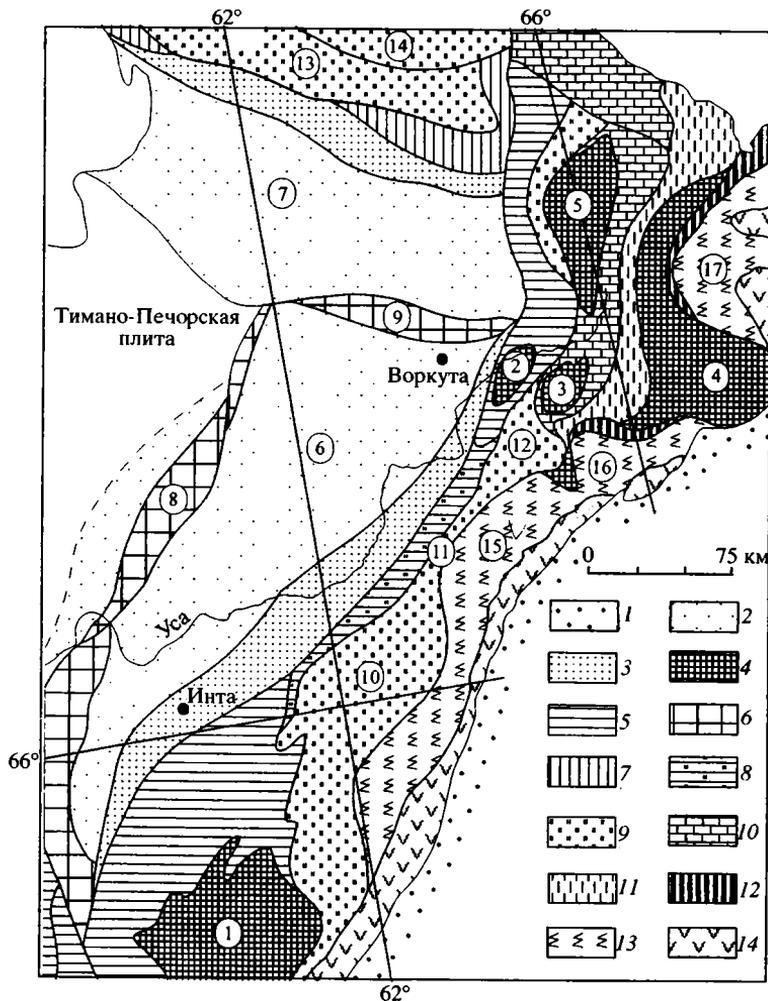


Рис. 1.1. Схема тектонической зональности Полярного Урала

1 – Западно-Сибирская эпигерцинская платформа; 2, 3 – Предуральский краевой прогиб (зоны: 2 – Внешняя, 3 – Внутренняя); 4 – выступы протоуральского основания; 5 – Елецкая зона; 6 – выступы ниже- и среднепалеозойских отложений елецкого типа в Предуральском краевом прогибе; 7 – Южно-Пайхойская зона; 8, 9 – Лемвинская зона (подзоны: 8 – Западно-Лемвинская, 9 – Центрально-Лемвинская, Грубешорская и Восточно-Лемвинская); 10 – Манитаньрд-Пайпудынская зона; 11 – Орангская зона; 12 – Наунтин-Нырдовоменшорская зона; 13 – офиолитовые аллохтоны массивов Сьум-Кеу, Рай-Из, Войкаро-Сыньинский; 14 – Малоуральская (Магнитогорская) зона

Цифры на схеме: 1–5 – выступы протоуральского основания: 1 – Кожимский, 2 – Енганопэ, 3 – Манитаньрдский, 4 – Оченьрдский, 5 – Харбейский; 6–9 – Предуральский краевой прогиб – впадины: 6 – Косью-Роговская, 7 – Коротайхинская, 8 – гряда Чернышева, 9 – поднятие Чернова; 10–12 – Лемвинская зона: 10 – южный сегмент, 11 – северный сегмент, 12 – Няюская синклираль; 13, 14 – Карская зона Пай-Хоя: 13 – Пайхойское поднятие, 14 – Карская впадина; 15–17 – офиолитовые массивы: 15 – Войкаро-Сыньинский, 16 – Рай-Из, 17 – Сьум-Кеу

Согласно данным В.Г. Гецена [1987], в составе фундамента Тимано-Печорской плиты выделяются две мегазоны: Внешняя и Внутренняя, занимающие соответственно юго-западную и северо-восточную ее части.

В пределах Внешней мегазоны выделяются юго-западная (Цилемско-Ропчинская) зона с преимущественным развитием карбонатных рифейских, возможно и вендских отложений, и северо-восточные (Кисло-ручейско-Вольская и Канинско-Печорская) зоны, образованные аспидной и флишоидной сериями. Внутренняя мегазона характеризуется широким распространением вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, прорванных телами основных пород и гранитоидов. Кроме того, здесь выделяются два массива (Колгуевский и Хорейверский) с предположительно дорифейской консолидацией фундамента.

Имеющие северо-западную ориентировку протоуральские структуры вскрыты в пределах Западно-Уральской и Центрально-Уральской мегазон герцинид Полярного Урала. Они в различной степени переработаны герцинидскими движениями. Их строение и вещественный состав наиболее полно рассмотрены В.А. Душиным [1997], показавшим исключительно сложное сочетание формационных комплексов рифея-венда, относящихся к образованиям рифтогенного, океанического (включая рифейские офиолиты), островодужного и орогенного типов. Мощная полоса рифтогенных вулканитов прослеживается в центральной части Тимано-Печорской плиты на стыке Внешней и Внутренней мегазон [Тектоническая карта..., 1996], что позволяет рассматривать последнюю как Протоуральское складчатое сооружение, прошедшее полный цикл своего развития (цикл Вильсона).

Осадочный чехол Тимано-Печорской плиты состоит из комплексов, в целом отвечающих основным этапам развития Палеоурала. Каледонский комплекс (ϵ_3-D_1) относительно слабо представлен в юго-западной части плиты (Канинско-Тиманская гряда, Ижма-Печорская впадина). Мощность терригенных отложений ордовика здесь не превышает первых сотен метров [Тимонин, 1998]. В северо-восточной части плиты (северо-восточнее Припечорской системы разломов) мощность и полнота разреза резко возрастают. В его основании залегают терригенная толща (O_{1-2}), перекрытая карбонатными отложениями (O_3-D_1), характеризующимися высокими градиентами мощностей (0,5–3,5 км), отражающими общую блоковую структуру плиты. Герцинский комплекс представлен на всей территории плиты. Здесь выделяются терригенно-карбонатная толща (D_2-C_1t), терригенные и карбонатные отложения (C_1v-C_3), терригенно-сульфатно-карбонатные отложения (C_3-P_1k), терригенно-карбонатная толща (P_2), красноцветные терригенные породы (P_2-T). В целом отложения отличаются значительной фациальной изменчивостью. Суммарная их мощность в юго-западной части плиты достигает 2 км, в северо-восточной – 4–4,5 км.

Предуральский краевой прогиб. Дискордантно наложен на структуры Тимано-Печорской плиты. Это обширная орогенная структура, сформировавшаяся в процессе становления Уральского покровно-складчатого сооружения, представляет собой систему впадин, разграни-

ченных поперечными поднятиями. На территории рассматриваемого региона расположена Косью-Роговская впадина. Она отделена от находящейся севернее (в припайхойской части) Коротаихинской впадины поднятием Чернова. С запада и юго-запада Косью-Роговская впадина ограничена поднятием Чернышева, в пределах которого из-под верхнепалеозойских отложений краевого прогиба вскрыты среднепалеозойские породы чехла Тимано-Печорской плиты.

Формирование комплекса отложений, выполняющих Предуральский прогиб, по существу началось с момента накопления предфлишевой и флишевой формаций (яйюская и райизская свиты, C_{1-3}), обусловленных появлением внутрибассейновых кордильер и, как следствие, поступлением в передовой бассейн (внутренний прогиб, по Г.А. Мизену [1997]) значительных объемов терригенного материала, в том числе и полимиктовых песчано-конгломератовых масс (верхняя часть разреза райизской свиты). Последние, по-видимому, могут быть отнесены к морской молассе или шливровой формации. Наиболее полно флиш представлен в интервале поздний карбон–ранняя пермь (кечпельская свита). Основная часть флишевых отложений вскрыта уже в пределах Западно-Уральской мегазоны, вследствие чего будет рассмотрена позднее.

Западнее, на территории собственно Предуральского прогиба в это время накапливались маломощные карбонатно-мергелистые, иногда глинисто-кремнистые депрессионные осадки (C_3 – P_{1a_1}) [Елисеев, 1978; Мизенс, 1997]. Лишь с позднеартинского времени в связи с проградацией области терригенного осадконакопления здесь формируется сероцветная (P_{1a_2} – P_{1k}), угленосная (P_{1a_2} – P_{2t}), а позднее и красноцветная (Т) моласса [Тарбаев и др., 1975; Угленосная формация..., 1990; Мизенс, 1997], выполняющая внешний бассейн Предуральского прогиба.

В частности, в Печорском угольном бассейне в отложениях пермской системы общей мощностью 3600–5100 м выделяются три серии: юньягинская (карбонатно-терригенная), воркутская и печорская (угленосные). Эти серии детально расчленены на свиты, подсвиты, пакеты, фаунистические и флористические горизонты [Пухонто, 1998]. Специально отметим скользящий характер пространственно-временных границ выделяемых формаций, отражающих миграцию краевого прогиба в сторону Тимано-Печорской плиты и вовлечение комплексов, слагающих его восточный борт, в область поднимающегося Уральского орогена.

Складчатая структура Предуральского прогиба сейчас изучена детально [Тимонин, 1975, 1998; Юдин, 1994; и др.] В пределах Косью-Роговской впадины выделяются три структурных элемента (с запада на восток): поднятие Чернышева, Внешняя и Внутренняя зоны, разделенные надвигами с преобладающей западной вергентностью (рис. 1.2). Материалы бурения и сейсморазведки показали, что выходы среднепалеозойских карбонатных пород с запада и востока ограничены падающими навстречу друг другу надвигами. В результате возникла веерообразная структура, выжатая относительно пермских отложений впадины. Это фронтальное нарушение, образовавшееся в связи с послынным

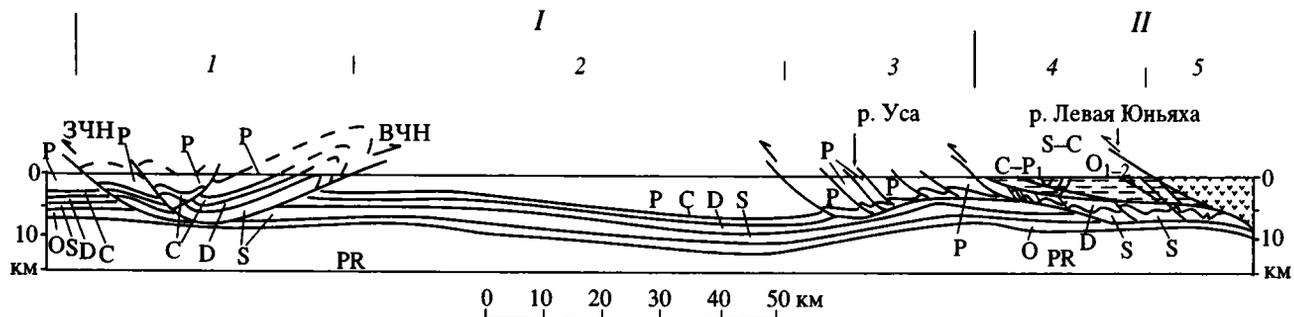


Рис. 1.2. Геологический профиль через Косью-Роговскую впадину и западный склон Полярного Урала (по: [Юдин, 1994])
 I – Предуральский краевой прогиб, Косью-Роговская впадина: 1 – поднятие Чернышева; 2 – Внешняя зона; 3 – Внутренняя зона;
 II – Уральская складчато-надвиговая область: 4 – Лемвинский аллохтон; 5 – офиолитовый аллохтон

срывом силурийско-девонской толщи по кровле существенно соленосного горизонта верхнего ордовика.

Внешняя зона Косью-Роговской впадины характеризуется преобладающим развитием морфологически простых брахиформных складок, местами осложненных малоамплитудными разрывами. Совершенно иная ситуация наблюдается во Внутренней зоне, отделенной от Внешней Интинско-Хановейским региональным надвигом, максимальная амплитуда которого достигает 15 км. Определяющим типом нарушений здесь являются вытянутые гребневидные складки, наклоненные к западу или северо-западу и осложненные вдоль подвернутых крыльев системой взбросов.

Данные сейсмопрофилирования позволяют рассматривать структуру Внутренней зоны как систему чешуй, погружающихся к востоку. Отмечается общее выполаживание сместителей в этом же направлении вплоть до совпадения их наклона с наклоном отражающих поверхностей на сейсмопрофилях. Это позволило В.В. Юдину [1994] предложить структурную модель Косью-Роговской впадины, согласно которой силурийско-триасовая толща была сорвана со своего ордовикского основания. Существуют и более высокие уровни структурного отслоения. Обособившиеся пластины были дисгармонично смяты, образовав бескорневые дислокации. Подстилающие их срывы осложнены оперяющими сколами, которые выходят на поверхность в виде системы взбросов. Иными словами, генетически те и другие связаны. Отмечается общее увеличение степени напряженности деформаций к востоку, в сторону Урала.

Западно-Уральская мегазона. С востока и северо-востока впадины Предуральского краевого прогиба ограничены покровно-складчатыми сооружениями Пай-Хоя и Западно-Уральской мегазоны. Пограничной структурой здесь служит система регионально выраженных надвигов (Южно-Пайхойский и Главный Западноуральский), по которым структурно-формационные комплексы Пайхойского поднятия и Западного Урала шарьированы на отложения Предуральского прогиба. Надвиги эти сейчас хорошо документированы съемочными, буровыми и сейсморазведочными работами. Подтверждено выполаживание поверхностей их сместителей с глубиной, а специальные структурные исследования показали существенное увеличение напряженности структур в их висячих крыльях [Юдин, 1994; Тимонин, Юдин, 1999].

В структурном отношении Западно-Уральская мегазона представляет собой систему аллохтонных масс, каждая из которых обладает достаточно определенной “фациальной” характеристикой слагающих пород. “Фациальная” определенность тектонических единиц мегазоны была подмечена еще К.Г. Войновским-Кригером [1945], который обосновал тектоническое совмещение карбонатных и кремнисто-сланцевых толщ палеозоя (елецкие и лемвинские разрезы). Сейчас эта схема признается практически всеми геологами, работающими на Полярном Урале.

Терригенно-карбонатные отложения (ϵ_3 ?–С) выделяются как Елецкая зона, которая рассматривается нами в качестве относительно

го автохтона. Преимущественно кремнисто-терригенная серия (ϵ_3 -D) – Лемвинская зона – образует аллохтонную массу, шарьированную на отложения елецкого типа. Она обладает крайне сложной внутренней структурой, распадаясь на серию частных покровных пластин, смятых в систему морфологически разнообразных складок нескольких генераций.

Следует отметить также высокую степень расланцевания пород. В целом намечается заметный скачок в напряженности, морфологическом разнообразии и амплитудах разрывно-складчатых нарушений от Елецкой к Лемвинской зоне, предполагающих общую их дисгармонию. Специально отмечается [Юдин, 1994], что приповерхностные складки относительного автохтона Западно-Уральской мегазоны обычно не прослеживаются на глубину и экранируются снизу Главным Западно-Уральским надвигом.

Далее следует сказать, что в пределах Западно-Уральской мегазоны выделяется серия поперечных поднятий и прогибов. На Полярном Урале это – Кожимское, наиболее южное поднятие, в пределах которого вскрыты породы докембрийского фундамента, несогласно перекрытые карбонатно-терригенными отложениями (O-C₁) елецкого типа, выше которых залегают известняки (S-D), флиш (C₃-P₁s) и морская моласса (P), выделяемые как параавтохтонный комплекс. Перечисленные толщи смяты в относительно простые складки. В связи с общим погружением их шарниров к северу (периклиналь Кожимского поднятия) в ядрах нескольких синформ появляются отложения, образующие аллохтонные массы (разрезы лемвинского типа).

Наиболее полно покровно-складчатые соотношения изучены в бассейне р. Лемва, где система тектонических окон и полуокон закартирована достаточно детально [Шишкин, 1989]. Именно отсюда и далее на север и северо-восток, вплоть до бассейна рек Елец и Сось, расположена Лемвинская впадина – область максимального развития кремнисто-сланцевых отложений. Уже отмечалось, что разрезы Лемвинской зоны образованы фациально пестрыми осадочными и вулканогенно-осадочными, глубоководными отложениями, среди которых преобладают глинисто-кремнистые, чаще полностью бескарбонатные разности.

На севере Лемвинская впадина ограничена Собским поперечным поднятием (см. рис. 1.1). Оно маркируется субширотной цепочкой куполовидных антиклиналей (с запада на восток: Енганепэйская, Манитаньрдская, Харбейская), в ядрах которых вскрыты породы протоуральского основания и перекрывающие существенно карбонатные отложения ордовика–девона. Отложения лемвинского типа (глинисто-кремнистые сланцы силура–нижнего девона) в виде относительно узкого клина зажаты между Енганепэйской и Манитаньрдской антиклиналями. Местами они пережаты здесь полностью.

Далее к северу следуют Верхне-Усинская впадина, Оченьрдское поднятие и Байдарацкая впадина. На территории Пай-Хоя ориентировка региональных структур меняется. В основании пакета пластин здесь залегают карбонатные толщи (O-C), относимые к параавтохтону. Он характеризуется сложной чешуйчатой структурой и почти полностью

по Главному Пайхойскому надвигу перекрыт Карским аллохтоном (рис. 1.3). Последний представляет собой опрокинутую к юго-западу антиформу, в пределах которой обнажается карбонатно-кремнисто-сланцевая серия ордовика–карбона, сопоставимая с таковой в Лемвинской зоне [Тимонин, Юдин, 1999].

Структурно выше залегают орогенные отложения перми, выполняющие Карскую впадину. По Северопайхойскому надвигу, местами осложненному ретроразрывами, они взброшены на породы Карского аллохтона [Юдин, 1994].

Таким образом, Западно-Уральская мегазона (включая ее аналоги на Пай-Хое) в структурном отношении представляет собой аллохтонную массу, надвинутую на Предуральский прогиб. Амплитуда Главного Западно-Уральского надвига, по-видимому, значительна и оценивается в пределах нескольких десятков километров [Запорожцева, Егорова, 1982]. Естественно, что суммарное сокращение первоначальной ширины деформированных вдоль зоны этого разлома толщ существенно превышает такие значения (свыше 100 км [Шишкин, 1989]). Внутренняя структура Западно-Уральской мегазоны представляет собой серию “фациальных” тектонических покровов с общей западной вергентностью. Более подробно она будет рассмотрена позднее в специальном разделе.

Елецкая структурно-формационная зона характеризуется весьма полным разрезом палеозойских отложений от нижнего ордовика до карбона включительно. Преимущественно распространены карбонатные отложения, обычно рассматриваемые как шельфовые образования. Их стратиграфия, фациальная изменчивость, условия седиментации сейчас хорошо изучены [Войновский-Кригер, 1945; Першина и др., 1971; Елисеев, 1978; Антошкина и др., 1989; Шишкин, 1987, 1999; Дембовский и др., 1990; Анцыгин, 1994; Наседкина и др., 1994; Шурыгина, 1994; и др.].

Ниже дается краткая характеристика разреза елецкого типа на Полярном Урале.

В пределах зоны выделяются две подзоны: западная (Вайгачская) и восточная (Нияхская для силурийских и Карская – для девонских отложений) [Шурыгина, 1994; Наседкина и др., 1994; Шишкин, 1987]. Западная характеризуется преобладающим развитием мелководных карбонатных и терригенно-карбонатных толщ прибрежно-морского генезиса с проявлением довольно четкой трансгрессивно-регрессивной цикличности. Разрез подзоны начинается мощной толщей терригенных пород (ϵ_3-O_1), трансгрессивно залегающих на протоуральском основании. Эти отложения обычно рассматриваются как рифтогенный комплекс, знаменующий начало становления структур Палеоурала.

Выше следует толща преимущественно карбонатных отложений (O_2-D_2 , до 2500 м). Лишь в периоды максимальных трансгрессий здесь формировались относительно глубоководные впадины, на территории которых накапливались маломощные глинисто-кремнистые осадки. Примером могут служить углисто-глинисто-кремнистые сланцы с фтанитами (S_1ln) и глинистые известняки, аргиллиты, углеродисто-глини-

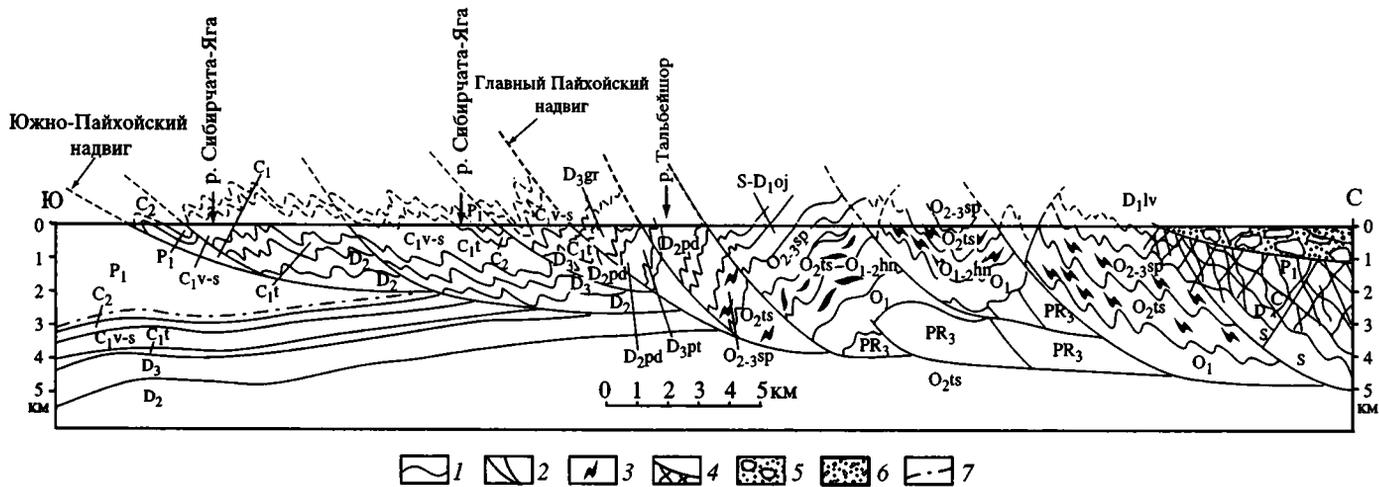


Рис. 1.3. Геологический профиль через Пай-Хой (по: [Тимонин, Юдин, 1999])

1 – геологические границы; 2 – разрывные нарушения; 3 – силлы долеритов (D_3); 4 – разрывы в цокольном комплексе Карской астроблемы; 5 – глыбовые брекчи; 6 – глыбовые зювиты в Карской астроблем; 7 – кровля карбонатных отложений нижней перми

стые сланцы (S_2p). На регрессивной стадии цикла (D_1) наблюдается большая дифференциация бассейна с практически полной его компенсацией, наличием перерывов и формированием сульфатно-доломитовых отложений. Местами осадки нижнего и частично среднего девона здесь размыты, вследствие чего на породах нижнего девона и силура залегают верхнеживетские слои.

С позднего живета начинается новый цикл седиментации. Согласно А.И. Елисееву [1978], для него выделяются три подзоны. Западная образована преимущественно известняками и доломитами ($D_2zv_2-P_1a_1$), подстилающими орогенный комплекс Предуральского прогиба и рассмотренный ранее. На территории Центральной подзоны преимущественно развита характерная серия ($D_2zv_2-P_1a_2$, 2000–2300 м) переслаивающихся глинистых, кремнистых и карбонатных отложений. Среди последних преобладают тонкоплитчатые известняки (в том числе и детритовые), часто с кремнистыми стяжениями, мергели. В целом это депрессионные образования. Лишь местами они замещаются горизонтами биоморфных известняков и доломитов.

Восточная (Нияюско-Карская) подзона характеризуется преимущественным развитием биогермных образований ($S-D_2zv$, до 4000 м). Она рассматривается как барьерный риф, отделивший шельфовую лагуну (Вайгачская подзона) от внешнего (глубокого) шельфа [Шуйский, 1983; Шишкин, 1987; Антошкина, 1988]. Это достаточно сложно построенный комплекс, мигрировавший в процессе аккумуляции к востоку. В регрессивные эпохи происходило интенсивное разрушение рифовых построек, что приводило к появлению мощных шлейфов обломочных образований (горизонты карбонатных конгломератов и конглобрекчий). В позднем девоне и турне здесь накапливались детритовые известняки, ассоциирующие с водорослевыми биогермными и оолитовыми известняками. Начиная со среднего визе и вплоть до сакмарского времени в Восточной подзоне формировался мощный (до 2000–2300 м) комплекс биоморфных, преимущественно водорослевых известняков, слагающих биогермно-рифовые постройки, ассоциирующие с оолитовыми и органогенно-детритовыми известняками. Считается, что это максимально мелководные образования, которые наследуют силурийско-девонский барьерный риф [Елисеев, 1978].

Восточнее барьерного рифа располагалась область внешнего шельфа, которую, по-видимому, следует выделять в особую, Лёкелецкую, подзону Елецкой зоны [Шишкин, 1987]. Для нее характерен кремнисто-глинисто-известняковый тип разреза. В его основании залегают углистые глинисто-кремнистые сланцы с линзами органогенно-детритовых калькаренитов и кальцилутитов, образующих градационную слоистость (S_1). Выше следует толща петельчатых глинистых известняков, детритовых известняков (S_2-D_1) и глинистых сланцев (D_2). Это относительно глубоководные образования с переотложенной бентосной фауной. Отмеченный разрез имеет определенные черты сходства с лемвинским.

Таким образом, практически в течение всего палеозоя в пределах Елецкой зоны намечается поперечная зональность, включающая (с за-

пада на восток) эпиплатформенный, преимущественно карбонатный чехол Тимано-Печорской плиты, депрессионную область внутреннего шельфа, рифогенную зону (барьерный риф) и депрессионную область внешнего шельфа, в пределах которого накапливались относительно глубоководные осадки, переходные к батинальным осадкам Лемвинской зоны.

Лемвинская структурно-формационная зона представлена более или менее глубоководными (батинальными) отложениями со стратиграфическим диапазоном верхний кембрий–карбон. Они выполняли одноименный прогиб и характеризуются четкой вергентностью и латеральной изменчивостью. Отложения этого типа в целом неплохо охарактеризованы фаунистически, вследствие чего их возрастная стратификация разработана вполне удовлетворительно [Войновский-Кригер, 1945, 1966, Корень, 1972; Елисеев, 1973, 1978; Гессе и др., 1976; Пучков, 1979; Дембовский, 1981; Дембовский и др., 1990; Шишкин, 1987, 1989, 1999; Салдин, 1993; Руженцев и др., 1996; Руженцев, Аристов, 1998; Аристов, Руженцев, 2000; и др.].

Анализ вертикальных и латеральных формационных рядов на структурно-палинспастической основе будет дан в специальном разделе, сейчас же мы отметим следующие основные положения. Лемвинский аллохтон сорван со своего протоуральского фундамента. В основании его разреза залегает толща, мощность которой варьирует в пределах 200–2500 м. Это фациально пестрые отложения. Различаются два типа разрезов: терригенный (погурейская свита, ϵ_3-O_1t) и терригенно-вулканогенный (копельская свита, $\epsilon?-O_1t$), находящиеся в сложных пространственно-временных соотношениях. Кембрийско-тремадокский вулканогенно-терригенный комплекс мы рассматриваем как рифтогенный, начинающий деструкцию Восточно-Европейского (байкальского или кадомского) континента и становление Палеоурала. Общее выравнивание тектонического рельефа и образование единого Лемвинского прогиба начинается в конце тремадока. С этого времени здесь формируется толща однообразных филлитизированных кварцевых алевролитов, кремнистых туффигов, глинистых сланцев (грубеинская свита, O_1a , 400–500 м).

Со среднего ордовика в Лемвинском прогибе накапливаются глубоководные глинисто-кремнистые осадки, формирующиеся в условиях значительного сокращения поступления в бассейн терригенного материала. Это полностью бескарбонатные глинисто-кремнистые сланцы, фтаниты, реже кварцевые песчаники и алевролиты (черногорская серия, O_2-D_3fm), которые накапливались ниже уровня критической глубины карбонатакопления (КГК). К осевой же части Лемвинского прогиба приурочена полоса вулканогенно-кремнистых пород (грубешорская серия, O_2-D_3f). Западный борт прогиба характеризуется развитием карбонатно-кремнисто-терригенных отложений (O_2-C_1), постепенно переходящих вверх по разрезу сначала в предфлиш (яйюская свита, C_{1-2}), а затем в граувакковый флиш (кечпельская свита, C_3-P_1).

Указанные типы отложений образуют непрерывные серии. Конденсированный характер разрезов, очевидная их глубоководность, сложная чешуйчатая структура не позволяют точно датировать нали-

чие перерывов в седиментации. Мы допускаем наличие хардграундов и скрытых перерывов, особенно в интервале поздний девон–карбон, подтверждением чему служит широкое переотложение силурийских, нижне- и среднедевонских конодонтов в кремнях фамена, нижнего и среднего карбона [Аристов, Руженцев, 2000]. Как будет показано ниже, именно на этот период приходится перестройка структурного плана Полярного Урала, связанного со становлением герцинского Урало-Арктического бассейна. Указанный характер отложений присущ Лемвинской впадине и прослежен до Собского поперечного поднятия, в пределах которого и далее к северу характер лемвинского разреза меняется. Здесь отсутствуют базальтоиды грубешорской серии (O_2-D_3f), и преимущественным развитием пользуются карбонатно-кремнисто-сланцевые отложения (лёкелецкий и харотский типы разреза) [Енокян, 1971; Шишкин, 1987; Тимонин, Юдин, 1999].

Центрально-Уральская мегазона. На территории Полярного Урала представляет собой два выступа докембрийских (протоуральских) пород: западный – Оченыр-Манитанырдский (Малокарский антиклинорий, по А.В. Цимбалюку [1972б]) и восточный – Няровей-Харбейский (Харбейский антиклинорий). Они разделены полосой сложно счешуенных разнофациальных отложений палеозоя, выделяемых как Талота-Пайпудынский синклиний. Краткая характеристика пород протоуральского основания дается по следующим работам [Цимбалюк, 1972а; Стратиграфические схемы..., 1993; Душин, 1997].

Оченыр-Манитанырдский выступ с несогласно перекрывающими его палеозойскими отложениями мы выделяем как М а н и т а н ы р д - П а й п у д ы н с к у ю з о н у. Породы допалеозойского фундамента представлены здесь дифференцированными от базальтов до андезитов вулканитами, переслаивающимися с туфосланцами и филлитизированными граувакками бедамельской серии (R_3-V), прорванными вендскими гранитоидами. Выше залегает толща олигомиктовых песчаников и алевролитов (O_1), терригенно-карбонатная толща (O_{2-3}), известняки ($S-D_2$), карбонатно-терригенная толща (D_3). Отложения охарактеризованы остатками бентосной фауны, имеют четкую стратификацию. В основном (во всяком случае до живета) это мелководные шельфовые отложения, в известной степени сходные с разновозрастными отложениями Елецкой зоны.

Восточнее Манитанырд-Пайпудынской расположена О р а н г с к а я з о н а. Она прослежена от долины р. Собь до Байдарацкой губы и образована сложно дислоцированными хлорит-серицитовыми сланцами, филлитизированными песчаниками, глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями брекчированных фтанитов. Отложения эти выделяются как орангская свита, возраст которой до сих пор считался ордовикским [Цимбалюк, 1972а]. Нашими работами показано, что нижняя часть свиты имеет позднедевонский (определенно фаменский) возраст [Руженцев и др., 1999; Аристов, Руженцев, 2000]. Она несогласно с базальным конгломератом залегает на породах верхнего рифея.

Х а р б е й с к а я з о н а образована почти исключительно породами протоуральского основания. Здесь выделяются два структурно-

формационных комплекса. Нижний, харбейский (PR_1), представлен разнообразными гнейсами, гранито-гнейсами, кристаллосланцами, амфиболитами, кварцитами, мраморами, прорванными разнообразными гранитоидами. Выше с базальным конгломератом залегает толща базальтов, кремнистых пород, глинистых сланцев, филлитизированных песчаников, мраморов няровейской серии (R_{2-3}), сменяющихся вверх по разрезу разнообразными вулканитами (андезиты, дациты, риолиты), переслаивающимися с мраморами, глинистыми сланцами, граувакками (намурианская свита, R_3). Местами (например, хребет Харбей-Хой) здесь встречаются тектонические клинья пород офиолитовой ассоциации. Отложения рифея также прорваны телами гранитоидов.

Метаморфические комплексы Харбейской зоны надвинуты к западу и северо-западу на сланцы орангской свиты, образуя аллохтонную массу с отчетливо выраженными фронтальными козырьками, видимая амплитуда которых достигает нескольких километров. Харбейский аллохтон из района Няровей-Харбейского выступа прослеживается к югу до правобережья р. Собы, где он слагает структурное основание офиолитов массива Рай-Из. Далее к югу метаморфические породы докембрия вскрыты в верховьях рек Яйю и Большая Хараматалоу. Здесь расположен их последний крупный выступ (хараматалоуская серия, R_3), отличительной чертой которого является наиболее широкое развитие относительно свежих пород офиолитовой ассоциации ($R_3-V?$).

В структурном отношении район бассейна р. Большая Хараматалоу представляет тектоническое полуокно, в пределах которого наиболее отчетливо видно тектоническое перекрытие пород хараматалоуской серии (включая древние офиолиты) палеозойскими офиолитами массивов Рай-Из и Войкарского. Далее к югу последний практически полностью перекрывает породы Центрально-Уральской мегазоны, вследствие чего войкарские офиолиты здесь часто контактируют непосредственно с отложениями Лемвинской зоны.

Таким образом, Центрально-Уральская мегазона так же, как и Западно-Уральская, представляет собой систему тектонических покровов. В отличие от Лемвинского аллохтона, где представлены только сорванные покровы чехла (без участия пород фундамента), здесь в соответствии с общим принципом ступенчатого погружения базального сместителя по направлению к осевым частям складчатого пояса на поверхность выведены породы фундамента (тектонические покровы основания). Как будет показано ниже, в палеотектоническом отношении Центрально-Уральская мегазона является поднятием, которое с востока (в современных координатах) ограничивало Лемвинский прогиб.

ТЕКТНИКА ЛЕМВИНСКОЙ ВПАДИНЫ

В предлагаемом разделе будет рассмотрена тектоническая структура Лемвинской зоны: морфология и последовательность образования покровно-складчатых нарушений, проблема "фациальности" покровов и восстановление формационных рядов, что представляется необходимым для понимания тектонической природы зоны, а в конечном счете

– палеотектонических связей Восточно-Европейской платформы и структур Палеоурала. Уже отмечалось, что отложения лемвинского типа в виде непрерывной полосы прослеживаются вдоль западного склона Полярного Урала от Кожимского поднятия на юге до Собского – на севере, выполняя обширную Лемвинскую впадину, расположенную между указанными поднятиями (см. рис. 1.1). Внутренняя ее структура сложна и в основном определяется наличием серии тектонических пластин, надвинутых в западном или северо-западном направлении.

В общем виде представления о покровно-надвиговом строении западного склона Полярного Урала были сформулированы К.Г. Войновским-Кригером [1945]. Многие аспекты проблемы рассмотрены в ряде последующих работ [Савельев, Самыгин, 1979; Дембовский, 1981; Шишкин, 1989; Беляков и др., 1992; Юдин, 1994; Руженцев, 1998]. Общепринятая схема предполагает выделение здесь Елецкого автохтона, Западнолемвинского параавтохтона и Лемвинского аллохтона. Последний состоит из серии тектонических пластин, сложенных отличающимися по составу отложениями палеозоя. Обычно здесь выделяются два покровных пакета: Западно- и Восточно-Лемвинский. Первый соответствует Западно-Лемвинской подзоне, второй – Центрально-Лемвинской, Грубешорской и Восточно-Лемвинской [Руженцев, Аристов, 1998]. В разрезе двух последних существенную роль играют вулкано-генные образования.

На территории Лемвинской впадины выделяются два отличающихся по своей структуре сектора: южный (бассейн верховьев рек Лемва, Западная и Восточная Тамбулава, Западная и Восточная Кокпела, Западный и Восточный Погурей, Пага) и северный (верховья рек Грубею, Грубешор, Ниедзю, Средняя Лагорта, Кечпель, Харута). В южном секторе, представляющем собой северную периклиналь Кожимского поднятия, вскрыты породы автохтона (включая протоуральский фундамент). Структурно-формационные зоны Восточного Урала (включая офиолиты) отодвинуты здесь к востоку. Наоборот, в северном секторе офиолиты резко продвинуты к западу, вследствие чего лемвинские отложения слагают узкую полосу тектонических чешуй.

Ниже дается характеристика Лемвинского аллохтона в южном секторе.

Западно-Лемвинский аллохтон. Он соответствует Хайминскому покрову М.А. Шишкина [1989]. В его строении принимает участие комплекс отложений, разрез которых в общем виде сводится к следующему: толща полимиктовых песчаников (погурейская свита ϵ_3-O_1t), песчаники, алевролиты, известняки (пагатинская свита, O_1a), глинисто-кремнистые сланцы, кремни, известняки (качамыльская свита, O_{2-3}), углисто-кремнистые сланцы, фтаниты, глинистые известняки (харотская свита, $S-D_1$), кварцевые песчаники, алевролиты, глинисто-кремнистые сланцы (D_1e-D_2zv), глинисто-кремнистые сланцы, фтанитоиды, известняки (няньворгинская свита, D_3-C_1t), глинистые сланцы, песчаники, известняки (яйюская свита, C_{1-3}), граувакковый флиш (кечпельская свита, C_3-P_1a). Как уже отмечалось, структурная позиция аллохтона лучше наблюдается в бассейне р. Лемва (северная периклиналь Кожимского под-

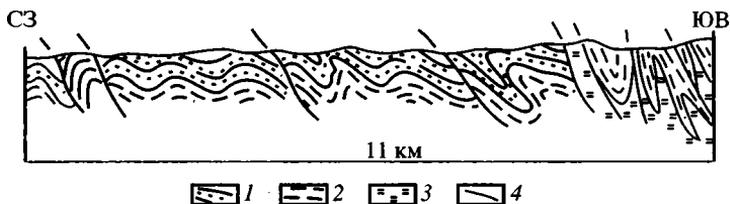


Рис. 1.4. Геологический профиль через Западно-Лемвинский (Хайминский) аллохтон

1 – флиш кечпельской свиты (C_3-P_1); 2 – отложения яйюской свиты (C_{1-3}); 3 – кремни и сланцы няньворгинской свиты (D_3fm-C_1); 4 – разрывные нарушения

нения), где в системе тектонических окон и полуокон доказано структурное налегание существенно терригенных отложений (S–D) на карбонатный разрез (O–C) и молассу (P₁) Елецкой зоны [Шишкин, 1989].

Характер деформаций параавтохтона изучался нами в междуречье Пага–Малая Хойлаю. В основном здесь обнажаются терригенные породы карбона–перми. Глинисто-кремнистые сланцы силура–девона присутствуют в виде отдельных тектонических чешуй. Отложения перечисленных свит сложно дислоцированы. В основном это система наклонных или опрокинутых к северо-западу складок с осевыми поверхностями, падающими к юго-востоку под углом 60–80°. Преобладают гребневидные антиклинали, разделенные широкими плоскими синклиналями. Складки часто осложнены продольными сколами. Напряженность деформаций возрастает в юго-восточном направлении по мере приближения к фронту Восточно-Лемвинского аллохтона. Относительно крупные нарушения сменяются сплюснутыми, приближенными к изоклиральным, кливажными складками. В узкой полосе вдоль фронта аллохтона структура представляет собой систему крутых клиньев, в которых перемешаны интенсивно филлитизированные отложения ордовика, девона и карбона (рис. 1.4).

Восточно-Лемвинский аллохтон. В самом общем виде здесь различаются три покровных элемента (снизу вверх): Погурейский (соответствует Главному или Фронтальному покрову М.А. Шишкина), Грубешорский и Нелкинский (Приводораздельный). Для каждого из них характерен свой разрез (рис. 1.5).

Погурейский покров (разрез центрально-лемвинского типа). Сводная колонка Погурейского покрова включает полимиктовые песчаники, конгломераты, базальты, риолиты, смешанные эпикласты (погурейская и копельская свиты, ϵ_3-O_1t), пестроцветные филлитизированные алевролиты, туффиты (грубеинская свита, O_1a), сложное переслаивание углеродистых глинисто-кремнистых сланцев, фтанитов, кварцевых песчаников и алевролитов (черногорская серия, $O-D_3f$), кремни (D_3fm). Отложения среднего ордовика–девона предельно конденсированные, полностью бескарбонатные.

Принципиальное значение для понимания внутренней структуры Погурейского покрова имеет район Самсоновых гор (верховья р. Западная Кокпела), представляющий фронтальную часть покрова. В

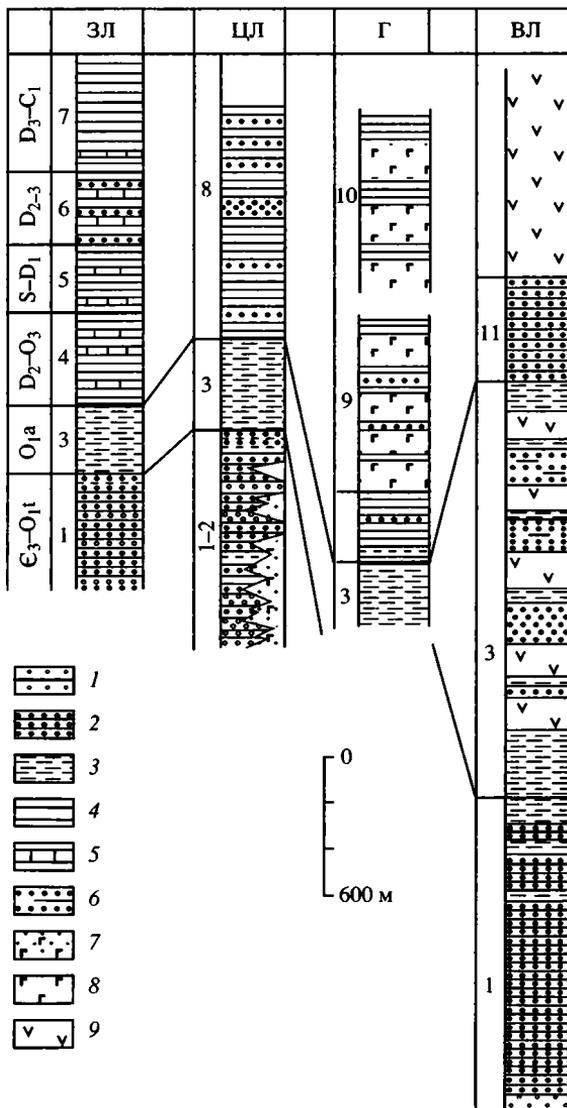


Рис. 1.5. Схема сопоставления разрезов Лемвинской зоны (подзоны: ЗЛ – Западно-Лемвинская, ЦЛ – Центрально-Лемвинская, Г – Грубешорская, ВЛ – Восточно-Лемвинская)

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – филлиты, глинистые сланцы; 4 – глинисто-кремнистые сланцы, кремни; 5 – известняки; 6 – эпикласты; 7 – бимодальные вулканыты; 8 – базальты; 9 – дифференцированные вулканыты (андезито-базальты, андезиты, дациты, риолиты)

Цифры на схеме: 1–11 – свиты: 1 – погурейская, 2 – кокпельская, 3 – грубейнская, игдейская, 4 – качамыльская, 5 – харотская, 6 – пагинская, 7 – няньворгинская, 10 – истокская, 11 – нелкинская; 8, 9 – серии: 8 – черногорская, 9 – грубешорская

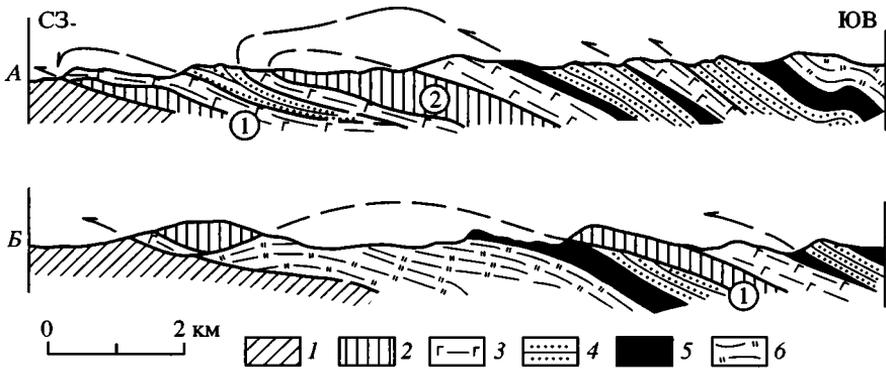


Рис. 1.6. Геологические профили через Самсоновскую антиформу

А – водораздел Западного Погурея и Покойница-Шор; Б – центральная часть Самсоновых гор.

1 – Западно-Лемвинский (Хайминский) покров; 2–6 – Погурейский покров: 2, 3 – кокпельская свита (2 – силлы, силло-потоки диабазов, ϵ_3-O_1t , 3 – базальты, эпикласты, O_1t), 4 – терригенная толща погурейской свиты (ϵ_3-O_1t), 5 – филлиты грубеинской свиты (O_1a), 6 – кремнистые отложения черногорской серии (O_2-D_3). Цифры на рисунке – антиклинали: 1 – Самсоновская, 2 – Погурейская

структурном отношении это пологая антиформа с наклонами слоев на крыльях, не превышающими $30-40^\circ$ (рис. 1.6). В ее ядре обнажаются кремни и глинисто-кремнистые сланцы, содержащие многочисленные конодонты фауны. Структурно выше залегают пестроцветные филлиты грубеинской свиты (O_1a). Контакт между теми и другими задернован. Однако, учитывая срезание филлитов по простиранию, можно предположить, что он тектонический. С постепенным переходом выше филлитов залегают песчаники погурейской свиты (O_1t).

Венчается разрез диабазами, базальтами, эпикластами с линзами песчаных известняков, содержащих конодонты тремадока (кокпельская свита, ϵ_3-O_1t). Кокпельские вулканы залегают очень полого на всех перечисленных выше горизонтах, что подчеркивает надвиговый контакт в их основании. Видимая амплитуда перекрытия достигает примерно 6 км. Очевидно, что разрез здесь перевернут, а указанные горизонты слагают подвернутое крыло лежащей складки, ядро которой (кокпельские вулканы) выжаты к западу в виде обособленной пластины. Замок (фронтальный лоб) структуры откартирован несколько западнее на водоразделе рек Покойница-Шор и Западный Погурей.

Висячем крыле антиклинали обнажаются отложения погурейской (ϵ_3-O_1t) и грубеинской (O_1a) свит, а также кремнистые осадки черногорской серии (O_2-D_3). Хотя разрез здесь неоднократно счешуен, отдельные пластины полого ($20-40^\circ$) падают к востоку. Видимая амплитуда перекрытия достигает нескольких километров. На фоне относительно пологого общего залегания всего пакета пластин наблюдается весьма сложная внутренняя дисгармония, особенно в филлитах аренига. Кремнистые отложения черногорской серии обычно структурно сорваны с

нижеордовикских терригенных пород и образуют пакет многократно перетасованных чешуй.

Юго-восточнее Самсоновской антиформы расположена полоса интенсивно рассланцованных пород шириной до 5 км, в структурном отношении представляющая собой систему многочисленных крутых клиньев. Она приурочена к водоразделу Полярного Урала и изучалась нами от верховьев р. Чигим-Харута до истоков р. Восточный Погурей. Следует отметить также, что в указанной полосе обнажаются только породы не моложе раннего ордовика; иными словами, она представляет собой “антиклинальную структуру”, в пределах которой вскрыты наиболее древние из известных здесь отложений. Переход от сравнительно пологих дислокаций Самсоновской антиформы к поясу крутых деформаций достаточно резкий (2–3 км) и происходит за счет смятия и вторичного счешуивания сформировавшихся ранее пластин. Юго-восточной границей указанной полосы служит хорошо выраженный крутопадающий разрыв, отделяющий систему клиньев Приводораздельного пояса от района развития принципиально иных нарушений Восточно-Лемвинской подзоны.

В структурном отношении Приводораздельный пояс крутых деформаций представляет собой многочисленные клинья интенсивно филлитизированных пород, наклоненных под углом 70–80° к юго-востоку. Таких клиньев здесь десятки. Их ширина варьирует от нескольких десятков метров до 1 км; по простиранию они прослеживаются на многие километры и в плане имеют линзовидную форму. Уже отмечалось, что породы здесь максимально рассланцованы. Так, валуны в погурейских и кокпельских конгломератах расплющиваются с десятикратным удлинением вдоль плоскостей расланцевания, превращаясь в пятнистый листоватый агрегат.

Очень широко представлены процессы макробудинажа, особенно хорошо наблюдаемого при разлинзовании многочисленных диабазовых даек. Да и сама структура Приводораздельного пояса в конечном счете определяется неравномерным латеральным течением масс горных пород, что и определило линзовидную форму их блоков. Только в наиболее крупных из них сравнительно редко удается выделить более древние нарушения. Обычно это обрывки изоклиналирных (или близких к таковым) крутых квиважных складок, характеризующихся резкой ундуляцией шарниров, широким проявлением послынного течения вещества и как следствие – процессов будинажа и дисгармоничной плейчатоности. Как правило, лучше сохраняются их периклинали. В центральных частях структурная определенность складок обычно теряется, а сами они превращаются в крутостоящую сланцевую толщу, в составе которой первичная последовательность напластования практически неразличима. В ряде случаев вдоль некоторых разломов откартированы складки волочения. Они имеют вертикальные шарниры, сопровождаются оперяющими трещинами отрыва, что предполагает наличие сдвиговых смещений.

Мы специально достаточно подробно остановились на характеристике структуры Погурейского покрова, так как на его примере хотели

показать сложность и многоэтапность протекавших здесь деформационных процессов. В целом же сказанное позволяет рассматривать полосу Приводораздельного пояса крутых дислокаций как "корневую" для Погурейского покрова в смысле максимального градиента горизонтального сокращения объемов пород с вертикальным и последующим латеральным (сдвиговым) пространственным перераспределением деформируемых масс.

Грубешорский покров (Грубешорская подзона) образован отложениями грубешорской серии (O_2-D_3f). В составе последней преобладают диабазы, спилиты, фтаниты, глинисто-кремнистые сланцы. Местами однако (Средняя Лагорта) появляются горизонты кислых туфов и вулканомиктовых песчаников девонского возраста. Наиболее широко вулканогенно-кремнистые отложения грубешорского типа представлены в междуречье Молюдшор–Пага–Пальниктывис, где они выполняют ядро крупной синформы, образующей фронтальный козырек Грубешорского покрова (рис. 1.7). В ее пределах вулканиты резко несогласно наложены на сложно смятые отложения (в том числе и девонские кремни) Погурейского покрова. Видимая амплитуда перекрытия достигает примерно 5 км.

Общий стиль внутрипокровных деформаций в целом сходен с таким, описанным для Погурейского покрова. Здесь также широко распространены более или менее сжатые, вплоть до изоклинальных, складки, опрокинутые к северо-западу и осложненные продольными взбросами. Местами это система тектонических клиньев, в пределах которых падение слоев и сланцеватость совпадают с наклоном сместителей. Степень расланцевания местами высока, хотя существенно ниже, чем в Приводораздельном поясе Погурейского покрова. Там, где позволяют условия обнаженности, отчетливо видна структурная дисгармония погурейских и грубешорских дислокаций.

Нелкинский покров (Восточно-Лемвинская подзона, соответствует Приводораздельному покрову М.А. Шишкина) сложен отложениями погурейской свиты (ϵ_3-O_1t), базальтами, андезито-базальтами, риолитами и их эпикластами, пестроцветными филлитами игядейской свиты (O_{1-2}), кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками нелкинской (харбейшорской) свиты ($O_3-S?$). Восточно-Лемвинский разрез известен только в южном сегменте Лемвинской зоны, прослеживаясь от бассейна р. Лемва на север до верховьев р. Восточный Погурей, где он тектонически перекрыт офиолитами Войкарского массива; далее к северу отложения этого типа не установлены.

Нелкинский покров представлен весьма специфическим набором дислокаций, которые детально рассмотрены в специальной работе [Руженцев, 1998]. В предлагаемом разделе дается лишь их самая общая характеристика.

Структурное соотношение Грубешорского и Нелкинского покровов наблюдается в среднем течении р. Игядейган (Восточная Тамбулава), где расположен купол, в ядре которого различные горизонты восточно-лемвинского разреза залегают на вулканогенно-кремнистых отложениях грубешорской серии. Наклон слоев на крыльях купола редко

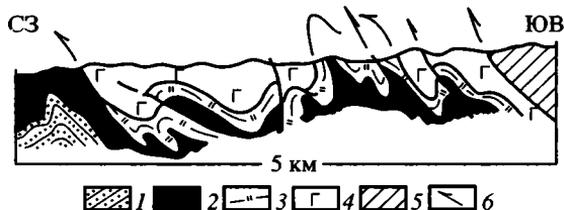


Рис. 1.7. Геологический профиль через Грубешорский покров (водораздел Пага-Пальниктивис)

1–3 – Погурейский покров: 1 – песчаники погурейской свиты (ϵ_3-O_1t), 2 – филлиты грубеинской свиты (O_1a), 3 – кремнистые отложения черногорской серии (O_2-D_3); 4 – Грубешорский покров (базальты, эпилласты, кремни, D_1l-D_3f); 5 – габброиды Хардьюского массива; 6 – разрывные нарушения

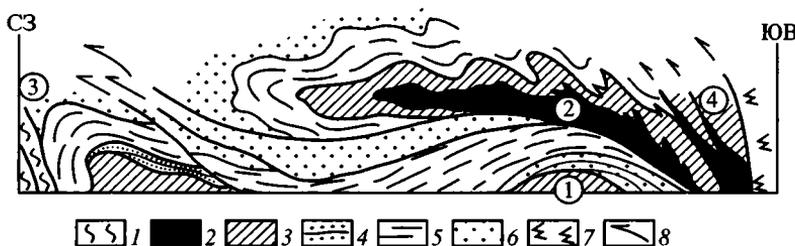


Рис. 1.8. Схематический профиль, иллюстрирующий строение Тамбулавского купола и Игдейской антиформы

1 – филлитизированные отложения кокпельской свиты (ϵ_3-O_1t); 2, 3 – Грубешорский покров: 2 – филлиты грубеинской свиты (O_1a), 3 – базальты, кремни, кремнистые алевролиты грубешорской свиты ($O_2-D_3?$); 4–6 – Нелкинский (Восточно-Лемвинский) покров: 4 – погурейская свита (ϵ_3-O_1t), 5 – филлиты, вулканиты, эпилласты игдейской свиты (O_1a-O_3), 6 – песчаники нелкинской свиты ($O-S?$); 7 – ультрабазиты Войкарского массива; 8 – разрывные нарушения

превышает 30° . Иная структура установлена северо-восточнее (междуречье Игдейегарта и Восточной Кокпелы).

В морфологическом отношении это крупная лежачая, обращенная к северо-западу Игдейская антиформа, в ядре которой обнажаются вулканиты и кремнистые сланцы грубешорской серии (Грубешорский покров), а крылья сложены филлитами и кварцитами Нелкинского покрова (рис. 1.8). Подвернутое крыло антиформы воздымается к юго-западу, приспособляясь к форме свода Тамбулавского купола. Иными словами, Игдейская антиформа, возникшая вследствие совместного смятия пластин Грубешорского и Нелкинского покровов, накатывалась на Тамбулавский купол. В подвернутом крыле антиформы образовался пологий надвиг с видимой амплитудой до 3,5–4 км. По мере продвижения на север (междуречье Восточной Кокпелы и Восточного Погурея) слои в висячем крыле Игдейской антиформы начинают сминаться в систему крутых дополнительных складок, осложненных продольными взбросами. Возникает

как бы второй уровень дисгармоничных нарушений, связанный со срывом нелкинских кварцитов по филлитам.

Такая многослойная система дислокаций, формирование которой обусловлено смятием покровных пластин в лежачие складки и последующим их структурным расслоением, является характерной для восточной периферии южной части Лемвинской зоны. Как уже отмечалось, покровные лежачие складки формировались и в пределах Погурейско-аллохтона; однако между ними и покровными складками Восточно-Лемвинской подзоны есть важное отличие. В первом случае такие складки возникали за счет внутривывихового смятия, во втором – деформировался сам покровный пакет.

В тыловой части Нелкинского покрова прослеживается вторая полоса сплюснутых, крутых складок, осложненных многочисленными продольными взбросами и зонами интенсивного расщепления и будинажа. Для нее предлагается название Контактного пояса крутых деформаций (расположена вдоль контакта с ультрабазитами Войкарского массива). В морфологическом отношении его структура напоминает таковую у Приводораздельного пояса. Соответственно, мы рассматриваем Контактный пояс как “корневую” зону для Грубешорского и Нелкинского покровов.

На территории северного сектора Лемвинской впадины характер структуры меняется. К северу от долин рек Пага и Пальниктивис происходит сужение полосы распространения отложений, слагающих Лемвинский аллохтон. В бассейне рек Грубешор и Средняя Лагорта она достигает всего лишь нескольких километров. Здесь офиолиты продвинуты к западу и резко сближены с флишевой полосой Западно-Лемвинского (Хайминского) покрова. Нелкинский покров здесь не вскрыт, Погурейский и Грубешорский – представлены серией клиньев, падающих к востоку под углом 50–70° под габброиды и ультрабазиты Хардьюкского и Войкарского массивов (рис. 1.9 и 1.10).

Перестройка структурного плана южного сектора происходит за счет продвижения тектонических пластин висячем крыле Самсоновской антиформы к западу, в район развития каменноугольно-пермского флиша Западно-Лемвинского покрова. Уже в бассейне рек Грубёю и Грубешор видна перетасовка чешуй, сложенных породами погурейского (центрально-лемвинского) и грубешорского типов. Далее к северу количество чешуй грубешорских отложений постоянно растет. Соответственно сокращается число чешуй Погурейского покрова. Иными словами, сужение площади развития Лемвинского аллохтона при переходе от южного к северному сектору происходит за счет перекрытия Погурейского покрова Грубешорским, Нелкинского и частично Грубешорского – офиолитами. В результате сложные покровно-складчатые парагенезы южного сектора были переработаны и дали начало однородной полосе чешуйчатых нарушений.

Сложнейший парагенез разрывных и складчатых нарушений Лемвинской зоны предполагает определенную последовательность их формирования. В общем виде она сводится к следующему [Шишкин, 1989; Руженцев, 1998].

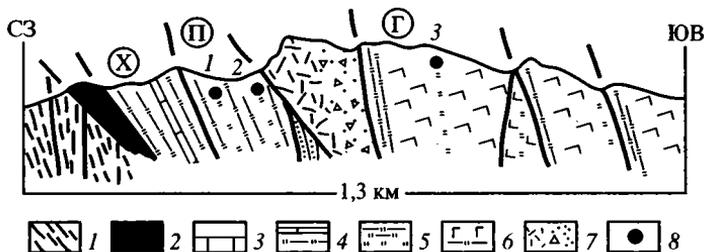


Рис. 1.9. Геологический профиль через Лагортинские горы

1–3 – Западно-Лемвинский покров: 1 – отложения яйюской свиты (C_{1-3}), 2 – филлиты грубешинской свиты (O_{1a}), 3 – песчаники погурейской свиты (ϵ_3-O_1); 4 – Харотский покров (X), карбонатно-кремнистые отложения харотской свиты ($S-D_1$); 5 – Погурейский покров (П), кремнисто-сланцевые отложения черногорской серии ($D_{1e}-D_{2e}$); 6, 7 – Грубешорский покров (Г): 6 – базальты, фтаниты (S), 7 – кислые эпикласты; 8 – уровни сбора конodontов

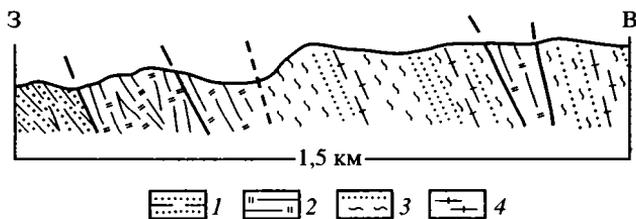


Рис. 1.10. Геологический профиль вдоль правого берега верхьев р. Грубешор
1 – флиш (C_3); 2 – кремни (D_3fm); 3 – рассланцованные базальты и песчаники грубешорской свиты ($O_2-S?$); 4 – диабазы, габбро-диабазы

1. Региональный срыв, приуроченный к поверхности раздела протуральское основание–палеозойский чехол (первоначальное обособление Лемвинского аллохтона).

2. Сорванная масса лемвинских отложений распалась на серию тектонических пластин, давших начало внутризональным покровам: Западно-Лемвинскому (Хайминскому), Погурейскому (Центрально-Лемвинскому, Главному), Грубешорскому, Нелкинскому (Восточно-Лемвинскому, Приводораздельному). Их обособление, по-видимому, связано с регенерацией межформационных разломов, что обусловило вещественную определенность (“фациальность”) обособившихся аллохтонных элементов.

3. Тектонические покровы деформируются в связи с образованием лежащих покровных складок (антиформ) и осложняющих их надвигов (возникновение второй генерации пластин).

4. Их смятие в серию крутых складок и сопряженных взбросов. Этот тип структур распространен наиболее широко. Крайним их выражением являются Приводораздельный и Контактный пояса расланцевания. Следует сказать, что разделение структур 3 и 4 генерации достаточно условно, так как очевидно, что оба процесса тесно связаны и в ка-

кой-то степени могли протекать параллельно. Именно в это время происходило наиболее значительное, хотя и неравномерное сокращение ширины деформируемых объемов.

5. Образование крупных брахивидных анти- и синформ (снятие сформировавшихся к этому времени покровных пакетов). Примером могут служить Кожимское поднятие, Самсоновская и Тамбулавская антиформы.

* * *

Палинспастические реконструкции покровно-сладчатой структуры Лемвинской зоны позволили восстановить следующую латеральную последовательность структурно-формационных подзон (с запада на восток, в современных координатах) [Руженцев, Аристов, 1998]: Западно-Лемвинская, Центрально-Лемвинская, Грубешорская и Восточно-Лемвинская (см. рис. 1.5). Для каждой из них выделяется стадийность тектонического развития, находящая отражение в определенном наборе осадочных и вулканогенно-осадочных формаций. Ниже дается их краткая характеристика.

1. Верхнекембрийско-тремадокский вулканогенно-терригенный комплекс (кокпельская и погурейская свиты) мы, как и большинство геологов Полярного Урала, рассматриваем в качестве рифтогенного, знаменующего начало деструкции Восточно-Европейского континента и становления Палеоурала. В пользу такой трактовки говорит вещественный состав комплекса. Большая часть погурейской свиты образована конгломератами и песчаниками, обломочный материал которых характеризуется большим разнообразием как по составу (смещение кислых и основных вулканитов, разнообразных осадочных пород), так и по гранулометрии (от алевролитов до валунных конгломератов). Отмечаются резкие градиенты мощностей (500–2500 м). Кокпельская свита – бимодальная вулканогенная серия, образованная базальтами, риолитами и их эпикластами. Лишь для Западно-Лемвинской подзоны характерны пикрит-трахибазальтовые вулканиты [Голдин, 1999].

Особенности магматизма и пестрое чередование различных терригенных пород, отражающее существование локальных источников сноса и разобщенных седиментационных ванн, указывают на различную степень погружения блоков фундамента. Областью максимального погружения была Восточно-Лемвинская подзона, где накапливались очень мощные отложения.

2. Общее выравнивание тектонического рельефа и становление единого Лемвинского прогиба начинается с конца тремадока и продолжается в арениге (грубеинская свита). В трех западных подзонах идет накопление маломощных (400–500 м) пестроцветных алевропелитов. Материал сносился с континента и разбавлялся тонким туфогенным веществом. Лишь в наиболее восточной части зоны в это время образуется мощная (не менее 3000 м) толща переслаивающихся грубых вулканитов, содержащих линзы аркозовых песчаников, разнообразных туфов, тела кварцевых и лагиопорфиров, многочисленные силлы и потоки базальтов, андезито-базальтов, реже андезитов (игядейская, или тыкот-

ловская, свита, O_{1-3}). Здесь же присутствуют мощные (до 700–900 м) горизонты кварцевых и олигомиктовых песчаников (нелкинская свита). Указанные отложения маркируют вулканическое поднятие, которое являлось восточным ограничением Лемвинского прогиба [Руженцев, Савельев, 1997].

3. Начиная со среднего ордовика и вплоть до фамена включительно в Лемвинском прогибе формируются глубоководные, в основном бескарбонатные, углеродистые кремнисто-глинистые осадки, накопление которых сопровождалось сбросом значительных объемов песчаного материала, прослой которого встречаются в разрезе черногорской серии парактически на всех стратиграфических уровнях. Разрез по сравнению с аренигским стал менее терригенным, но терригенные отложения стали более грубыми. Отмеченные песчаники не имеют строгой стратиграфической привязки в разрезе серии. По-видимому, они являются образованиями зерновых потоков, сносившихся с Восточно-Европейского континента.

В осевой части прогиба обособилась зона базальтового вулканизма (грубешорская серия), просуществовавшая со среднего ордовика до франа включительно. В большинстве разрезов серия представляет собой спилит-фтанитовую формацию. По химизму вулканыты являются слабодифференцированными толеитовыми базальтами. Пространственно они приурочены к осевой зоне растяжения, характеризующейся повышенной проницаемостью коры [Руженцев, Савельев, 1997]. Следует отметить, однако, что в процессе континентальной деструкции здесь не возникла кора океанического типа. В этом заключается коренное отличие Лемвинского от имеющего ту же структурную позицию Сакмарского прогиба.

Критическое значение для понимания тектонической природы Лемвинского прогиба имеет проблема структурно-временных связей ордовикско-девонского батиального комплекса с офиолитами. Стандартный структурно-палеогеографический профиль пассивной континентальной окраины предполагает существование латерального ряда: шельф–континентальный склон и его подножие–океан. Применительно к Полярному Уралу такая схема была предложена В.Н. Пучковым [1979]. Она предполагает смену батиальных (склоновых) отложений синхронными океанскими отложениями. Океаническим членом такого ряда считается лагортинский комплекс вулканогенно-кремнистых отложений (по нашей терминологии – грубешорская серия).

Нами было показано [Руженцев, Аристов, 1998], что базальтоиды этого комплекса являются внутрибассейновыми образованиями, стратиграфически залегающими на терригенных отложениях нижнего ордовика и никак не связанными с офиолитами. Кроме того, следует отметить, что батиальная серия Лемвинской зоны имеет в основном ордовикско-силурийский возраст. Как будет показано ниже, возраст офиолитов на Полярном Урале девонский. Сказанное позволяет рассматривать Лемвинский прогиб по крайней мере во временном интервале средний ордовик–силур не как элемент пассивной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента, а как внутриконтинентальный прогиб. Пробле-

ма восточного ограничения такого прогиба на территории Лемвинской впадины решается неоднозначно, хотя появление вдоль восточной ее периферии нелкинских аркозовых песчаников (O-S) предполагает существование здесь сиалического источника сноса. Специально этот вопрос будет рассмотрен в следующем разделе главы.

Отмирание Лемвинского прогиба, происходившее в связи с формированием покровно-складчатого сооружения Полярного Урала, начинается в раннем карбоне и заканчивается в ранней перми. Отражением этого процесса является накопление флишевых толщ. Вдоль западного края Лемвинской зоны первые горизонты граувакк появляются в раннем карбоне [Салдин, 1996]. Они соответствуют времени становления внутривпадинных поднятий. В раннем карбоне граувакки содержат прослой известняков и кремнистых сланцев (предфлиш яйюской свиты, C₁₋₂). Однако по мере развития процесса флиш приобретает типичные характеристики (кечпельская свита, C₃-P₁).

ТЕКТОНИКА СОБСКОГО ПОДНЯТИЯ

Собское поперечное поднятие с севера ограничивает Лемвинскую впадину. Оно образуется в результате резкого воздымания шарниров структур Западно-Уральской и Центрально-Уральской мегазон, вследствие чего к северу от долины рек Елец и Сось появляется субширотная система куполовидных антиклиналей, ориентированная поперек простирания Полярного Урала: с запада на восток это – антиклинальные структуры Енганепэ, Манитанырд и Харбей, где вскрыты породы протоуральского фундамента.

Выступы фундамента разделены сравнительно узкими синклиналиями, выполненными палеозойскими отложениями, принадлежащими к различным структурно-формационным зонам. Между Енганепэйским и Манитанырдским куполами расположена Нияюская синклиналь, образованная отложениями елецкого и лемвинского типов. Между Манитанырдом и Харбеем находится Толота-Пайпудынский синклинорий, где распространены отложения Манитанырд-Пайпудынской и Орангской зон. В отличие от Лемвинской впадины в пределах Собского поднятия фронт офиолитовых аллохтонов расположен много восточнее (массив Сыум-Кеу), вследствие чего здесь гораздо лучше представлены центрально-уральские комплексы, что позволяет расшифровать структурно-тектонические связи Западного и Центрального Урала. Этому вопросу посвящен предлагаемый раздел работы, основанный на результатах наших исследований в районе хребтов Большой Пайпудынский и Ханмей-Хой (бассейн нижнего течения р. Большая Пайпудына).

Манитанырд-Пайпудынская зона. Как уже отмечалось, согласно А.В. Цимбалюку [19726], зона соответствует Малокарскому антиклинорию, включающему Манитанырдский выступ протоуральского фундамента на юге и Оченырдский – на севере. На территории Манитанырдской антиклинальной структуры выше пород фундамента несогласно, местами с четким трансгрессивным контактом, местами тектони-

чески залегают ордовик-девонские отложения. Западное крыло антиклинали надвинуто на Нияюскую синклинали (лемвинский тип разреза). Отложения чехла здесь смяты в крутые сжатые складки, осложненные серией взбросов, плоскости которых падают к востоку. Восточное крыло структуры представляет собой счешуенную моноклинали (падение слоев к востоку под углом 30–70°), в пределах которой тектонически перетасованы отложения нижнего ордовика–верхнего девона.

В пределах западного крыла Манитаньрдской антиклинали наиболее широко представлены манитаньрдская вулканогенно-осадочная серия. В ее составе выделяются две свиты [Дембовский и др., 1990]. Нижняя, бадьяшорская, свита ($\epsilon_3^?$ – O_1 , до 5000 м) образована сложно линзующимися красноцветными терригенными отложениями, базальтами, риолитами и их эпикластами. Вулканиты (бимодальная базальт-риолитовая серия) слагают до трети разреза. Верхняя, усинская, свита (O_1a , до 1500 м), представлена терригенной пестроцветной толщей, в верхней части которой появляются песчанистые известняки с остатками ангарелл и конодонтов верхов аренига. Специально отмечается [Дембовский, 1985], что местами в пределах Собского поднятия осадконакопление начинается с ордовика (возможно, аренига); здесь мощность манитаньрдского разреза не превышает 500 м. Отложения манитаньрдской серии рассматриваются как рифтогенные.

В пределах восточного крыла Манитаньрдской антиклинальной структуры разрез иной. Он изучался нами в восточных отрогах Большого Пайпудынского хребта (бассейн ручьев Развильный, Двойной, Дьявольский, Короткий и Карьерный), а также в бассейне р. Малая Пайпудына [Руженцев, Аристов, 1998]. Снизу вверх здесь обнажаются (рис. 1.11):

1. Малопайпудынская свита (O_1 , 500–700 м). В ее основании выделяется базальный конгломерат, галька в котором представлена жильным кварцем, реже основными и кислыми вулканитами, гранитоидами, граувакками. Базальный горизонт хорошо сохранился в бассейне р. Малая Пайпудына, где достигает мощности 10–70 м. На восточном склоне Большого Пайпудынского хребта базальный горизонт почти повсеместно срезан, и на породах протоуральского основания тектонически залегают толща темно-серых, ритмично наслоенных олигомиктовых песчаников, алевролитов и алевропитов, содержащих пласты (до 2–3 м) грубозернистых массивных кварцевых песчаников. Верхи разреза свиты охарактеризованы остатками ангарелл аренига.

2. Шугорская свита (O_{2-3} , до 500 м) – переслаивание серых кварцевых песчаников, песчанистых, часто кавернозных известняков, калькаренитов. Местами встречаются линзы (до 1 м) биоморфных (брахиоподово-криноидных) и органогенно-детритовых известняков. В верхах вскрытой части разреза свиты расположен горизонт грубых косослоистых песчаников, содержащих линзы внутриформационных конгломератов. Здесь же встречаются отдельные прослои серых песчанистых известняков.

3. Пайпудынская свита ($S-D_2$) – контакт с отложениями ордовика тектонический, состоит из двух толщ. Нижняя толща ($S-D_1$, до

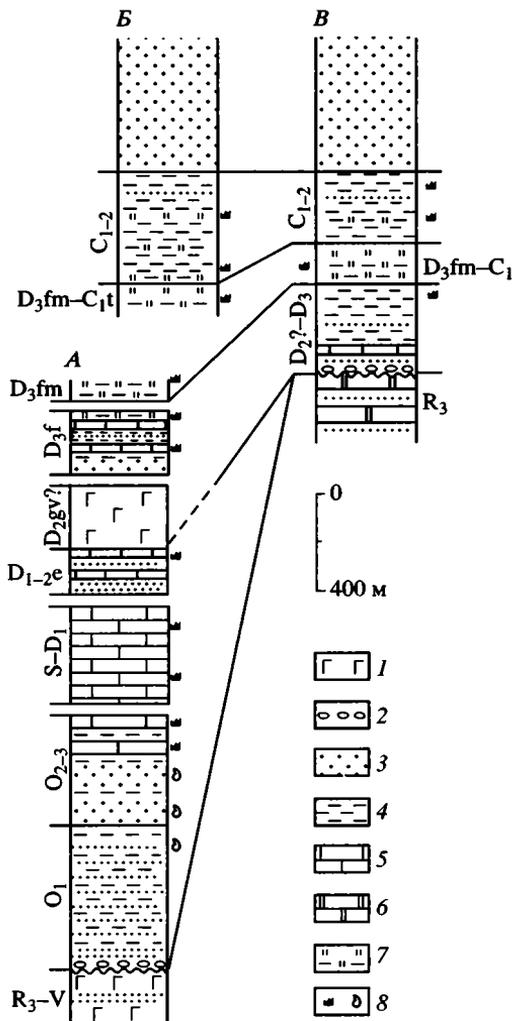


Рис. 1.11. Сопоставление разрезов Мантитаньрд-Пайпудынской зоны (А), Ма-лопайпудынской полосы (Б) и Орангской зоны (В)

1 – диабазы, базальты; 2 – конгломераты; 3 – песчаники; 4 – филлитизированные алевролиты, глинистые сланцы; 5 – известняки; 6 – доломиты; 7 – глинисто-кремнистые сланцы, кремни; 8 – уровни сбора конодонтов и макрофауны

400–500 м) – мраморизованные известняки и мраморы, светло-серые, белые, массивные или неяснослоистые, с реликтами строматопорово-водорослевых текстур, что позволяет предположить их биогермную природу. Нижняя часть толщи охарактеризована конодонтами *Ozarkodina cf. fundamentata* Wallis., *O. inclinata* (Rhodes), *Ancoradella ploeckensis* Wallis., *Panderodus* sp. и др. (S_2ld), верхняя часть толщи –

Pandorinellina steinhornensis Ziegl., *Eognathodus* sp. (D_{1p}). Верхняя толща (D₁–D_{2e}, видимая мощность 250 м) – переслаивание сливных кварцевых и кварцитовидных песчаников, плитчатых мраморов, содержащих пропластки хлорит-серицитовых сланцев (до 1 см), массивных мраморов, образующих пласты мощностью до 10–15 м. Из мраморов нижней части толщи выделен конодонт *Icriodus* sp. (нижне-среднедевонского облика), верхней (в 3 м ниже ее кровли) – конодонты *Polygnathus* ex gr. *linguiformis* Hinde, P. ex gr. *costatus* Klap., *Icriodus* sp., *Belodella* sp. (D_{2e}). Контакт между обеими толщами тектонический. Ранее кварциты и мраморы верхней толщи относились к докембрию.

4. Вулканогенная толща (D₂) залегает согласно на мраморах эйфеля. В его основании расположена пачка (70–80 м) кварцевых известковистых песчаников, содержащих пропластки (до 5 см) зеленых туфосланцев. Венчается разрез горизонтом (до 200 м) темно-зеленых, реже фиолетовых, рассланцованных базальтов.

5. Франский ярус. Франские отложения образуют серию тектонических чешуй. Предлагаемый ниже разрез в известной степени условен. По нашим данным, снизу вверх обнажаются: а) песчаники (до 170 м) серые, грубослоистые, кварц-плагиоклазовые, слюдястые, известковистые; б) переслаивание серых песчаников и песчанистых известняков (15–20 м); в) известняки серые, черные, слабобитуминозные, глинистые, редкие прослои песчанистых разностей (80–90 м), из известняков нижней части пачки выделены конодонты *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* sp., *Icriodus symmetricus* Br. et Mehl. (D_{3f}); г) переслаивание серых плитчатых известняков и черных глинисто-кремнистых сланцев (до 45–50 м), из известняков этой пачки выделен конодонт *Palmatolepis* sp. (элемент “*Nothognathella*”, D₃).

6. Фаменский ярус представлен тонким переслаиванием глинисто-кремнистых и углеродисто-кремнистых сланцев, фтанитов, “ленточных” кремней, откуда выделен конодонт *Pseudopolygnathus* sp. (D_{3fm}–C_{1t}, видимая мощность 90 м).

Давая общую характеристику разреза зоны, отметим, что в ней четко различаются четыре комплекса: 1) рифтогенный (ε₃?–O₁); 2) терригенно-карбонатный, шельфовый (O₂–D_{2e}); 3) вулканогенно-карбонатно-терригенный, переходный (D_{2zv}?–D_{3f}); 4) кремнисто-сланцевый, батинальный (D_{3fm}–C₁). Такая последовательность отражает направленное изменение палеогеографической обстановки седиментации, выразившееся в резком углублении бассейна на рубеже среднего и позднего девона. В этом смысле ордовикско-среднедевонская серия в значительной степени аналогична таковой в Елецкой, а фаменско-нижнекаменноугольная – в Лемвинской зонах. Смена происходит во франское время достаточно быстро. Характерно, что именно к этому рубежу приурочено излияние щелочных базальтоидов (D_{2zv}?–D_{3f}), подчеркивающих рифтогенный характер такого перехода [Руженцев и др., 1999].

Структура Манитаньрд-Пайпудынской зоны определяется процессами тектонического расщепления ее разреза и в первую очередь базальным срывом, приуроченным к разделу протоуральский фундамент–палеозойский чехол. Уже отмечалось, что на западном крыле Манита-

нырдской антиклинали палеозойские отложения трансгрессивно, с базальным конгломератом залегают на протоуральском основании. Местами контакт сорван. Амплитуда срыва здесь незначительна, вследствие чего конгломератовый горизонт почти повсеместно представлен достаточно полно.

В пределах восточного крыла картина иная: конгломераты, как правило, тектонически срезаны и песчано-алевролитовая толща малопадпудынской свиты (O_1) залегают непосредственно на диабазх и грауваках докембрия. Такие соотношения мы наблюдали по правобережью Большой Пайпудыны от ручья Развильного, на юге, до ручья Карьерного, на севере. Контакт повсеместно притертый до такой степени, что обычно в конкретных обнажениях создается впечатление структурного согласия между докембрийскими и ордовикскими песчаниками. Лишь изредка на контакте сохраняются небольшие линзы перетертых красных конгломератов мощностью, редко достигающей 0,5–0,7 м. Необходимо отметить относительно пологое ($30\text{--}50^\circ$) залегание отложений чехла и фундамента, их слабую внутреннюю деформированность, выдержанность моноклиального падения слоев. Региональное несогласие фиксируется только по налеганию ордовикских песчаников на различные горизонты фундамента.

Отложения палеозоя, слагающие восточное крыло Манитанырдской антиклинали, образуют чешуйчатую моноклиаль (рис. 1.12). Рассмотренный ранее разрез структурно расслоен на серию пластин, объем которых в целом соответствует перечисленным четырем комплексам. Пластины падают к востоку ($50\text{--}70^\circ$). Наблюдается совпадение углов наклона плоскостей сместителей и слоистости внутри пластин. Начиная с силурийских отложений отмечается дивертикуляционное положение чешуй: на отложениях щугорской свиты залегают фтаниты фамена, выше – франские слои, еще выше – кварциты и мраморы (D_{1-2}). Венчается разрез известняками ($S_2\text{--}D_1$). За исключением верхней пластины, последовательность слоев внутри чешуй прямая. Внутренняя деформация отложений реализуется в виде интенсивного расланцевания, послынного течения и будинажа; внутрiformационная складчатость почти полностью отсутствует.

Описанная структура формируется в связи с тектоническим расслоением чехла. Процесс его срыва с протоуральского основания, обособления и дифференцированного смещения литопластин нарастал в восточном направлении. Вторым по значению уровнем тектонического отслоения была граница терригенной толщи (O_{2-3}) и мраморов (S). Именно вдоль этой границы происходило смещение вышележащих слоев, их расчленение на отдельные чешуи (литологический контроль). По мере увеличения сжатия начиналось структурное торошение обособившихся пластин. Отметим, что согласие в залегании пластин и слоистости предполагает субгоризонтальное положение срывов. Возникновение собственно Пайпудынской моноклинали связано с последующим смятием пакета пластин.

Орангская зона. Полоса развития пород орангской свиты, прослеживающаяся от правобережья р. Сось, где она слагает структурное основа-

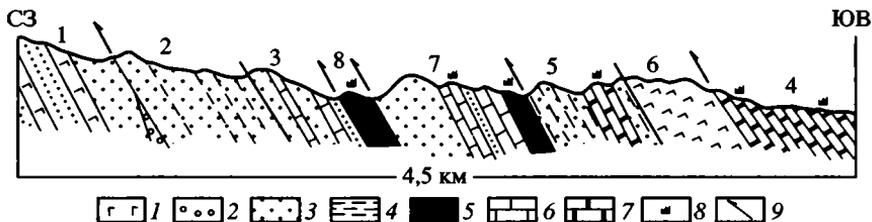


Рис. 1.12. Геологический профиль через восточное крыло Манитанырдской антиклинали

1 – диабазы, базальты; 2 – конгломераты; 3 – песчаники; 4 – алевролиты, глинистые сланцы; 5 – кремни, глинисто-кремнистые сланцы; 6 – известняки; 7 – мраморы; 8 – уровни сбора конодонтов; 9 – надвиги. Цифры на профиле: 1 – докембрий, 2 – малопайпудынская свита (O_1), 3 – щугорская свита (O_{2-3}), 4 – пайпудынская свита ($S-D_1$), 5 – D_{1-2e} , 6 – D_{2zv} (?), 7 – D_{3f} , 8 – D_{3fm}

ние офиолитового массива Рай-Из, и далее на север вплоть до Байдарцкой губы. Наши исследования проводились в бассейне верхнего течения р. Сось, а также по левобережью Большой Пайпудыны. Развитые здесь терригенные отложения выделяются как орангская свита, возраст которой считается ниже-среднеордовикским [Цимбалюк, 1973; Гессе и др., 1986]. Некоторые авторы относят ее к докембрию [Кондаин, 1992]. Наши данные позволили сделать вывод о позднедевонско-каменноугольном возрасте орангских отложений [Руженцев, Аристов, 1998; Аристов, Руженцев, 2000].

Наименее тектонически нарушенный разрез относительно слабо-метаморфизованных отложений, которые мы относим к “орангской свите”, расположен в верховьях ручья Войшор (правый приток р. Сось). В основании вскрытой части разреза здесь обнажается толща зеленовато-серых, серых, реже – фиолетовых глинистых сланцев и филлитизированных кварцевых алевролитов. Указанная толща выделяется как войшорская свита (видимая мощность около 350 м). Выше с постепенным переходом залегают: а) горизонт переслаивающихся серых, зеленовато-серых, фиолетовых филлитов, содержащих тонкие (1–5 см) прослой черных глинисто-кремнистых сланцев и фтанитов (конодонты *Palmatolepis rhomboidea* Sann., D_{3fm_1} ; 35–40 м); б) фтаниты, глинисто-кремнистые сланцы (конодонты *Palmatolepis gracilis gracilis* Br. et Mehl, *Pa. glabra pectinata* Ziegl., $D_{3fm_{1-2}}$; 40–50 м); в) черные, серые, глинистые, глинисто-кремнистые сланцы, с тонкими (до 5 см) пропластками серых кремнистых известняков (в средней части разреза конодонты *Palmatolepis minuta minuta* Br. et Mehl, *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. rugosa grossi* Ziegl., *Pa. gracilis sigmoidalis* Ziegl., $D_{3fm_{2-3}}$; до 150 м); г) граувакковый флиш (райизская свита, C_1 ; видимая мощность – несколько сотен метров [Салдин, 1993]). Отложения горизонтов “б” и “в” мы сопоставляем с няньворгинской свитой ($D_{3fm}-C_1t$). Отличительная особенность этого разреза – появление на относительно низком (визейском) уровне флиша.

Сходный разрез отложений, обычно относимых к орангской свите, описан в обрывах правого берега ручья Нырдовоменшор, где кремни-

стый горизонт, надстраивающий сланцевую толщу, содержит многочисленные конодонты среднего фамена, а залегающие выше глинисто-кремнистые сланцы – конодонты раннего карбона. Далее полоса этих отложений переходит на левый борт р. Соби. Довольно полно они представлены в месте слияния Соби с Большой Пайпудыной (в 0,5 км ниже железнодорожного моста, высота 288,6).

Район имеет сложную блоковую структуру. Поэтому составленный здесь разрез несколько условен. По нашим данным, он следующий (снизу вверх): а) кремни, глинисто-кремнистые сланцы с прослоями серых кремнистых известняков (конодонты: *Palmatolepis triangularis* Sann., *P. delicatula* Br. et Mehl, *Icriodus alternatus* Br. et Mehl, D_3fm_1 ; видимая мощность 80–90 м); б) черные аспидные сланцы, содержащие прослой (0,2–0,5 м) серых кремнистых известняков (конодонты: *Palmatolepis gracilis gracilis* Br. et Mehl, *P. gracilis sigmoidalis* Ziegl., *Polygnathus* sp., D_3fm_{2-3} ; видимая мощность до 300 м); в) толща рассланцованных зеленовато-серых кварц-плагиоклазовых песчаников (до 500–600 м).

Из района слияния Соби и Большой Пайпудыны отложения орангской свиты прослеживаются вдоль левого берега последней. Район не очень хорошо обнажен. Однако в многочисленных изолированных выходах (в том числе и в русловых обрывах) вскрыты фтаниты, кремнистые и глинистые сланцы, рассланцованные кварцевые и олигомиктовые алевролиты и песчаники. В междуречье ручьев Понпельшор и Ампельшор (левые притоки Большой Пайпудыны), в 1 км западнее высоты 421,0 из фтанитов выделены конодонты среднего карбона (*Streptognathodus* sp., *Gnathodus* sp.), а также многочисленные переотложенные конодонты фамена и нижнего карбона.

Вторая полоса сходных по составу отложений расположена северозападнее первой. Она протягивается от долины р. Малая Пайпудына к юго-западу, проходит севернее поселка Полярный и далее к западу вдоль железной дороги Елецкая–Лабытнанги. Указанные отложения облекают южную периклиналь Манитанырдской антиклинали. В структурном отношении это аллохтонная масса, расположенная между породами Манитанырд-Пайпудынской зоны (внизу) и Орангской (вверху). Рассматриваемые отложения считаются раннепалеозойскими [Гессе и др., 1986] и относятся к харбейшорской свите (O_{1-3}).

По нашим данным, их разрез может быть представлен в следующем виде (снизу вверх): а) темно-серые, зеленовато-серые, редко фиолетовые филлитизированные алевролиты и мелкозернистые, существенно кварцевые песчаники, глинисто-кремнистые сланцы, присутствуют прослой (до 1 м) зеленых туфосланцев (видимая мощность около 200–250 м); б) переслаивание черных фтанитов, серых перекристаллизованных радиоляритов, углеродистых глинисто-кремнистых сланцев. В районе высоты 381,0 (правобережье нижнего течения р. Малая Пайпудына) из радиоляритов выделены конодонты *Neopolygnathus communis* (Br. et Mehl), *Palmatolepis minuta minuta* Br. et Mehl, *P. gracilis gracilis* Br. et Mehl, *P. gracilis sigmoidalis* Ziegl., D_3fm ; 90–95 м); в) глинисто-кремнистые сланцы, кремнистые алевролиты (100–120 м); г) тонкое переслаивание темно-серых, черных глинистых сланцев, глинисто-кремни-

стых сланцев, рассланцованных алевролитов, в средней части толщи встречены тонкие (до 5–10 см) прослои фтанитов, из которых выделены конодонты *Idiognathodus* sp.?, *Gondolella* sp. (C₂₋₃), здесь же присутствуют переотложенные конодонты фамена, турне, визе и серпухова (до 300–350 м); д) серые среднезернистые олигомиктовые песчаники; в основании они четко слоистые (переслаивание с глинистыми сланцами), вверху – грубослоистые или массивные (видимая мощность 500–600 м).

Следовательно, кремнисто-терригенные отложения, относимые к нижнему палеозою (орангская, O₁₋₂, или харбейшорская, O₁₋₃, свиты) имеют позднедевонско-каменноугольный возраст. Следует сказать, что сейчас за одним исключением на территории Орангской зоны нет точек, где был бы доказан возраст орангских отложений древнее позднедевонского. Вопрос приобретает принципиальный характер, так как в некоторых работах (например [Шишкин, 1999]) высказывается мнение, что все наши сборы девонско-каменноугольных конодонтов сделаны из блоков кремней, не имеющих отношения к орангской свите.

В связи со сказанным особое значение приобретает район ручьев Карский и Машка-Шор (западные отроги хребта Ханмей-Хой). Именно здесь находится отмеченная точка с доказанными нижнепалеозойскими породами, и именно здесь наблюдается хорошо документированный контакт орангской свиты с подстилающими отложениями. Кроме того, этот район расположен не вдоль западной периферии Орангской зоны, как большинство рассмотренных ранее, а на восточном ее фланге.

В структурном отношении район представляет собой серию тектонических чешуй, падающих к юго-востоку. В их составе минимум четырежды повторяется одна и та же последовательность слоев. Как правило, это кварц-серицитовые сланцы, филлитизированные песчаники, кремнистые сланцы и другие породы, включающие редкие силлы и дайки диабазов. По-видимому, указанные чешуи возникли в результате разрыва опрокинутых к западу кливажных складок. Во всяком случае в пределах наиболее крупных чешуй удастся различить подвернутые и висячие крылья сжатых антиклиналей. Подвернутые крылья осложнены продольными взбросами, в висячих обычно развита сложная плейчатость.

Специально разрез обнаженных здесь отложений изучался нами в русловых обрывах ручьев Карский и Машка-Шор от места их слияния и далее вверх по течению (рис. 1.13). Разрез этот следующий:

1. Выше доломитовых мраморов и кварцитов намурюганской свиты (R₃) несогласно, с хорошо выраженным горизонтом базальных конгломератов (15–20 м) залегает толща переслаивающихся зеленовато-серых филлитизированных кварцевых песчаников и алевролитов, глинистых сланцев и желтовато-серых песчаных известняков. Последние в основном сосредоточены в нижней части разреза. Мощность 70–90 м.

2. Зеленовато-серые, серые, темно-серые, реже сиреневые филлитизированные алевролиты и песчаники, кварц-серицитовые сланцы, глинистые сланцы (до 300 м). В нижней части разреза присутствуют единичные прослои (0,2–0,5 м) известковистых песчаников.

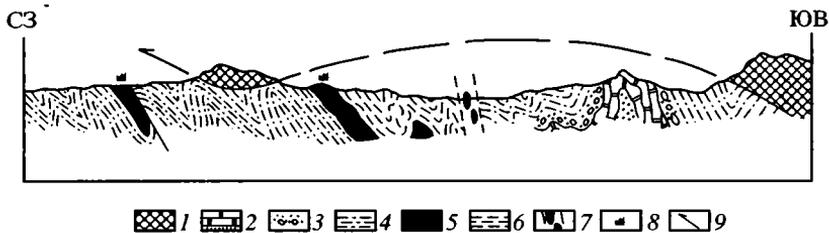


Рис. 1.13. Геологический профиль через Орангскую зону (ручей Карский)

1 – метаморфические породы харбейской серии; 2 – доломитовые мраморы, кварциты намурыганской свиты (R_3); 3 – базальный горизонт орангской свиты ($D_2?$); 4 – филлиты (D_{2-3}); 5 – глинисто-кремнистые сланцы, фтаниты (D_{3fm}); 6 – аспидные сланцы, филлиты (D_3-C_1); 7 – криноидные известняки (O); 8 – места сбора конодонтов; 9 – надвиги

3. Черные, темно-серые глинисто-кремнистые сланцы, углеродистые сланцы, фтаниты (конодонты *Palmatolepsis gracilis gracilis* Br. et Mehl, *Pa. minuta minuta* Br. et Mehl, *Pa. perlobata schindewolfi* Mull., *Pa. glabra pectinata* Ziegl., *Bispathodus* sp. (D_{3fm1-2} , 90–100 м). Переход со сланцами слоя 2 отчетливо постепенный.

4. Черные аспидные сланцы с прослоями глинисто-кремнистых сланцев и филлитизированных кремнистых алевролитов (до 250–270 м).

Юго-восточнее, в бассейне ручья Круговой, сланцевая толща 4 вверх по разрезу постепенно сменяется олигомиктовыми песчаниками, видимая мощность которых достигает минимум нескольких сотен метров. Описанный разрез в своей нижней части довольно точно соответствует такому по ручью Войшор, в верхней – разрезу малопапудынской полосы. Соответственно, возраст слоев 1 и 2 мы считаем дофаменским (скорее живетско-франским), 3 – фаменским, 4 – фаменско-каменноугольным.

В обрывах правого борта верхнего течения ручья Карский есть относительно узкий (около 30 м) задернованный участок, к которому приурочены развалы глыб черных криноидных известняков (наличие здесь коренных выходов, на наш взгляд, проблематично). Отсюда, по-видимому, происходят сборы криноидей, определенных В.С. Милициной как ордовикские. Нами из известняков были выделены ордовикские конодонты *Belodina* sp. и “*Oistodus*” sp. Совершенно очевидно, что известняки эти не находятся в разрезе орангской свиты, от пород которой резко отличаются в фациальном отношении и своим удивительно для этих мест свежим обликом. Если появление криноидных известняков не связано с ледниковым разносом, то можно предположить, что это сохранившиеся остатки нижнепалеозойского шельфового чехла манитаньрд-пайпудынского типа.

Таким образом, мы считаем, что отложения орангской свиты в основном имеют позднедевонско-каменноугольный возраст. Отличительной особенностью Орангской зоны является отсутствие (или почти полное отсутствие) отложений в стратиграфическом интервале ордовик–средний девон и трансгрессивное налегание верхнедевонских (возможно, частично живетских) отложений непосредственно на протоуральский фундамент. Иными словами, в предпозднедевонское время

Орангская, а также, по-видимому, Харбейская зона представляли собой поднятие, поставлявшее значительные объемы сиалического обломочного материала в пределы Манитанырд-Пайпудынской зоны.

Изменение характера разреза, выразившееся в смене шельфовых мелководных отложений батиальными, отражает общую трансгрессию моря в фамене. В это время, а также в раннем карбоне практически повсеместно (Лемвинская, Манитанырд-Пайпудынская, Орангская и, по-видимому, Харбейская зоны) накапливались более или менее однородные конденсированные кремнисто-глинистые илы (няньюргинские фации). Не случайно, именно в это время в пределах внутренних частей Елецкой зоны (Вайгачская подзона) также отлагались сравнительно глубоководные карбонатно-кремнисто-глинистые отложения (доманиковые фации).

Мы специально так детально остановились на обосновании возраста орангской свиты. Этот вопрос имеет ключевое значение для расшифровки структурных связей Лемвинской, Манитанырд-Пайпудынской и Орангской зон, а также их тектонической природы. Отложения орангской свиты некоторые исследователи [Дембовский, Беляков, 1979; Юдин, 1994] выделяют как Пайпудынский аллохтон. Последний ограничен снизу поверхностью крупноамплитудного Фронтального надвига. Считается, что он облекает с юга Манитанырдскую антиклиналь, которая в этом случае рассматривается как антиформное тектоническое полуокно. Пайпудынский аллохтон смыкается здесь с Нияюской синклиналью, в пределах которой обнажаются силурийско-девонские отложения харотской свиты. Далее эти отложения прослеживаются к югу на территории собственно Лемвинской впадины. Нияюская синклиналь считается фронтальным полуостанцом единого аллохтона, а Пайпудынская (Орангская – по нашей терминологии) масса – как его тыловая (корневая) часть (рис. 1.14).

Решающее значение для обоснования такой модели имеет вопрос: существуют ли в составе Пайпудынского (Орангского) аллохтона батиальные отложения ордовикского, силурийского и раннедевонского возрастов? По нашему мнению, они здесь по крайней мере не доказаны. Криноидные известняки ордовика (если считать, что они находятся *in situ*) как раз указывают на то, что объединение Лемвинской и Орангской зон невозможно.

В связи со сказанным мы рассматриваем всю Центрально-Уральскую мезазону как Харбейский протоуральский континентальный блок, ограничивающий с востока (в современных координатах) Лемвинский внутриконтинентальный прогиб. На территории этого блока с ордовика до эйфеля включительно формировалась терригенно-карбонатная шельфовая серия. Вопрос – накапливалась ли она только в пределах Манитанырд-Пайпудынской зоны или также в Орангской и Харбейской – остается открытым. Во всяком случае в предпозднедевонское время в восточной части Харбейского блока шельфовые отложения уже отсутствовали.

Как будет показано позднее, на рубеже среднего и позднего девона в связи с перестройкой структурного плана Палеоурала происходит становление единого глубоководного бассейна, для которого предлагается

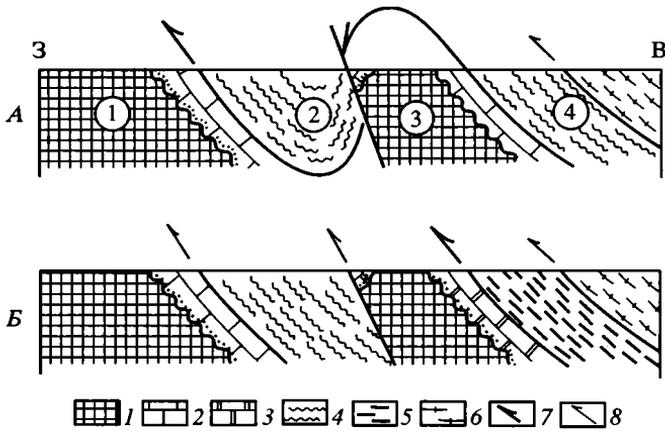


Рис. 1.14. Профили, иллюстрирующие две структурные модели западного склона Полярного Урала

А – модель Б.Я. Дембовского и Л.Н. Белякова [1979]; Б – модель, принятая в данной работе

1 – протоуральский фундамент; 2, 3 – шельфовый чехол: 2 – Елецкой зоны, 3 – Манитанырд-Пайпудынской зоны; 4, 5 – батиальная серия: 4 – Лемвинской зоны, 5 – Орангской зоны; 6 – метаморфические породы Харбейской зоны; 7 – Фронтальный надвиг; 8 – прочие надвиги. Цифры на профиле: 1 – Енганепэйская антиклиналь, 2 – Нянюкская синклиналь, 3 – Манитанырдская антиклиналь, 4 – Пайпудынский (Орангский) аллохтон

название Няньворгинский. В связи с общим углублением условий седиментации и трансгрессией моря уже в фамене и турне на территории Лемвинской, Манитанырд-Пайпудынской и Орангской зон формировалась однотипно построенная батиальная серия преимущественно кремнисто-глинистых осадков.

В заключение отметим следующие основные положения.

1. На территории Полярного Урала в ордовике–среднем девоне в области сочленения Восточно-Европейский континент–Палеоурал с запада на восток (в современных координатах) выделяются следующие основные палеотектонические элементы: погруженный край Тимано-Печорской плиты (Елецкий шельфовый бассейн)–Лемвинский внутриконтинентальный глубоководный прогиб–погруженный край Харбейского протоуральского блока (Манитанырд-Пайпудынский шельфовый бассейн)–приподнятая часть Харбейского блока (Орангская и Харбейская зоны).

2. В позднем девоне–карбоне здесь формируется единый Няньворгинский глубоководный прогиб (батиаль), охватывающий территорию Лемвинской, Манитанырд-Пайпудынской, Орангской и Харбейской зон.

3. Пайпудынский (Орангский) аллохтон не является тыловой частью Лемвинского. Это самостоятельный элемент покровной структуры западного склона Урала, дискордантно наложенный на структуры как Манитанырд-Пайпудынской, так и Лемвинской зон. На правобережье р. Собь он погружается под офиолиты массива Рай-Из. Далее к югу его выходы до сих пор не установлены.

МЕХАНИЗМ И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В предыдущих разделах было показано, что западный склон Полярного Урала представляет собой систему структур, в которых наблюдается четкая поперечная зональность, определяемая последовательной сменой характерных парагенезов разрывно-складчатых нарушений. Наиболее обстоятельно описание последних на территории Пай-Хоя, Полярного и Северного Урала дано в работах В.В. Юдина [1993, 1994]. Следует сказать, что приведенная в них характеристика морфологии как конкретных структур, так и их ансамблей достаточно типична для большинства краевых (передовых) прогибов.

Можно сослаться, например, на классические исследования Ч. Баттса, У. Бачера и Ф. Кинга по Аппалачам, в результате которых были разработаны многие структурно-морфологические и генетические аспекты формирования линейных структур области сочленения древних платформ и складчатых сооружений. В нашей стране этот вопрос детально был изучен на примере западного склона Южного Урала [Камалетдинов, 1974; Руженцев, 1976; Казанцев, 1984], на территории которого установлена закономерная смена складчато-надвиговых структур тектоническими покровами, амплитуда которых нарастает в восточном направлении.

Тектоническая структура Полярного Урала представляется следующим образом. Здесь расположены три системы (пакета) покровов (снизу вверх и с запада на восток): Западноуральская (включает складчато-надвиговые нарушения Предуральского прогиба и аллохтонные массы Елецкой и Лемвинской зон), Центральноуральская (тектонические покровы Манитаньрд-Пайпудынской, Орангской и Харбейской зон) и Восточноуральская (включая офиолитовые аллохтоны). В этом разделе рассматриваются только структуры первых двух систем.

Западноуральская система характеризуется достаточно пестрым набором нарушений. Так, во Внешней зоне Косью-Роговской впадины присутствуют валобразные антиклинали, осложненные малоамплитудными надвигами и взбросами. Их разделяют широкие, с плоскими днищами синклинали, в пределах которых слои практически не деформированы. Во Внутренней зоне развиты гребневидные, близкие к концентрическим, складки, морфологически сходные с таковыми во Внешней. Однако они более или менее равномерно насыщают весь объем деформируемых толщ.

Соответственно здесь шире представлены осложняющие надвиги, вследствие чего местами структура приобретает чешуйчатый вид. Голломорфная складчатость с преобладанием подобных структур продольного изгиба характерна для Елецкой и Лемвинской зон, причем последней присущи большее морфологическое разнообразие нарушений, широкое развитие процессов филлитизации и кливажного смятия. Различия в морфологических особенностях структур обеих зон связаны в первую очередь с их тектонической позицией: Лемвинский аллохтон распо-

ложен выше, подвергся более интенсивной, длительной и сложной деформации. Кроме того, важную роль играют состав и строение толщ (литоконтроль). Кремнисто-сланцевые серии лемвинского типа давали более разнообразные и хаотичные формы дислокаций.

В широком понимании Западноуральская система представляет собой “черепитчатую” структуру, пластины которой более или менее полого погружаются к востоку. В основном это покровы чехла, стратиграфический объем отложений которых определяется уровнем базального отслоения (срыва). Для Предуральского прогиба это – граница ордовика и силура (Главный Приуральский надвиг В.В. Юдина), для Западно-Уральской мегазоны – раздел протоуральское основание–чехол (Главный Западноуральский и Фронтальный надвиги). Общая последовательность пластин дивертикуляционная: верхние пластины образованы более древними отложениями. Для Внешней зоны Косью-Роговской впадины это силурийско-верхнепермские (для Коротайхинской впадины – силурийско-триасовые) отложения, Внутренней зоны – силурийско-нижнепермские, Елецкой – кембрийско-нижнепермские, Западно-Лемвинской подзоны – кембрийско-нижнепермские, Центрально-Лемвинской и Грубешорской – кембрийско-верхнедевонские и Восточно-Лемвинской – кембрийско-силурийские отложения.

В целом сходная структура наблюдается и для Центральноуральской покровной системы. Уровень базального срыва в пределах восточной части Манитанырд-Пайпудынской зоны – граница протоуральский фундамент–чехол, в Орангской зоне плоскость срыва, по-видимому, смещается в пределы фундамента, а на территории Харбейской зоны докембрийские породы фундамента слагают уже обширную аллохтонную массу, шарьированную на верхнедевонские отложения Пайпудынского (Орангского) аллохтона. Соответственно структуры Манитанырд-Пайпудынской зоны являются типично чехольными, Орангской – чехольными лишь на западе (во фронтальной части), Харбейской – покровами основания.

Изменение морфологии покровно-складчатых нарушений вкрест простиранья зон также имеет определенную тенденцию. На западе (Манитанырд-Пайпудынская зона) тектонический срыв чехла сопровождался расчленением палеозойской толщи на серию субгоризонтальных пластин, внутренняя деформированность которых незначительна, а амплитуда относительных перемещений невелика. Гораздо сложнее смяты отложения орангской свиты. Они образуют несколько чешуй, в пределах которых слои смяты в серию сложных, опрокинутых к западу складок. И, наконец, на востоке, в пределах Харбейского аллохтона, откартированы лежащие складки, расчлененные на пластины, смятые в складки второй генерации. В этом плане структуры Харбейского аллохтона сопоставимы с таковыми восточной части Лемвинского аллохтона.

Таким образом, тектоническая структура западного склона Полярного Урала представляет собой многоярусную систему тектонических покровов, погружающихся к востоку под офиолитовые аллохтоны восточного его склона. Основные ее характеристики сводятся к следующему:

1. Закономерное изменение морфологии структур от относительно простых на западе до гораздо более сложных, многофазовых, на востоке;

2. Увеличение в этом же направлении напряженности деформаций, выражающейся в увеличении числа разрывов, их амплитуд и появлении зон интенсивного расщепления и течения;

3. Изменение глубинности базального срыва от внутричехольного на западе до проявленного в фундаменте на востоке, с чем связано выведение на поверхность все более глубинных аллохтонных масс (смена покровов чехла покровами основания).

Формирование покровно-складчатой структуры Урала обусловлено процессами горизонтального сжатия, реализуемого в виде регионального поддвига края Восточно-Европейской платформы под палеоуральские комплексы. В структурно-геологическом плане эта концепция была разработана одним из авторов настоящей работы [Руженцев, 1972, 1976] на примере Южного Урала. В общем виде она представлена А.С. Перфильевым [1979] в виде дивергентной системы, сформированной в результате двустороннего поддвига сиалических масс Восточно-Европейского и Казахстанского континентов под Палеоурал. Все эти работы базировались на геологических материалах. Появившиеся сейчас геофизические данные (в том числе данные сейсмического зондирования, проведенного разными методами и разными коллективами) в целом подтвердили такую схему.

Применительно к Полярному Уралу, по-видимому, первая геолого-геофизическая модель, основанная преимущественно на гравиметрических материалах, была опубликована Л.Н. Беляковым и др. [1984], показавшими, что фундамент Восточно-Европейской платформы прослеживается под складчатыми сооружениями не только западного, но и восточного склона, где подстилает тектоническую пластину офиолитов. Мощность последней оценивается примерно в 6–8 км.

Сходный геолого-геофизический профиль предложен В.В. Юдиным [1994], на нем показано общее погружение структур западного склона Урала к востоку, их тектоническое сгущивание перед фронтом Главного Уральского надвига и совпадение максимума такого сгущивания с максимальным утолщением коры. Мощность коры под Пай-Хоем равна 45–46 км, под Полярным Уралом – 47–48 км, что на 10–12 км больше толщины коры Тимано-Печорской плиты [Сейсмические модели..., 1980]. Характерна асимметрия корня. Его западный склон более пологий по сравнению с восточным. Это позволяет считать, что погружение границы Мохоровичича на восток связано с погружением коры Тимано-Печорской плиты под литостатической нагрузкой аллохтонных масс [Соборнов, 1996].

Внутренняя структура коры Полярного и Приполярного Урала сложна. Она характеризуется субгоризонтальной расслоенностью с инверсиями скоростей. Так, в интервале глубин 10–25 км выделяется линза с физическими параметрами, не характерными для таких глубин. Она интерпретируется как пластина серпентинизированных перидотитов или основных пород. На глубинах 25–40 км кора плиты прослеживает-

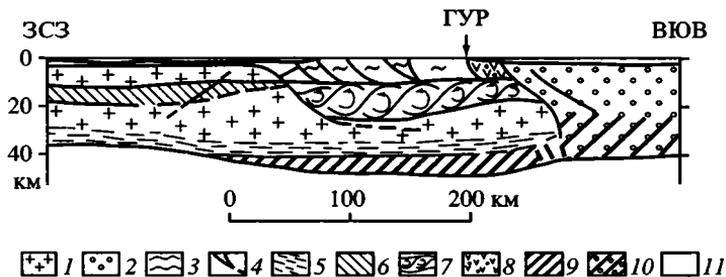


Рис. 1.15. Структурный профиль Приполярного Урала (по: [Костюченко и др., 1998])

1 – кора Тимано-Печорской плиты; 2 – кора Западно-Сибирской плиты; 3 – дислоцированные отложения палеоконтинентального склона; 4 – разломы; 5 – зоны тектонического расщепления; 6 – зоны физических инверсий; 7 – вращение горных масс в системе S-образных разрывных нарушений; 8 – вулканогенно-осадочные породы Тагило-Магнитогорской зоны; 9, 10 – палеоокеанические комплексы: 9 – под корой Тимано-Печорской плиты, 10 – под корой Западно-Сибирской плиты; 11 – чехол. ГУР – Главный Уральский разлом

ся под Уралом до уступа в кровле мантии на границе с Западно-Сибирской плитой (рис. 1.15). Верхний ее контакт совпадает с подошвой отмеченной выше линзы высокоплотных пород, нижний – приурочен к зоне тектонической расслоенности, отделяющей кору Тимано-Печорской плиты от толщи пород (до 10 км), которые интерпретируются как палеоокеанические образования, субдцировавшие в среднем палеозое с востока [Костюченко и др., 1998].

Важным элементом глубинной структуры Полярного Урала является зона разломов, круто падающих к востоку и разграничивающих кору Урала и Западно-Сибирской плиты. По ней кора последней взброшена относительно уральской, а та, в свою очередь, относительно тимано-печорской.

В значительной степени такая схема сопоставима с моделью глубинного строения (Moho imbrication model [Juhlin et al., 1995]), предложенной для Северного Урала. Здесь также предполагается значительный взброс блока уральской коры и существование в ее основании линзы переработанных меланократовых пород зоны перехода верхняя мантия-кора.

Несмотря на значительные расхождения в интерпретации геофизических данных, сейчас в общем виде сформулированы представления, согласно которым кора Восточно-Европейской платформы (включая Тимано-Печорскую плиту) прослежена не только под западным, но и под восточным склоном Полярного Урала. Ее пододвигание к востоку (в современных координатах) сопровождалось структурным расслоением, возникновением серии сорванных аллохтонных масс, амплитуда которых оценивается не менее, чем в 150 км, их тектоническим скучиванием и, как следствие, образованием асимметричного корня.

Остановимся на механизме образования покровно-складчатой структуры западного склона Полярного Урала. Есть несколько фундамен-

тальных положений, определяющих параметры моделей формирования таких структур (в том числе и Полярного Урала). Вкратце они сводятся к следующему [Руженцев, 1971, 1972]:

1. Типовой структурой здесь является фронтальный надвиг – тыловой срыв. Это элементарный (эмбриональный) структурно-динамический парагенез, который конкретно выражается в появлении гребневидных антиклиналей продольного изгиба с фронтальным надвигом в подвернутом крыле. Такие надвиги в тыловой части складки трансформируются в послыйный срыв, пространственно приуроченный к “ослабленным” горизонтам (пластичные породы, граница раздела контрастных в литологическом отношении толщ, поверхности несогласий и т.д.). Специально отметим, что в подавляющем большинстве случаев фронтальный надвиг структурно не компенсируется тыловым раздвигом.

2. Базальный срыв. По сути дела формирование любых покровно-складчатых нарушений начинается с обособления некоторой сорванной массы. Как было показано на многочисленных примерах (Предальпийский прогиб, Южные Аппалачи, Южный Урал), базальный срыв представляет собой ступенчатую структуру, переходящую с одного уровня на другой и погружающуюся при этом по направлению к внутренним частям складчатого сооружения. Крутые отрезки такой системы, часто совпадающие с конседиментационными разломами, в процессе нарастающего сжатия трансформировались (регенерировались) в дополнительные надвиги, что приводило к расчленению сорванных масс на отдельные, как правило, обладающие “фациальной определенностью” аллохтоны. Ступенчато-наклонная морфология базального срыва обуславливала выведение наверх все более древних толщ (дивертикуляционная последовательность). Ступенчатое расположение аллохтонов отражает ступенчатую форму базального срыва.

3. Тектоническое расслоение сорванных масс. В процессе нарастающего сжатия обособившиеся аллохтонные массы не остаются монолитными. Они распадаются на серию пластин второго и более мелких порядков, автономно деформируются, образуя ярусные дисгармоничные нарушения. Структурная дисгармония является характернейшей чертой большинства покровно-складчатых систем. Во многом деформационная дисгармония определяется литологическим контролем: сложно построенные толщи дают набор морфологически более пестрых нарушений.

4. Уже давно было подмечено, что напряженность покровно-складчатых структур обычно нарастает по направлению к внутренним частям складчатого сооружения. Это выражается и в разнообразии структурных форм, амплитудах, степени насыщения ими деформируемых объемов, в широком проявлении процессов динамометаморфизма и т.д. Теснейшим образом с этой проблемой связана проблема “корневых зон”. Еще в начале прошлого столетия на примере ряда гельветских покровов Альп было показано (А. Гейм, М. Люжон и др.), что в тыловых частях таких покровов расположены узкие “грабен-синклинали”, представляющие собой систему продольных крутопадающих клиньев, поро-

ды в пределах которых подверглись максимальному динамометаморфизму.

Подобного рода структуры, установленные для большинства альпийских покровов, получили название “корневых зон”, или “альпийских линий” (для них доказана значительная сдвиговая составляющая). Такие нарушения рассматриваются как зоны максимальных градиентов сокращения первоначальной ширины деформируемых толщ, возникающие на последних этапах складчатости, когда степень смятия толщ достигает своего предела. Появление “корневых зон” в осевых частях складчатых сооружений указывает на то, что именно здесь в основном максимально реализуется сжатие.

Перечисленные положения позволяют обосновать следующий механизм образования покровно-складчатой структуры западного склона Полярного Урала. Формирование структуры складчатых зон региона обусловлено процессами горизонтального сжатия, которое конкретно реализовывалось в форме регионального поддвига фундамента Тимано-Печорской плиты под уральские комплексы. На глубинных уровнях это выразилось в появлении системы фронтальной скол-тыловой срыв. В поверхностных условиях возникали складки продольного изгиба, отражавшие дисгармоничное коробление смещавшихся толщ. Обособившаяся в результате базального срыва масса в процессе шарьирования распадалась на отдельные аллохтоны, которые сами затем деформировались автономно. Ступенчатое расположение аллохтонов отражает ступенчатую форму базального срыва. В этом смысле характерно появление в кровле центральноуральского покровного пакета Харбейского аллохтона, сложенного в основном докембрийскими породами протоуральского фундамента.

Гравитационно-оползневой механизм шарьирования не может объяснить многих особенностей структуры западного склона Урала (см., например, [Руженцев, 1976; Юдин, 1983]). Сейчас этот вопрос утратил свою актуальность. Вместе с тем мы считаем, что такой процесс сыграл определенную роль, особенно на ранних этапах становления покровно-складчатой структуры Урала. По-видимому, с ним связано возникновение серии лежачих и ныряющих покровных складок Лемвинской зоны.

Вопрос о времени образования покровно-складчатых структур западного склона Урала затрагивался многими авторами. Обзор проблемы дан В.В. Юдиным [1994]. В основном используются четыре метода анализа временных рамок формирования нарушений: 1) изучение угловых и стратиграфических несогласий; 2) анализ возраста орогенных комплексов; 3) определение абсолютного возраста синдеформационных минеральных образований; 4) анализ структурных парагенезов. В результате комплексного использования этих методов был обоснован вывод: происходит устойчивое омоложение покровно-складчатых структур западного склона Полярного Урала и Пай-Хоя к западу, в сторону Предуральского прогиба.

В этом разделе детально мы не рассматриваем возраст деформаций вулканогенных зон восточного склона Полярного Урала. Отметим только, что, по данным А.А. Савельева и С.Г. Самыгина [1979], с позд-

него ордовика в краевых частях Уральского палеоокеана появляется система сопряженных поднятий и прогибов, развивавшихся в условиях горизонтального сжатия. В это время здесь проявились высокотемпературные деформации, отражающие начало тектонического выведения глубинных масс в верхние горизонты коры.

В силуре и раннем девоне деформационные процессы захватили континентальные окраины. По-видимому, в это время оформилось Харбейское поднятие, определившее внешний край шельфовой зоны. Оно испытывает дробление с образованием системы сколов, зон бластомилонитизации и рассланцевания. Этот процесс прервался в позднем девоне, когда в связи с установлением геодинамического режима растяжения возник Няньворгинский глубоководный бассейн, заполнявшийся конденсированными глинисто-кремнистыми осадками. Новый этап сжатия начинается вдоль края Восточно-Европейского континента в визейское время (формирование грауваккового флиша райизской свиты). Именно с визе и до позднего карбона включительно возраст орогенных формаций закономерно омолаживается с востока на запад, что отражает продвижение складчатости к западу. Во Внешней зоне краевого прогиба складчатость закончилась не раньше конца триаса.

Глава 2

ОФИОЛИТОВЫЕ ЗОНЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Палеоокеанический сегмент Полярного Урала выделяется как Восточно-Уральская мегазона, которая включает следующие зоны (рис. 2.1):

1. Салатимскую, представленную узкой полосой тектонических чешуй, образованных рассланцованными вулканитами, глинисто-кремнистыми сланцами, алевролитами, испытавшими зеленосланцевый и глаукофановый метаморфизм; встречаются многочисленные мелкие тела серпентинитов.

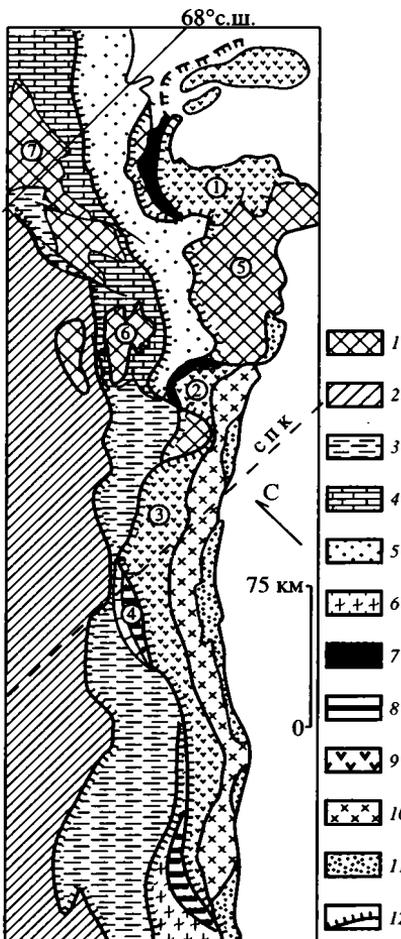
2. Наунтин-Нырдовоменшорскую – пластины диабазов, базальтов, эффузивов, глинисто-кремнистых сланцев и фтанитов верхнего девона–карбона; в основании присутствуют мощные линзы серпентинитового меланжа; породы зоны слагают основание массивов Сым-Кеу и Рай-Из.

3. Хардьюсскую (Западно-Тагильскую) – более или менее тектонические “линзы”, сложенные габбро-норитами, оливинным габбро,

Рис. 2.1. Схема тектонической зональности Восточно-Уральской мегазоны

1 – выступы протоуральского основания; 2–5 – зоны: 2 – Елецкая, 3 – Лемвинская, 4 – Манитаньрд-Пайпудынская, 5 – Орангская; 6–11 – Восточно-Уральская мегазона. Зоны (6–9): 6 – Салатимская, 7 – Наунтин-Нырдовоменшорская, 8 – Хардьюсская (Западно-Тагильская), 9 – Сьумкеу-Паерская; 10, 11 – Войкарский (Малоуральский) вулканоплутонический пояс: 10 – гранитоиды, 11 – вулканиты; 12 – надвиг

Цифры на схеме: 1–4 – ультрабазит-базитовые массивы: 1 – Сым-Кеу, 2 – Рай-Из, 3 – Войкаро-Сыньинский, 4 – Хардьюсский; 5–7 – выступы фундамента: 5 – Харбейский, 6 – Манитаньрдский, 7 – Оченьрдский



верлитами, клинопироксенитами и троктолитами, часто преобразованными в кристаллосланцы, габбро-амфиболитами, амфиболитами;

4. Сьумкеу-Паерскую, соответствующую основным офиолитовым аллохтонам Полярного Урала (верхние тектонические пластины массивов Сьум-Кеу, Рай-Из и Войкаро-Сыньинского);

Образования зон слагают систему тектонических покровов, шарьированных на край Восточно-Европейского континента. Основную массу покровного пакета составляют гигантские офиолитовые пластины Сьумкеу-Паерской зоны. Местами они полностью перекрывают образования трех первых зон, которые, как правило, сильно тектонизированы, распространены фрагментарно и формируют серию тектонических “линз” перед фронтом и в подошве офиолитовых аллохтонов.

Авторами подробно изучались внутреннее строение и структурное положение комплексов, слагающих Наунтин-Нырдовоменшорскую и Сьумкеу-Паерскую зоны.

НАУНТИН-НЫРДВОМЕНШОРСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА

В основании офиолитовых массивов Сьум-Кеу и Рай-Из расположены серпентинитовые меланжи, включающие блоки перидотитов, габбро, амфиболитов, более или менее метаморфизованных диабазов, базальтов, глинисто-кремнистых сланцев, основных эпикластов, редко мраморов. Считалось, что они имеют ордовикский возраст [Афанасьев, 1990; Гессе и др., 1986]. Нашими работами показано, что возраст вулканогенно-осадочных отложений меланжа позднедевонско-раннекаменноугольный [Руженцев и др., 1999; Аристов, Руженцев, 2000]. Учитывая, что возраст массивных офиолитов, структурно перекрывающих меланж, позднесилурийский-раннедевонский (Сьум-Кеу) или раннедевонский (Рай-Из и Войкарский), последний рассматривается нами в качестве самостоятельного тектонического элемента и выделяется как Наунтин-Нырдовоменшорская (или Наунтинская) зона (рис. 2.2) [Руженцев, Аристов, 1998].

Образования Наунтинской зоны в основании массива Сьум-Кеу соответствуют меланжированному нижнему офиолитовому аллохтону, состоящему из нескольких тектонических пластин (рис. 2.3). Их последовательность изучалась нами в хребте Наунтин-Пэ (снизу вверх):

1. Пластина гарцбургитов (до 3 км), надвинутая на амфиболиты и зеленые сланцы, относимые к докембрийским породам Харбейской зоны Центрального Урала.

2. Серпентинитовый меланж, включающий вытянутые согласно с общим простираем структуры блоки габбро, габбро-амфиболитов, амфиболитов, рассланцованных базальтов и диабазов.

3. Рассланцованные вплоть до зеленых сланцев спилиты и диабазы, пироксеновые порфириты (до 800 м); в верхней части разреза единичные линзы (будины?) кварцитовидных кремнистых пород (0,3–0,5 м) и пласт (0,5 м) светло-серых мраморов, из которых выделены фрагменты конодонтов *Polygnathus* или *Siphonodella* (D_3-C_{1t} ?) [Руженцев, Аристов, 1998].

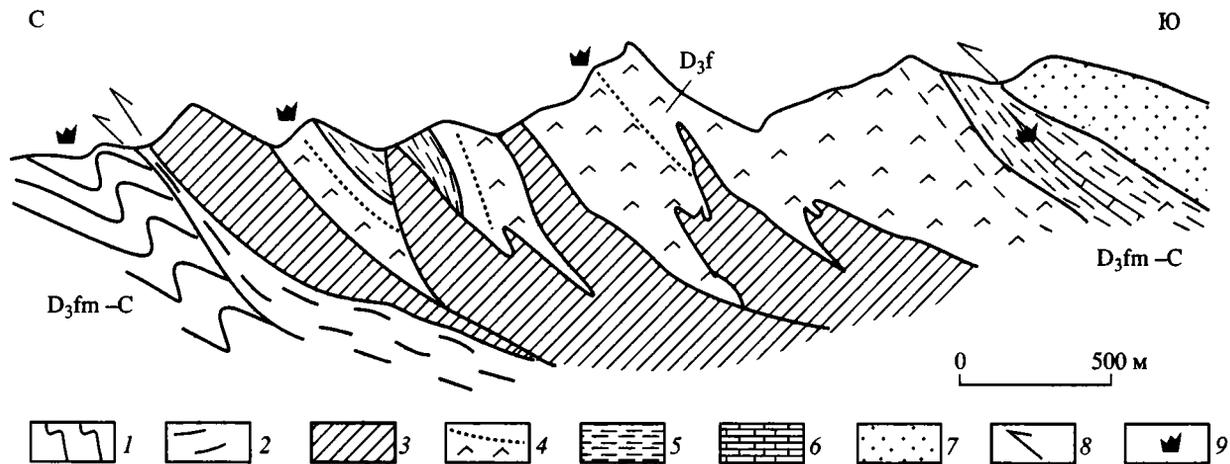


Рис. 2.2. Геологический профиль через Нырдуоменшорский офиолитовый аллохтон (долина ручья Нырдуоменшор)
 1 – кремнистые сланцы, фтаниты орангской свиты (D₃fm-C); 2 – кристаллосланцы харьбейской серии (R); 3-6 – Нырдуоменшорский аллохтон: 3 – серпентинитовый меланж, 4 – диабазы, базальты, прослон фтанитов и кремнистых туффитов (D₂zv?-D₃f), 5 – тефротурбидиты, кремни (D₃fm), 6 – известняки (D₃fm); 7 – гарцбургиты, дуниты Райизского аллохтона; 8 – надвиги; 9 – уровни сбора конодонтов

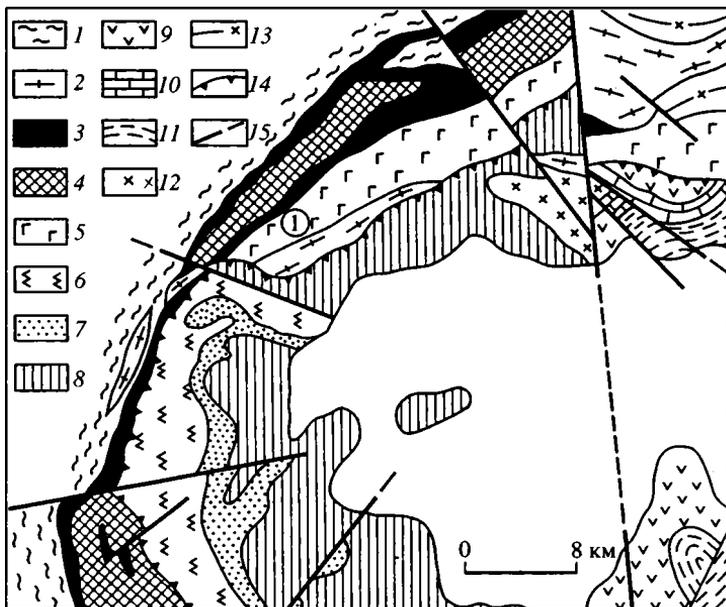


Рис. 2.3. Геологическая схема северо-западной части массива Сьум-Кей (по А.К. Афанасьеву [1990], с добавлением авторов)

1, 2 – автохтон: 1 – метаморфические породы харбейской серии, 2 – амфиболиты, габбро-амфиболиты; 3–5 – Наунтинский аллохтон: 3 – серпентиниты, меланж, 4 – гарцбургиты (“недифференцированный” тип разреза), 5 – базальты, фтанитоиды, кремнистые сланцы, известняки (D_3-C_1 ?); 6–11 – Щучинский (Сьумкеуский) аллохтон (“дифференцированный” тип разреза): 6 – дуниты, гарцбургиты, 7 – дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс, 8 – габброиды, 9 – дифференцированные вулканиты (S_2-D_2), 10 – известняки (S_2-D_2), 11 – флиш (D_3-C_2); 12, 13 – тоналиты массивные (12) и разнгейсованные (13); 14 – надвиг, разделяющий Наунтинский и Щучинский аллохтоны; 15 – сбросы. Цифра 1 на схеме – горы Наунтин-Пэ

4. С постепенным переходом выше залегает толща (до 400 м) рассланцованных зеленовато-серых, серых основных эпикластов; встречаются единичные потоки (до 5 м) рассланцованных спилитов, прослой глинистых сланцев.

5. Глинисто-кремнистые, углисто-кремнистые (графитистые) сланцы, микрокварциты (фтаниты?), апоэпикластовые сланцы (до 200–250 м).

6. Водораздельную часть хребта слагают зеленовато-серые, редко лиловые, массивные, местами подушечные спилиты, содержащие многочисленные силлы диабазов и габбро-диабазов (до 500–600 м); местами единичные прослой графитистых сланцев и черных микрокварцитов.

Породы слоя 3 имеют, по-видимому, позднедевонско-турнейский возраст. Соответственно эпикласты и глинисто-кремнистые сланцы (слои 4 и 5) мы считаем каменноугольными. Возраст спилитов (слой 6) не установлен.

Контакт между толщами 3–5 постепенный, 5 и 6 – тектонический. Весь разрез насыщен тонкими просечками серпентинитов. Рассмотрен-

ные отложения тектонически перекрыты мощной офиолитовой пластиной, образующей ядро Щучинской (Сыумкеуской) синформы (см. рис. 2.3). Указанная пластина, выделяемая как Щучинский аллохтон, соответствует “дифференцированному” офиолитовому комплексу А.К. Афанасьева [1990]. Он представлен мощной, разделенной серией срывов на отдельные чешии массой, верхняя часть которой образована дифференцированными вулканитами островодужного типа с известняками (S_2-D_2) и флишем (D_3-C).

Таким образом, Наунтинский офиолитовый аллохтон включает вулканогенно-осадочную серию более молодую, чем перекрывающие ее отложения Щучинского аллохтона.

В основании массива Рай-Из серпентинитовый меланж занимает структурное положение, аналогичное таковому в Сыум-Кеу, вследствие чего они рассматриваются в составе единой структурно-формационной зоны (см. рис. 2.1). Нижний тектонический элемент Рай-Иза выделяется нами как Нырдовоменшорский аллохтон. Он залегает на метаморфических породах харбейской серии и перекрыт массивными ультрабазитами Райизского аллохтона (см. рис. 2.2). Наиболее полный его разрез составлен нами вдоль ручьев Нырдовоменшор и Нефритовый (снизу вверх):

1. Кремни и глинисто-кремнистые сланцы, кремнистые алевролиты няньворгинской или нижней части орангской свит (многочисленные конодонты, $D_3fm_2-C_2$, [Аристов, Руженцев, 2000]).

2. Кварц-слюдяные сланцы, кварциты, рассланцованные кварцевые порфиры харбейской серии (R).

3. Серпентинитовый меланж (0–350 м); серпентинитовые сланцы включают блоки подстилающих пород, а также гарцбургитов, дунитов, пироксенитов, габбро-амфиболитов, габбро-диабазов, спилитов.

4. Толща зеленовато-серых афировых базальтов (до 1000 м); чаще это пиллоу-лавы и аквабрекчи, реже массивные потоки. Нижняя часть разреза (300–400 м) почти целиком состоит из диабазовых силлов. Осадочные прослои встречаются крайне редко и представлены кремнистыми сланцами и кремнистыми туффитами. В средней части толщи из линзы кремней выделен конодонт *Ozarkodina cf. sappemanni* Bisch. et Ziegl. ($D_2zv_2-D_3f_1$). Выше по разрезу (южный склон горы Скальной) из сантиметровой кремнистой оторочки базальтовой подушки выделены конодонты *Palmatolepis transitans* Mull., *P. subrecta* Mill. et Youngq., *Ancyrodella cf. rotundiloba* (Bryant), *Mesotaxis asymmetricus* (Bisch. et Ziegl.), *Polygnathus webbi* Stauf., *P. decorosus* Stauf. (D_3f_1).

5. Зеленовато-серые основные тефротурбидиты (60–70 м).

6. Переслаивание пестроцветных тефротурбидитов, фиолетовых алевропелитов (до 90–100 м); присутствуют прослои литических базальтовых туфов и редкие потоки (до 1 м) плагипорфиритов.

7. Переслаивание кремнистых алевролитов, глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, известняков, фтанитов (70–80 м). Из фтанитов выделены конодонты *Palmatolepis rhomboidea* Sann., *P. crepida* Sann., *P. subperlobata* Br. et Mehl, *P. minuta minuta* Br. et Mehl, *P. minuta loba* Helms и др. (D_3fm_1).

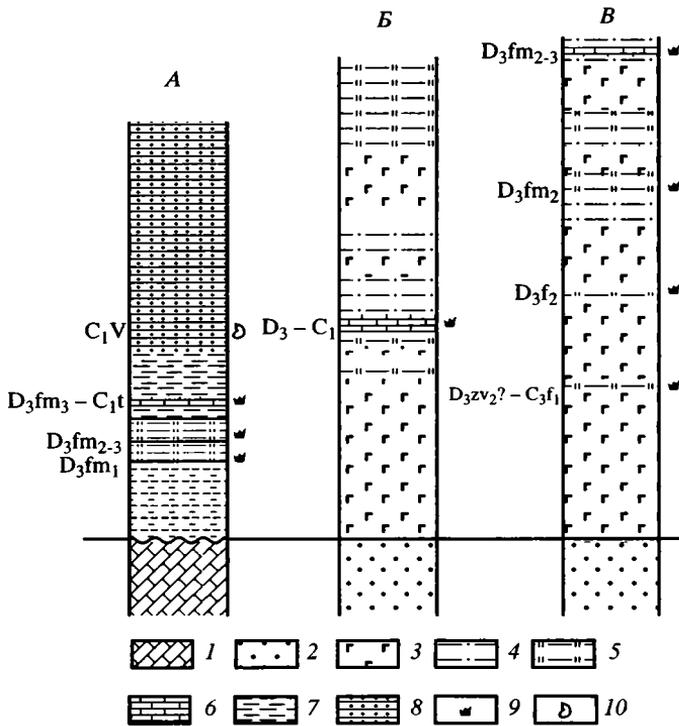


Рис. 2.4. Сопоставление разрезов Орангской (А) и Наунтинской (Б – Наунтинский и В – Нырдовоменшорский офиолитовые аллохтоны)

1 – доломиты, кварциты (РЄ); 2 – серпентинитовый меланж; 3 – диабазы, базальты; 4 – эпикласты; 5 – кремнистые сланцы, фтаниты; 6 – известняки; 7 – глинистые сланцы, филлитизированные алевролиты; 8 – песчаники; 9, 10 – уровни сбора: конодонтов (9) и фораминифер (10)

8. Тефротурбидиты, кремнистые сланцы, известняки (конодонты: *Palmatolepis gracilis gracilis* Br. et Mehl, *P. gracilis sigmoidalis* Ziegl., *P. minuta minuta* Br. et Mehl (D_3fm_2). Мощность до 110–120 м.

Слои 4–8 связаны постепенным переходом, насыщены многочисленными серпентинитовыми просечками. Базальты слоя 4 в основном относятся к нижнему франу, слой 5 и 6 по положению в разрезе, по-видимому, являются верхнефранскими, 7 и 8 – фаменскими.

Намечаются как определенные черты сходства, так и различия в разрезах Наунтинских и Нырдовоменшорских аллохтонов. Оба разреза построены однотипно (рис. 2.4): нижние части слагаются массивными базальтами, верхние – вулканогенно-осадочными сериями. Очевидно, что базальты в основном имеют позднедевонский возраст. Возраст вулканогенно-кремнистой серии Нырдовоменшорского аллохтона фаменский, Наунтинского – каменноугольный. Не исключено, что это различие связано с неполнотой фактического материала. Возможно и другое объяс-

нение. Офиолитовые аллохтоны Рай-Иза стали выдвигаться в область размыва в раннем карбоне (Фронтальный граувакковый флиш райизской свиты начал формироваться в визейское время). Этот процесс в районе Сыум-Кеу начался только в позднем карбоне, что и определило более молодой возраст вулканогенно-осадочной части его разреза.

Формирование Наунтин-Нырдовоменшорской зоны связано с новым этапом развития Полярного Урала, начавшимся на рубеже среднего и позднего девона (возможно, уже в живете). Выделение верхнедевонско-каменноугольных офиолитов позволяет предположить, что на стыке Восточно-Европейского континента и примыкавшей к нему среднепалеозойской (каледонской) аккреционной системы Палеоурала возник новообразованный океанический бассейн, для которого предложено название Урало-Арктический [Руженцев, Диденко, 1998]. Его становление сопровождалось излиянием значительных объемов позднедевонских слабодифференцированных толеитовых базальтов.

Параллельно происходило формирование Восточно-Европейской пассивной континентальной окраины. На территории Елецкого шельфа продолжали накапливаться карбонатные осадки. В Лемвинской зоне и на территории Центрально-Уральской мегазоны формировались глинисто-кремнистые, реже карбонатно-глинисто-кремнистые осадки няньворгинской, яйюской и орангской свит. Смена шельфовых отложений (S–D₂) в Манитаньрд-Пайпудынской и Орангской зонах батинальными (D₃–C) хорошо коррелируется с появлением соответствующих офиолитов (см. рис. 2.4). По сути дела, начиная с франского и вплоть до турнейского века включительно, все эти зоны могут рассматриваться как элементы Восточно-Европейского континентального склона (Няньворгинский глубоководный прогиб).

СЫУМКЕУ-ПАЕРСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА

Сыумкеу-Паерская зона слагается гигантскими офиолитовыми аллохтонами Полярного Урала: Сыум-Кеу, Рай-Из и Войкаро-Сыннинским (см. рис. 2.1). Офиолитовые ассоциации характеризует полный набор комплексов: дунит-гарцбургитовый, полосчатый, габбровый, диабазовый и тоналит-плаггиогранитный, эффузивно-осадочный. Изучением этих пород занималось большое количество исследователей [Добрецов, 1974; Петрология и метаморфизм..., 1977; Савельев, Савельева, 1977; Путеводитель..., 1978; Перфильев, 1979; Савельев, Самыгин, 1979; Пучков, 1979, 1993, 1997; Буякайте и др., 1983; История развития..., 1984; Язева, Бочкарев, 1984; Савельева, 1987; и др.].

Имеющийся материал убедительно показывает, что Уральский складчатый пояс возник в результате развития палеоокеанического бассейна. В то же время, несмотря на многочисленные публикации, посвященные Уральскому палеоокеану, многие вопросы остаются недостаточно рассмотренными. В частности, следует отметить, что исследование с использованием палеомагнитных методов на Полярном Урале до последнего времени практически не велось. Известны лишь опреде-

ления Н.Ф. Данукалова и А.Н. Храмова для Лемвинской и Елецкой зон [Палеомагнитные направления..., 1984].

Массив Сьум-Кеу. Офиолиты массива Сьум-Кеу представлены ультрабазитовыми тектонитами (дунит-гарцбургитовый комплекс), которые структурно перекрыты габбровым (“малыкским”) комплексом. Последний, в свою очередь, связан с диабазами комплекса параллельных даек и вулканогенно-осадочными образованиями (см. рис. 2.3).

Породы габбрового комплекса составляют 60–65% всех магматических образований Щучинского сектора. А.К. Афанасьев выделил две фазы формирования габброидов с достаточно условной пространственной и временной границами [1990]. Наиболее полные разрезы габбрового комплекса представлены в центральной части Щучинского аллохтона. Здесь габброиды I фазы слагают подавляющую часть поля габброидов к востоку от ультрабазитов.

Офиолитовый аллохтон выполняет ядро крупной синформной складки Щучинского синклиория. Офиолиты и перекрывающие их вулканогенно-осадочные и осадочные отложения силура–девона долго погружаются к востоку, где перекрыты чехлом молодых отложений Западно-Сибирской низменности.

Принятый возраст (O_3-S_1) вулканогенно-осадочных образований обосновывается их залеганием под уверенно датированными лудловскими отложениями Щучинского сектора [Воронов и др., 1981], находками криноидного детрита в пограничных слоях нижней и верхней толщ, отчасти данными возраста метавулканитов [Старков, 1985].

Во время полевых работ 1996–1997 гг. нами были проведены исследования массивов Харампе, Сьум-Кеу и Харче-Рузь. “Малыкский” комплекс габброидов рассмотрен в районах рек Большая Хадата, Малая Хадата, Халятальбей и горы Сиерага. В результате был собран представительный материал по всем основным комплексам пород, входящих в состав Хадатинских офиолитов. Особое внимание было уделено спрединговым сериям, расположенным в основном в поле развития “малыкского” комплекса габброидов. Диабазовые дайки были детально изучены на хр. Харампе, около р. Халятальбей и в районе горы Сиерага. В большинстве своем исследованные нами спрединговые комплексы в этих районах представляют собой серии параллельных диабазовых даек мощностью от первых сантиметров до первых метров, расположенных в матрице габброидов.

Коллекции пород из габбро-гипербазитовых комплексов и палеоспрединговых дайковых серий офиолитов были изучены с помощью изотопно-геохимических и петролого-минералогических исследований. Возраст офиолитов определялся Ag–Ag изотопным методом. Анализировались преимущественно мономинеральные фракции. Измерение изотопных отношений аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 в ОИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Для получения возрастного спектра пород применялся ступенчатый нагрев до полного плавления проб (рис. 2.5).

Были получены следующие данные о возраста [Симонов и др., 1998]. Амфиболовое габбро из расслоенного комплекса массива Сьум-

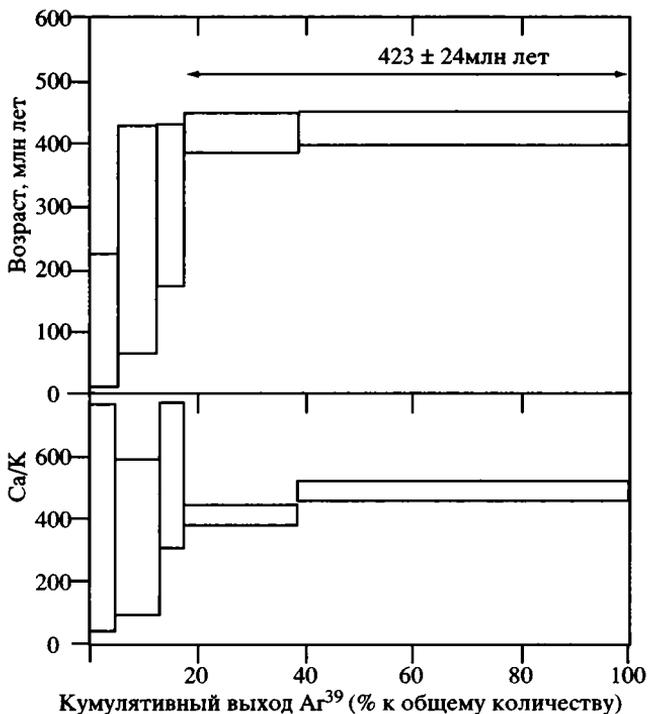


Рис. 2.5. Возрастной спектр по результатам изотопного Ag–Ag анализа образца диабаз С-15н-96 из дайкового комплекса Хадатинских офиолитов

Кеу (первичная роговая обманка) – 419 ± 33 млн лет; габбро массива Харче-Рузь (свежий плагиоклаз) – 491 ± 27 млн лет; диабаз из спрединговых дайковых серий, отобранный в районе р. Халятальбей, в области развития “малыкского комплекса габброидов” (слабоизмененная порода в целом: свежий плагиоклаз + свежий клинопироксен + амфибол по пироксену) – 423 млн лет. Учитывая, что примеси вторичного амфибола в пробах из палеоспредингового комплекса могут занижать возраст, видно (см. рис. 2.5), что магматические комплексы Хадатинских офиолитов образовывались в достаточно близком интервале в ордовике–силуре и дайковые серии проникали в габброиды без существенного разрыва во времени.

Дайки из палеоспрединговых комплексов Хадатинских офиолитов представлены преимущественно диабазами, габбро-диабазами и базальтами. Дайковые породы сравнительно слабо изменены и содержат несмотря на палеозойский возраст свежие минералы (плагиоклаз и клинопироксен).

Исследования геохимических особенностей (табл. 2.1, 2.2) пород палеоспрединговых серий (данные по устойчивым к вторичным процессам редким элементам – Y, Zr, Nb, а также по Rb и Sr) и петрохимический ана-

Таблица 2.1. Химический состав пород палеоспрединовых комплексов Полярного Урала, мас. %

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
Хадатинские офиолиты													
1	с-4а-96	44,86	1,082	19,36	12,97	0,256	5,25	10,36	4,39	0,17	0,211	1,64	100,55
2	с-4б-96	44,34	1,04	19,28	12,98	0,267	5,85	10,66	3,96	0,19	0,195	1,62	100,38
3	с-15к-96	47,8	0,792	15,05	9,81	0,173	10,34	10,99	4,34	0,16	0,089	0,74	100,28
4	с-15л-96	49,12	0,795	15,15	9,1	0,166	10,17	11,04	3,62	0,16	0,084	0,84	100,25
5	с-15м-96	48,25	0,776	14,94	9,73	0,17	10,61	9,8	3,19	0,88	0,077	1,84	100,26
6	с-15н-96	48,43	0,291	17,23	7,76	0,152	10,22	13,79	1,5	0	0,03	0,6	100,00
7	с-46б-97	47,04	0,779	13,36	9,76	0,2	13,55	10,49	2,17	0,33	0,208	2,36	100,25
8	с-46г-97	46,46	0,737	12,43	9,53	0,181	15,3	9,7	2,16	0,19	0,197	3,12	100,01
9	с-46д-97	46,79	0,84	12,98	10,2	0,178	13,83	10,49	1,92	0,33	0,199	2,36	100,12
10	с-46е-97	45,34	0,661	11,64	9,63	0,189	17,32	9,22	1,91	0,19	0,167	3,7	99,97
11	с-47б-97	49,87	0,82	13,48	9,58	0,179	10,67	7,81	2,4	1,24	0,246	3,8	100,10
12	с-47в-97	52,2	0,672	15,24	8,26	0,165	9,56	6,75	3,05	0,94	0,108	3,14	100,09
Войкаро-Сыньинские офиолиты													
13	с-4-95	48,41	0,232	11,49	10,45	0,199	14,87	9,5	1,85	0,09	0,03	2,78	99,90
14	с-5-95	50,86	0,377	6,21	6,89	0,155	15,36	18,17	0,54	0,05	0,03	1,3	99,94
15	с-6-95	50,28	0,69	6,77	10,31	0,21	13,68	15,96	0,85	0,05	0,03	1,2	100,03
16	с-7-95	52,01	0,429	6,03	7,8	0,177	15,33	15,53	0,92	0,05	0,03	1,58	99,89
17	с-8-95	51,32	0,544	4,79	8,65	0,189	16,18	16,7	0,54	0,05	0,03	1,24	100,23
18	с-8а-95	51,24	0,504	7,05	7,85	0,176	14,17	16,9	0,92	0,05	0,03	1,08	99,97
19	с-16-95	49,52	1,887	15,41	14,4	0,212	5,16	10,41	1,02	0,05	0,157	1,86	100,09
20	с-18-95	45,56	1,47	16,48	14,61	0,25	6,57	10,87	1,44	0,05	0,083	2,9	100,28
21	с-21-95	50,34	1,491	15,73	11,7	0,212	6,12	9,13	3,82	0,15	0,11	1,48	100,28
22	с-22-95	50,42	1,261	15,85	10,95	0,205	6,95	9,77	3,17	0,11	0,079	1,46	100,23
23	с-24-95	51,14	1,102	16,24	10,14	0,169	6,24	9,26	4,4	0,18	0,082	1,18	100,13
24	с-26-95	49,95	1,005	15,06	10,86	0,234	7,78	11,27	2,44	0,11	0,042	1,44	100,19
25	с-28-95	50,16	0,668	15,61	9,54	0,18	8,75	12,17	2,08	0,09	0,036	1,12	100,40

26	c-30-95	51,62	0,644	14,68	9,05	0,159	8,78	10,72	2,67	0,08	0,033	1,42	99,86
27	c-40-95	50,05	0,662	16,02	8,61	0,16	9,28	12,32	1,95	0,1	0,044	1	100,20
28	c-41-95	50,24	0,687	15,84	8,8	0,154	8,91	12,21	2,23	0,1	0,042	0,8	100,01
29	c-42-95	50,57	0,866	16,68	8,86	0,161	8,18	11,27	2,31	0,1	0,068	1,04	100,11
30	c-43-95	50,07	0,672	15,61	9	0,162	8,97	12,37	2,11	0,1	0,033	0,98	100,08
31	c-51-95	48,91	0,778	16,01	9,41	0,182	9,06	13,17	1,75	0,09	0,048	0,98	100,39
32	c-53-95	53,33	0,827	15,71	9,82	0,168	6,78	9,09	3,69	0,16	0,043	0,64	100,26
33	c-56-95	52,12	0,868	16,29	9,58	0,177	7,03	9,62	3,29	0,19	0,058	1	100,22
34	c-57-95	51,79	0,913	15,86	9,49	0,166	7,69	9,97	3,1	0,15	0,048	1	100,18
35	c-63-95	50,7	1,225	16,16	10,62	0,204	6,58	9,3	3,85	0,24	0,087	1,2	100,17
36	c-65-95	50,47	1,012	16,15	9,63	0,155	7,86	10,3	2,69	0,22	0,058	1,48	100,03
37	c-66-95	50,92	0,726	16,23	8,74	0,152	8,31	11,41	2,2	0,16	0,041	1,04	99,93
38	c-54-95	52,74	0,513	19,25	9,2	0,272	3,58	9,42	3,81	0,21	0,319	0,78	100,09
39	c-58-95	50,43	0,611	15,85	9,95	0,15	8,58	11,04	2,48	0,09	0,032	1,24	100,45
40	c-59-95	50,01	0,488	16,19	8,58	0,153	8,84	12,91	1,66	0,07	0,03	1,24	100,17
41	c-23-95	50,38	1,037	15,5	10,1	0,175	7,89	10,67	2,8	0,1	0,066	1,74	100,46
42	c-32-95	49,56	0,553	15,85	8,38	0,158	10,07	11,98	1,95	0,1	0,03	1,46	100,09
43	c-44-95	49,77	0,454	17,35	7,07	0,128	9,45	13,81	1,35	0,07	0,03	0,58	100,06
44	c-47-95	50,25	0,911	15,62	9,86	0,203	8,75	11,03	2,63	0,1	0,052	0,78	100,19
45	c-48-95	49,03	0,613	16,99	8,37	0,168	9,65	12,17	1,63	0,08	0,037	1,56	100,30
46	c-60-95	50,43	1	15,84	10,46	0,2	7,32	10,52	2,74	0,18	0,056	1,22	99,97
47	c-61-91	57,03	0,805	17,11	8,93	0,147	2,77	5,86	4,89	0,4	0,631	1,78	100,35
48	c-62-95	56,17	0,787	17,37	8,59	0,168	2,67	5,68	3,92	2,51	0,617	1,84	100,32
49	c-64-95	49,85	0,76	15,55	8,58	0,167	10,23	11,56	1,58	0,24	0,038	1,52	100,08

Примечание. 1–12 – диабазовые дайки (1,2 – массив Харампе; 3–6 – массив Харче-Рузь; 7–10 – восточные отроги хр. Сьум-Кеу, район р. Халятальбей; 11, 12 – г. Сиерага); 13–20 – пироксеновые порфириды (13, 14 – дайки, 15–18 – "вторичные камеры") и диабазы "вторичных камер" (19, 20) района р. Правая Пайера; 21–49 – породы дайкового комплекса типа "дайка в дайке" района р. Лагорта-Ю (21–37 – диабазы и габбро-диабазы; 38–40 – более поздние диабазовые и габбро-диабазовые дайки, секущие под углом основную дайковую серию; 41–45 – диабазовые порфириды; 46–49 – плагиоклазовые порфириды).

Таблица 2.2. Содержание редких элементов в породах палеоспрединовых комплексов Полярного Урала, г/т

№ п/п	№ обр.	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ni	V	Cr
Хадатинские офиолиты									
1	с-4а-96	4,00	539,0	18,3	32,0	2,90	–	–	–
2	с-4б-96	Н.о.	509,0	16,2	32,0	3,60	–	–	–
3	с-15к-96	5,60	149,0	17,1	76,0	5,80	–	–	–
4	с-15л-96	6,10	187,0	20,2	81,0	6,80	–	–	–
5	с-15м-96	61,00	243,0	17,0	73,0	6,30	–	–	–
6	с-15н-96	3,90	107,0	9,0	8,9	4,70	–	–	–
7	с-46б-97	1,10	374,0	11,0	60,5	1,22	–	–	–
8	с-46г-97	0,13	338,0	12,1	54,0	0,31	–	–	–
9	с-46д-97	0,91	400,0	12,9	60,6	3,40	–	–	–
10	с-46е-97	0,20	308,0	13,5	67,8	1,73	–	–	–
11	с-47б-97	39,20	415,0	16,1	91,0	2,78	–	–	–
12	с-47в-97	22,50	368,0	15,7	84,9	4,90	–	–	–
Войкаро-Сыньинские офиолиты									
13	с-4-95	–	113,0	7,6	9,7	–	234	235	1044
14	с-5-95	–	45,7	10,3	10,1	–	156	180	1720
15	с-6-95	–	60,0	15,3	17,2	0,50	117	277	941
16	с-7-95	–	53,0	11,1	18,8	0,15	140	277	1191
17	с-8-95	–	38,5	15,0	18,8	0,42	171	235	1308
18	с-8а-95	–	81,2	13,7	18,3	0,13	132	235	1220
19	с-16-95	–	184,0	26,0	34,0	–	–	–	–
20	с-18-95	–	115,0	19,8	16,7	–	–	–	–
21	с-21-95	–	187,0	33,0	77,8	1,39	65	291	115
22	с-22-95	–	161,0	22,7	48,5	–	77	277	192
23	с-24-95	–	177,0	28,3	67,0	2,19	57	208	92
24	с-26-95	–	150,0	22,5	42,9	–	99	221	98
25	с-28-95	–	103,0	11,2	18,2	0,42	83	249	227
26	с-30-95	–	–	–	–	–	80	138	295
27	с-40-95	–	93,0	5,5	19,3	–	–	–	–
28	с-41-95	–	95,0	19,4	21,0	8,85	–	–	–
29	с-43-95	–	126,0	18,0	27,2	–	–	–	–
30	с-51-95	–	140,0	14,6	33,6	–	100	284	359
31	с-53-95	–	–	–	–	–	55	318	92
32	с-56-95	–	166,0	24,4	56,9	–	74	138	127
33	с-57-95	–	182,0	20,6	55,0	–	83	235	165
34	с-63-95	2,70	146,0	21,1	34,6	0,63	–	–	–
35	с-65-95	1,83	176,0	27,4	48,0	0,68	–	–	–
36	с-66-95	0,83	153,0	19,4	38,5	0,21	–	–	–
37	с-54-95	–	875,0	18,9	47,5	–	31	180	109
38	с-58-95	–	166,0	15,9	28,2	0,22	80	277	27
39	с-59-95	–	170,0	12,4	22,8	–	60	166	162
40	с-23-95	–	148,0	18,2	42,0	0,46	119	235	248
41	с-32-95	–	124,0	16,0	30,0	1,20	151	180	529
42	с-44-95	–	112,0	11,3	21,2	–	–	–	–
43	с-60-95	0,43	145,0	25,3	50,2	1,04	–	–	–
44	с-61-95	0,54	579,0	21,8	181,4	–	–	–	–
45	с-62-95	17,20	699,0	24,1	183,0	1,65	–	–	–
46	с-64-95	0,87	202,0	31,6	70,8	0,70	–	–	–

Примечание. 1–12 – диабазовые дайки (1, 2 – массив Харампе; 3–6 – массив Харче-Рузь; 7–10 – восточные отроги хр. Сьум-Кеу, район р. Халятальбей; 11, 12 – гора Сиерага); 13–20 – пироксеновые порфириты (13, 14 – дайки; 15–18 – "вторичные

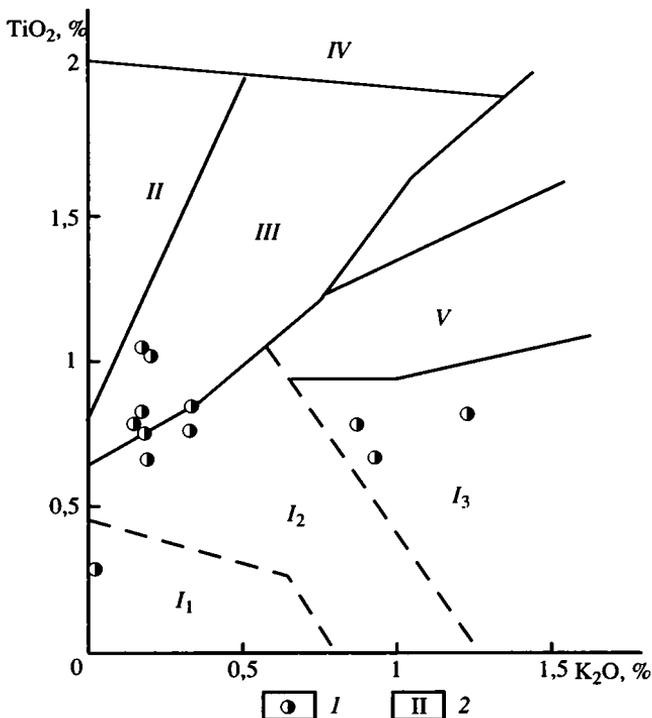


Рис. 2.6. Диаграмма $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ для пород из дайковых комплексов Хадатинских офиолитов

1 – породы (преимущественно диабазы и габбро-диабазы) из дайковых комплексов Хадатинских офиолитов; 2 – поля составов пород: I_1 – островодужные ассоциации (I_1 – бониниты, I_2 – толеиты, I_3 – известково-щелочные серии), II – срединно-океанические базальты (NMORB), III – обогащенные срединно-океанические базальты (EMORB) и задуговых бассейнов (BABB), IV – океанические внутриплитные острова, V – известково-щелочные островодужные и обогащенные задуговых бассейнов (ABABB)

Диаграмма построена с использованием данных Ю.В. Миронова [1990]

лиз показали, что Хадатинские офиолиты формировались скорее всего в условиях примитивных энсиматических островных дуг типа Марианской, Тонга, Идзу-Бонинской (рис. 2.6, 2.7). Об этом же убедительно свидетельствуют данные по составам первичных минералов – проанализированные

камеры”) и диабазы “вторичных камер” (19, 20) района р. Правая Пайера; 21–46 – породы дайкового комплекса типа “дайка в дайке” района р. Лагорта-Ю (21–36 – диабазы и габбро-диабазы; 37–39 – более поздние диабазовые и габбро-диабазовые дайки, секущие под углом основную дайковую серию; 40–42 – диабазовые порфириты; 43–46 – плагиоклазовые порфириты).

Содержания редких элементов определены рентгено-флуоресцентным и атомно-абсорбционным методами анализа (ОИГТМ СО РАН, г. Новосибирск).

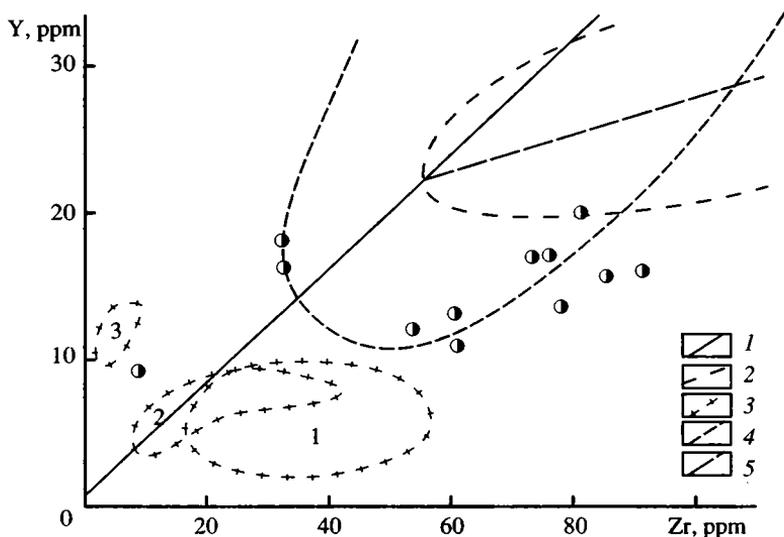


Рис. 2.7. Диаграмма Y–Zr для пород из дайковых комплексов Сьумкеуских офиолитов

1 – отношение Y/Zr в хондритах; 2 – отношение Y/Zr в базальтах Срединно-Атлантического хребта; 3 – бонинитовые серии; 4 – базальты Марианской островной дуги, Тихий океан; 5 – базальты Срединно-Атлантического хребта

Цифры на рисунке – поля составов бонинитовых серий: 1 – западной части Тихого океана, 2 – офиолитов Горного Алтая, 3 – офиолитов Западного Саяна

Диаграмма построена с использованием данных: [Шараськин, Закариадзе, 1982; Шараськин, 1992; Симонов и др., 1994; Saunders et al., 1980; Tamey, March, 1991]

клинопироксены из пород палеоспрединовых серий Хадатинских офиолитов имеют бонинитовые характеристики (табл. 2.3, рис. 2.8–2.10).

Войкаро-Сыньинский офиолитовый массив. Начиная с работы А.Н. Заварицкого [1932], гипербазиты, габбро и амфиболиты, а также плагиограниты и диориты относились к единой дунит-габбро-плагиогранитной формации, слагающей крутопадающие интрузивные (или интрузивно-метасоматические) тела. С этих позиций формации исследовались Е.П. Молдаванцевым [1944], Г.П. Софроновым [1956], Н.А. Сириным [1962], Ю.Е. Молдаванцевым [1960], В.Ф. Морковкиной [1962, 1964]. Более поздние исследования касались роли метасоматических процессов в формировании габброидов и амфиболитов, а также метаморфических пород западного обрамления офиолитовых поясов [Морковкина, 1967; Молдаванцев, 1960; Перфильев, Херасков, 1962; Молдаванцев, Перфильев, 1962; Добрецов, 1974; Удовкина, 1971; и др.].

Офиолитовые ассоциации Войкаро-Сыньинского массива Полярного Урала образуют совокупность пластин с юго-восточными падениями границ. Согласно Н.Л. Добрецову, западная пластина сложена метаморфическими комплексами пород высоких давлений. На нее надвинуты с востока нижнепалеозойские офиолиты средних и низких давлений [Добрецов, 1974]. В.Н. Пучков [1975], В.И. Ленных и др. [1976] и

Таблица 2.3. Химический состав клинопироксенов из пород палеоспрединовых комплексов Полярного Урала, мас. %

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Хадатинские офиолиты												
1	c15h-96/a1	52,78	0,049	1,82	0,584	2,21	0,029	17,28	23,87	0,107	0,000	98,73
2	c15h-96/a2	52,92	0,050	1,74	1,110	2,54	0,380	16,99	24,14	0,143	0,000	100,01
3	c15h-96/a3	53,16	0,048	1,99	0,619	2,75	0,091	16,73	24,38	0,148	0,001	99,92
4	c15h-96/b1	52,62	0,032	1,77	0,591	2,37	0,004	17,42	23,90	0,138	0,000	98,84
5	c15h-96/d	52,80	0,052	1,68	0,500	2,46	0,022	17,31	23,92	0,130	0,000	98,87
6	c15h-96/c	52,82	0,060	1,77	0,570	2,47	0,084	16,83	23,97	0,128	0,004	98,71
Войкаро-Сыньинские офиолиты												
7	c5-95/1	52,53	0,234	0,95	0,192	5,62	0,119	16,61	21,96	0,293	0,000	99,50
8	c5-95/2	53,63	0,221	0,98	0,191	5,32	0,153	16,47	22,36	0,268	0,001	99,59
9	c5-95/5	52,92	0,278	1,11	0,248	5,57	0,142	16,30	22,99	0,276	0,000	99,83
10	c5-95/a	52,80	0,079	1,59	0,434	3,30	0,179	16,76	23,38	0,088	0,013	98,62
11	c5-95/d	53,33	0,264	1,13	0,242	5,77	0,174	16,46	21,51	0,251	0,011	99,14
12	c5-95/e	53,15	0,310	1,19	0,233	5,79	0,194	16,30	22,04	0,290	0,001	99,50
13	c6-95/1	53,17	0,058	0,49	0,103	6,44	0,204	14,83	24,01	0,167	0,004	99,47
14	c6-95/2	52,77	0,242	1,09	0,088	7,25	0,199	15,37	22,10	0,294	0,000	99,40
15	c6-95/3	52,74	0,262	1,06	0,082	7,12	0,163	15,47	22,37	0,274	0,004	99,55
16	c6-95/7	53,21	0,184	0,91	0,070	6,94	0,199	14,85	22,73	0,337	0,000	99,43
17	c8a-95/4	53,64	0,119	0,56	0,120	6,35	0,158	15,65	22,17	0,271	0,002	99,04
18	c8a-95/5	53,29	0,152	0,81	0,035	6,36	0,174	15,85	22,28	0,236	0,000	99,18
19	c8a-95/b1	52,62	0,174	0,69	0,085	6,03	0,123	15,82	23,00	0,273	0,000	98,81
20	c8a-95/b2	52,69	0,180	1,45	0,169	5,45	0,069	16,05	22,66	0,280	0,000	99,00
21	c8a-95/6	53,06	0,196	0,74	0,118	6,76	0,191	15,38	22,36	0,288	0,017	99,11
22	c8a-95/c	53,87	0,067	1,41	0,345	3,46	0,092	16,87	23,60	0,159	0,001	99,87
23	c8a-95/d	53,00	0,278	1,01	0,126	6,61	0,196	15,53	22,36	0,309	0,005	99,42
24	c8a-95/a	54,14	0,038	0,25	0,069	5,46	0,146	15,48	23,66	0,216	0,000	99,46

Примечание. 1–6 – клинопироксены из диабазовой дайки, массив Харче-Рузь; 8–24 – клинопироксены из пироксеновых порфиритов района р. Правая Пайера (8–13 – дайки; 14–25 – "вторичные камеры"). Составы определены на рентгеновском микроанализаторе "Camebax-micro" (ОИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

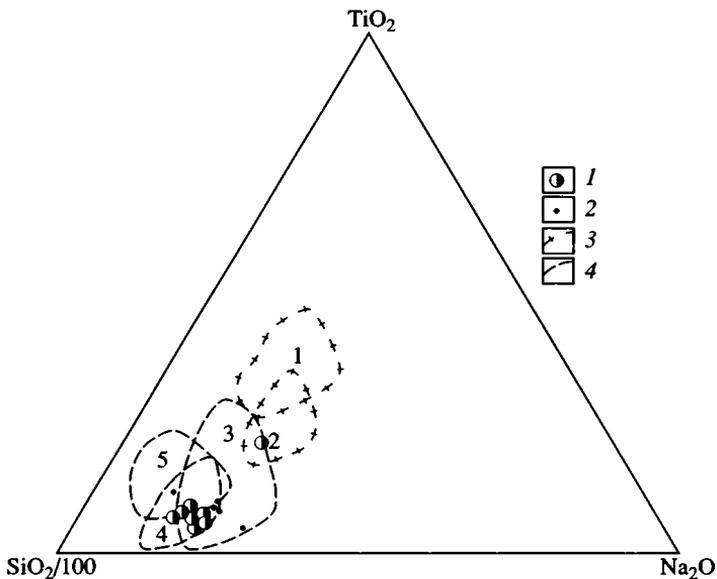


Рис. 2.8. Диаграмма $\text{SiO}_2/100\text{--TiO}_2\text{--Na}_2\text{O}$ для составов клинопироксенов из порфиритовых дайковых комплексов офиолитов Полярного Урала

1, 2 – составы клинопироксенов из Хадатинских (1) и Войкаро-Сыньинских (2) офиолитов; 3 – поля составов клинопироксенов из океанических пород; 4 – поля составов клинопироксенов из пород бонинитовых серий

Цифры на диаграмме – поля составов клинопироксенов: 1 – океанических толеитов, 2 – толеитов разлома $15^\circ 21'$ (Срединно-Атлантический хребет), 3 – бонинитов западной части Тихого океана, 4 – бонинитов Горного Алтая, 5 – бонинитов Малого Кавказа

Диаграмма построена с использованием данных: [Высоцкий, 1989; Цамерян и др., 1991; Геология и петрология..., 1991]

А.С. Перфильев [1979] на основании симметричного строения габбро-гипербазитового комплекса интерпретировали структуру офиолитового разреза как пережатую хвостовую складку с гарцбургитами в ядре и породами полосчатой серии и габбро на крыльях. В момент формирования складки в ее лобовой части породы претерпели динамометаморфизм повышенных давлений. На синметаморфическом этапе эта структура развивалась как лежачая складка, а на поздних этапах развития – как тектонический покров. Однако отсутствие прямых пород, окаймляющих гарцбургиты на предполагаемых переклиналных замыканиях и резкое несоответствие мощностей пород на крыльях складки противоречат этим представлениям [Путеводитель..., 1978].

Согласно другой интерпретации, рассматриваемая структура представляет собой моноклиальный пакет пластин [Савельев, Савельева, 1977; Савельев, Самыгин, 1979; Савельева, 1987]. В нем метаморфические породы западного и восточного комплексов (Хулгинский и Лагортинский покровы) формировались в зонах относительного проскальзывания по границам крупных блоков раннепалеозойской океанической коры на стадиях, предшествовавших формированию островной дуги.

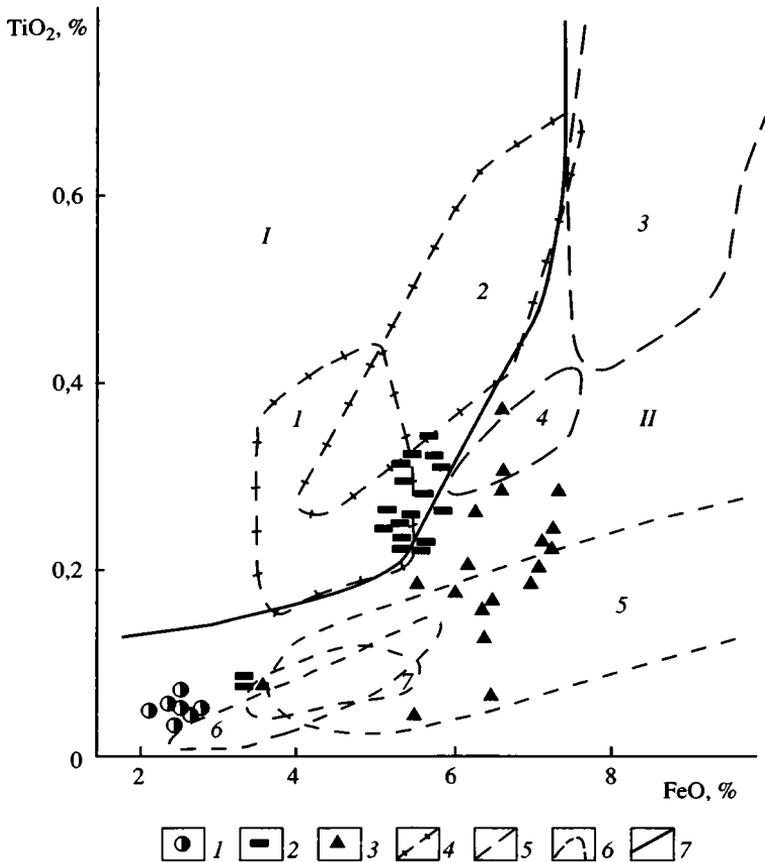


Рис. 2.9. Диаграмма TiO_2 - FeO для составов клинопироксенов из пироксеновых порфиров дайковых комплексов офиолитов Полярного Урала

1 – составы клинопироксенов из Хадатинских офиолитов; 2, 3 – составы пироксенов Войкаро-Сыньинских офиолитов из пород: 2 – даек, 3 – “вторичных камер”; 4–6 – поля составов клинопироксенов: 4 – из океанических ассоциаций, 5 – из островодужных ассоциаций, 6 – из бонинитовых серий; 7 – линия раздела составов океанических (I) и островодужных (II) клинопироксенов

Цифры на рисунке – поля составов клинопироксенов: 1 – зоны разлома $15^{\circ}20'$ (Срединно-Атлантический хребет), 2 – толеитов из офиолитов Малого Кавказа, 3 – шошонитов Курило-Камчатской островной дуги, 4 – островодужных толеитов из офиолитов Малого Кавказа, 5 – бонинитов западной части Тихого океана, 6 – бонинитов Горного Алтая, 7 – бонинитов Малого Кавказа

Диаграмма построена с использованием данных: [Высоцкий, 1989; Геология и петрология..., 1991; Цамерян и др., 1991; Цветков и др., 1993; Добрецов и др., 1994; Симонов и др., 1994]

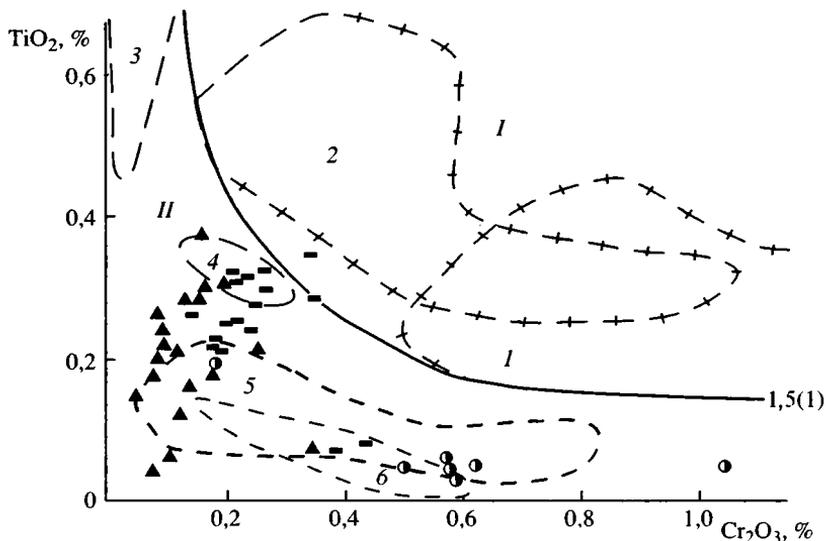


Рис. 2.10. Диаграмма $TiO_2-Cr_2O_3$ для составов клинопироксенов из пироксеновых порфиритов дайковых комплексов офиолитов Полярного Урала
Условные обозначения см. рис. 2.9

При этом предполагается, что габбро-амфиболиты Хулгинского покрова формировались несколько раньше Лагортинских, но и те и другие были сформированы в силурийское (послевенлокское-донижнедевонское) время [Путеводитель..., 1978]. Вместе с тем такая интерпретация не дает удовлетворительного объяснения наблюдаемым элементам симметричного строения габбро-гипербазитового комплекса.

Строение Войкаро-Сыньинского массива рассмотрено в соответствии со второй интерпретацией, согласно которой в геологической структуре массива выделяются три крупных (Хулгинский, Пайерский, Лагортинский), сложно построенных покровов, наклоненных к востоку под углами от 5° до вертикальных [Савельев, Савельева, 1977].

Для наших исследований наибольший интерес представляют два последних покрова, в состав которых входят следующие комплексы (с запада на восток): дунит-гарцбургитовый с жильной серией разнообразных ультрамафитов; вышележащий – дунит-верлит-пироксенит-габбровый (расслоенный); диабазовый и габбро-диабазов дайковых палеоспредиговых серий; вулканический, представленный подушечными лавами и гиалокластитам, венчающими разрез офиолитов. Мощность всего Пайерского покрова на широте рек Хойла-Левая Пайера достигает 8 км.

Наиболее изучены гипербазитовые и габброидные комплексы, детально рассмотренные Г.Н. Савельевой [Савельев, Савельева, 1977; Савельева, 1987]. Большая часть их сложена породами дунит-гарцбургитовой серии и образовавшимися по ним метаморфитами ультраосновного

состава. Наиболее древними породами ассоциации являются гарцбургиты, слагающие цепь гигантских сообщающихся линзовидных тел северо-восточного простирания. Длина каждого из них меняется от 20 до 60 км, ширина составляет 10–18 км, общая мощность покрова нарастает к востоку от 0,5 до 6 км. Гарцбургиты имеют полосчатую текстуру, обусловленную неравномерным распределением энстатита. Мощность полос достигает 1–1,5 см [Савельев, Савельева, 1977].

Вышеležающий полосчатый перидотит-габбровый комплекс залегает как на дунитах, так и непосредственно на гарцбургитах. С подстилающими породами он связан постепенными переходами. Комплекс представляет собой чередование клинопироксенов, верлитов, меланократовых оливин-клинопироксеновых и клинопироксеновых габбро и дунитов, а также троктолитов. Падение контактов гарцбургитов с западными и восточными толщами пород полосчатой серии, так же как и полосчатости верлитов, клинопироксенитов, преимущественно восточно-юго-восточное, крутое (70–80°) к западу от гарцбургитов и более пологое (20–60°) к востоку. Только в северной части массива наблюдаются западные падения этого контакта [Савельева, 1987].

Наиболее полные разрезы полосчатого комплекса описаны в верховьях р. Восточная Пайера [Перфильев, 1979]. В нижней части комплекса преобладают верлиты и клинопироксениты. Габброиды образуют отдельные линзовидные и секущие шширообразные тела. Вверх по разрезу постепенно увеличивается роль габброидов, которые приобретают четкую полосчатую текстуру. В этой части разреза в основном распространены габброиды, пироксениты и дуниты. В отличие от нижней части разреза встречающиеся здесь дуниты имеют повышенную железистость оливинов [Морковкина, 1967]. Также в верхах разреза полосчатого комплекса встречаются линзообразные и жилообразные тела серпентинизированных дунитов с обычными магнезиальными оливинами [Перфильев, Херасков, 1980].

По своему строению породы полосчатого комплекса могут быть связаны как постепенными, так и резкими переходами и образуют эшелонированные линзы, реже недеформированные жилы и тела неправильной формы различных размеров. Характерны неравномернозернистые, пятнистые, полосчатые текстуры и резкая изменчивость количественных соотношений породообразующих минералов. Мощность дунит-верлит-пироксенитовой серии достигает 1 км, тогда как мощность отдельных тел меняется от долей до сотен метров. Жилы габбро, троктолитов и пироксенитов проникают в дунитовую зону и в глубь гарцбургитового тела.

Фрагменты разреза полосчатой серии и реже гарцбургиты присутствуют также среди апогаббровых амфиболитов и габбро в виде линзовидных блоков различных размеров.

Вышеležающий комплекс пород представлен различными габброидами, отчетливо группирующимися в два типа.

Первый тип ассоциирует с породами полосчатой серии, которые являются нижними кумулятивными членами расслоенных интрузий дунит-верлит-пироксенит-габбрового состава. Подробно он описан в ра-

ботах В.Ф. Морковкиной [1967], А.А. Савельева, Г.Н. Савельевой, А.А. Ефимова [Путеводитель..., 1978]. Границы пород этой группы, согласные между собой, срезают полосчатую структуру гарцбургитов.

Второй тип габброидов установлен в Пайерском покрове, где над восточной толщей дунит-верлит-клинопироксенит-троктолитов обнажаются ритмично-полосчатые габбро-нориты: меланократовые прослои с оливином сменяются двупироксен-анортитовыми и далее бронзит-анортитовыми (мезократовые разности), затем существенно лейкократовыми (анортозитовыми) слоями и вновь, по резкой границе, меланократовыми разностями. Полосчатость подчеркивается нарастанием зернистости от меланократовых к лейкократовым прослоям и субпараллельной ориентировкой призм плагиоклазов и пироксенов, уплотненных в плоскости полосчатости [Савельева, 1987].

Мощности прослоев меняются от 2 до 10 см, ритмов – от 10–25 см до 1,5 м. Границы слоев имеют как ровную, так и волнистую поверхность, часто они деформированы с образованием флексуры и складок. Полосчатость нередко бывает несогласной по отношению к контакту гарцбургитов с габбро-норитами: она, как правило, наклонена на запад и северо-запад под углом 40–70°. Изменение составов пироксенов и плагиоклазов от лейкократовых к меланократовым ритмам аналогично наблюдаемому во многих расслоенных массивах габброидов, при формировании которых большое значение имела магматическая кристаллизационная дифференциация вещества [Геохимия изотопов..., 1983].

Данные предыдущих исследований о возрасте пород, входящих в состав Войкаро-Сыньинских офиолитов, весьма разнообразны: габбро-нориты – 1,4–1,5 млрд лет [Виноградов, Буякайте, 1981]; Геохимия изотопов..., 1983]; тоналиты – 400 млн лет [Виноградов, Буякайте, 1981]; габбро, вебстериты – 397 млн лет [Edwards, Wasserburg, 1985]. Спилит-диабазовые комплексы датируются средним ордовиком и силуrom [Язева, Бочкарев, 1984]. По мнению М.Н. Костюхина и Д.Н. Ремизова [1995], возраст офиолитов Полярного Урала – O₃–S₂. Возраст Войкаро-Сыньинских офиолитов – 345–467 млн лет [Петрология и метаморфизм..., 1977]. Таким образом, по данным предыдущих исследований, возраст Войкаро-Сыньинских офиолитов определяется в широком временном диапазоне – от раннерифейского до ранне-среднепалеозойского.

В последнее время, основываясь на изотопных датировках Sm–Nd методом, возраст Войкаро-Сыньинских офиолитов принимается как позднесилурийско-раннедевонский [Sharma et al., 1995]. Анализ структурно-временных соотношений Центральной зоны с западным и восточным ее обрамлениями позволяет предполагать, что рассматриваемые офиолиты, особенно их нижняя часть, формировались в раннем палеозое [Руженцев, Савельев, 1997; Савельев, 1997; Язева, Бочкарев, 1995].

В составе расслоенной серии Войкаро-Сыньинских офиолитов наблюдается чередование дунитов, верлитов, клинопироксенитов, сменяющихся габброидами. Среди габброидов Войкаро-Сыньинских офиолитов выделяются “нижнее” габбро с полосчатыми структурами и “верх-

нее” массивное. “Нижнее” габбро постепенно переходит в ультрамафиты расслоенного комплекса, “верхнее” ассоциирует, с одной стороны, с диоритами, с другой – имеет непосредственные связи с корневыми частями дайкового комплекса.

В Войкаро-Сыньинских офиолитах палеоспрединовые комплексы, представленные сериями параллельных даек, находятся восточнее габбро-гипербазитовых массивов, залегая выше них по разрезу, и прослеживаются на расстоянии более 150 км [Петрология и метаморфизм..., 1977; Савельев, Савельева, 1977; Язева, 1979; Язева, Бочкарев, 1984]. Детальные исследования, проведенные нами в районе рек Правая Пайера и Лагорта-Ю, позволили получить новые данные об особенностях формирования этих комплексов, в составе которых оказалось возможным выделить собственно дайковые серии типа “дайка в дайке” и ассоциацию “вторичных камер”.

Дайковые серии, детально изученные по р. Лагорта-Ю, представлены в разрезе десятками дайковых тел, варьирующих по мощности от 5 см до 3–4 м, с субпараллельными закальными контактами, указывающими на неоднократные поступления расплава (рис. 2.11). Дайки ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении, совпадающем с общим простиранием границ гипербазитов с габбро. Более поздние дайки имеют субмеридиональное простирание (рис. 2.12). Породы дайковых серий представлены в основном диабазами, диабазовыми и габбро-диабазовыми порфиритами (пироксеновыми, пироксен-плаггиоклазовыми и плаггиоклазовыми). Единичные маломощные (15–20 см) дайки среднего и кислого составов завершают дайковые серии. Одними из последних формировались также и плаггиоклазовые порфириты.

Ассоциация “вторичных камер”, детально изученная по разрезу р. Правая Пайера, представляет собой сложное сочетание субинтрузивных вытянутых тел неправильной формы, имеющих мощность до нескольких десятков метров, с субвертикальными закалочными контактами с габброидами и габбро-диабазами. Следует подчеркнуть, что субвертикальное положение контактов в современной структуре находится в соответствии с залеганием полосчатости вмещающих образований. Это позволяет предполагать первичное субгоризонтальное положение этих тел в момент их внедрения. Внутри этих силлообразных тел, рассекаемых субвертикальными дайками, часто устанавливаются постепенные переходы от мелкозернистых диабазов к габбро-диабазовым порфиритам, что отражает условия кристаллизации базальтовых магм в неглубоко залегающих “вторичных камерах”.

Таким образом, спрединовые процессы в Войкаро-Сыньинских офиолитах реализовывались в верхних консолидированных горизонтах с формированием серии параллельных трещин и, соответственно, дайкового комплекса типа “дайка в дайке”, а на более глубоких уровнях, в пластичной и разогретой матрице, с образованием силлообразных “вторичных камер”.

Эффузивы представлены главным образом лавами (пиллоу-лавами) основного состава. Присутствуют также различные лавобрекчии и

ЮВ

СЗ

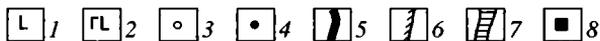
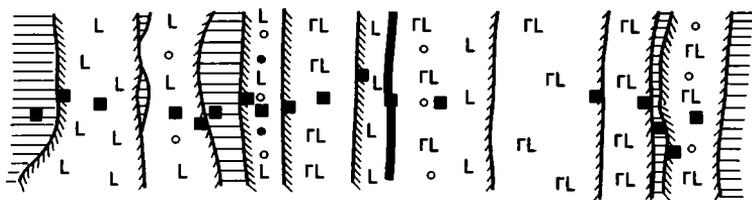


Рис. 2.11. Схема строения фрагмента комплекса типа “дайка в дайке” Войкаро-Сыньинских офиолитов в 1,5 км от контакта с габбро вниз по течению (левый борт р. Лагорга-Ю)

1 – диабазы; 2 – габбро-диабазы; 3 – вкрапленники плагиоклазов; 4 – вкрапленники пироксенов; 5 – “кислая” дайка; 6 – закальные микрозернистые контакты даек; 7 – скрины гипербазитов; 8 – точки отбора образцов

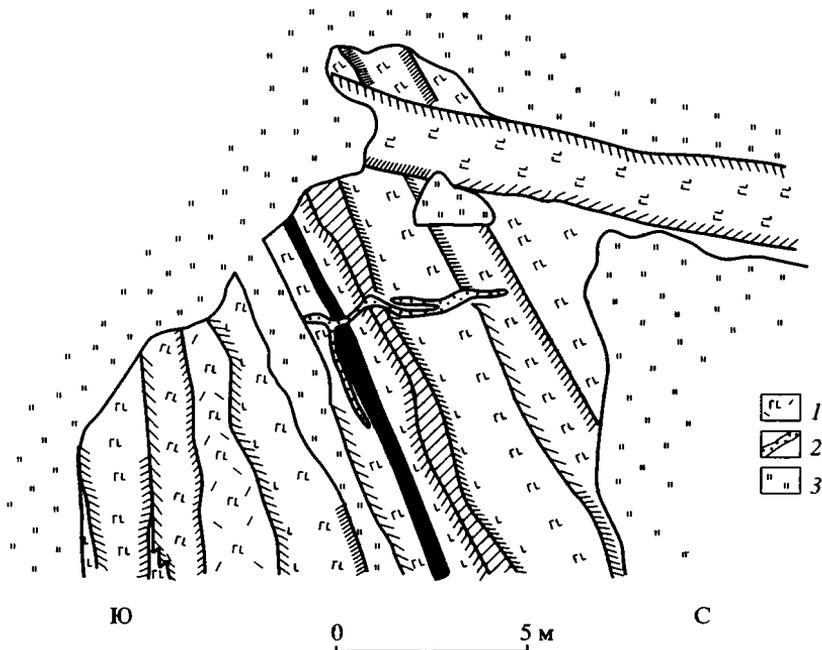


Рис. 2.12. Глазомерная карта строения фрагмента дайкового комплекса Войкаро-Сыньинских офиолитов в 4 км от контакта с габбро вниз по течению (правый борт р. Лагорга-Ю)

1 – лейкократовые габбро-диабазы; 2 – поздняя диабазовая дайка с сульфидами; 3 – аллювий

Остальные условные обозначения см. рис. 2.11

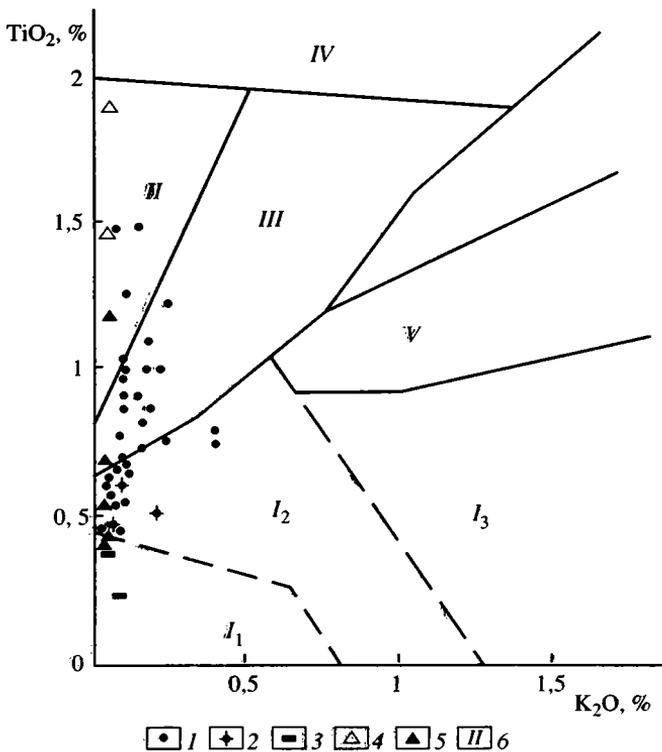


Рис. 2.13. Диаграмма TiO_2-K_2O для составов пород из дайковых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов

1 – диабазы комплекса типа “дайка в дайке”; 2 – диабазы более поздних даек, секущих основную генерацию даек; 3 – пироксеновые порфириты даек; 4 – диабазы “вторичных камер”; 5 – пироксеновые порфириты “вторичных камер”; 6 – поля составов пород
Остальные условные обозначения см. рис. 2.6

Диаграмма построена с использованием материалов Ю.В. Миронова [1990]

пирокластиты со следами подводных извержений. По составу вулканыты изменяются от базальтов до андезитов-базальтов, иногда андезитов.

Осадочные комплексы включают в себя кремнистые породы с прослоями глинистых сланцев и небольшим количеством известняков в верхней части разреза. Встречаются также мощные терригенные комплексы, сложенные алевропелитами, песчаниками и конгломератами.

Для петролого-геохимических и изотопных исследований отобраны породы Войкаро-Сыньинских офиолитов из непрерывных разрезов расслоенного габбро-гипербазитового комплекса, палеоспрединовых дайковых серий в бортах рек Правая Пайера и Лагорта-Ю и кремнистоспелит-диабазовой войкарской серии по р. Войкар.

Рассматривая петрохимические особенности пород палеоспрединовых комплексов из Войкаро-Сыньинских офиолитов, видим широкие вариации содержаний титана при низких количествах калия (рис. 2.13).

Минимумом титана обладают пироксеновые порфириды, попадающие в поле бонинитов. Диабазовые дайки комплекса типа “дайка в дайке” и большая часть пород из вторичных камер располагаются в полях океанических серий и островодужных толеитов, отражая скорее всего геодинамические процессы развития примитивных островных дуг на океанической литосфере.

Проведенные детальные петрологические, петрохимические, геохимические и минералогические исследования (см. табл. 2.1–2.3) рассматриваемых палеоспредиговых комплексов позволили впервые для офиолитов Полярного Урала выявить своеобразные породы, соответствующие по своим характеристикам бонинитовым сериям [Симонов и др., 1996, 1998]. Удалось установить, что они приурочены в основном к “вторичным камерам” и ассоциирующим с ними дайкам. Породы представлены пироксеновыми порфиридами, в которых вкрапленники пироксенов в большинстве случаев замещены коричневой роговой обманкой, актинолитом и хлоритом.

Часть полностью измененных вкрапленников очень похожа на преобразованные ортопироксены, которые в принципе должны присутствовать, так как по химическому составу порфириды соответствуют вебстеритам. Это подтверждается тем, что в протолочках из образцов нам удалось обнаружить зерна ортопироксена. В основной мелкозернистой массе порфиридов, часто по структуре очень близкой микрозернистому пироксениту, присутствуют отдельные кристаллы достаточно свежего клинопироксена, а также коричневая роговая обманка, актинолит и хлорит. Встречаются единичные зерна полностью соскюритизированного плагиоклаза. В целом в составе породы явно преобладают пироксен и развивающиеся по нему амфиболы и хлорит. Подобная и более высокая степень метаморфической переработки характерна для пород бонинитовых серий из палеозойских офиолитов [Добрецов и др., 1986; Симонов, Кузнецов, 1991; Симонов и др., 1994].

В основу исследований положены результаты изучения характеристик, наименее зависимых от метаморфических изменений. Упор был сделан на изучение геохимии устойчивых при вторичных процессах элементов (Ti, Ni, Cr, V, Y, Zr и Nb), а также на исследование составов первичных минералов в сравнении с данными по современным островодужным и океаническим структурам.

По основным петрохимическим компонентам пироксеновые порфириды из палеоспредиговых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов (см. табл. 2.1) близки бонинитам современных энсиматических дуг Тихого океана (Идзу-Бонинская, Тонга). В то же время, как и в случае с более древними бонинитами Центральной Азии [Симонов и др., 1994], намечаются определенные отличия. В частности, устанавливаются повышенные значения CaO (9,5–18%), что связано с преобладанием измененного клинопироксена в основной массе.

Из анализа имеющихся данных видно, что существуют бониниты и бонинитовые расплавы с высокими содержаниями CaO (до 12–15%) в Идзу-Бонинской дуге, в офиолитах Горного Алтая, Малого Кавказа [Симонов и др., 1994; Цамерян и др., 1988] и в дуге Вануату (устное со-

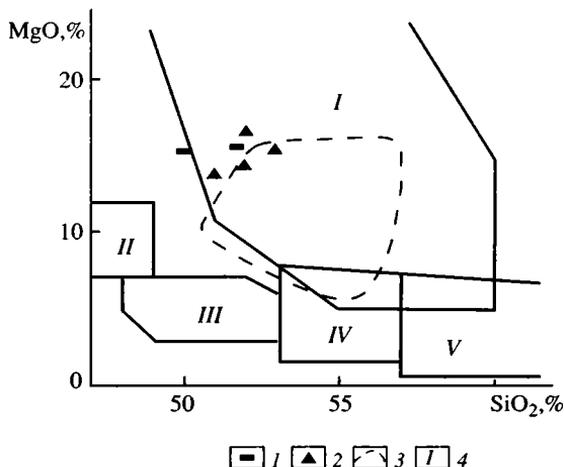


Рис. 2.14. Диаграмма MgO–SiO₂ для составов пироксеновых порфиритов из дайковых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов

1, 2 – пироксеновые порфириты: 1 – даек, 2 – “вторичных камер”; 3 – поле составов бонинитов Горного Алтая; 4 – поля составов пород: 1 – бонинитов западной части Тихого океана, II – оливиновых базальтов, III – базальтов, IV – андезито-базальтов, V – андезитов. Построена с использованием данных В.А. Симонова и др., [1994]

общение С.К. Злобина). К тому же мы видим, что в Войкаро-Сыньинской офиолитовой ассоциации есть породы, практически идентичные порфиритам по содержанию основных петрохимических компонентов, это пироксениты и особенно вебстериты: SiO₂ – 48,3%; TiO₂ – 0,23%; Al₂O₃ – 4,26%; MgO – 17,16%; CaO – 16,94% [Петрология и метаморфизм..., 1977]. Именно пироксениты рассматривались в качестве интрузивных аналогов бонинитовых серий [Добрецов и др., 1986], и наиболее близки бонинитам вебстериты [Смолякин, 1992]. Таким образом, высокие содержания CaO в пироксеновых порфиритах (соответствующих, по нашему мнению, бонинитовым сериям) находят свое объяснение.

Наиболее характерной особенностью бонинитов является высокое содержание MgO при значительных количествах SiO₂. На диаграмме MgO–SiO₂ видно (рис. 2.14), что пироксеновые порфириты резко отличаются от обычных базальтов, располагаясь в полях бонинитов Тихого океана и Горного Алтая.

Пироксеновые порфириты палеоспредиговых структур Полярного Урала имеют аномальные содержания Cr (1044–1720 г/т) по сравнению с океаническими (150–300 г/т) и островодужными (40–60 г/т) базальтами, что даже выше, чем в бонинитах Восточного Саяна (в среднем 500 г/т) и близко к количеству Cr в бонинитах Горного Алтая (893 г/т) и островных дуг западной части Тихого океана: Идзу-Бонинской (в среднем 786 г/т), Марианской (915 г/т), Тонга (1800 г/т) [Симонов, 1993]. В результате мы имеем очень низкие значения Ti/Cr (1,3–2,5). На диаграмме Ti/Cr–Ni пироксеновые порфириты Войкаро-Сыньинских офиолитов попадают в поле бонинитов Тихого океана и

Таблица 2.4. Представительные анализы составов амфиболов из пироксеновых порфиритов палеоспредиговых дайковых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов Полярного Урала, мас. %

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO
1	С-5-95	47,50	1,89	7,95	0,71	8,38
2	С-6-95	49,06	1,37	5,80	0,17	11,37
3	С-8а-95	47,26	2,10	7,51	0,59	10,09
4	С-6-95	54,32	0,05	2,35	0,02	10,29
5	С-8а-95	54,93	0,02	2,63	0,08	7,97
6	С-8а-95	55,11	0,03	2,07	0,08	7,98

Примечание. Составы минералов (1–3 – роговые обманки "океанического" метаморфизма, 4–6 – амфиболы актинолитового ряда регионального метаморфизма)

ловиях примитивных энсиматических островных дуг, зарождающихся на океанической литосфере, что является хорошим подтверждением выводов, основанных на геохимических данных.

Как уже отмечалось выше, породы палеоспредиговых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов в значительной степени изменены. Исследования составов амфиболов, развивающихся по пироксенам (табл. 2.4), позволили выявить два этапа метаморфических процессов. Коричневые роговые обманки фиксируют метаморфизм "океанического" типа, происходивший в результате циркуляции морской воды непосредственно в ходе спредиговых процессов. Для океанического метаморфизма характерны хорошая сохранность первичных структур, псевдоморфные замещения магматических минералов метаморфическими, низкие давления (0,5–2 кбар) и высокоградиентная температурная зональность от амфиболитовой до цеолитовой фаций [Скляров, Добрецов, 1987]. Второй этап связан с образованием амфиболов актинолитового ряда, которые развивались в процессе регионального низкоградиентного метаморфизма.

В целом петрологические, геохимические и минералогические исследования показали, что пироксеновые порфириты из палеоспредиговых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов соответствуют породам бонинитовых серий. Учитывая, что в разрезе офиолитов (в частности по р. Правая Пайера) комплексы с пироксеновыми порфиритами находятся достаточно близко к гипербазитам, в которых широко развиты жилы вебстеритов, секущие гарцбургиты, можно предположить, что высококальциевые бонинитовые расплавы (по составу отвечающие пироксенитам) в одних случаях формировали дайковые серии, а в других ситуациях, в более пластичной гипербазитовой матрице образовали жилы пироксенитов, преимущественно вебстеритов.

Эти представления подтверждаются данными Г.Н. Савельевой [1987], свидетельствующими о значительной обогащенности базальтовыми компонентами вебстеритов (располагающихся в гарцбургитах), позволяющей предположить, что способ их образования был другим,

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
0,08	16,66	11,94	1,65	0,14	96,91
0,15	15,68	11,91	1,03	0,19	96,72
0,11	16,20	11,29	1,44	0,07	96,66
0,17	16,82	13,04	0,21	0,04	97,33
0,16	18,21	12,80	0,21	0,03	97,04
0,19	18,76	12,55	0,15	0,02	96,92

проанализированы на микроанализаторе "Camebax-micro" в ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск.

нежели у метаморфогенных жил пироксенитов и связан скорее всего с кристаллизацией проникавших сквозь гарцбургиты расплавов [Добрецов, 1981].

Исследования геохимических особенностей лав войкарской серии, прежде всего распределение устойчивых к вторичным процессам элементов (Ti, Cr, Ni, V), показали, что эти образования могли формироваться из близких к рассмотренным палеоспрединовым комплексам магматических систем, связанных с соответствующей палеогеодинамической обстановкой. Эти выводы не противоречат данным предыдущих исследований о том, что диабазы комплекса параллельных даек сопоставимы со спилитами района р. Войкар, являясь комагматичными образованиями [Язева, Бочкарев, 1984].

Выше было указано, что возраст Войкаро-Сыньинских офиолитов, по данным предыдущих исследований, оценивается в весьма широком временном диапазоне. В связи с этим нами было проведено дополнительное изучение возраста этих пород Ag-Ag изотопным методом. Анализировались преимущественно мономинеральные фракции.

Анализ свежих первичных минералов (плаггиоклаз – *Pl* и клинопироксен – *Cpx*) показал для расслоенного комплекса: оливиновое габбро (*Pl*) – 450±25 млн лет, габбро (*Pl*) – 550±80 (?) млн лет; для спрединовых серий: пироксеновые порфириды (*Cpx*) – 352±60(?)–444±56 млн лет, плаггиоклазовый порфирит (*Pl*) – 426±21 млн лет. Исследования вторичных амфиболов позволили выяснить возраст метаморфизма: пироксеновые порфириды (роговая обманка) – 497±26 млн лет, пироксеновые порфириды (актинолит) – 339±40 млн лет. Таким образом, Ag-Ag датирование по первичным неизмененным минералам показало, что Войкаро-Сыньинские интрузивные габбро-гипербазитовые комплексы формировались в ордовике-силуре практически синхронно со спрединовыми сериями. Метаморфические процессы начались одновременно с образованием магматических пород в ордовике ("океанический" метаморфизм) и продолжались до девона ("региональный" метаморфизм).

В результате проведенных исследований удалось установить, что палеосрединговые комплексы Полярного Урала, обладая признаками океанических и бонинитовых серий, формировались скорее всего во фронтальной части зарождающейся на океанической литосфере примитивной островной дуги в самом начале развития субдукционных процессов. Данные выводы хорошо согласуются с представлениями об образовании Войкаро-Сыньинских офиолитов в фундаменте островных дуг типа Идзу-Бонинской и Тонга [Добрецов, 1974; Петрология и метаморфизм..., 1977; Язева, Бочкарев, 1984] и в целом соответствуют палеогеодинамическим условиям формирования ряда бонинитсодержащих офиолитовых ассоциаций Центральной Азии [Симонов и др., 1994].

* * *

Детальные геологические, петролого-геохимические и минералогические исследования палеосрединговых комплексов из офиолитов Полярного Урала позволили установить, что они формировались в палеогеодинамических условиях начальных стадий развития примитивных островных дуг с бонинитовыми сериями типа Марианской, Тонга и Идзу-Бонинской. В то же время процессы формирования структур Уральского палеоокеана начинались до образования примитивных островных дуг на фундаменте из габбро-гипербазитовых комплексов. Поэтому важным является вопрос о палеогеодинамической обстановке формирования этих серий. Весьма успешным оказался подход, как это показано для офиолитов Дальнего Востока и Сибири [Паланджян, 1992; Симонов, Ступаков, 1996; Ступаков, Симонов, 1997], с использованием составов первичных минералов из ультраосновных пород. Для пород Войкаро-Сыньинских офиолитов проведен сравнительный анализ минералов из гипербазитов (использованы данные Г.Н. Савельевой [1987]) с современными эталонными объектами [Паланджян, 1992].

В результате было выяснено, что ультрабазиты Войкаро-Сыньинского массива наиболее близки к перидотитам срединно-океанических хребтов. Кроме того, они практически совпадают по всем рассмотренным характеристикам минералов с ультраосновными породами океанических офиолитов Чаганузунского массива в Горном Алтае. Детальный анализ хромшпинелидов, орто- и клинопироксенов позволил уточнить, что ультрабазиты Войкаро-Сыньинского массива формировались скорее всего в медленносрединговых срединно-океанических хребтах в участках наложения мантийных плюмов и впоследствии служили в качестве фундамента зарождающихся островных дуг.

В целом выстраивается последовательная цепочка палеогеодинамических событий: R(?)—O₁ – формирование океанической литосферы в медленносрединговых срединно-океанических хребтах Уральского палеоокеана; O—S – образование расслоенного габбро-гипербазитового интрузивного комплекса с практически синхронным развитием срединговых дайковых серий с бонинитами как результат развития примитивных островных дуг; D – образование зрелых островодужных систем с шошонитами.

Глава 3

МАЛОУРАЛЬСКАЯ ЗОНА

Малоуральская (Войкарская) зона занимает крайне восточное положение в Восточно-Уральской мегазоне Полярного Урала (см. рис. 2.1). В ее строении участвуют осадочно-вулканогенные породы ордовика(?), силура, нижнего и среднего девона и ассоциирующие с ними диориты, гранодиориты, тоналиты, плагиограниты. Вещественные комплексы Малоуральской зоны слагают увалистое поднятие Малого Урала и Лагортинскую депрессию.

В строении Малоуральской зоны выделяются (с запада на восток): Собский гранитоидный батолит и Малоуральский палеовулканический пояс.

Собский батолит протягивается в северо-восточном направлении более чем на 200 км при максимальной ширине 10–15 км. В его строении участвуют гранитоиды собского комплекса, слагающие основную часть массива. Здесь распространены также биотитовые граниты и лейкограниты янаслорского комплекса, а также монцититы и монцодиориты конгорского комплекса.

Гранитоиды собского комплекса образуют дифференцированную серию пород от тоналитов до адамеллитов и жильных плагиогранитпорфиров и порфировидных трондьемитов. Они характеризуются нормальной и пониженной кремнекислотностью, невыдержанной глиноземистостью и низким содержанием K_2O (табл. 3.1).

На диаграмме $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O) - Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ фигуративные точки собских гранитоидов локализуются в поле пород недосыщенных Al по отношению к сумме (Ca + Na + K) и располагаются в поле низкоглиноземистых пород, что говорит в пользу минимального участия осадочного материала в процессе магмообразования (рис. 3.1).

На диаграмме Rb–(Y + Nb) точки составов исследуемых гранитоидов формируют поле на границе островодужных образований и гранитов океанических хребтов (рис. 3.2).

Содержание элементов-примесей в породах комплекса приведено в табл. 3.2. В породах собского комплекса отмечается избыток Nb, Sr и дефицит Rb, Th, легких РЗЭ и Yb, содержание Ba и Y находится на уровне содержания их в верхней коре (рис. 3.3). Спектр распределения элементов-примесей для пород собского комплекса дифференцирован. В низкокальциевых гранитоидах жильной серии содержания HREE (Er, Tm, Yb) и Y, Co, Ni, Hf, Nb, Ga, Sc, As, Se, Sb, Au выше кларковых, а LREE, Br, Rb, Ta, Th, U ниже кларка (рис. 3.4).

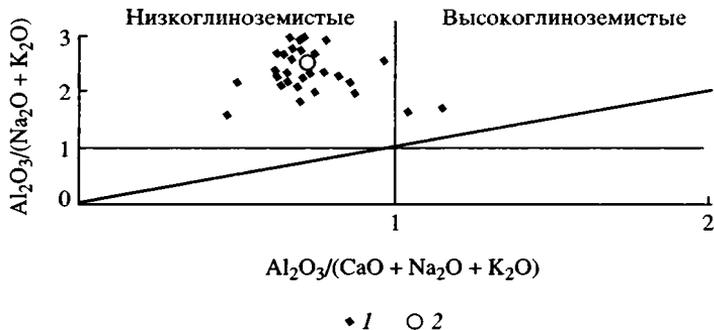


Рис. 3.1. Диаграмма зависимости $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O) - Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$
 1 – фигуративные точки составов гранитоидов собского комплекса; 2 – точка среднего состава гранитоидов собского комплекса

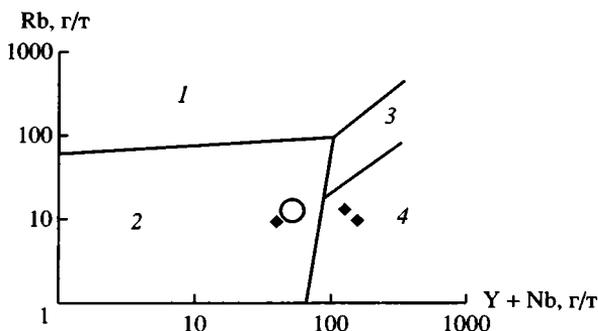


Рис. 3.2. Дискриминационная диаграмма Пирса для гранитоидов собского комплекса

1 – синколлизионные граниты; 2 – граниты островных дуг; 3 – внутриплитные граниты; 4 – граниты океанических хребтов

Остальные условные обозначения см. рис. 3.1

Редкоземельные элементы в гранитоидах собского комплекса показывают довольно однородное распределение (см. рис. 3.3). Для пород комплекса характерны отрицательная европиевая аномалия, дифференцированное отношение легких и тяжелых РЗЭ, $(La/Yb)_N$ достигает 15,21, отсутствие значимых корреляций распределения РЗЭ и петрохимических характеристик. В спектре распределения РЗЭ для пород собского комплекса отмечаются положительная и отрицательная Eu-аномалии, которые свидетельствуют о формировании пород из фракционированного расплава при удалении из него кальцийсодержащих минералов либо об обогащенности пород специфическими аксессуарными минералами. Гранитоиды собского комплекса по петро-геохимическим характеристикам принадлежат известково-щелочной магматической серии и соответствуют группе континентальных трондьемитов.

Таблица 3.1. Химический состав гранитоидов собского комплекса, мас. %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	П.п.п.
Л2-47/1	60,40	0,27	10,23	6,80	3,00	0,20	2,23	5,63	3,08	1,39	0,20	1,48	3,58
Л2-48	62,15	0,32	16,17	6,55	2,52	0,22	2,37	6,50	3,09	0,74	0,21	0,09	1,68
Л2-48/3	62,59	0,26	16,43	5,48	2,29	0,18	2,32	6,69	3,26	0,44	0,21	0,65	2,13
Л2-48/4	61,31	0,34	15,97	7,13	2,99	0,22	2,62	6,18	3,04	1,11	0,20	0,09	1,88
Л2-50	59,16	0,38	15,56	8,78	4,02	0,21	3,19	6,24	2,77	1,43	0,19	0,48	2,09
Л2-50а	58,85	0,37	16,21	8,49	4,05	0,22	3,58	4,54	2,95	2,01	0,19	0,11	2,60
Л2-50/2	59,45	0,38	15,80	8,76	3,91	0,23	3,09	6,75	2,61	1,11	0,19	0,24	1,62
Л2-50/4	58,82	0,35	15,97	8,17	4,04	0,18	3,43	3,77	3,27	2,29	0,19	0,78	3,56
Л2-50/5	59,99	0,36	15,88	7,96	3,50	0,21	3,88	4,12	3,41	1,70	0,20	0,27	2,30
Л2-51	60,07	0,42	15,60	8,64	3,81	0,21	2,97	5,62	2,97	1,14	0,20	0,16	2,17
Л2-51/1	61,07	0,31	15,48	7,54	3,07	0,20	3,34	5,86	2,84	1,37	0,20	0,03	1,79
Л2-52	59,80	0,40	15,93	8,25	3,36	0,27	3,42	5,51	3,03	0,82	0,19	0,22	2,37
Л2-52/1	59,38	0,37	17,39	7,10	3,26	0,19	2,55	4,12	3,07	1,67	0,19	1,00	3,96
Л2-53	64,84	0,34	14,32	6,89	3,34	0,19	1,76	5,77	2,84	1,76	-	0,28	1,30
Л2-53/3	61,80	0,33	16,02	6,91	3,31	0,16	2,26	5,02	3,30	1,46	0,20	0,17	2,55
Л2-54	61,79	0,35	15,35	8,00	3,82	0,17	1,81	6,43	3,06	1,68	-	0,11	1,36
Л2-55	64,41	0,33	14,85	6,72	2,93	0,16	1,79	4,62	2,96	2,13	0,22	0,25	1,82
Л2-55/1	64,53	0,34	14,57	6,62	3,30	0,16	1,97	4,78	2,80	2,64	-	0,09	1,60
Л2-56	63,84	0,30	15,20	6,31	2,82	0,15	1,89	6,14	2,82	1,67	0,09	0,22	1,60
Л2-57	52,33	0,45	16,54	10,65	5,72	0,24	3,53	7,92	2,47	0,96	0,16	2,11	4,77
Л2-58	67,98	0,26	14,27	4,89	2,48	0,12	1,62	5,06	2,72	1,89	0,24	0,32	0,96
Л2-59/1	51,15	0,49	16,19	12,47	5,04	0,28	4,90	8,60	1,85	0,39	0,23	0,33	3,44
Л2-59/2	57,10	0,43	16,48	8,98	4,32	0,27	4,24	7,08	3,06	0,57	0,18	0,13	1,62
Л2-60r	50,88	0,46	15,04	12,74	6,22	0,28	5,75	8,54	4,33	0,64	0,15	0,25	1,18
Л2-60/5	60,63	0,32	15,54	8,17	4,74	0,16	3,71	6,54	2,96	0,75	0,07	0,09	1,14

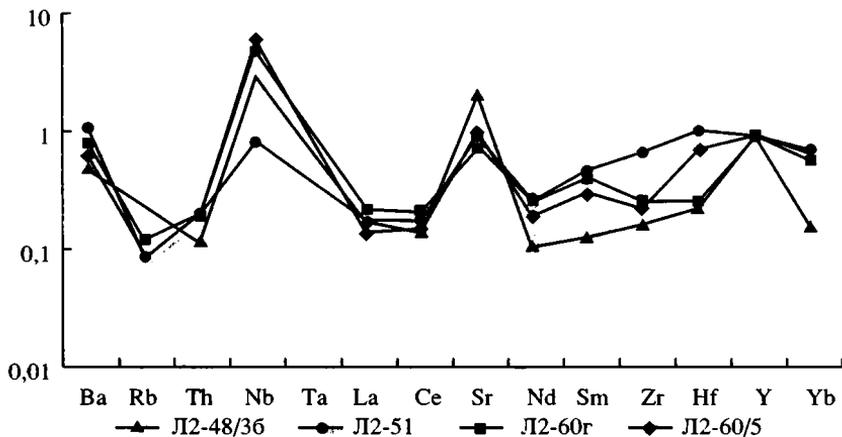


Рис. 3.3. Диаграмма распределения элементов-примесей в гранитоидах собского комплекса. Аналитические данные нормированы по составу верхней континентальной коры (по: [Тейлор, Мак-Леннан, 1988])
 Указанные номера образцов см. в табл. 3.1

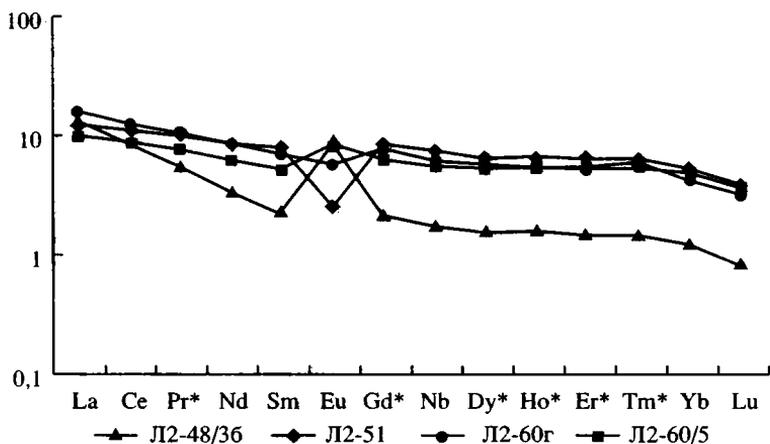


Рис. 3.4. Распределение РЗЭ в гранитоидах собского комплекса. Аналитические данные нормированы по хондриту C1 (по: [San, 1982])
 Указанные номера образцов см. в табл. 3.2

Изотопно-геохимические характеристики ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0,70413-0,70475$) указывают на обеднение субстрата собских гранитоидов радиогенным стронцием [Геохимия изотопов..., 1983].

Верхний возрастной рубеж пород собского комплекса определяется находками гранитоидных обломков в конгломератовых горизонтах разреза раннего-среднего девона Малоуральской возвышенности. Изо-

Таблица 3.2. Содержание редких и редкоземельных элементов в гранитоидах собского комплекса, г/т

Элемент	Л2-48/36	Л2-51	Л2-60г	Л2-60/5	Среднее
Sc	4,35	23,7	46,6	29,6	26,0625
Cr	2,04	22,3	83,9	37,3	36,385
Co	6,51	16,5	28	20,6	17,9025
Ni	–	180	180	40	100
Zn	30	140	150	130	112,5
Rb	–	8,9	12,8	9,35	7,7625
Sr	695	305	240	330	392,5
Y	20	20	20	20	20
Zr	–	125	48	40	53,25
Nb	70	20	110	140	85
Sb	0,33	–	0,021	0,14	0,12275
Cs	0,24	–	–	1,57	0,4525
Ba	260	565	425	335	396,25
La	5,17	4,91	6,14	3,9	5,03
Ce	8,8	11	12,9	8,98	10,42
Pr	0,79	1,47	1,58	1,11	1,2375
Nd	2,61	6,82	6,46	4,76	5,1625
Sm	0,55	2,04	1,75	1,32	1,415
Eu	0,84	0,23	0,52	0,78	0,5925
Gd	0,71	2,92	2,59	2,11	2,0825
Tb	0,11	0,47	0,39	0,35	0,33
Dy	0,66	2,77	2,4	2,24	2,0175
Ho	0,15	0,63	0,52	0,51	0,4525
Er	0,41	1,8	1,47	1,52	1,3
Tm	0,06	0,27	0,22	0,24	0,1975
Yb	0,34	1,51	1,24	1,4	1,1225
Lu	0,055	0,26	0,21	0,25	0,19375
Hf	1,3	5,71	1,48	3,96	3,1125
Tm	0,06	0,27	0,22	0,24	0,1975
Yb	0,34	1,51	1,24	1,4	1,1225
Lu	0,055	0,26	0,21	0,25	0,19375
Hf	1,3	5,71	1,48	3,96	3,1125
Th	1,15	2,1	1,92	1,98	1,7875
U	1,12	1,28	1,51	2,09	1,5
La _n /Yb _n	10,27	2,197	3,35	1,88	4,42425
Eu/Eu*	4,1	0,29	0,75	1,42	1,64

топно-радиологические определения возраста пород комплекса – 404–408 млн лет [Старков, 1985], 400 ± 10 (Rb/Sr изохронный метод) [Геохимия изотопов..., 1983]. В целом возраст плутонических образований собского комплекса оценивается как позднесилурийско-раннедевонский.

Особенности геологического строения, петро-геохимические и изотопные характеристики гранитоидов собского комплекса указывают на формирование пород в островодужной обстановке.

Меньшую роль в строении Собского батолита играют среднедевонские нормальные биотитовые и лейкократовые граниты я н а с л о р с к о г о к о м п л е к с а, образованного тремя ассоциациями пород. Интрузивные породы первой и второй фаз представлены биотитовыми

гранитами, амфибол-биотитовыми гранодиоритами и лейкократовыми гранитами и аляскитами соответственно. Третья фаза – жилы аплитов и пегматитов.

Петрохимический состав гранитоидов янаслорского комплекса вполне типичен для нормальных и лейкократовых гранитоидов. На диаграмме AFM они попадают в поле составов известково-щелочных пород с некоторым отклонением в сторону щелочного тренда дифференциации. На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ фигуративные точки составов гранитов и гранодиоритов комплекса ложатся в поле пород нормальной, а аляскитов – в поле пород повышенной щелочности. В гранодиоритах содержания CaO равны 2–4%, MgO – 1,7%, Fe_2O_3 – 3–4%, Al_2O_3 – 13–15%. Для гранитов характерны повышенные концентрации K_2O (5–6%) при нормальном содержании Na_2O (2–3,5%), вариации содержания кремнезема от 72 до 77%, Al_2O_3 – 12–14%, CaO – 1–2%.

В гранодиоритах отмечаются низкие, по сравнению с кларковыми [Богатиков, 1987], содержания Rb, Cs, Ba, Cr, Sb, Th, U, Br, Ta, Zr, Ni, Zn. При этом породы обогащены Sr, Co, As, Sc, Hf, Se. Граниты и аляскиты значительно обогащены Se и Hf, тогда как содержания U лишь приближаются к кларковым для гранитоидов, а другие рассеянные элементы содержатся в количествах, значительно ниже кларковых.

Спектры распределения РЗЭ в породах янаслорского комплекса лишены каких-либо специфических особенностей, за исключением того, что породы в целом обеднены РЗЭ. При этом характер распределения РЗЭ в породах янаслорского комплекса почти полностью соответствует графикам распределения РЗЭ в островодужных известково-щелочных гранитоидах. Однако отмечается преобладание легких и средних РЗЭ над тяжелыми (отношение La/Yb равно 6,42) и отчетливо просматривается положительная европиевая аномалия. Граниты, так же, как и гранодиориты, обеднены РЗЭ и характеризуются ярко проявленной отрицательной европиевой аномалией и неотчетливо выраженной V-образной формой графика распределения. В аляскитах легкие РЗЭ превалируют над средними и тяжелыми ($\text{La/Yb} = 5,92$), нечетко проявлена отрицательная европиевая аномалия.

Особенности геологического строения, петро-геохимические и изотопные характеристики позволяют рассматривать янаслорский комплекс как образования, сформировавшиеся из магматического расплава андезитовидного состава в процессе его кристаллизационной дифференциации.

Породы конгорского комплекса устанавливаются в составе Собского полихронного батолита. Кроме того, они слагают дайки и другие гипабиссальные тела в поле развития среднепалеозойских осадочно-вулканогенных образований.

Наиболее типичными породами конгорского комплекса являются субщелочные и повышенной щелочности диориты и кварцевые диориты, переходящие в монцодиориты и кварцевые монцодиориты. Менее распространены субщелочные габбро-нориты и субщелочные кварцсодержащие габбро-нориты. По химическому составу породы комплекса принадлежат известково-щелочной серии несколько повышенной щелочности калиевого и калинатрового профиля с вариациями кремне-

кислотности от 47 до 62%. Содержание K_2O в них в среднем превышает 2,07%, при этом сумма оксидов щелочных металлов в субщелочных габбро-норитах около 3%, тогда как в монцонитах и монцодиоритах она достигает 7–8%. Концентрация двуокиси титана в породах комплекса не превышает 1% (модальное значение около 0,5%), CaO – от 5 до 10%, реже более, глинозема – варьирует от 13 до 20%.

Особенности содержания микроэлементов в породах комплекса заключаются в обогащении их Sr (до 600–800 г/т), Rb (от 23–47 г/т) и Ba (до 280 г/т – субщелочные габбро-нориты, и до 680 г/т – монцониты и монцодиориты) [Язева, Бочкарев, 1984]. Суммарное содержание РЗЭ в породах не превышает 88,65 г/т. Степень фракционирования лантаноидов не очень высока ($\Sigma Ce/\Sigma Y = 2,35$), а дифференциация легких и тяжелых РЗЭ значительна (La/Yb до 7,7). Для габбро-норитов повышенной щелочности характерна ярко выраженная положительная европиевая аномалия, тогда как для монцонитов и монцодиоритов положительная аномалия Eu выражена слабо.

Наиболее древние образования Малоуральского палеовулканического пояса представлены спилитами и апоспилитовыми зелеными сланцами, чередующимися с маломощными прослоями и линзами неравномерно рассланцованных высокоуглеродистых кремнистых аргиллитов, алевроаргиллитов и мраморизованных известняков (хараматалоуская, или усть-конгорская свита [Лупанова, Маркин, 1964]).

Для спилитов (SiO_2 46–55%) характерна их повышенная титанистость (1,4–2,2% TiO_2) и умеренная глиноземистость (14–16% Al_2O_3), ниже кларковых концентрации Sr и Ni, околокларковые содержания Co и V. Распределение РЗЭ характеризуется некоторой обогащенностью тяжелых элементов (La/Yb менее 1) [Язева, Бочкарев, 1984].

В конце 40-х годов в линзе серых массивных мраморовидных известняков среди апоспилитовых зеленых сланцев, обнаженных у уреза воды на левом берегу р. Хараматалоу в 1,5 км ниже по течению места впадения в нее р. Конгор (Макар-Рузь), были обнаружены фаунистические остатки плохой сохранности. На основании изучения этих остатков Б.С. Соколов и Р.С. Елтышева сделали вывод об отнесении пород к среднему ордовику.

В береговых обрывах р. Войкар обнажаются подушечные лавы в о й к а р с к о й с в и т ы, чередующиеся с туфосерицитовыми горизонтами. Они впервые были выделены при работах Полярно-Уральской экспедиции ГИН АН СССР 1949–1955 гг. [Лупанова, Маркин, 1964]. Породы войкарской свиты слагают тектонические блоки, расположенные в верховьях р. Войкар и на левобережье ручья Кевсоим. Ненарушенных контактов пород свиты с другими палеозойскими образованиями не известно. Мощность свиты достигает 1500 м.

В Малоуральском поясе преобладают разнообломочные туфы и туфогенно-осадочные породы, а также ассоциирующие с ними лавы основного, среднего и кислого состава (малоуральская, тоупогольская, таньюская или таньинская свиты, юртым-соимский, тэрэнский, манюкуюский, элькошорский и другие вулканические комплексы [Лупанова, Маркин, 1964; Язева, Бочкарев, 1984]).

Таблица 3.3. Представительные анализы составов пород, клинопироксенов и гомогенизированных расплавных включений в клинопироксенах из шошонитовой серии Полярного Урала, мас. %

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ /FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅ /Cr ₂ O ₃	П.п.п.	Сумма
1	с-95-95	51,13	0,67	15,46	10,13	0,16	6,61	6,26	3,00	2,98	0,25	3,44	100,10
2	с-96-95	55,24	0,67	14,71	9,87	0,20	4,84	5,40	3,48	3,27	0,25	2,68	100,63
3	с-97-95	54,21	0,66	14,88	9,98	0,19	5,73	5,49	3,16	2,66	0,26	3,46	100,69
4	с-96-95/3	51,55	0,17	1,86	7,58	0,18	15,36	21,19	0,26	0,01	0,23	–	98,40
5	с-96-95/5	50,72	0,31	1,81	12,34	0,42	14,61	18,49	0,41	0,01	0,01	–	99,12
6	с-96-95/6	51,12	0,39	2,04	11,27	0,35	14,73	18,53	0,43	0,01	0,00	–	98,88
7	с-96-95/8	50,69	0,35	1,69	11,51	0,42	15,07	18,28	0,37	0,00	0,00	–	98,39
8	с-96-95/12	50,88	0,34	1,82	11,97	0,36	14,80	18,89	0,40	0,00	0,00	–	99,45
9	с-96-95/19	50,21	0,30	2,03	10,92	0,35	14,88	19,78	0,37	0,01	0,00	–	98,85
10	с-96-95/20	51,42	0,33	1,67	11,33	0,39	14,73	19,22	0,35	0,00	0,00	–	98,44
11	с-96-95/21	51,44	0,29	1,83	11,46	0,39	14,79	18,52	0,37	0,01	0,00	–	99,06
12	с-96-95/3	61,78	0,62	14,60	5,06	0,11	2,55	5,57	2,60	4,24	0,00	–	97,12
13	с-96-95/5	53,30	0,45	19,08	6,10	0,15	3,40	9,70	3,60	2,54	0,00	–	98,32
14	с-96-95/6	68,38	0,36	15,97	2,01	0,05	0,67	3,03	2,59	5,04	0,00	–	98,09
15	с-96-95/8	63,91	0,42	12,82	5,94	0,16	3,15	5,46	2,64	3,83	0,00	–	98,33
16	с-96-95/12	68,70	0,25	16,17	1,18	0,04	0,34	2,44	2,40	5,59	0,00	–	97,12
17	с-96-95/19	65,53	0,13	16,24	1,89	0,07	1,04	3,78	2,84	4,93	0,00	–	96,45
18	с-96-95/20	69,71	0,29	15,98	1,28	0,06	0,28	2,20	2,36	5,78	0,00	–	97,95
19	с-96-95/21	68,77	0,29	16,63	1,25	0,05	0,15	2,43	2,48	5,62	0,00	–	97,68

Примечание. 1–3 – породы; 4–11 – клинопироксены; 12–19 – гомогенизированные расплавные включения. Fe₂O₃, P₂O₅, П.п.п. – для пород; FeO, Cr₂O₃ – для минералов и включений. Анализы выполнены в ОИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Составы пород определены рентгенофлуоресцентным методом, минералы и включения проанализированы на рентгеновском микроанализаторе "Camebax-micro", ОИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

Эти образования представлены разнообломочными вулканомитовыми и туфогенно-осадочными породами, туффитами и туфами, а также лавами пироксен-плагиоклазовых порфиритов базальтового и андезито-базальтового состава, андезитами, андезито-дацитами и дацитами, ассоциирующими с рифогенными известняками. Эти образования перекрыты ранне-среднедевонскими флишоидно-молассоидными отложениями (варчатинская сзита). В известняках малоуральского вулканического комплекса известны многочисленные фаунистические остатки лудлова–лохкова, прагиена, эмса и эйфеля. Мощность вулканического комплекса на некоторых участках превышает 2000 м.

В пределах восточного склона Полярного Урала (Малоуральский палеовулканический пояс) известен трахио-андезитовый вулканический комплекс D₂₋₃ [Язева, Бочкарев, 1984]), который традиционно сопоставляется с островодужными образованиями.

В 1995 г. из обнажений по ручью Кевсоим в междуречье рек Войкар и Восточная Кокпела были отобраны образцы пород субщелочной серии из островодужной ассоциации девона. Они слагают субгоризонтальные вытянутые тела мощностью от первых до десятков метров, переслаивающиеся с гиало- и вулканокластикой. В связи с тем что как в кровле, так и в подошве этих тел наблюдаются эндоконтактные зоны, по своему строению напоминающие закалочные фации, а сами породы имеют эффузивный облик, нам не удалось установить – силлы это или потоки. Эти тела ассоциируют с рифоидными известняками.

Рассмотренные породы представлены мелкозернистой основной массой, содержащей вкрапленники плагиоклаза (до 5 мм) и более мелкие фенокристы клинопироксенов. Обильно развит магнетит. Полевой шпат и основная масса порфиритов сильно изменены, а среди клинопироксенов сохранились свежие кристаллы. Анализ составов порфиритов (табл. 3.3) показывает высокие концентрации K₂O (2,66–3,27%) при умеренных содержаниях SiO₂ (51,13–55,24% – базальты и андезито-базальты). По соотношениям этих компонентов данные порфириты хорошо соответствуют шошонитовым сериям, располагаясь в поле шошонитов Новой Гвинеи (рис. 3.5). Высокие концентрации Sr (до 812 г/т) и Rb (до 41 г/т) также подтверждают принадлежность изученных пород к шошонитам, причем согласно содержанию данных элементов они идентичны шошонитам Новой Гвинеи и формировались в островной дуге с мощной, более 30 км, корой [Condie, 1973; Jaques, 1976].

Учитывая высокую степень измененности пород, был использован методический подход, успешно примененный нами для древних венд-кембрийских островодужных систем Центральной Азии [Симонов и др., 1994], основанный на рассмотрении таких практически не зависящих от вторичных процессов диагностических критериев, как составы первичных сохранившихся клинопироксенов и заключенных в них расплавленных включений. Было установлено определенное сходство химизма изученных пироксенов с минералами из типичных шошонитовых серий запад-

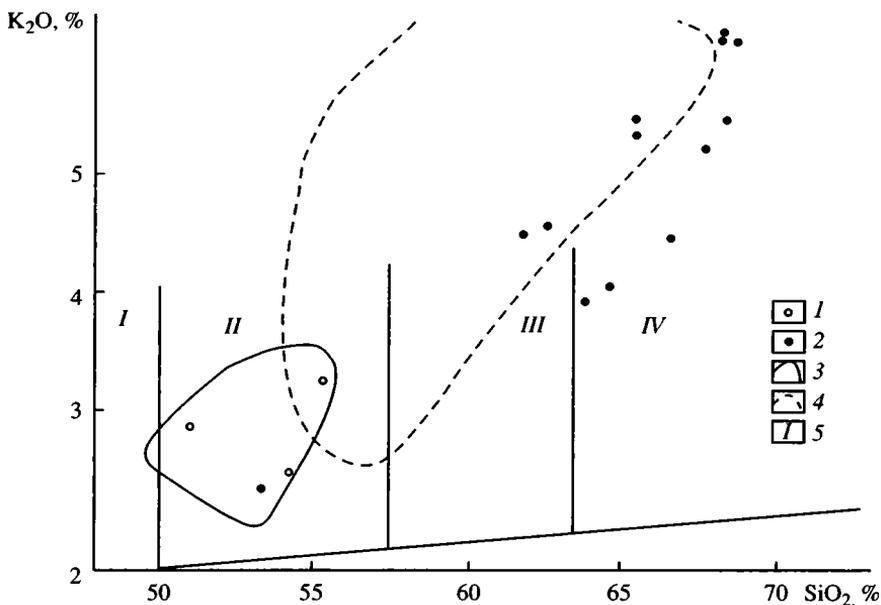


Рис. 3.5. Диаграмма K_2O-SiO_2 для составов пород и гомогенизированных расплавных включений из шононитовой серии Полярного Урала

1 – составы пород шононитов Полярного Урала; 2 – составы гомогенизированных расплавных включений в пироксенах; 3 – поле составов шононитов Папуа Новая Гвинея [Jaques, 1976]; 4 – поле составов высококальциевых шононитовых ассоциаций [Jorlin, 1968]; 5 – поля составов пород: I – абсарокитов, II – шононитов, III – латитов, IV – тосканитов [Mackenzie, Chappell, 1972]

ной части Тихого океана (см. табл. 3.3). Так, по соотношениям $SiO_2-TiO_2-Na_2O$ клинопироксены из рассматриваемых порфиритов Полярного Урала частично попадают в поле шононитов, располагаясь в основном между минералами из известково-щелочных и шононитовых серий (рис. 3.6), что является отражением процессов эволюции расплавов.

Расплавные включения в клинопироксенах располагаются по прямолинейным зонам роста вдоль граней кристаллов либо заполняют равномерно весь объем минерала. Размеры включений 10–70 мкм. Формы округлые, часто с отчетливой огранкой. Включения многофазовые: светлое стекло + несколько кристалликов + рудная фаза (магнетит, титаномагнетит) + газовый пузырек. При нагреве в микротермокамере содержимое расплавных включений становится гомогенным в интервале 1110–1220 °С, что указывает на достаточно широкий диапазон температур кристаллизации пироксенов, которые, судя по взаимоотношениям минералов в порфиритах, образовывались позже плагиоклазов. В результате кристаллизующиеся пироксены захватывали во включениях последние порции в значительной степени уже про дифференцированных расплавов.

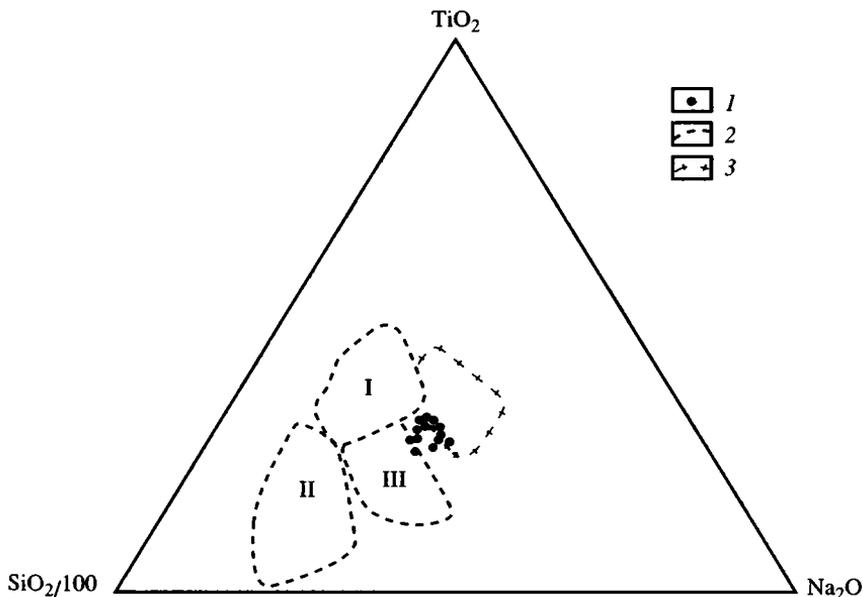


Рис. 3.6. Диаграмма $\text{SiO}_2/100\text{-TiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$ для составов клинопироксенов из пород шошонитовой серии Полярного Урала

1 – составы пироксенов; 2 – поля составов клинопироксенов пород островодужных серий; 3 – поле составов клинопироксенов пород шошонитовой серии. Римскими цифрами на диаграмме обозначены поля составов: I – толеитов, II – бонинитов, III – известково-щелочных серий

Диаграмма построена с использованием данных: [Магматические..., 1985; Высоцкий, 1989; Цамерян и др., 1991; Геология и петрология..., 1991; Meen, 1987]

Это отразилось на составах гомогенизированных расплавных включений, которые показывают последовательную эволюцию магмы от шошонитов к латитам и тосканитам с увеличением K_2O до 5,6% и SiO_2 до 69% (см. табл. 3.3). Аналогичный тренд характерен для высококалийевых шошонитовых серий (см. рис. 3.5). По этим особенностям изученные шошониты отличаются от пород шошонитовых серий Камчатки, в клинопироксенах которых составы расплавных включений более примитивны [Kamenetsky et al., 1995] и отражают начальные этапы развития высококалийевых магм (см. рис. 3.5).

В результате проведенных исследований было выяснено, что в пределах Восточного склона Полярного Урала устанавливаются высококалийевые субщелочные породы, по всем рассмотренным признакам соответствующие шошонитовым сериям [Симонов и др., 1996]. Ранее породы, сопоставимые с шошонитами, были изучены на Среднем и Северном Урале [Бочкарев, 2000]. Таким образом, учитывая индикаторную роль шошонитов, полученные факты позволяют более обоснованно подойти к решению задач, связанных с расшифровкой палеогеодинамических процессов формирования структур Уральского палеоокеана.

Глава 4

ПЕТРО-ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Палеомагнитное изучение Уральского складчатого пояса затронуло преимущественно его южную часть [Бураков и др., 1984; Диденко, Печерский, 1986, 1988; Диденко и др., 1994; Клишевич, Храмов, 1993; Печерский, Шелестун, 1987; Печерский и др., 1987, 1994, 1995; Свяжина, Коптева, 1991; Свяжина и др., 1998; и др.].

Офиолиты являются уникальными образованиями для палеомагнитных исследований:

Во-первых, в разрезе офиолитовых комплексов совмещены различные генетические типы пород – интрузивные, эффузивные и осадочные (соответствующие различным слоям океанической коры).

Во-вторых, для разных слоев океанической коры характерна различная природа намагниченности (TRM, CRM, детритовая).

Петромагнитные данные по интрузивным породам офиолитовых комплексов от венд-кембрийского до мелового возраста (Южные Мугоджары [Печерский и др., 1987], Алайский и Ферганский хребты [Диденко, Печерский, 1986; Диденко и др., 1994], Семаил [Luyendyk et al., 1982], Троодос [Hall et al., 1989] и др.) позволяют утверждать, что в слабо измененных вторичными процессами породах сохраняется информация о магнитных текстурно-структурных особенностях интрузивных пород офиолитовых комплексов. Тенденция сохранения первичных магнитных свойств интрузивных пород прослеживается и в более древних временных интервалах. В многочисленных работах по дайкам Канадского щита протерозойского–нижнерифейского возрастов восстанавливаются не только последующие стрессовые воздействия, но и направления течения внедряющейся магмы [Buchan, Halls, 1990; Ernst, 1990; Ernst, Baragar, 1992; Ernst et al., 1987; Park et al., 1988].

Также известно, что первичным носителем магнетизма магматических пород океанической коры является титаномагнетит [Kent et al., 1978; Johnson, 1979; Dunlop, Prevot, 1982; Кашинцев, Печерский, 1983; Кашинцев, 1991; Печерский и др., 1987, 1994; Печерский, Диденко, 1995; Диденко, 1997а; и др.]. В базальтах слоя 2а он сохраняется достаточно длительное время, испытывая в основном только низкотемпературные изменения: на первой стадии разрушения титаномагнетитов в высокоокислительных условиях происходит образование катиондефицитных титаномагнетитов–титаномаггемитов при сохранении исходной кристаллической структуры. Это явление особенно характерно для

пиллоу-базальтов, в которых преобладают мелкие зерна титаномагнетитов [Гапеев, Печерский, 1981].

В интрузивных породах первичный титаномагнетит в результате высокотемпературного окисления распадается на гемоильменит и малотитанистый, близкий магнетиту, титаномагнетит. Так как этот распад происходит на постмагматической стадии при температурах от субсолидных до 500–600 °С, то вновь образованные носители магнетизма с точками Кюри, близкими магнетитовым, наследуют не только форму и ориентировку первичного титаномагнетита, но и приобретают намагниченность, которая может отождествляться с первичной [Dunlop, Prevot, 1982].

Таким образом, комплексное изучение пород офиолитовой ассоциации – палеоаналога океанской коры, надвинутой на континент, – петро- и палеомагнитными методами с привлечением петрохимических и геологических данных открывает новые возможности для проведения корректных реконструкций геодинамических обстановок в палеоокеанах.

МЕТОДИКА ПЕТРО-ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Полевые исследования. В 1995–1999 годах проводились комплексные исследования восточного и западного склонов Полярного Урала в междуречье Сось и Кокпела. Здесь отобраны ориентированные штудфы для палеомагнитных и петромагнитных исследований из объектов с отчетливо выраженными структурными элементами (слоистость, полосчатость, экзо- и эндоконтактовые зоны интрузивных тел и т.д.). Для габброидов офиолитовой ассоциации замерялись азимут и угол падения расслоенности, для дайковых роев – простираие и угол падения эндоконтактовых зон, в вулканогенно-осадочных толщах – элементы залегания осадочных прослоев и поверхностей лавовых потоков.

Отбор предварялся измерением начальной магнитной восприимчивости (k) капаметром КТ-5 непосредственно в обнажениях. Предпочтение в отборе отдавалось участкам тонко- и мелкозернистых разностей осадков и магматическим породам с умеренной величиной k . Среди диабазов даек предпочтение отдавалось закалочным зонам, которые фиксировались как визуально, так и по закономерному спаду величины k от центра дайки к ее краю, хотя для ряда дайковых тел отбор был произведен и из центральных, хорошо раскристаллизованных частей, для изучения магнитной текстуры интрузивных пород [Диденко и др., 1998]. Отбор образцов из вулканогенно-осадочной толщи проводился как из базальтов, андезито-базальтовых лав, так и из прослоев кремнистых осадков.

Ориентировка образцов производилась магнитным компасом. Региональное магнитное склонение $+23 + 30^\circ$ в зависимости от места работ учитывалось при определении средних палеомагнитных склонений.

При отборе габброидов массива Сьум-Кеу в точках № 10–12 столкнулись с проблемой влияния сильномагнитных пород (величина $k > 0,05$ ед.

СИ) на магнитный компас. Для определения искажения элементы залегания измерялись дважды: непосредственно при соприкосновении компаса с породой и на некотором расстоянии от ориентированной плоскости. Если разница между отсчетами превышала 5° , то отбор образцов прекращался.

Для оценки возраста приобретения породами компонент намагниченности были применены следующие полевые тесты:

Тест складки. Для определения времени приобретения намагниченности породами кремнисто-спилит-диабазовой формации Восточного склона Войкаро-Сыньинского массива использовался тест выравнивания [McElhinny, 1964], корреляционный тест [Баженов, Шипунов, 1988] и модификация теста складки [Шипунов, 1995].

Для образцов габброидов р. Большая Хадата массива Сыум-Кеу был применен метод ступенчатого распрямления складок только для наклонений [Watson, Enkin, 1993; McFadden, 1990].

Усовершенствованный тест галек [Mardia, 1972] и *новый тест конгломератов* [Shipunov, 1993]. Проводился для отложений погурейской свиты Лемвинской зоны (были опробованы внутрiformационные конгломераты ϵ_3 - O_1 возраста).

Тест обжига. Был применен для пород кремнисто-спилит-диабазовой формации Восточного склона Войкаро-Сыньинского массива. Термическое воздействие внедрившихся в осадочную толщу силлов базальтов фиксировалось не только визуально, но и по закономерному спаду величины k от $4000 \cdot 10^{-5}$ в образцах из центральных частей потоков – $60 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ в эндоконтактных зонах до $4+10 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ для необожженных пород, что позволяет говорить о первичных условиях кристаллизации магмы.

Тест обращения. Присутствие в разрезах габброидов Войкаро-Сыньинского и Сыум-Кеуского офиолитовых массивов прямо и обратно намагниченных пород позволило применить тест обращения.

Параллельно из офиолитовых разрезов (габброидов, дайкового комплекса) и разрезов островодужных серий отбирались образцы для петрохимических исследований. Возможность проследить изменения химического состава, а также полученные надежные возрастные датировки “образец в образец” (Ar–Ar) повысили качество палеомагнитных результатов и выводов, сделанных на основе полученных данных.

Петромагнитные исследования. До настоящего времени не решены вопросы о принадлежности к одной или нескольким структурно-формационным зонам Полярноуральского палеоокеана различных членов офиолитовой ассоциации [Добрецов и др., 1977], о степени и типе вторичных преобразований, первичном или вторичном характере расчлененности кумулатов слоя 3 [Путеводитель..., 1978; Буякайте и др., 1983; Язева, Бочкарев, 1984; Савельева, 1987]. Исследование анизотропных свойств вещества позволяет оценить не только первичный или вторичный характер процессов, формировавших эти свойства, но и абсолютную пространственную ориентацию направлений деформаций и напряжений [Шолло, 1977; Symposia..., 1988].

Для разрешения противоречий изучалась магнитная текстура пород – величина и форма анизотропии начальной магнитной восприимчивости. Предпринята попытка оценить поле напряжений в моменты первичного формирования и последующего преобразования магматических пород Войкаро-Сыньинских офиолитов, а также определить – первична или вторична природа наблюдаемых структурных элементов.

Начальная магнитная восприимчивость (k) измерялась в 12 положениях на каппа-мосте KLY-2 – по четырем замерам через 45° в каждой из трех взаимно перпендикулярных плоскостей.

Однородность лабораторного магнитного поля позволяла проводить измерения с чувствительностью не хуже 10^{-7} ед. СИ, что примерно на порядок меньше, чем k самого “слабого” образца.

Исходные данные вводились в компьютер, и по программе AMS [Stupavsky, 1985] рассчитывались направления и величины главных осей эллипсоида магнитной восприимчивости в географических координатах. Направления главных осей эллипсоида магнитной восприимчивости наносились на стереограммы для анализа характера их распределения на сфере.

Величина и тип анизотропии магнитной восприимчивости магматических пород Войкаро-Сыньинского массива изучались на основании следующих параметров:

1. Величина анизотропии характеризуется отношением $Ak = (1 - k_3/k_1)$.

2. Тип магнитной анизотропии рассчитывался и анализировался с использованием параметра: $E = (k_2k_2)/(k_3k_1)$, который позволяет определять форму и степень анизотропии (линейный – $E < 1$, когда $k_2 \approx k_3 < k_1$; плоскостной – $E > 1$, где $k_3 < k_2 \approx k_1$; изотропный – $E \approx 1$, где $k_1 \approx k_2 \approx k_3$).

3. Анализировались зависимости величины магнитной анизотропии (Ak) от начальной магнитной восприимчивости (k) для определения влияния петрохимического состава на намагниченность.

4. Для графического анализа преобладания того или иного типа магнитной анизотропии в изучаемых породах мы использовали диаграммы Д. Флинна [Flinn, 1965].

5. На ряде представительных образцов из трех разрезов исследовались магнитные параметры, характеризующие структуру и состав носителей магнетизма: температурные зависимости намагниченности насыщения в исходном состоянии ($J_s - T$) и после нагрева до $650-700^\circ\text{C}$ ($J_{st} - T$), отношение остаточной намагниченности насыщения к намагниченности насыщения (J_{rs}/J_s).

Информация о составе и магнитной структуре необходима при интерпретации результатов по изучению магнитной анизотропии, так как однодоменные и многодоменные зерна магнетита имеют разные природу анизотропии и направление максимальной (легкой) оси намагничивания; направление максимальной магнитной восприимчивости у однодоменных зерен магнетита лежит в плоскости его короткой оси, тогда как у многодоменных – в плоскости его длинной оси, которая “отслеживает” направление либо течения магмы, либо одноосного напряжения в момент его образования–преобразования [Potter, Stephenson, 1988; Ernst, 1990].

Палеомагнитные исследования. Образцы палеомагнитных коллекций были подвергнуты ступенчатой температурной чистке (*T*-чистка) от 200 до 600–670 °С в электропечи с четырьмя пермаллоевыми экранами (остаточное магнитное поле в печи составляло примерно 15 гамм). Частота ступенчатой чистки увеличивалась с температурой: в интервале до 400 °С шаг составлял 50–100°, выше 400 °С разница между шагами составляла 15–30°. Всего на интервал от комнатной температуры до 600 °С приходилось не менее девяти шагов ступенчатой чистки.

Палеомагнитная коллекция офиолитов массива Сьюм-Кеу была обработана в палеомагнитной лаборатории Геологического института РАН в электропечи с двумя пермаллоевыми экранами.

Измерения остаточной намагниченности проводились на спин-магнитометре JR-4 (чувствительностью по объемному моменту не хуже $5 \cdot 10^{-4}$ А/м), помещенном в три пары колец Гельмгольца (степень экранирования внешнего поля составляет примерно 300 раз).

Для контроля магнитоминералогических изменений материала в ходе температурной чистки параллельно с NRM измерялась магнитная восприимчивость на каппометре KLY-2 производства Чехословакии. Термочистка прекращалась либо из-за заметного подмагничивания, либо если измеряемая величина NRM оказывалась на пределе чувствительности JK-4.

Для определения состава и магнитной структуры носителя NRM исследуемых пород на ряде образцов проводились измерения намагниченности насыщения (J_s) и остаточного насыщения (J_{rs}), их температурные зависимости, а также снимались повторные кривые J_s-T и $J_{rs}-T$ для определения степени изменения материала при нагревах.

Измерения проводились по стандартным методикам на приборах Отдела геомагнетизма ОИФЗ РАН (вибромагнитометр конструкции Н.М. Амосова, термомагнитометр конструкции К.С. Буракова [1977]).

Для выделения компонент NRM каждого образца использовались компьютерные программы компонентного анализа Т. Торсвика и Р. Энкина с иллюстрацией результатов на диаграммах Зийдервельда [Zijderveld, 1967].

Значительная часть коллекции оказалась непригодной для палеомагнитного анализа по причинам: а) нестабильного поведения NRM, выражавшегося как необъяснимыми выбросами направлений NRM одного образца в ходе температурной магнитной чистки, так и низкой кучностью ($K < 3+4$) суммарного направления образцов из одной точки отбора, пласта, тела; б) низкой величины NRM, не позволявшей производить ее надежные замеры на магнитометре в ходе температурной чистки.

По первой причине были отбракованы коллекции метаморфитов из района горы Хордьюс (более 60 ориентированных образцов), значительно кливажированных палевых, серых и зеленовато-серых тонкозернистых песчаников и алевролитов погурейской свиты (более 60 образцов), пестроцветных филлитов грубеинской свиты ранне-среднеордовикского возраста (40 образцов), габбро и диабазов офиолитов центральной зоны в районе ручья Кэр-Шор (более 70 образцов) и тонкозер-

нистых песчаников и алевролитов девонского возраста, отобранных в районе ручья Кевсоим (более 60 образцов). По второй причине были отбракованы коллекции фтанитов (полевые замеры $k = 1+3 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) девонского возраста (более 30 образцов) и светлых известняков из малопайпудынской свиты ордовикского возраста (более 60 образцов), часть габброидов расслоенных комплексов офиолитов Сьум-Кеу и Войкаро-Сыньинского массивов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОМАГНИТНЫХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ЛЕМВИНСКАЯ ЗОНА

Погурейская свита. Внутрiformационные конгломераты погурейской свиты. В одном из слоев конгломератов мощностью в первые метры внутри красноцветной толщи отобраны ориентированные образцы для проведения теста галек. Расчет суммарных направлений NRM галек конгломератов в исходном состоянии и после каждого шага ступенчатой термочистки до 590 °С показал, что направления единичных векторов имеют значительный разброс.

Компонентный анализ NRM галек позволяет выделить в каждом отдельном образце стабильную по направлению компоненту в интервале температур 280–670 °С (рис. 4.1, *a, б*). Направления этой компоненты имеют значительный разброс (рис. 4.1, *в*). Среднее направление этой компоненты для всех образцов галек составляет: Dec = 164°, Inc = -64°, $r = 6,5$. Критическое значение статистики Релея на 95%-ном уровне для объема проанализированной выборки ($n = 21$) составляет 7,35 [Mardia, 1972], т.е. можно говорить о хаотичном распределении стабильной высокотемпературной компоненты в образцах галек конгломератов погурейской свиты и полагать, что в NRM галек присутствует значительная доля доконгломератовой компоненты.

Красноцветные песчаники (ϵ_3-O_1t) погурейской свиты, слагающие верхнюю часть ее базального горизонта, обнажены в обрывах русла р. Погурейгарт. Из моноклинально залегающей толщи красноцветных алевропесчаников (Аз. пад. 80°, $\angle 55^\circ$), расположенной на границе с вышеописанными конгломератами, было отобрано 25 образцов. Мощность толщи алевропесчаников составляет 30–40 м. Величины NRM и k образцов красноцветов достаточно однородны по разрезу и в среднем равны $3+5 \cdot 10^{-3}$ А/м и $20+25 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ соответственно (табл. 4.1).

При компонентном анализе NRM образцов красноцветных алевропесчаников выделяются две компоненты: первая, разрушаемая при температуре 400–480 °С, имеет в современной системе координат западное направление (275°) с очень пологим (около +5°) наклоном; вторая, высокотемпературная, компонента, разрушается при термочистке до 620–640 °С и имеет среднее направление Dec = 199°, Inc = -45° в современной системе координат (рис. 4.2, *a–в*). Характер диаграмм Зийдervельда и соответственно спектры блокирующих температур (выше 460 °С) высокотемпературной компоненты как образцов галек (см. рис.

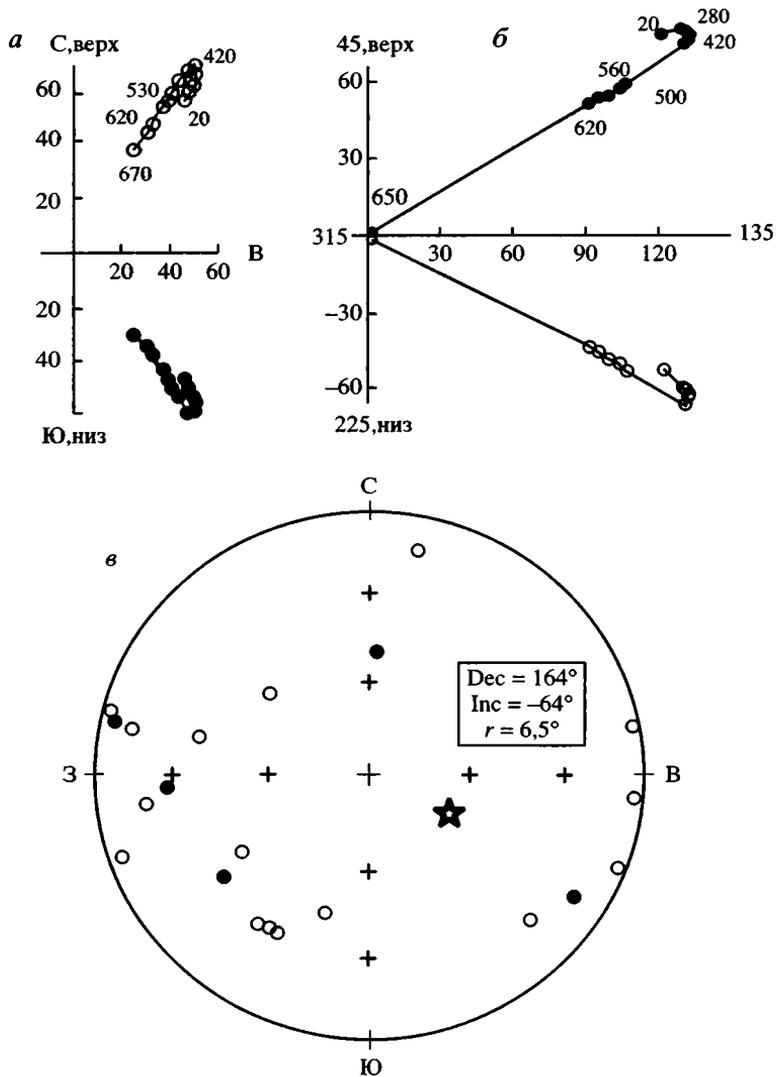


Рис. 4.1. Диаграммы Зийдвервельда для образцов галек погурейской свиты (а, б) и распределение их высокотемпературной компоненты NRM образцов на стереограмме (в)

Залитые знаки (а, б) – проекция на горизонтальную плоскость, полые – на вертикальную. Цифры на диаграммах – температура магнитной чистки (в °С). Залитые знаки (в) – проекция на нижнюю, полые – на верхнюю полусферы. Звездочкой дано среднее направление высокотемпературной компоненты

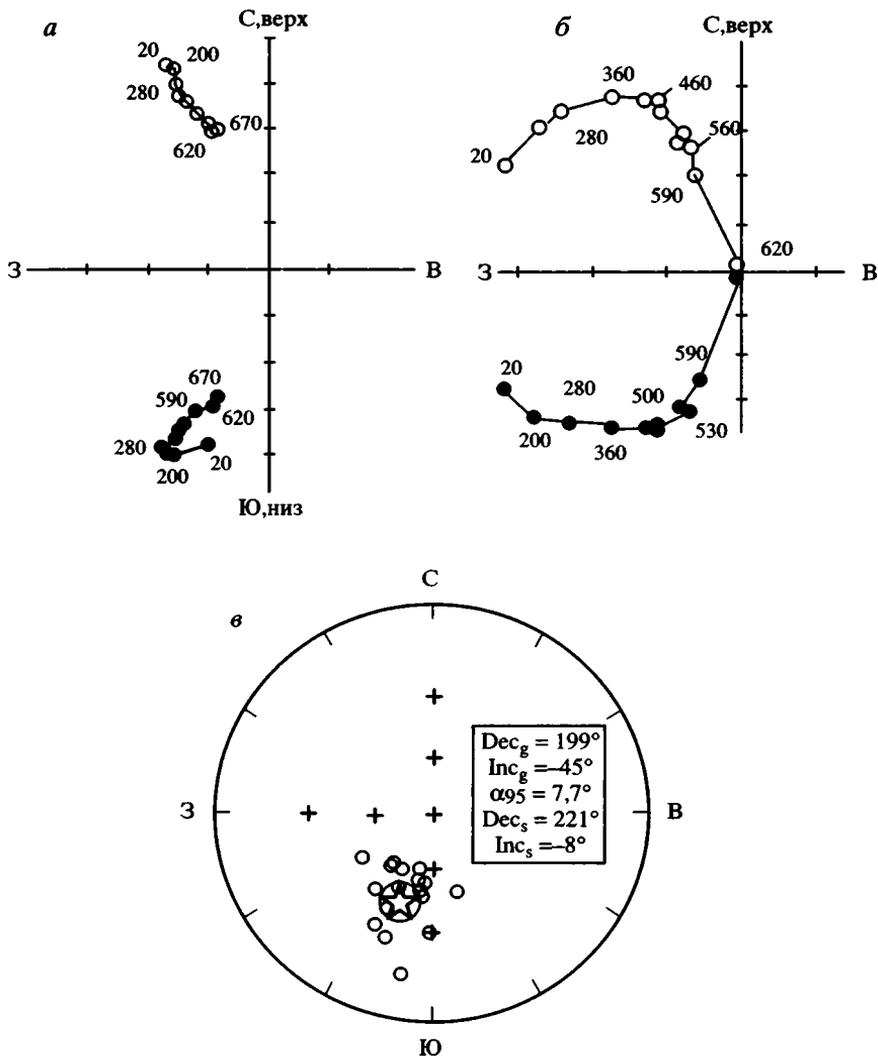


Рис. 4.2. Диаграммы Зийдверelda для красноцветных алевропесчаников погурейской свиты (а, б) и распределение их высокотемпературной компоненты NRM образцов на стереограмме (в)
Условные обозначения см. рис. 4.1

4.1, а, б), имеющей хаотическое распределение для всей совокупности, так и собственно образцов красноцветов (см. рис. 4.2, а, б), очень близки, что позволяет считать высокотемпературную компоненту образцов красноцветов погурейской свиты за близкую первичной для данных пород. Среднее направление этой компоненты имеет кучное распределение на сфере ($K = 20,9$, $\alpha_{95} = 7,7^\circ$; см. рис. 4.2, в, табл. 4.1) и в древней си-

Таблица 4.1. Палеомагнитная характеристика красноцветных алевролитов и алевропесчаников р. Погурейгарт (Лемвинская зона)

№ обр.	NRM · 10 ³ , А/м	J _{nI} /J _{n0}	k · 10 ⁶ , ед. СИ	Q _n	Современная система координат	
					Dec, °	Inc, °
эк-4а	3,37	0,97	193	0,439	217	-42
эк-4б	3,36	0,97	199	0,424	207	-27
эк-4в	2,82	0,88	153	0,463	218	-57
эк-4г	3,49	0,70	190	0,461	190	-54
эк-4д	4,98	0,94	235	0,533	209	-57
эк-4е	3,60	0,95	208	0,435	218	-55
эк-4ж	4,69	0,96	207	0,569	162	-47
эк-4и	3,72	0,94	202	0,462	239	-47
эк-4к	6,14	0,86	210	0,735	192	-59
эк-4л	4,77	0,59	390	0,307	204	-47
эк-4м	3,22	0,88	369	0,220	181	-30
эк-4н	5,05	0,37	258	0,493	186	-47
эк-4п	7,63	0,66	221	0,869	189	-49
эк-4р	7,39	0,69	224	0,830	191	-12
эк-4с	6,67	0,64	337	0,497	200	-25
эк-4ф	6,77	0,73	170	0,999	205	-37
эк-4ц	3,49	0,78	241	0,365	186	-53
эк-4ш	0,45	0,42	43	0,265	186	-47

Среднее направление в современной системе координат: Dec_g = 198,5° Inc_g = -45,4°

Среднее направление в древней системе координат: Dec_s = 221,4° Inc_s = -7,7°
α₉₅ = 7,7° K_s = 20,9

Примечание. NRM – естественная остаточная намагниченность; J_{nI}/J_{n0} – отношение величины NRM после температурной магнитной чистки до 460 °С к исходной; k – начальная магнитная восприимчивость; Q_n – коэффициент Кенигсбергера; Dec, Inc – палеомагнитные склонение и наклонение соответственно; K – кучность; α₉₅ – угол доверия с 95%-ной вероятностью вокруг среднего. Индексы "g" и "s" у Dec, Inc и K указывают современную (географическую) или древнюю (стратиграфическую) системы координат соответственно.

Среднее залегание пород: Аз. пад. 80°, ∠55°.

стеме координат среднее направление компоненты равно Dec = 221,4°, Inc = -7,7°.

Андезито-базальты, их туфы и эпикласты верхнего течения р. Пага. Толща андезито-базальтов, их туфов и эпикластов (S₂-D₁) изучена в верхнем течении р. Пага. Вероятно, эти породы относятся к вулканогенному комплексу Восточно-Лемвинской подзоны, к ее южному сектору [Руженцев, 1998] и образуют здесь изолированный блок. Породы несогласно залегают на филлитизированных туфах и туфоалевролитах грубейшей свиты O₃-S₁ возраста и тектонически перекрыты кремнистыми фтанитами (черногорская серия O₂-D₃fm). Среднее залегание пород: Аз. пад. 135, ∠85°.

Таблица 4.2. Палеомагнитная характеристика андезито-базальтов р. Пага (Лемвинская зона)

№ обр.	NRM · 10 ³ , А/м	J _m /J _{n0}	k · 10 ⁶ , ед. СИ	Q _n	Современная система координат	
					Dec, °	Inc, °
эк-6а	4,46	0,90	230-	0,98	240,5	-38
эк-6б	6,72	0,93	300	0,78	236,5	-16
эк-6в	8,38	0,84	267	0,79	233,5	-38
эк-6г	5,48	0,91	303	0,75	232,5	-50
эк-6д	12,06	0,74	142	1,31	240,5	-49
эк-6е	4,48	0,88	326	0,68	243,5	-39
эк-6ж	15,18	0,87	245	0,89	227,5	-46
эк-6и	5,98	0,82	278	0,74	243,5	-65
эк-6к	12,36	0,89	289	0,77	236,5	-51
эк-6л	14,85	0,78	169	1,16	240,5	-43
эк-6м	11,91	0,68	204	0,84	231,5	-52
эк-6н	7,93	0,82	287	0,72	240,5	-40
эк-6п	12,58	0,85	292	0,73	236,5	-46
эк-6р	14,86	0,72	275	0,66	234,5	-46
эк-6с	11,80	0,76	215	0,89	228,5	-41
эк-6т	12,08	0,80	161	1,25	243,5	-41

Среднее направление в современной системе координат: Dec_g = 236,8° Inc_g = -43,6°

Среднее направление в древней системе координат: Dec_z = 272,2° Inc_z = 2,9°
α₀₅ = 4,9° K_z = 56,8

Примечание. Среднее залегание пород: Аз. пад. 138°, ∠ 85°. Остальные условные обозначения см. в примечании к табл. 4.1.

Образцы для палеомагнитного анализа были отобраны из всего разреза. Однако коллекцию пестроцветных филлитов грубеинской свиты (40 образцов) пришлось отбросить из-за нестабильного поведения вектора NRM в ходе температурной чистки, а коллекция кремнистых фтанитов черногорской серии была отбракована из-за низких значений величины NRM.

Величины *k* и NRM образцов андезито-базальтов составляют 0,14±0,3 · 10⁻³ ед. СИ и 4±15 · 10⁻³ А/м соответственно (табл. 4.2). Судя по блокирующим температурам NRM и данным термомагнитного анализа намагниченности насыщения, основным носителем магнетизма андезито-базальтов является гематит (рис. 4.3, а), образовавшийся при их внедрении в высокоокислительных (приповерхностных) условиях [Печерский и др., 1978]. У ряда образцов Q_n > 1, что показывает преобладание остаточной намагниченности над индуктивной и может свидетельствовать о палеомагнитной стабильности андезито-базальтов.

Компонентный анализ NRM образцов андезито-базальтов (рис. 4.3, а) позволил выделить в интервале 420–670 °С компоненту,

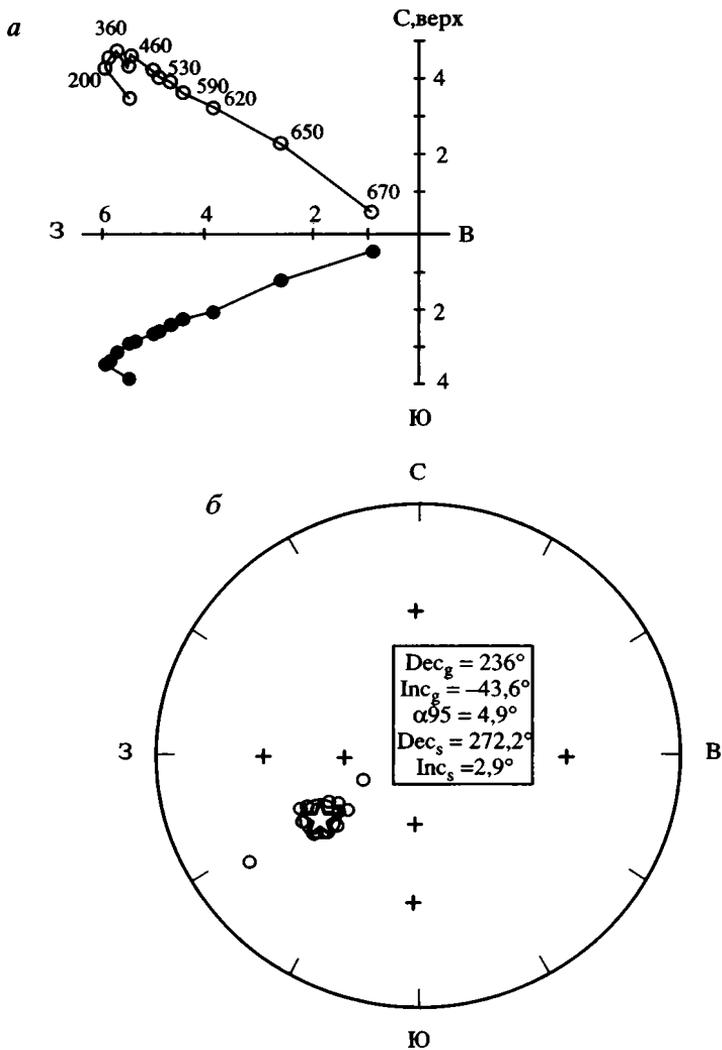


Рис. 4.3. Диаграмма Зийдвервельда (а) для андезитов-базальтов р. Пага и распределение их высокотемпературной компоненты NRM образцов на стереограмме (б)

Условные обозначения см. рис. 4.1

имеющую среднее направление в современной системе координат $Dec = 236^\circ$, $Inc = -44^\circ$, в древней – $Dec = 272^\circ$, $Inc = 3^\circ$ (рис. 4.3, б). В древней системе координат направление компоненты практически совпадает с раннедевонским палеомагнитным направлением Восточно-Европейского континента, пересчитанного на место отбора – $Dec = 293^\circ$, $Inc = 9^\circ$ [Печерский, Диденко, 1995], что позволяет принять возраст этой компоненты раннедевонским(?).

Для Лемвинской зоны получено два древних палеомагнитных направления:

1) для верхнекембрийских–нижнеордовикских красноцветов погурейской свиты – $Dec = 221^\circ$, $Inc = -7^\circ$, $\alpha_{95} = 8^\circ$; 2) для андезито-базальтов р. Пага силурийско-девонского возраста – $Dec = 272^\circ$, $Inc = +3^\circ$, $\alpha_{95} = 5^\circ$. По наклонению эти два направления близки к направлениям, пересчитанным с направлений полюсов соответствующего возраста Восточно-Европейского континента (O_1 – $Dec = 168^\circ$, $Inc = -4^\circ$ и D_1 – $Dec = 272^\circ$, $Inc = 9^\circ$, обратная полярность). Различия в склонении, вероятно, можно объяснить разворотами блоков Лемвинской зоны вокруг вертикальной оси.

Принимая эти компоненты за близкие к первичным палеомагнитным направлениям обратной полярности, можно предположить, что образования Лемвинской зоны на рубеже кембрия–ордовика (510–490 млн лет) формировались на $3-4^\circ$ с.ш. Ко времени формирования андезито-базальтов р. Пага (до D_2) Лемвинская зона испытала небольшое смещение на юг до $0-2^\circ$ ю.ш. с одновременным разворотом против часовой стрелки на 50° . Аналогичный характер движений в это время имеет Восточно-Европейский континент [Диденко и др., 1994], причем палеошироты края континента, ныне примыкающего к Полярноуральскому участку, имеют практически те же самые значения: 1 – в позднем кембрии–раннем ордовике – палеоширота составляет $0-2^\circ$ с.ш.; 2 – в раннем девоне – 4° ю.ш.

ОФИОЛИТОВЫЙ МАССИВ СЫУМ-КЕУ

Для палеомагнитного изучения отобраны ориентированные образцы из комплекса расслоенных габбро-норитов. Залегание габброидов, замеченное по расслоенности, имеет ориентировку в восточно-юго-восточных румбах с углами падения от умеренных ($40-45^\circ$) до крутых ($70-80^\circ$).

По данным термомагнитного анализа, основной магнитной фазой исследованных габброидов массива Сыум-Кеу является магнетит, но его концентрация сильно варьирует; магнитная восприимчивость образцов габбро имеет широкий размах – от $0,33$ до $143 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Столь же существенный размах отмечается и для NRM: от $0,01 \cdot 10^{-3}$ до более 10 А/м (табл. 4.3).

Полный компонентный анализ позволил выделить одну высокотемпературную компоненту (рис. 4.4, а, б). В NRM большей части проанализированных образцов эта компонента выделяется с отрицательным наклонением. Например, для обр. 97-10/zh в современной системе координат она имеет направление $Dec = 190,8^\circ$, $Inc = -32,6^\circ$ в интервале

Таблица 4.3. Петромагнитная и палеомагнитная характеристики габброидов массива Сьум-Кеу

№ обр.	NRM · 10 ³ , А/м	J _n /J _{n0}	k · 10 ⁶ , ед. СИ	Q _n	Современная система координат	
					Dec, °	Inc, °
97-1a	18,40	1,763	924	0,629	189	-37
97-1b	15,05	1,311	846	0,562	183	14,5
97-1v	16,58	0,686	1120	0,468	188	-32
97-2a	103,24	0,861	1230	2,651	189	-7
97-2b	93,47	1,191	5250	0,562	195	9
97-2v	365,31	0,099	28 600	0,403	204	-31
97-3a	281,73	0,528	27 000	0,330	184	-11
97-3b	865,53	0,241	62 400	0,438	187	-14
97-3g	4454,16	0,013	799	176,053	186	10
97-4b	548,76	0,152	34 900	0,497	160	20
97-5b	86,69	0,169	1190	2,301	29	32
97-5v	30,85	0,813	1100	0,886	29	32
97-5g	417,92	0,121	24 800	0,532	12	42
97-5d	226,07	0,013	14 790	0,483	28	63
97-6a	9,43	1,101	1140	0,261	223	-29
97-6b	16,43	1,229	1730	0,300	160	-28
97-6v	23,11	0,892	1380	0,529	185	-6
97-6g	14,93	0,872	1019	0,463	166	-10
97-7v	19,06	0,868	1083	0,556	190	10
97-7g	19,63	0,266	1133	0,547	156	10
97-10a	1212,70	0,260	59 250	0,646	205	8
97-10b	>10 000	-	41 200	-	208	17
97-10v	>10 000	-	30 000	-	195	4
97-10d	>10 000	-	143 100	-	7	-7
97-10zh	2816,14	0,382	40 500	2,196	3	3
97-10k	>10 000	-	40 500	-	189	-36
97-11a	>10 000	-	113 900	-	336	-35
97-16g	23,76	0,251	398	1,885	14	-10
97-16zh	401,42	1,162	38 500	0,329	188	-50
97-16k	93,75	0,591	8600	0,344	186	-58
Среднее направление в современной системе координат:					Dec _g = 218,5°	Inc _g = -8,1°
					α ₉₅ = 14,2°	K _g = 12,5
Среднее направление в древней системе координат:					Dec _s = 226,4°	Inc _s = -19,3°
					α ₉₅ = 9,7°	K _s = 16,4

Примечание. Условные обозначения см. в примечании к табл. 4.1.

температурной чистки 300–440 °С и Dec = 208,2°, Inc = -39,9° в интервале 520–595 °С (см. рис. 4.4, а). В NRM образцов одной точки (№ 5), отобранных ниже по мощности всех остальных, выделена высокотемпературная компонента в интервале 560–595 °С, имеющая положительное наклонение и склонение, отличающееся примерно на 160° от предыдущего образца: Dec = 49,6°, Inc = 40,8° (см. рис. 4.4, б).

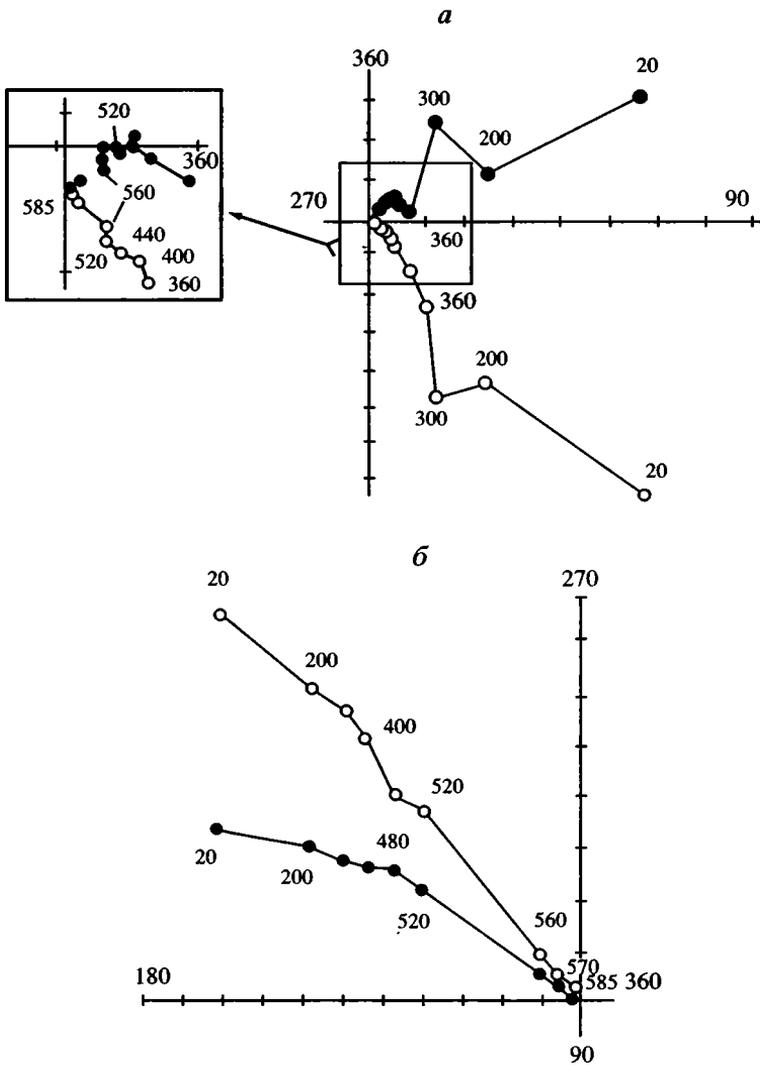


Рис. 4.4. Диаграммы Зейдверельда для габброидов массива Сызум-Кей
 а, б – образцы 97-5г (а) и 97-10к (б), включенные в интерпретацию
 Условные обозначения см. рис. 4.1

В окончательной статистической обработке использованы направления высокотемпературной компоненты 30 образцов из десяти точек отбора. Остальные образцы были забракованы или по причине нестабильного поведения NRM в ходе температурной чистки, или из-за необъяснимого отскока направлений высокотемпературной компоненты образцов обнажения 12 от вышеуказанных направлений.

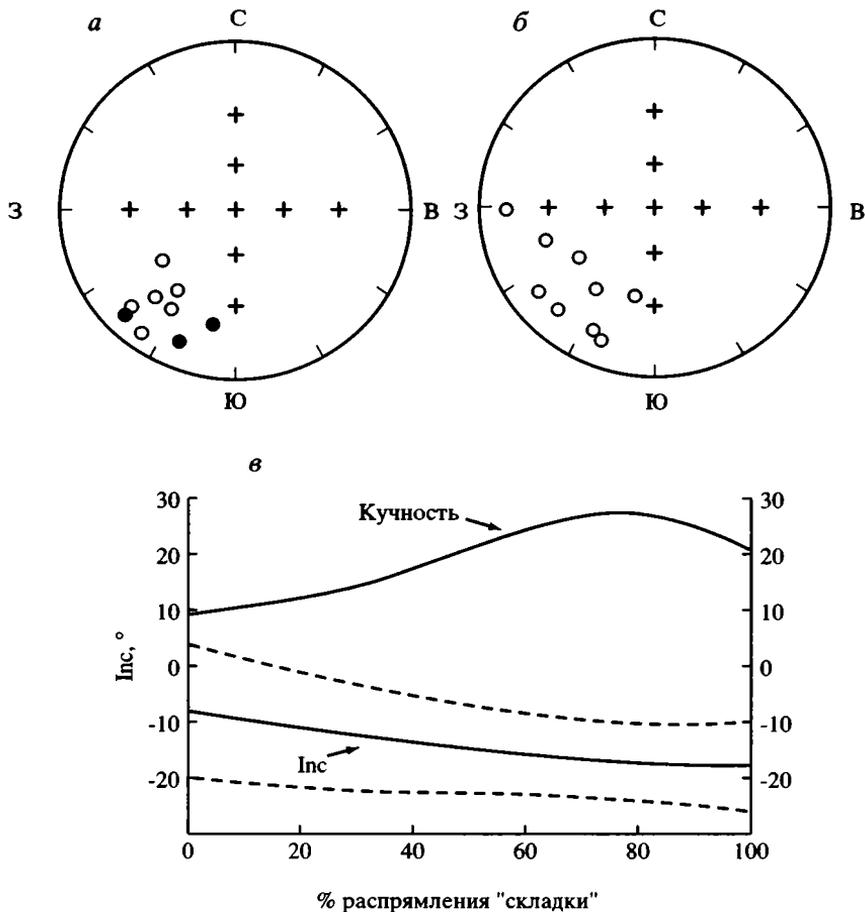


Рис. 4.5. Стереогаммы проекций векторов интерпретируемых палеомагнитных компонент в современной (а) и древней (б) системах координат образцов габброидов массива Сьюм-Кеу. Диаграмма ступенчатого распрямления "складки" (в) рассчитана только для наклонения образцов габброидов

Пунктир – уровень значимости 95%

Остальные условные обозначения см. рис. 4.1

Анализ средних по точкам отбора направлений высокотемпературной компоненты (см. табл. 4.3; рис. 4.5, а, б) показал, что формально кучность в современной системе координат ($K_g = 13,0$) немного выше, чем в древней ($K_g = 9,6$). Следует отметить, что сходимость направлений только по наклонениям существенно выше в древней системе координат; крайние значения наклонений в современной системе составляют от $+20^\circ$ до -36° , тогда как в древней – от -11° до -36° (см. рис. 4.5, а, б). Следовательно, основное различие в направлениях высокотемператур-

ной компоненты в древней системе координат связано в большей степени со склонением, что и фиксируется полосовым распределением средних направлений в древней системе координат от 205 до 270°.

При полевом изучении массива габбро по р. Большая Хадата было отмечено, что массив разбит практически вертикальными разломами на блоки, что, вероятно, могло привести к разворотам блоков вокруг вертикальной оси относительно друг друга. Для проверки этого предположения методом ступенчатого распрямления складок [Watson, Enkin, 1993] были проанализированы только средние наклоны высокотемпературной компоненты по точкам отбора. Оказалось, что максимальная кучность ($K = 22,9$) и соответственно минимальная погрешность в определении генерального среднего направления приходится на 80% распрямления “складки” (см. рис. 4.5, в).

Таким образом, тест ступенчатого распрямления показал, что, вероятно, высокотемпературную компоненту следует отнести к додеформационной. Формирование габброидов массива Сьум-Кеу проходило на широте 10°.

ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ МАССИВ

Расслоенный комплекс кумулятивного габбро верховьев р. Правая Пайера. Для термомагнитного анализа из разреза были отобраны образцы из лейко-, мезо- и меланократовых разностей. Значения k и NRM габброидов весьма “пестрые” по разрезу: k – от 13 до $115 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, величины NRM имеют также значительный разброс – от 0,1 до $169 \cdot 10^{-3}$ А/м. В целом значения k и NRM коррелируют с минеральным составом: лейкократовые разности габброидов менее магнитны, чем меланократовые.

По данным термомагнитного анализа (рис. 4.6, а), во всех образцах меланократовых разностей, где обнаружены ферримагнитные минералы, магнетизм габброидов связан с катиондефицитным магнетитом [Диденко и др., 1998], и, вероятно, именно этим объясняются блокирующие температуры более 580 °С. В ряде образцов, отобранных преимущественно из лейкократовых прослоев, присутствует маггемит, фиксируемый по наличию подъема зависимости J_s-T при 150–200 °С и ее спаду при 330–440 °С (рис. 4.6, б), связанному, очевидно, с переходом маггемита в гематит. Величина J_{rs}/J_{s0} для образцов без маггемита близка 1, в то время как для таковых с маггемитом – значительно меньше 1. В ряде образцов, преимущественно из лейкократовых разностей, содержание ферримагнитных минералов не превышает сотых долей процента, J_s-T имеет гиперболическую форму, близкую парамагнитному типу (см. рис. 4.6, б).

Отношение J_{rs}/J_s у всех проанализированных образцов расслоенного габбро заметно меньше 0,1, что может свидетельствовать о наличии в этих породах многодоменного или псевдооднородного магнетита [Щербаков, Щербакова, 1980].

Величина анизотропии образцов расслоенных габбро имеет значительные колебания от 0,64 до 14,81% (табл. 4.4; рис. 4.7), но анизотропия

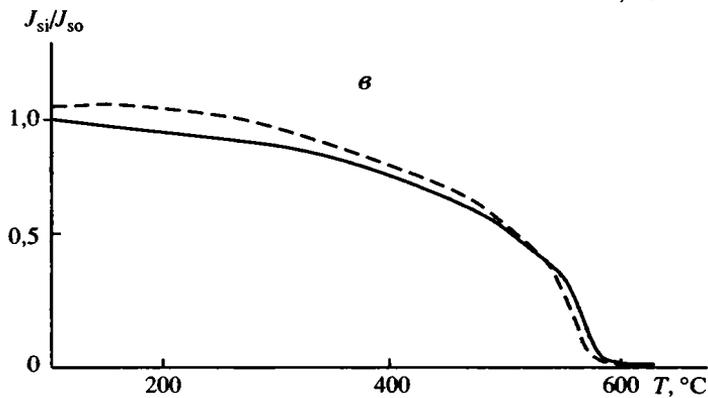
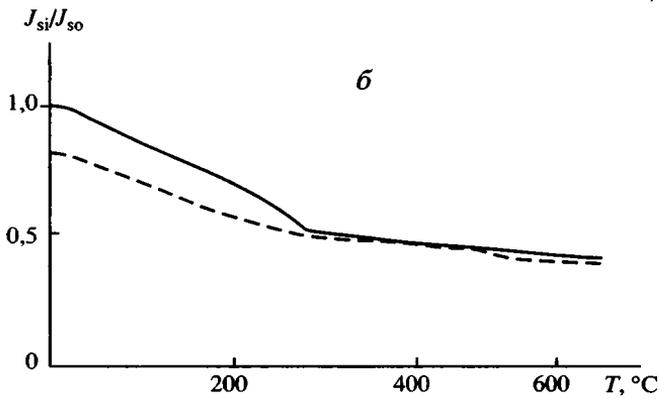
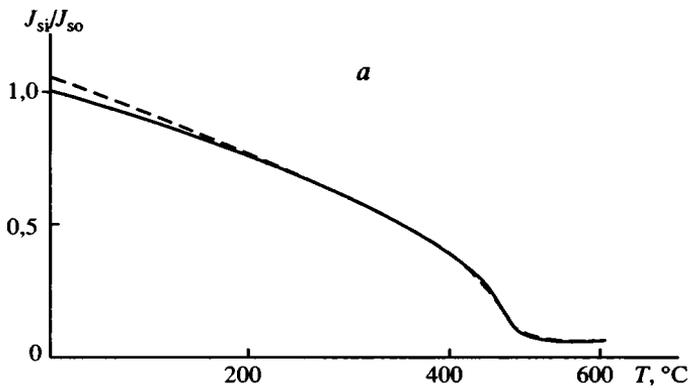


Рис. 4.6. Результаты термомагнитного анализа (J_s-T) образцов расслоенного габбро

a, б – мафитовое (обр. пп-1к) и лейкократовое (обр. пп-1р) габбро, р. Правая Пайе-ра; *в* – габбро-норит (обр. лг-6а), ручей Норитовый. Сплошная линия – первый нагрев, пунктирная – второй

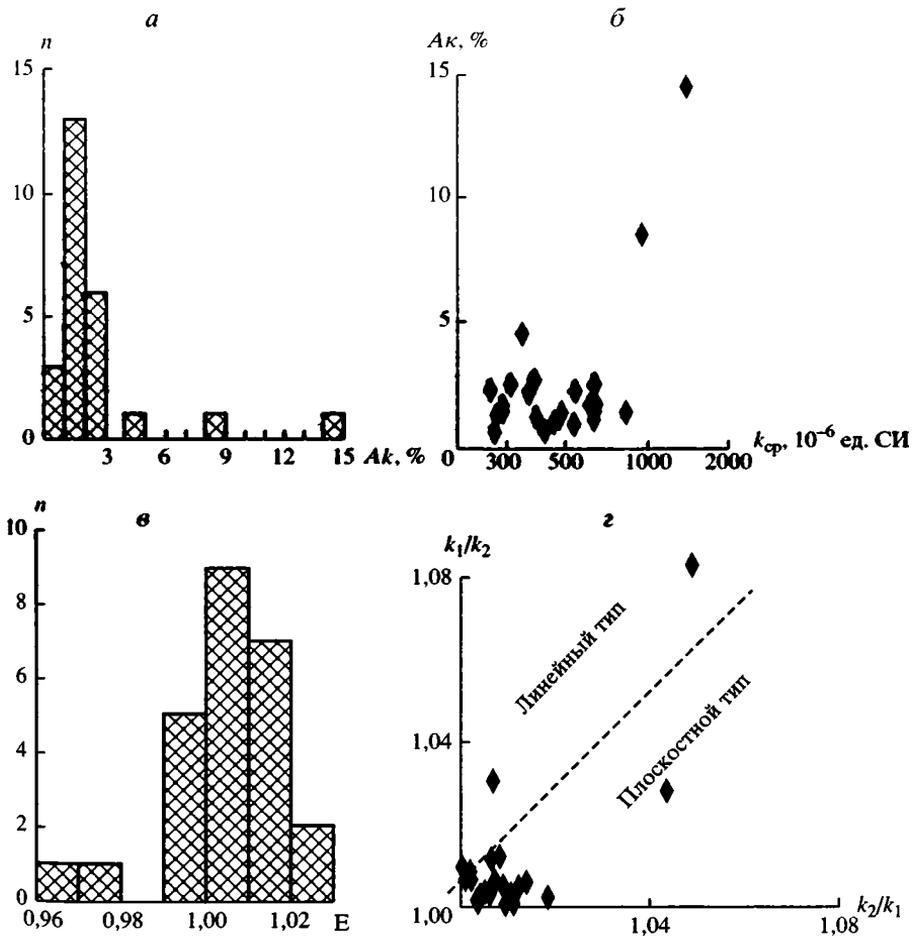


Рис. 4.7. Основные характеристики магнитной текстуры образцов расслоенного габбро р. Правая Пайера

а – гистограмма распределения величины магнитной анизотропии (Ak); *б* – зависимость величины магнитной анизотропии от начальной магнитной восприимчивости (k_{cp});

в – гистограмма распределения характеристики формы магнитной текстуры $E = k_2^2 / (k_1 \cdot k_3)$; *з* – диаграмма Д. Флинна [Flinn, 1965]

основного количества образцов лежит в пределах 3% (22 образца из 25). Модовое значение Ak лежит в пределах 1–2% (рис. 4.7, *а*). Для основного количества образцов корреляция между величинами магнитной восприимчивости и магнитной анизотропии не намечается: рой точек располагается параллельно оси ординат, у оставшихся трех образцов, имеющих Ak от 4 до 15%, отмечается положительная корреляция (см. рис. 4.7, *а, б*).

Таблица 4.4. Величина и направление главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости образцов полосчатого габбро р. Правая Пайтера

№ обр.	Dec, °	Inc, °	R_{95} , °	k_1	Sdv	Dec, °	Inc, °	R_{95} , °	k_2
пп-1а	158,1	-29,9	6,2	320,2	0,3	73,5	9,4	7,6	318,1
пп-1б	114,0	-38,3	0,1	141,1	0,1	349,9	-35,3	0,0	139,7
пп-1в	263,3	-7,6	69,0	274,5	1,5	171,0	-16,8	69,3	272,2
пп-1г	270,3	-57,2	31,2	244,1	0,1	150,4	-33,5	57,1	244,0
пп-1д	190,7	17,7	0,4	1564,8	0,3	70,3	57,8	1,1	1417,2
пп-1е	126,4	-23,2	54,6	146,8	0,7	234,5	-36,0	35,8	146,0
пп-1ж	195,7	-8,2	8,2	320,5	0,6	102,6	-20,8	5,4	318,7
пп-1и	176,9	-40,9	13,7	327,0	0,1	81,9	-5,7	16,2	325,5
пп-1к	157,1	-62,7	10,8	452,1	0,3	283,2	-16,9	10,7	450,0
пп-1л	239,9	-5,0	0,0	147,2	0,1	150,6	7,5	0,0	147,0
пп-1м	189,4	3,1	0,0	200,2	0,0	112,4	-69,8	0,0	198,0
пп-1н	172,9	14,2	0,1	278,4	0,5	235,7	-61,1	0,2	274,5
пп-1п	202,8	-35,7	34,5	20 186,0	8,8	212,9	53,9	13,6	19 509,4
пп-1р	352,4	-37,0	6,2	335,6	0,3	266,3	5,1	8,7	330,7
пп-1с	204,9	-14,6	43,0	229,8	0,2	282,2	40,3	45,0	229,1
пп-1т	177,5	-66,7	82,9	236,0	1,4	76,8	-4,6	84,8	234,7
пп-1у	341,1	-11,8	79,6	136,2	0,4	334,0	14,7	120,3	136,0
пп-1ф	179,1	1,9	29,8	237,9	0,5	91,1	-46,5	60,7	235,8
пп-1х	209,2	-74,0	71,8	210,3	0,1	33,2	-16,0	47,1	210,0
пп-1ц	229,1	-66,3	7,1	177,4	1,6	131,5	-3,3	25,5	171,0
пп-1ч	217,9	-42,0	15,9	184,1	1,0	112,5	-16,4	89,2	183,0
пп-1ш	212,7	-75,4	11,3	160,0	0,2	99,3	-5,9	11,4	158,8
пп-1щ	295,0	-7,9	62,0	133,7	0,8	200,9	-27,3	61,6	132,9
пп-1э	124,6	-74,9	7,2	324,5	0,1	245,0	-7,8	6,2	322,1
пп-1ю	372,3	-60,3	35,1	195,6	0,1	250,4	-16,8	35,2	195,0

Примечание. Dec, Inc – склонение и наклонение главных осей эллипсоида магнитной восприимчивости в современных координатах; R_{95} – радиус круга доверия вокруг рассчитанного направления главных осей магнитной восприимчивости; k_1, k_2, k_3 –

Тип магнитной анизотропии у основного количества образцов выражен не явно, модальное значение величины E практически равно 1, что отчетливо видно на рис. 4.7, в. Три образца с Ak более 4% и положительной корреляцией $Ak-k_{cp}$ имеют отчетливый характер анизотропии (см. рис. 4.7, б). Для двух образцов (пп-1д,-1ц) он приближается к линейному, т.е. минимальная и средняя оси эллипсоида примерно равны, а в одном – близок к плоскостному (пп-1п) – максимальная и средняя оси примерно равны. Влияние петрографического состава габброидов на тип магнитной текстуры не отмечается.

Пространственное распределение направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости образцов расслоенного габбро (см. табл. 4.4; рис. 4.8) не свидетельствует о преимущественной ориентировке ни одной из трех главных осей эллипсоидов магнитной воспри-

<i>Sdv</i>	Dec, °	Inc, °	<i>R</i> ₉₅ , °	<i>k</i> ₃	<i>Sdv</i>	<i>k</i> _{ср}	<i>Ak</i> , %	<i>E</i>
0,3	359,1	-58,4	4,7	315,1	0,2	317,8	1,60	1,00
0,1	233,6	-32,0	0,1	139,3	0,1	140,0	1,26	0,99
1,6	376,8	-71,5	74,6	271,8	2,0	272,8	0,98	0,99
0,4	220,9	22,8	6,1	240,9	0,2	243,0	1,31	1,01
0,6	109,6	-26,0	1,1	1333,1	0,7	1438,4	14,81	0,96
0,2	289,6	-27,2	64,7	144,8	0,5	145,8	1,36	1,00
0,1	306,0	-67,5	6,2	314,8	0,7	318,0	1,77	1,01
0,1	345,5	-48,6	8,6	323,5	0,2	325,3	1,09	1,00
0,3	379,8	-20,8	2,9	444,1	0,5	448,8	1,76	1,01
0,1	116,3	-81,0	0,1	144,8	0,1	146,3	1,60	1,01
0,1	267,2	-75,7	0,0	197,8	0,1	198,7	1,22	0,99
0,5	89,6	-24,6	0,1	272,1	0,1	275,0	2,26	0,99
0,9	116,3	4,8	33,7	18 465,0	9,8	19 386,8	8,53	1,02
0,5	182,9	-52,5	9,9	327,2	0,1	331,2	2,51	1,00
0,2	310,6	-46,0	16,1	227,3	0,5	228,8	1,10	1,00
0,2	344,8	-22,8	15,5	233,1	0,4	234,6	1,23	1,00
0,1	108,4	-71,0	40,4	135,3	0,4	135,8	0,64	1,00
0,7	267,3	-43,5	68,3	235,1	0,3	236,3	1,17	0,99
0,5	302,9	-1,1	63,9	208,8	0,5	209,7	0,70	1,00
0,1	220,0	23,4	13,5	169,4	2,1	172,6	4,50	0,97
0,0	366,4	-43,4	10,9	180,1	1,3	182,4	2,20	1,01
0,4	187,9	13,3	7,1	156,0	0,4	158,3	2,51	1,01
0,6	39,7	-61,4	9,3	130,7	0,3	132,4	2,21	1,01
0,3	156,8	12,9	3,7	318,9	0,3	321,8	1,73	1,00
0,2	332,8	23,7	4,5	190,4	0,2	193,7	2,65	1,02

величины максимальной, промежуточной и минимальной магнитной восприимчивости. соответственно, даны в 10^{-6} ед. СИ; *Sdv* – стандартное отклонение; $k_{ср} = (k_1 + k_2 + k_3)/3$; $Ak = (1 - k_3/k_1) \cdot 100$; $E = (k_2 \cdot k_3)/(k_1 \cdot k_3)$.

имчивости. Рой точек охватывает практически все пространство полу-сферы примерно с одинаковой плотностью.

Таким образом, петромагнитные исследования пород расслоенного комплекса кумулятивного габбро по разрезу р. Правая Пайера позволяют предположить, что формирование магнитной текстуры основного объема пород расслоенного габбро проходило без влияния одноосных напряжений, а скорее всего в условиях гидростатического (всестороннего) давления. В пользу этого предположения свидетельствуют следующие факты: 1 – почти 90% исследованных образцов не имеют ярко выраженной анизотропии, и ее средняя величина немногим больше 1% (см. рис. 4.7, в); 2 – главные оси эллипсоидов магнитной восприимчивости не имеют преимущественных направлений и никак не соотносятся со структурными элементами (см. рис. 4.8).

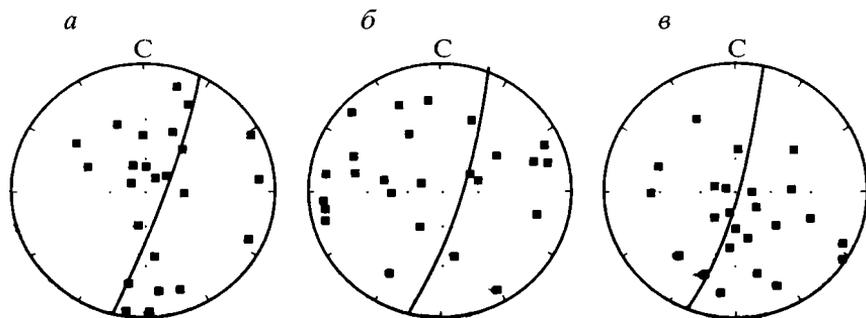


Рис. 4.8. Распределение направлений главных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости на сфере образцов расслоенного габбро р. Правая Пайера

а-в – оси: *а* – максимальная, *б* – промежуточная, *в* – минимальная. Для всех направлений дана проекция на нижнюю полусферу. Линией дана проекция на нижнюю полусферу плоскости среднего залегания элементов расслоенности габбро

Вариант образования магнитной текстуры расслоенного габбро представлен ниже (рис. 4.18, *а*). На фоне формирования в общем изотропной текстуры некоторые зерна магнитных минералов имеют незначительную анизотропию формы, связанную с тем, что их образование, как правило, происходит ближе к солидусным фациям, т.е. они заполняют пространство между более тугоплавкими минералами. Причем в расположении этих межзерновых пространств преимущественных ориентировок не отмечается. Анизотропия формы проявляется в незначительном уплощении межзерновых пространств и их удлинении: сдвиг в сторону оси ординат или абсцисс некоторых образцов.

Появление в разрезе двух образцов (пп-1п, пп-1ц) с повышенной величиной и линейным типом магнитной анизотропии можно объяснить образованием тонких прорастаний вторичного магнетита, связанного с распадом зерен силикатов на постмагматической стадии, – факт, широко известный для океанических габброидов [Dunlop, Prevot, 1982; Диденко, 1997а].

Полный компонентный анализ NRM образцов полосчатого габбро (рис. 4.9, *а, б*) показал наличие двух компонент: первая, низкотемпературная, компонента, разрушаемая при температурном воздействии до 200–320 °С и имеющая направление, близкое к современному магнитному полю в месте работ; вторая компонента выделяется в интервале 420–630 °С. В изученной части разреза Войкаро-Сыньинского массива породы расслоенного габбро имеют как прямую, так и обратную полярности: причем в нижней части разреза (обр. пп-1а–пп-1д) породы имеют положительное наклонение, в верхней части (обр. пп-1е–пп-1э, табл. 4.5, *1*) – отрицательное. Для первых направление высокотемпературной компоненты составляет $Dec = 45 \pm 65^\circ$, $Inc = 15 \pm 20^\circ$, для вторых – $Dec = 190 \pm 215^\circ$, $Inc = -20 \pm 30^\circ$. Среднее направление для всех проанализированных образцов в современной системе координат составляет $Dec = 208^\circ$, $Inc = -27^\circ$, $K = 12$, $\alpha_{95} = 9,8^\circ$ (см. рис. 4.9, *в*, табл. 4.5, *1*).

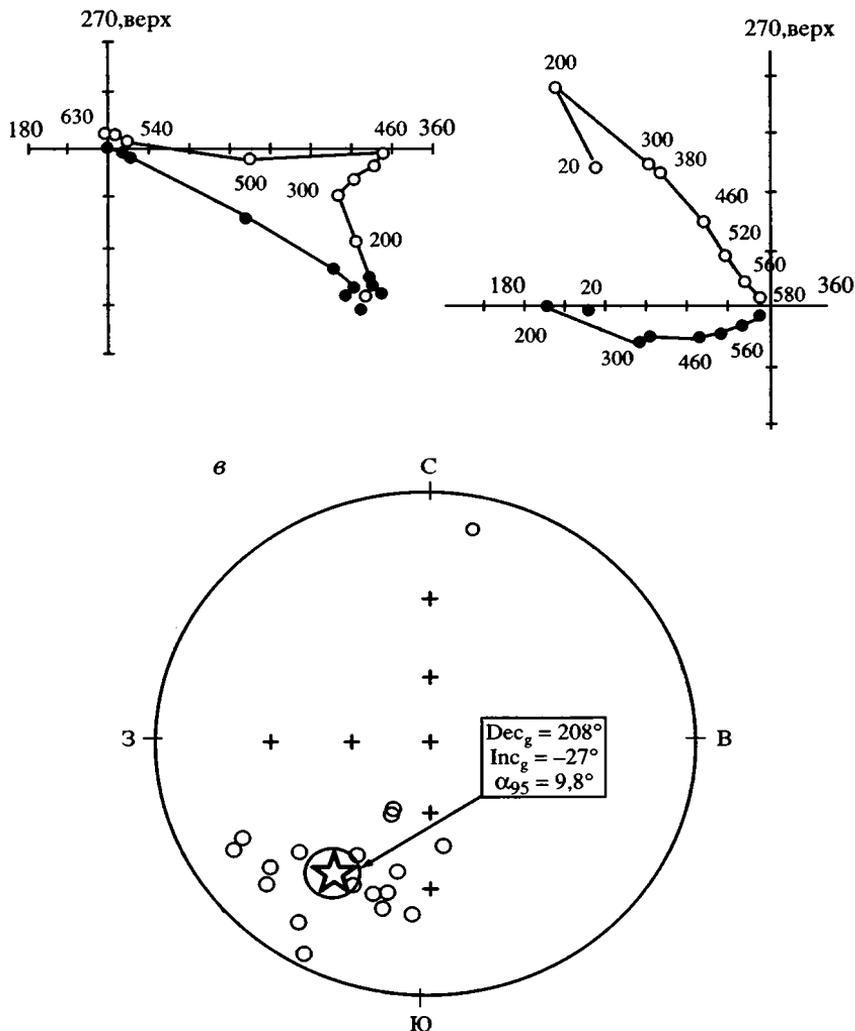


Рис. 4.9. Диаграммы Зийдервельда для образцов расслоенного габбро р. Правая Пайера (а), габбро-норитов ручья Норитовый (б) и диабазов даек р. Ла-горта-Ю (в)
 Условные обозначения см. рис. 4.1

Габбро-нориты ручья Норитовый. Характерной чертой разреза габбро-норитов в верховьях ручья Норитовый является присутствие среди них линзовидных или в форме пластин тел, сложенных гарцбургитами, дунитами или породами полосчатой серии. Мощность таких “ксенолитных” участков в разрезе габбро-норитов меняется от первых метров до сотен. Их контакты с габбро-норитами имеют азимут паде-

Таблица 4.5. Палеомагнитная характеристика габбро р. Правая Пайера и габбро-норитов ручья Норитовый

№ обр.	Тип породы	NRM · 10 ³ , А/м	J _{нп} /J _{п0}	k · 10 ⁶ , ед. СИ	Q _п	Современная система координат	
						Dec, °	Inc, °
I. Расслоенное габбро р. Правая Пайера							
пп-1а	Мафитовое габбро	0,370	3,334	332	0,028	46	25
пп-1б	Лейкократовое габбро	0,461	1,114	143	0,081	48	16
пп-1в	Мафитовое габбро	6,070	1,128	275	0,555	60	14
пп-1г	То же	0,620	1,373	248	0,063	56	11
пп-1д	Меланократовое габбро	169,01†	0,941	1148	3,700	45	12
пп-1е	То же	0,403	0,385	147	0,069	191	-27
пп-1ж	Мафитовое габбро	0,844	0,377	324	0,065	196	-25
пп-1и	То же	1,961	0,156	332	0,148	183	-22
пп-1к	"	7,925	0,229	453	0,440	190	-36
пп-1л	"	0,643	0,567	150	0,108	169	-45
пп-1т	Габбро	0,091	0,239	236	0,010	192	-22
пп-1у	Расслоенное габбро	0,345	0,365	137	0,063	202	-57
пп-1х	То же	0,262	0,057	210	0,031	204	-26
пп-1ц	"	0,242	0,177	175	0,035	204	-58
пп-1ч	"	0,523	0,068	180	0,073	212	-9
пп-1щ	"	0,113	0,315	132	0,022	207	-3
пп-1э	"	3,697	0,136	326	0,285	208	-36
Среднее направление в современной системе координат:						Dec _g = 208°	Inc _g = -27°
						α ₉₅ = 9,8°	K _g = 12
Среднее направление в древней системе координат:						Dec _s = 240°	Inc _s = -12°
II. Габбро-нориты ручья Норитовый							
лг-ба	Полосчатый габбро-норит	695,7	0,738	963	18,156	158	-46
лг-бб	То же	68,5	1,066	209	8,232	195	-51
лг-бв	"	255,2	1,043	391	16,401	208	-49
лг-бг	Габбро-норит	1,9	0,578	379	0,124	209	-41
лг-бе	То же	21,0	0,464	464	1,136	199	-63
лг-бж	"	135,8	1,076	313	10,904	169	-57
лг-би	"	86,1	0,582	19 190	0,113	207	-35
лг-бк1	Плаггиогранит	19,5	1,172	4570	0,107	192	-47
лг-бк2	То же	204,2	1,051	751	6,832	152	-51

Таблица 4.5. (окончание)

№ обр.	Тип породы	NRM · 10 ³ , А/м	J _n /J _{n0}	k · 10 ⁶ , ед. СИ	Q _n	Современная система координат	
						Dec, °	Inc, °
лг-бл	Габбро-норит на контакте	61,8	0,882	1470	1,056	153	-55
лг-бм	Габбро-норит	491,8	0,256	25 800	0,479	171	-34
лг-бн	То же	137,4	0,986	532	6,492	123	-40
лг-бр	"	329,1	1,118	2420	3,417	198	-30
Среднее направление в современной системе координат:						Dec _g = 180° α ₉₅ = 9,9°	Inc _g = -49° K _g = 15,3
Среднее направление в современной системе координат:						Dec _s = 269°	Inc _s = -29°
Примечание. Среднее залегание расслоенного габбро: Аз. пад. 35°, ∠76°. Среднее залегание габбро-норитов: Аз. пад. 126°, ∠82°. Остальные условные обозначения см. в табл. 4.1.							

ния 115–130°, угол –70–90°. Размер и количество “ксенолитов” убывают с запада на восток.

Второй характерной чертой разреза габбро-норитов является присутствие жил плагиогранитов мощностью от первых сантиметров до нескольких метров. Ориентировка контактов между жилами плагиогранитов и вмещающими их габбро-норитами в общем совпадает с расчлененностью габбро-норитов – азимут падения 120–130°, угол падения 75–85°.

Образцы полосчатых габбро-норитов являются наиболее магнитными, их величины NRM и *k* достигают 200÷700 · 10⁻³ А/м и 2000÷2600 · 10⁻⁵ ед. СИ соответственно. Величина Q_n почти у половины проанализированных образцов габбро-норитов и плагиогранитов данного разреза больше 1, что, вероятно, может свидетельствовать об их значительной палеомагнитной стабильности.

По данным терромагнитного анализа, в образцах присутствует магнетит, который фиксируется по точкам Кюри в районе 570–580 °С. Величина J_{rs}/J_s меньше 0,06, что свидетельствует в пользу многодоменного состояния основного носителя магнетизма этих пород (рис. 4.10, а, б).

Наименее магнитными в исследованном разрезе по ручью Норитовый являются плагиограниты: их зависимости J_s-T являются практически парамагнитными (рис. 4.10, в), величины NRM 20 · 10⁻³ А/м, *k* – 0,5 · 10⁻³ ед. СИ. Очевидно, что в J_s преобладающий вклад дает парамагнитная фракция, и отношение J_{rs}/J_s в данном случае не отражает структурного состояния магнитных минералов [Щербаков, Щербакова, 1980].

Величина магнитной анизотропии габбро-норитов, расположенных на удалении от жилы плагиогранитов, находится в интервале от 1 до 5%

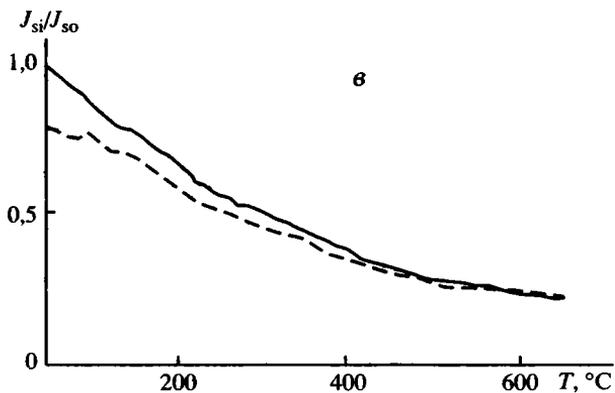
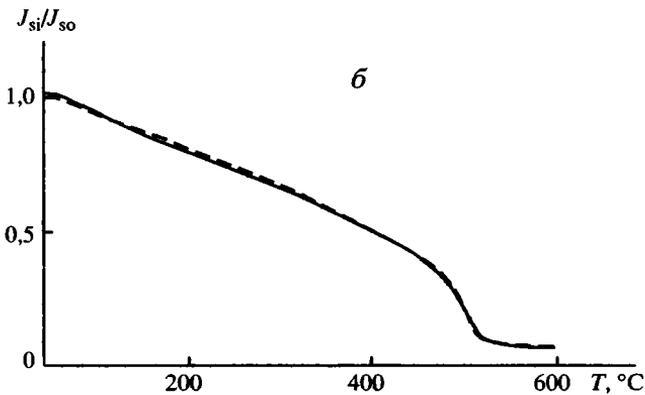
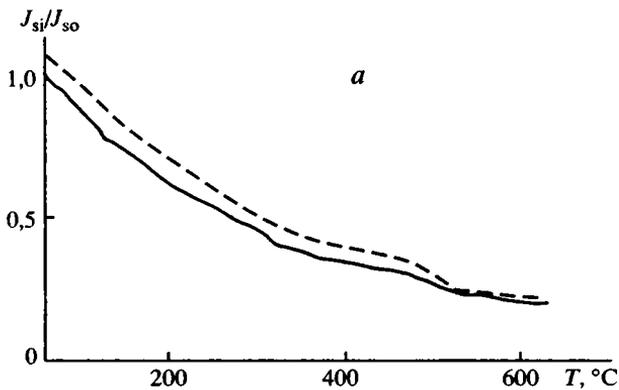


Рис. 4.10. Результаты термомагнитного анализа (J_s - T) образцов габбро-норитов и плагиогранитов ручья Норитовый

a – габбро-норит; *б* – габбро-норит на контакте с плагиогранитами; *в* – плагиогранит. Сплошная линия – первый нагрев, пунктирная – второй

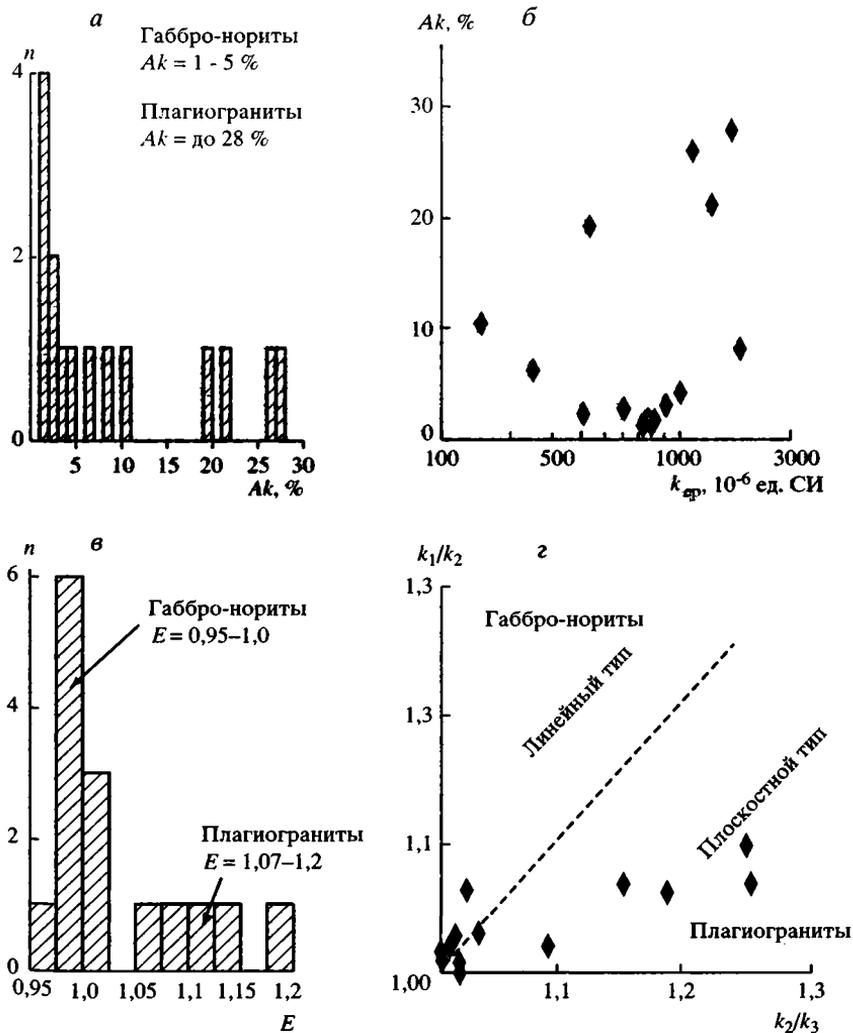


Рис. 4.11. Основные характеристики магнитной текстуры образцов габбро-норитов и плагиигранитов ручья Норитовый
 Условные обозначения см. рис. 4.7

Таблица 4.6. Величина и направление главных осей эллипсоида магнитной восприимчивости образцов габбро-норитов ручья Норитовый

№ обр.	Dec, °	Inc, °	$R_{95}, °$	k_1	Sdv	Dec, °	Inc, °	$R_{95}, °$	k_2
лг-ба	278,4	-34,6	1,3	1000,0	0,5	55,9	-46,9	9,7	938,4
лг-бб	200,1	-64,4	6,2	207,2	0,5	336,9	-19,3	6,6	205,5
лг-бв	282,4	-60,7	81,6	388,0	0,2	177,6	-8,1	81,5	387,9
лг-бг	290,7	-51,5	3,7	377,8	0,1	84,8	-35,6	6,4	374,1
лг-бд	313,8	-65,2	2,3	412,8	0,1	267,8	17,8	17,6	406,4
лг-бе	24,3	-6,1	0,7	468,9	1,0	297,1	24,0	2,6	459,4
лг-бж	364,9	-42,3	5,1	312,2	0,8	102,8	-8,6	10,8	306,2
лг-би	58,7	-74,0	0,9	19 674,4	0,5	63,8	16,0	0,6	17 879,9
лг-бк1	205,1	-55,0	0,3	4815,3	0,1	206,6	35,0	2,3	4495,0
лг-бк2	230,3	-55,0	3,0	781,0	8,9	203,2	31,9	4,9	734,0
лг-бл	226,2	-8,8	2,9	1579,1	0,2	63,4	-80,8	1,9	1546,7
лг-бм	53,4	-50,6	0,3	26 258,7	0,7	206,0	-36,0	0,7	24 499,8
лг-бн	239,5	-25,7	1,3	544,9	0,5	98,0	-58,4	6,2	529,3
лг-бп	91,7	-19,0	2,9	412,1	0,3	197,1	-37,6	1,5	407,9
лг-бр	269,1	-24,6	1,8	2554,7	0,7	90,7	-65,4	2,3	2477,9

Примечание: Условные обозначения см. в примечании к табл. 4.4.

(табл. 4,6; рис. 4.11, а), тогда как образцы габбро-норитов, расположенные в экзоконтактной зоне плаггиогранитов, и собственно плаггиогранитов имеют высокую анизотропию – до 28% (см. рис. 4.11, а). Характер зависимости Ak от величины начальной магнитной восприимчивости имеет сложный характер: выделяются две группы с положительной и отрицательной корреляцией (см. рис. 4.11, б). Первую составляют образцы плаггиогранитов и габбро-норитов из экзоконтактных зон плаггиогранитов, вторую – только габбро-нориты, расположенные на удалении от жил плаггиогранитов.

Форма магнитной анизотропии в образцах разреза имеет также два явно выраженных типа. Первый, линейный, тип (см. рис. 4.11, з) характерен для образцов габбро-норитов, расположенных на удалении от плаггиогранитов. Его появление, вероятно, связано с наличием тонких прорастаний магнетита.

Второй, плоскостной, тип (рис. 4.11, з) связан исключительно с образцами плаггиогранитов и габбро-норитов из экзоконтактной зоны плаггиогранитов. Анализ направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости показывает преимущественную ориентировку максимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости большинства образцов как в плоскости слоистости габбро-норитов, так и в плоскости контактов тел плаггиогранитов с габбро-норитами (рис. 4.12, а). Направления минимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости образцов плаггиогранитов и габбро-норитов из экзоконтактных зон перпендикулярны к плоскостям слоистости и зон контактов плаггиогранитов и габбро-норитов (см. рис. 4.12, в). При этом среднее направление их минимальных осей практически совпадает с на-

<i>Sdv</i>	Dec, °	Inc, °	R_{95}°	k_3	<i>Sdv</i>	k_{cp}	Ak, %	E
0,6	351,9	22,3	9,7	916,9	0,4	951,8	8,31	0,96
0,5	72,8	-16,2	6,3	202,3	0,1	205,0	2,39	1,01
0,2	83,3	-28,0	5,0	381,3	0,2	385,8	1,73	1,02
0,1	364,1	12,8	6,8	373,3	0,4	375,1	1,19	0,99
0,1	363,3	16,7	17,4	405,8	0,2	408,3	1,69	0,99
0,8	280,9	-65,2	2,6	454,4	0,4	460,9	3,10	0,99
0,2	201,9	-46,4	9,6	303,6	0,3	307,3	2,75	0,99
0,6	153,4	-1,4	0,7	14 170,8	0,4	17 241,7	27,97	1,15
1,0	296,1	-0,7	2,3	3884,6	0,5	4398,3	19,33	1,08
7,4	121,4	-12,8	4,3	614,5	1,5	709,8	21,31	1,12
0,0	316,6	-2,7	3,4	1414,2	0,2	1513,3	10,44	1,07
0,2	306,2	-13,7	0,6	19 351,6	0,5	23 370,0	26,30	1,18
0,1	338,0	-17,1	6,3	521,6	0,8	531,9	4,26	0,99
0,7	340,6	-46,3	2,6	406,5	0,4	408,8	1,35	0,99
0,1	179,4	0,6	1,5	2397,4	0,7	2476,7	6,16	1,00

правлением нормали к плоскости слоистости габбро-норитов (см. рис. 4.12, в). Преимущественной ориентировки минимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости габбро-норитов, расположенных на удалении от плаггиогранитов, не наблюдается.

Величина и тип магнитной анизотропии большей части габбро-норитов ручья Норитовый сходны с таковыми расслоенного габбро р. Правая Пайера. Вероятно, образование магнитной анизотропии в габбро-норитах связано с аналогичными постмагматическими процессами, которые обсуждались выше. Необходимо отметить, что в габбро-норитах более заметен линейный тип анизотропии, связанный с появлением тонкого вторичного магнетита по силикатам. Увеличение концентрации такого магнетита в габбро-норитах, вероятно, связано с большей железистостью габбро-норитов по сравнению с более "низким" по разрезу и ранним по времени выплавки расслоенным габбро. Большая концентрация вторичного магнетита в габбро-норитах обязана процессу магматической дифференциации, т.е. первично-магматическому процессу.

В образцах плаггиогранитов и габбро-норитов из экзоконтактовых зон анизотропия имеет очень высокие значения (см. табл. 4.6, рис. 4.11, а). Форма магнитной анизотропии характеризуется плоскостным типом, связанным с проявлением одноосных напряжений во время внедрения плаггиогранитов в габбро-нориты, так как на удалении от плаггиогранитов ни подобных величин анизотропии, ни явно выраженного плоскостного ее типа мы не видим. Вероятно, именно внедрение плаггиогранитов генерировало одноосные напряжения в этом локальном месте.

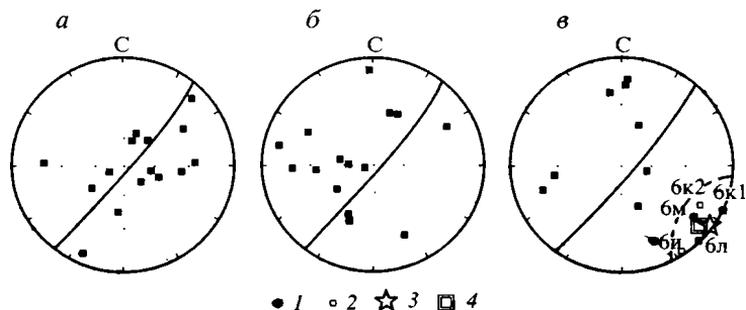


Рис. 4.12. Распределение направлений главных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости на сфере образцов габбро-норитов и плагиигранитов ручья Норитовый

a-v – оси: *a* – максимальная, *б* – промежуточная, *в* – минимальная

1, 2 – проекции векторов на полусферы: *1* – нижнюю, *2* – верхнюю; *3* – направление нормали к средним элементам слоистости; *4* – среднее направление минимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости для обр. лг-би, -к1, -к2, -л, -м; линией дана проекция на нижнюю полусферу плоскости среднего залегания элементов слоистости габбро-норитов и контакта плагиигранитов с габбро

Остальные условные обозначения см. рис. 4.8

При одностороннем сжатии значение магнитной восприимчивости уменьшается за счет возникновения в магнитных кристаллах микродефектов, вызванных сжатием и смещением к дефектам доменных границ. В рассматриваемом случае ось легкого намагничивания расположена в плоскости, параллельной плоскости контакта плагиигранитов с габбро-норитами [Шолпо, 1977].

Возможный вариант образования магнитной текстуры габбро-норитов на контакте с плагиигранитами будет представлен на рис. 4.18, б.

Компонентный анализ NRM образцов габбро-норитов и плагиигранитов (рис. 4.13, *a, б*) показал наличие двух компонент: первая, низкотемпературная, компонента, разрушаемая при температурном воздействии до 200–320 °С, имеет направление, близкое к современному магнитному полю в месте работ; вторая компонента, выделяемая в интервале 420–600 °С, имеет направление в современной системе координат $Dec = 160 \div 210^\circ$ и $Inc = -40 \div 60^\circ$ (см. табл. 4.5, *II*). Диаграммы Зийдерверльда имеют сходный характер для габбро-норитов и плагиигранитов; различия в направлении высокотемпературной компоненты намагниченности этих пород также не отмечаются.

Среднее направление в современной системе координат для всей совокупности образцов, отобранных по ручью Норитовый, составляет: $Dec = 180^\circ$, $Inc = -49^\circ$, $K = 15,3$, $\alpha_{95} = 9,9^\circ$ (см. рис. 4.13, *в*, табл. 4.5, *II*).

Комплекс параллельных даек р. Лагорта-Ю (см. рис. 2.11). Во всех исследованных образцах диабазов даек р. Лагорта-Ю, по данным термоманнитного анализа, присутствует магнетит, который отчетливо фиксируется по точке Кюри в районе 570–580 °С (рис. 4.14). Значения *k* и NRM составляют: $k - 35 \div 120 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и NRM – $0,1 \div 75 \cdot 10^{-3}$ А/м.

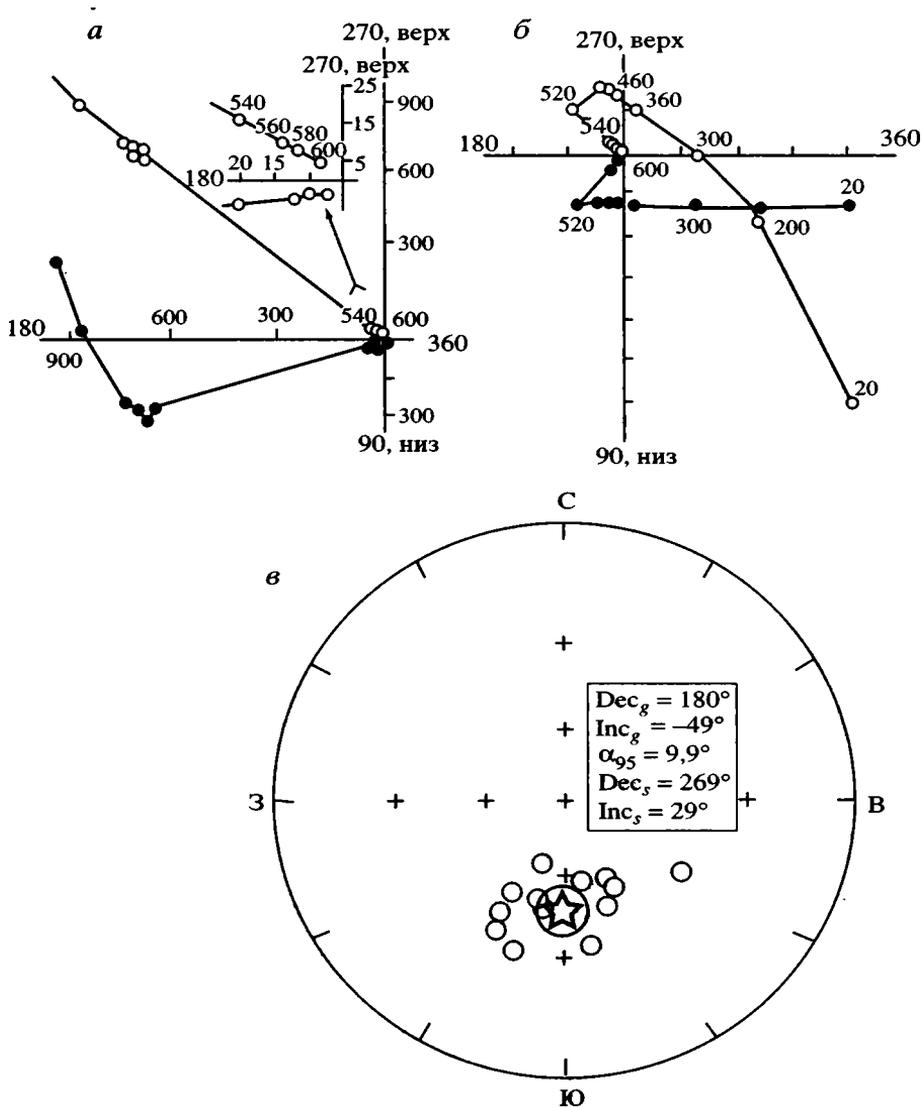


Рис. 4.13. Диаграммы Зийдервельда (а – обр. лг-ба, б – обр. лг-бм) и стереограмма распределения стабильной компоненты (в) образцов габбро-норитов и плагиогранитов ручья Норятский

Диаграммы Зийдервельда и стереограмма даны в современной системе координат
Условные обозначения см. рис. 4.1

Таблица 4.7. Величина и направление главных осей эллипсоида магнитной восприимчивости образцов диабазов даек р. Лагорга-Ю

№ тела	№ обр.	Тип контакта	Dec, °	Inc, °	k_1	Dec, °	Inc, °	k_2	Dec, °	Inc, °	k_3	k_{cp}	Ak, %	E
1	лг-1а	Энд _з	318	-46	559	310	43	549	43	4	538	548	3,85	1,00
1	лг-1б	Ц	338	-36	509	223	-29	500	105	-40	489	499	3,93	1,01
1	лг-1в	Энд _в	196	-65	403	19	-25	399	108	1	395	399	1,86	1,00
2	лг-1г	Экз _з	187	-50	395	9	-40	393	278	-1	391	393	1,01	1,00
2	лг-1д	Ц	157	-43	461	25	-35	460	274	-26	457	459	0,76	1,00
2	лг-1е	Энд _в	56	-70	506	183	-13	501	277	-16	490	499	3,17	1,01
5	лг-1к	Энд _з	284	-62	396	58	-20	392	155	19	389	392	1,77	1,00
5	лг-1л	Ц	333	-44	396	11	40	393	83	-20	387	392	2,28	1,01
6	лг-1м	Энд _з	195	-54	640	20	-36	628	109	2	616	628	3,67	1,00
6	лг-1н	Ц	336	-54	384	330	35	381	63	4	375	380	2,35	1,01
6	лг-1п	Энд _в	216	-37	726	248	48	725	139	16	721	724	0,69	1,00
7	лг-1р	Экз _з	155	-47	465	47	-16	461	303	-38	456	460	2,04	1,00
7	лг-1с	Ц	80	-62	514	246	-28	511	339	-6	503	509	2,14	1,01
7	лг-1т	Энд _в	102	-50	475	204	-9	474	301	-38	469	472	1,37	1,01
8	лг-1у	Экз _з	109	-26	575	221	-37	568	354	-42	562	568	2,26	1,00
8	лг-1ф	Ц	78	-31	448	213	-50	444	333	-23	438	443	2,23	1,00
8	лг-1х	Энд _в	129	-56	487	129	-56	479	296	-33	449	471	7,91	1,05
9	лг-1ц	Экз _з	126	-49	535	334	-38	530	232	-14	514	526	3,84	1,02
9	лг-1ч	Ц	99	-36	573	250	-50	566	359	-14	560	566	2,18	1,00
9	лг-1ш	Энд _в	85	-52	565	270	-38	557	358	3	545	556	3,54	1,01
10	лг-1щ	Ц	81	-70	623	216	-15	615	310	-14	610	616	2,09	1,00
12	лг-1ю	Энд _з	74	-29	446	246	-60	442	342	-4	438	442	1,80	1,00
12	лг-1я	Ц	82	-37	538	257	-52	535	350	-2	531	534	1,39	1,00
12	лг-4а	Энд _в	51	-67	439	165	-10	438	258	-21	436	438	0,80	1,00

14	лг-4в	Энд _з	147	-25	503	275	-52	498	224	26	496	499	1,39	0,99
14	лг-4г	Ц	134	-48	437	303	-41	435	38	-5	430	434	1,72	1,01
14	лг-4д	Энд _в	157	-50	460	331	-40	458	244	3	449	455	2,50	1,01
16	лг-4ж	Энд _з	153	-61	419	28	-17	414	290	-21	406	413	3,22	1,01
16	лг-4и	Ц	117	-22	512	233	-47	511	11	-34	506	510	1,08	1,01
16	лг-4к	Энд _в	127	-73	554	340	-14	549	248	-9	541	548	2,26	1,00
18	лг-4м	Энд _з	348	-53	745	123	-28	743	46	22	729	739	2,15	1,02
18	лг-4н	Ц	116	-61	564	237	-16	561	334	-24	550	558	2,48	1,02
18	лг-4п	Энд _в	310	-74	516	234	4	510	325	15	484	503	6,11	1,04
19	лг-4р	Экз _з	151	-41	488	236	5	485	321	-48	478	483	2,05	1,01
19	лг-4с	Ц	360	-47	533	67	20	528	321	36	527	529	1,03	0,99
19	лг-4т	Энд _в	82	-18	599	316	-60	589	180	-22	571	586	4,76	1,01
21	лг-4ф	Энд _з	52	-47	549	211	-41	543	310	-10	523	538	4,65	1,03
21	лг-4х	Ц	33	-60	459	177	-25	456	274	-15	454	456	0,98	1,00
21	лг-4ц	Экз _в	71	-61	351	190	-15	350	287	-24	347	349	1,28	1,00
22	лг-4ч	Энд _з	0	-39	432	210	-47	431	283	15	427	430	1,04	1,01
22	лг-4ш	Ц	157	-51	474	350	-38	471	255	-6	469	471	1,05	1,00
22	лг-4щ	Экз _в	73	-58	603	199	-20	593	297	24	586	594	2,82	1,00
23	лг-4э	Энд _з	71	-59	414	196	-19	409	294	-24	392	405	5,31	1,03
23	лг-4я	Ц	150	-46	462	330	-44	460	330	24	456	459	1,30	1,00
23	лг-5а	Энд _в	88	-56	427	194	-10	424	290	-32	421	424	1,29	1,00
24	лг-5б	Экз _з	107	-74	391	56	10	390	329	-12	389	390	0,51	1,00
24	лг-5в	Ц	24	-63	437	181	-25	437	275	-9	436	436	0,34	1,00
24	лг-5г	Энд _в	130	-57	446	25	-9	441	289	-31	430	439	3,59	1,01
25	лг-5д	Экз _з	73	-47	377	184	-18	375	288	-37	372	375	1,33	1,00
25	лг-5е	Ц	84	-65	317	243	-23	316	337	-8	315	316	0,79	1,00
25	лг-5ж	Энд _в	39	-48	525	240	-55	524	317	7	522	523	0,57	1,00
27	лг-5к	Ц	240	-55	374	82	-33	367	345	-11	362	368	3,08	1,00

Примечание. Энд – эндоконтактная зона; Ц – центральная часть дайкового тела; Экз – экзоконтактная зона; индексы з, в – "западная" и "восточная" соответственно. Остальные обозначения см. табл. 4.4.

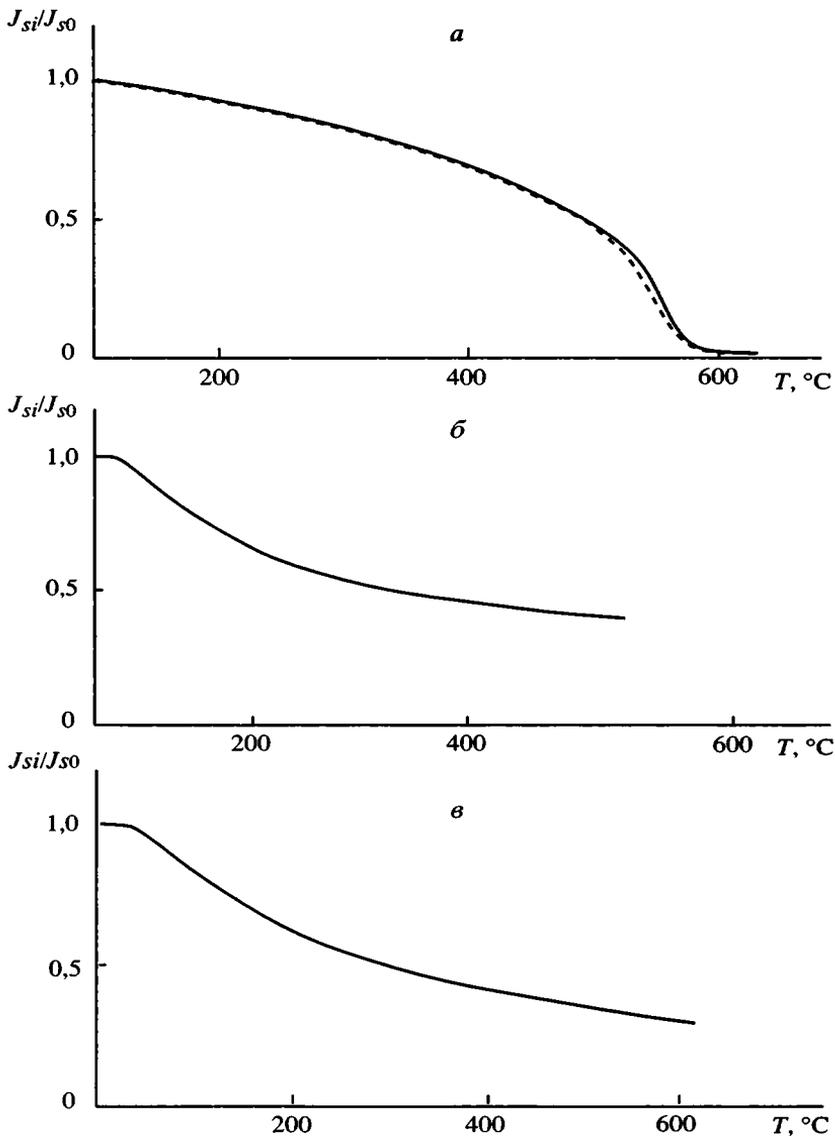


Рис. 4.14. Результаты терромагнитного анализа (J_s - T) образцов диабазов дайкового комплекса р. Лагорга-Ю

a – сохранившиеся дайки; *б*, *в* – дайки, испытавшие зеленокаменное перерождение: *б* – из зоны эндоконтакта, *в* – из центральной части дайкового тела. Сплошная линия – первый нагрев, пунктирная – второй

В ряде тел фиксируется распределение магнитных минералов, близкое к первичному: закономерное понижение их концентрации от центральных частей даек к краевым, например тело N 7, 9, 23 (табл. 4.7), что, вероятно, говорит о неполном уничтожении первичного ферримагнитного компонента диабазов даек. Форма зависимости J_s-T “сохранившихся” образцов дайковых тел имеет Q -тип (рис. 4.14, а).

Для многих образцов диабазов даек поведение J_s-T близко к парамагнитному типу (см. рис. 4.14, б, в). Низкое содержание ферримагнитных минералов для многих образцов диабазов даек, вероятно, отражают не только условия кристаллизации, близкие к закалочным, но и наличие зеленокаменного перерождения пород даек, приводящее к заметному уменьшению концентрации магнитных минералов в породе.

Отношение J_s/J_s для всех изученных образцов диабазов даек меньше 0,1, что свидетельствует о структурном состоянии магнетита, близком к псевдооднодоменному. Для некоторых образцов этот вывод не очевиден, так как в величине J_s парамагнитная доля, возможно, соизмерима с ферримагнитной.

Изучение магнитной анизотропии диабазов даек показывает, что разброс величины Ak значителен: от 0 (изотропное состояние) до 8%, модальное значение Ak около 2% (см. табл. 4.7; рис. 4.15, а). Корреляция между величиной магнитной восприимчивости и Ak не обнаружена (рис. 4.15, б). Параметр E , характеризующий форму анизотропии, варьирует от 0,97 до 1,05, при модальном значении около 1,01 (см. рис. 4.15, в). Образцы, отобранные из зон сланцеватости и трещиноватости, имеют величины $Ak > 4\%$ и $E > 1,02$ (табл. 4.8, рис. 4.15).

Анализ формы и величин эллипсоидов магнитной восприимчивости диабазов даек из эндоконтактных зон показал, что фиксируемый тип магнитной анизотропии близок к плоскостному, где максимальные и промежуточные оси примерно равны по величине и располагаются в плоскости, параллельной плоскости контактов даек, тогда как минимальные – в перпендикулярной (рис. 4.16). Такие соотношения фиксируются как для образцов из центральных, так и из эндоконтактных частей даек, имеющих $Ak > 2\%$.

Образование такого типа анизотропии можно объяснить тем, что при движении базальтовой магмы вверх магнитные минералы, кристаллизовавшиеся при более высоких температурах, располагались своими удлиненными осями по направлению течения магмы, а короткими осями (уплощенными сторонами) – перпендикулярно течению. Иначе можно сказать, что уплощенные стороны кристаллизовавшихся в движущейся магме минералов располагались параллельно плоскости контакта интрузивных тел. Эта закономерность прослеживается при микроскопическом изучении шлифов диабазов даек – длинные оси гетерофазно измененных титаномагнетитов и других минералов параллельны контактовым зонам.

Закономерность в образовании подобного типа магнитной анизотропии в дайках свойственна породам весьма широкого возрастного диапазона. В частности, даже для протерозойско-нижнерифейских даек Канадского щита она отчетливо проявляется [Buchan, Halls, 1990; Ernst, 1990; Ernst, Varagar, 1992; Ernst et al., 1987; Park et al., 1988], что говорит

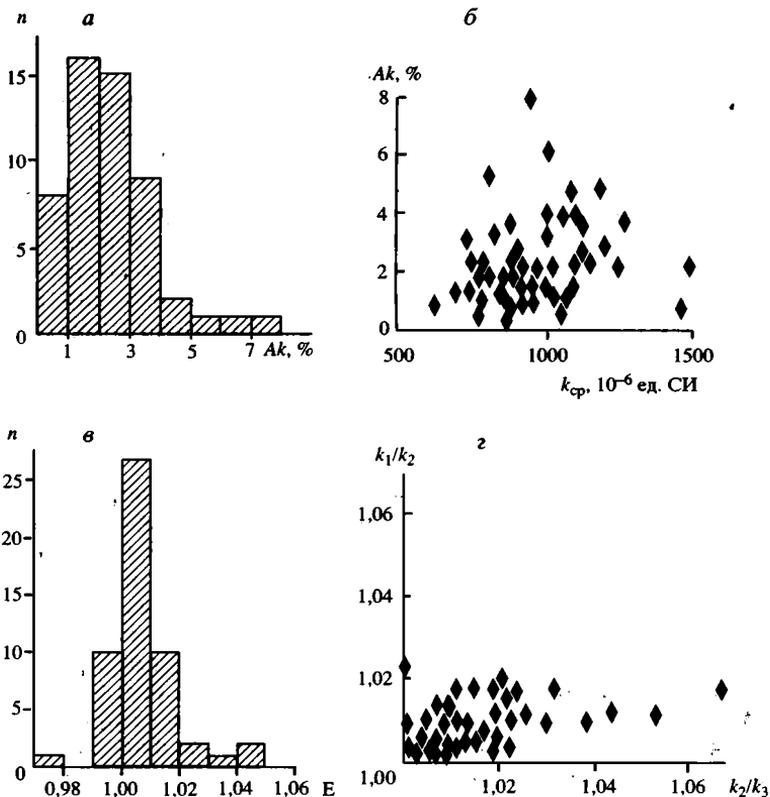


Рис. 4.15. Основные характеристики магнитной текстуры образцов диабазов даек р. Лагорта-Ю

Условные обозначения см. рис. 4.7

об отличной консервации первично-магматических свойств, характеризующих течение магмы в интрузивных комплексах.

Распределение направлений длинных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости диабазов дайкового комплекса р. Лагорта-Ю близко фишеровскому [Диденко и др., 1998]. При этом среднее направление на $25\text{--}30^\circ$ отличается от вертикального – имеет наклон на северо-восток (см. рис. 4.16, а). Это может свидетельствовать о повороте на те же $25\text{--}30^\circ$ в северо-восточных румбах всего блока, включающего дайковый комплекс, вокруг горизонтальной оси, перпендикулярной генеральному простиранию даек.

Анализ диаграмм Зейдверльда образцов диабазов дайкового комплекса позволяет выделить две компоненты. Первая, вязкая, компонента выделяется в интервале $20\text{--}300^\circ\text{C}$ и совпадает с современным направлением магнитного поля в районе работ. Вторая компонента разрушается температурной чисткой до $550\text{--}600^\circ\text{C}$ (рис. 4.17, а, б), свойственна

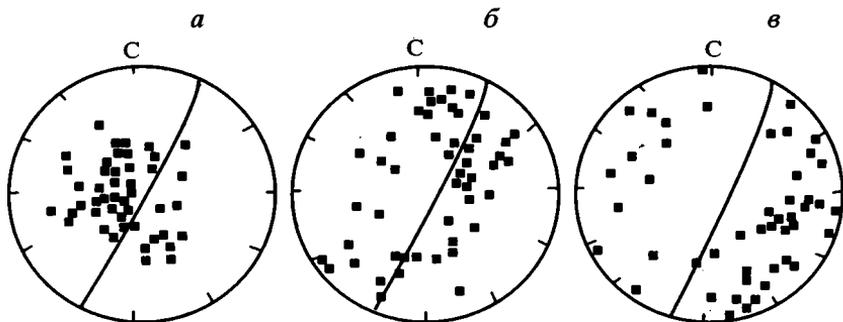


Рис. 4.16. Распределение направлений главных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости образцов диабазов даек р. Лафорта-Ю

a–*в* – оси: *a* – максимальная, *б* – промежуточная, *в* – минимальная

Линией дана проекция плоскости среднего залегания контактов даек в массиве на нижнюю полусферу

Остальные условные обозначения см. рис. 4.8

практически всем проанализированным образцам. Направление в современной системе координат $Dec = 130 \div 200^\circ$, $Inc = -30 \div 70^\circ$ (среднее направление в современной системе координат $Dec = 194^\circ$, $Inc = -58^\circ$, $\alpha_{95} = 5,7^\circ$, $K = 12,5^\circ$) (см. табл. 4.8).

Как было показано выше, магнитная текстура пород даек имеет плоскостной характер, максимальная ось тензора магнитной восприимчивости на $25-30^\circ$ отличается от вертикали. Это можно объяснить наклоном дайкового комплекса вокруг горизонтальной оси, перпендикулярной плоскости простираения даек, который будет неуловим для других структурных характеристик дайкового комплекса. Если наклон действительно имел место, то в древней системе координат среднее направление высокотемпературной компоненты будет составлять $Dec = 221^\circ$, $Inc = -21^\circ$ (см. табл. 4.8).

Результаты терромагнитного анализа показали, что основным носителем магнетизма интрузивных пород Войкаро-Сыньинского массива является псевдооднородный-многодоменный магнетит. Между величинами намагниченности насыщения и магнитной восприимчивости наблюдается тесная положительная корреляция, ее коэффициент равен 0.9. Можно заключить, что величина магнитной восприимчивости в исследуемых породах в большей степени зависит от концентрации магнитных минералов, а не от состава и структурных особенностей магнитной фракции и что состав последней практически однороден во всех изученных магматических породах.

Достаточно веским аргументом в пользу сохранности первичных или близких к ним по времени магнитных характеристик служат относительно низкие вторичные температурные воздействия, которые испытали интрузивные породы Войкаро-Сыньинского массива. Анализ содержания изотопов кислорода в габбро, габбро-норитах и диабазах комплекса предполагает незначительный вторичный прогрев пород – менее 200°C ; состав ^{18}O лежит в нормально-магматическом интервале [Бужайка и др., 1983].

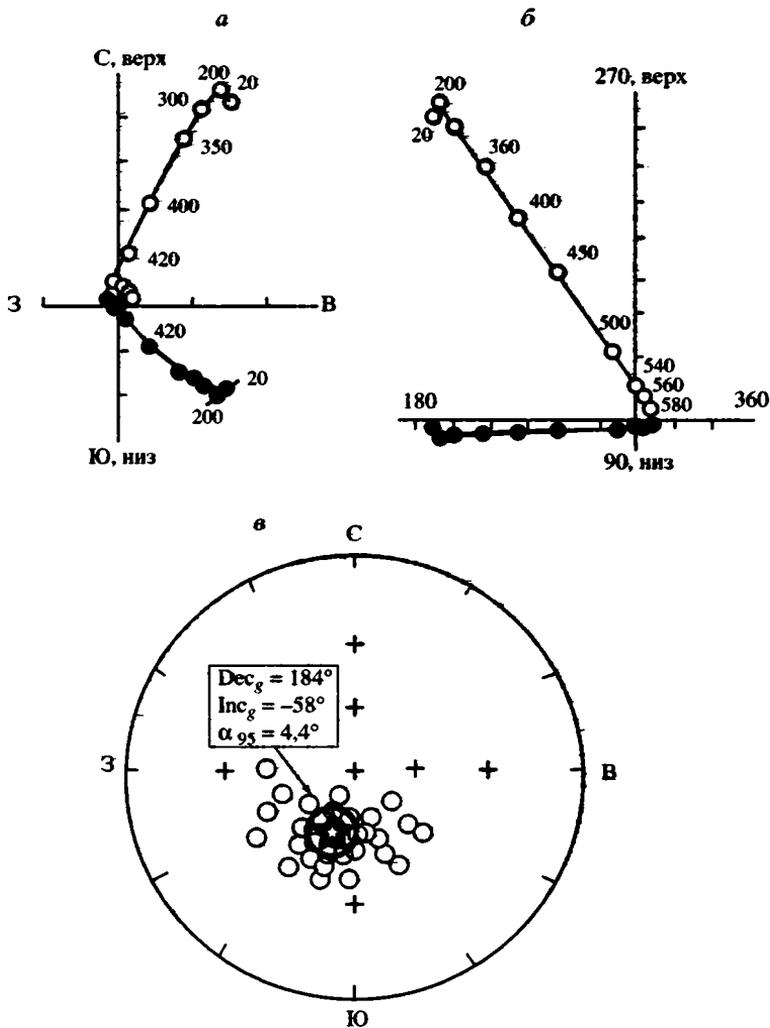


Рис. 4.17. Диаграммы Зийдervельда (а – обр. лг-1д, б – обр. лг-1н) и стереограмма распределения стабильной компоненты (в) образцов диабазов дайкового комплекса р. Лагорга-Ю

Условные обозначения см. рис. 4.1

Проведенные исследования магнитной текстуры магматических пород позволяют сделать ряд предположений, дополнительно раскрывающих геологическую историю становления Войкаро-Сыннинского офиолитового массива (рис. 4.18):

1. Формирование расслоенного габбро проходило в условиях гидростатического (всестороннего) давления, что нашло отражение как в малых величинах магнитной анизотропии, так и в хаотичном распределе-

Таблица 4.8. Палеомагнитная и петромагнитная характеристика диабазов даек р. Лагорта-Ю

№ обр.	Тип кон- такта	NRM-103, А/м	J_{nl}/J_{n0}	k-106, ед. СИ	Q_n	Современная система коор- динат	
						Dec, °	Inc, °
лг-1а	Энд _з	1,011	0,253	1097	0,023	188	-62
лг-1б	Ц	1,036	0,392	998	0,026	201	-65
лг-1в	Энд _в	0,065	1,114	798	0,002	129	-67
лг-1г	Экз _з	0,902	0,317	785	0,029	207	-62
лг-1д	Ц	23,752	0,210	918	0,650	172	-61
лг-1к	Энд _з	0,807	0,239	784	0,026	211	-56
лг-1л	Ц	0,698	0,640	783	0,022	199	-58
лг-1н	Ц	1,231	0,414	759	0,041	205	-62
лг-1т	Энд _в	2,042	0,339	945	0,054	198	-64
лг-1у	Экз _з	25,365	0,468	1136	0,561	178	-56
лг-1ф	Ц	4,870	0,340	886	0,138	195	-60
лг-1х	Энд _в	4,886	0,810	943	0,130	185	-54
лг-1ц	Экз _з	5,055	0,230	1052	0,121	188	-58
лг-1ш	Энд _в	0,585	0,343	1111	0,013	199	-57
лг-1ю	Энд _з	1,353	0,696	883	0,039	246	-46
лг-1я	Ц	9,037	0,318	1069	0,212	212	-64
лг-2б	Энд _в	0,595	0,219	424	0,035	135	-13
лг-2в	Энд _в	0,184	0,588	404	0,011	134	-55
лг-2г	Энд _з	0,071	0,685	341	0,005	209	-65
лг-2д	Энд _в	0,244	0,251	485	0,013	214	-38
лг-2е	Энд _з	0,088	0,219	442	0,005	209	-66
лг-2л	Энд _з	0,155	0,398	518	0,008	161	-49
лг-2м	Апофиза	0,622	0,137	411	0,038	205	-48
лг-2н	Энд _з	0,736	0,097	435	0,043	196	-57
лг-2п	Энд _в	1,010	0,152	505	0,055	215	-46
лг-2р	Энд _в	2,379	0,067	432	0,138	211	-43
лг-4а	Энд _в	2,619	0,225	875	0,075	201	-41
лг-4в	Энд _з	4,501	0,461	997	0,113	164	-57
лг-4г	Ц	0,101	0,650	868	0,003	254	-53
лг-4ж	Энд _з	0,319	0,758	826	0,010	205	-52
лг-4и	Ц	1,818	0,257	1019	0,045	203	-57
лг-4к	Энд _в	2,357	0,309	1095	0,054	191	-55
лг-4м	Энд _з	0,222	0,274	1477	0,004	133	-48
лг-4н	Ц	0,209	0,765	1116	0,005	166	-66
лг-4п	Энд _в	75,735	0,022	1006	1,892	202	-52
лг-4р	Экз _з	4,145	0,436	967	0,108	196	-65
лг-4с	Ц	4,024	0,420	1058	0,096	233	-63
лг-4т	Энд _в	6,256	0,084	1172	0,134	186	-66
лг-4ф	Энд _з	2,223	0,166	1076	0,052	213	-66

Таблица 4.8. (окончание)

№ обр.	Тип кон- такта	NRM-103, А/м	$J_{нп}/J_{п0}$	$k \cdot 10^6$, ед. СИ	Q_n	Современная система коор- динат	
						Dec, °	Inc, °
лг-4х	Ц	2,44	0,611	912	0,067	217	-76
лг-4ц	Экз _в	0,198	0,454	698	0,007	200	-39
лг-4ч	Энд _з	1,117	0,372	859	0,033	205	-68
лг-4щ	Экз _в	0,683	0,395	1187	0,014	198	-46
лг-4э	Энд _з	0,120	0,366	810	0,004	213	-66
лг-4я	Ц	1,879	0,386	848	0,056	191	-56
лг-5а	Энд _в	6,881	0,238	918	0,188	157	-42
лг-5б	Экз _з	0,870	0,408	780	0,028	183	-67
лг-5е	Ц	1,624	0,253	632	0,065	190	-58
лг-5ж	Энд _в	3,474	0,467	1046	0,083	212	-69

Среднее направление в современной системе координат ($n = 49$): Dec_g = 194° Inc_g = -58°
 $\alpha_{95} = 5,7^\circ$ K_g = 12,5

Среднее направление только со второй компонентой ($n = 12$): Dec_g = 221° Inc_g = -56°
 $\alpha_{95} = 6,9^\circ$ K_g = 37,5
 Dec_s = 221° Inc_s = -21°

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 4.1, 4.7.

нии главных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости габбро кумулятивного комплекса. Это свидетельствует о первичном (кумулятивном) характере наблюдаемой расслоенности;

2. В большей части пород изученного разреза габбро-норитов характер магнитной текстуры также связан с их первично-магматическим становлением. Появление локальных участков с вторичной магнитной текстурой плоскостного типа обусловлено стрессовыми деформациями при внедрении жил плагиогранитов в габбро-нориты;

3. Плоскостной тип магнитной текстуры большинства пород дайкового комплекса (из эндоконтактной зоны) отражает процесс течения магмы в момент внедрения;

4. Анализ магнитной текстуры магматических пород Войкаро-Сыньинского массива показал их пригодность для палеомагнитных исследований, так как величина и тип магнитной текстуры большинства изученных образцов из трех разрезов обусловлены первично-магматическими или близкими к ним условиями становления габброидов в магматических камерах и вертикальным течением магмы при образовании дайкового комплекса.

Обобщение палеомагнитных данных по Сыумкеу-Паерской зоне. Для трех объектов офиолитового комплекса Войкаро-Сыньинского массива и офиолитового массива Сыум-Кеу получены следующие палеомагнитные направления в древней системе координат: 1 – расслоенное габбро – Dec = 240°, Inc = -12°; 2 – габбро-нориты – Dec = 269°;

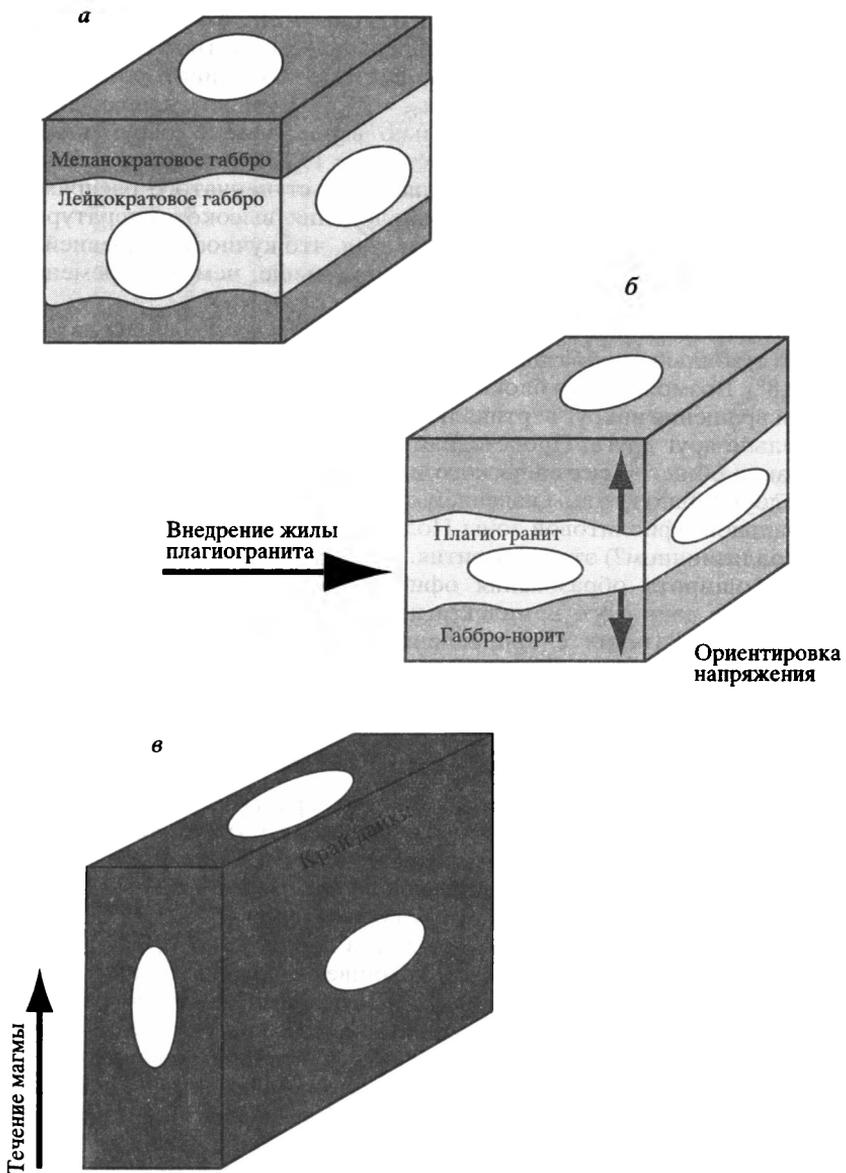


Рис. 4.18. Возможные механизмы формирования магнитной текстуры расслоенных габбро р. Правая Пайера (*а*), габбро-норитов и плагиогранитов ручья Норитовый (*б*) и диабазов дайкового комплекса р. Лагорта-Ю (*в*)

$\text{Inc} = -29^\circ$; 3 – диабазы даек – $\text{Dec} = 221^\circ$, $\text{Inc} = -21^\circ$; 4 – габброиды Сыум-Кей – $\text{Dec} = 226^\circ$, $\text{Inc} = -19,3^\circ$. Среднее палеомагнитное направление для четырех объектов в древней системе координат составляет: $\text{Dec} = 238,2^\circ$, $\text{Inc} = -21,2^\circ$, $K = 15,2$, $\alpha_{95} = 24,3^\circ$. Кучность направлений в древней системе координат несколько выше, чем в современной – $K_s/K_g = 1,53$, но максимальная кучность ($K = 19,28$) устанавливается при вводе 60%-ной поправки за залегание. Тест ступенчатого распрямления [Watson, Enkin, 1993] только наклона высокотемпературной компоненты стабильных образцов показал, что кучность в древней системе координат ($K = 46,44$) существенно выше, чем в современной ($K = 28,9$).

В дальнейшем использовали среднее палеомагнитное направление по всем стабильным образцам ($n = 72$, $\text{Dec} = 235,6^\circ$, $\text{Inc} = -20,8^\circ$, $K = 13,5$, $\alpha_{95} = 4,8^\circ$). Возможно, что блоки (пластины) офиолитовой сутуры испытывали вращения вокруг вертикальной оси (на $\pm 30 \div 40^\circ$ от среднего) относительно друг друга. Происходили эти вращения, вероятно, до формирования общего тектонического плана (с преимущественно восточным и достаточно крутым падением основных структурных элементов) Центральной офиолитовой зоны Полярного Урала на предобдукционном (коллизийном?) этапе развития.

Палеоширота образования офиолитов $8\text{--}14^\circ$ с.ш. Современное простираие дайкового комплекса находится в северо-северо-восточных румбах. Разница с направлением палеомеридиана составляет $25\text{--}30^\circ$, следовательно, простираие зоны палеоспредиинга северо-северо-западное.

МАЛОУРАЛЬСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Для палеомагнитного изучения были отобраны образцы из кремнисто-алевролитового прослая войкарской свиты (видимая мощность около 25 м), обнажающегося на правом берегу р. Войкар (точка кп-1, табл. 4.9). Осадочная толща в исследованном разрезе имеет падение в восточно-юго-восточных румбах с углами падения $45\text{--}60^\circ$, за исключением одной флексуроподобной складки, в перегибе которой наблюдаются юго-юго-западные падения. В подошве осадочной толщи зафиксированы два силла диабазов. На контакте с силлами кремнистые алевролиты ороговикованы. Термическое воздействие фиксируется не только визуально, но и по измерениям магнитной восприимчивости (k): необожженные кремнистые алевролиты имеют k в среднем $4 \div 10 \cdot 10^{-5}$, тогда как обожженные – $20 \div 60 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (см. табл. 4.9). По результатам термомагнитного анализа, основным носителем магнетизма является магнетит, фиксируемый по $T_c = 580\text{--}590^\circ\text{C}$ (рис. 4.19, а).

Выше кремнисто-алевролитового слоя были отобраны образцы базальтов и андезитов-базальтов из лав и диабазов из центральных частей потока (точка кп-2, см. табл. 4.9). Мощность опробованной вулканогенной части войкарской свиты составила около 150–200 м. Ее залегание практически не отличается от залегания осадочной части – падение в восточных румбах с углами от 40 до 70° . Величина k , как и концентрация магнитной фракции, колеблется в широких пределах – от $2 \cdot 10^{-5}$

Таблица 4.9. Палеомагнитная и петромагнитная характеристика образцов вулканогенно-осадочных пород войкарской свиты р. Войкар

№ обр.	Порода	NRM·10 ³ , А/м	J _n /J _{n0} Черная обожженная яшма	k·10 ⁶ , ед. СИ	Q _n	Среднетемпературная компонента, °		Высокотемпературная компонента, °	
						Dec	Inc	Dec	Inc
кп-1а	Полосчатая красная яшма	12,473	0,575	137	2,296	–	–	155	–42
кп-1б	То же	6,160	0,760	46	3,366	247	–68	183	–53
кп-1в	"	9,244	0,908	99	2,347	237	–38	155	–49
кп-1г	"	9,167	0,588	43	5,358	–	–	153	–36
кп-1д	"	8,027	0,659	55	3,702	249	–70	174	–51
кп-1е	"	6,841	0,672	66	2,605	253	–56	138	–48
кп-1ж	"	6,488	0,162	70	2,319	243	–69	178	–17
кп-1и	"	8,082	0,116	56	3,660	260	–63	146	–58
кп-1к	Полосчатая красно-зеленая яшма	8,606	0,111	38	5,768	249	–67	185	–21
кп-1л	То же	8,146	0,154	51	4,014	236	–63	135	–36
кп-1м	"	6,594	0,147	47	3,526	262	–70	151	–34
кп-1п	Красные обожженные кремни	16,421	0,420	226	1,830	248	–55	–	–
кп-1р	"	130,506	0,132	669	4,903	–	–	120	–49
кп-1с	Эндоконтакт	12,269	0,216	59	5,226	230	–69	134	–43
кп-1т	То же	0,621	0,412	31	0,504	231	–66	180	–18
кп-1у	"	3,501	0,503	41	2,148	235	–41	–	–

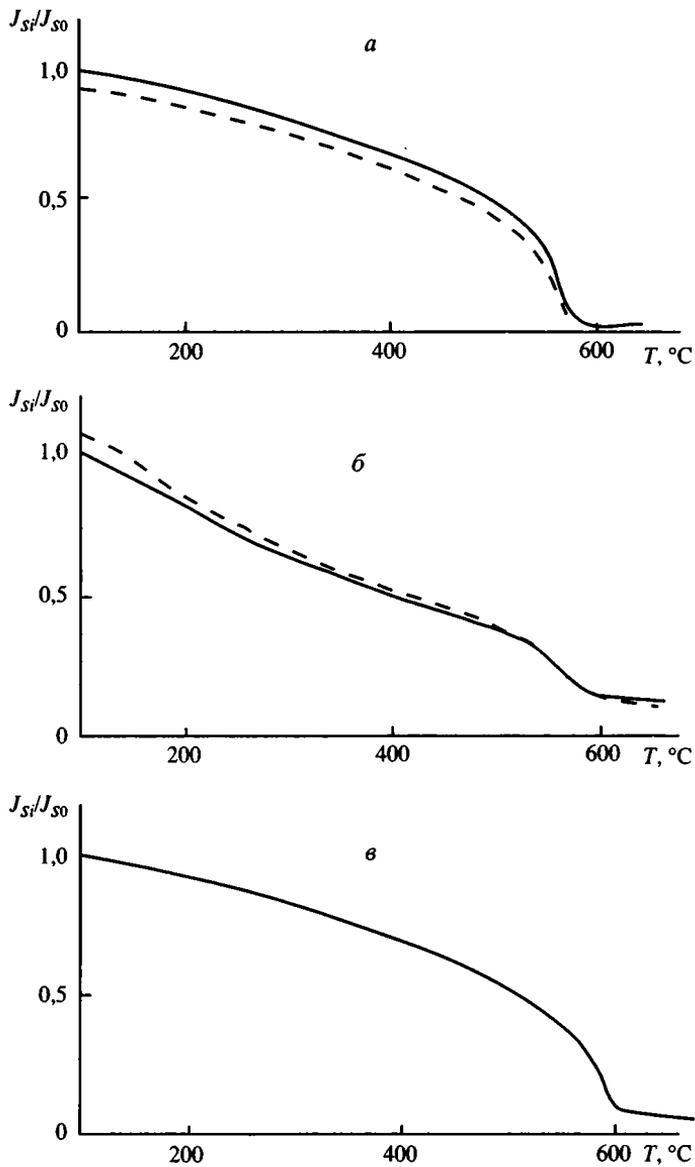


Рис. 4.19. Результаты терромагнитного анализа (J_s-T) образцов вулканогенно-осадочных пород войкарской свиты
a – красная яшма; *б, в* – потоки андезито-базальтов: *б* – из центральной части, *в* – из эндоконтактной зоны. Сплошная линия – первый нагрев, пунктирная – второй

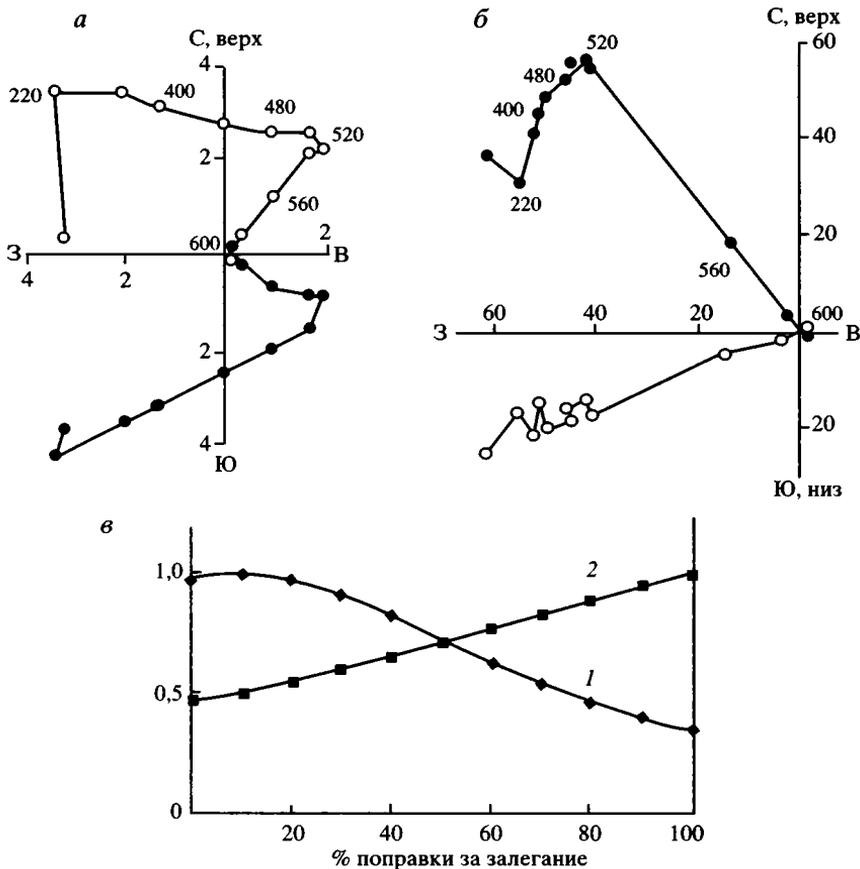


Рис. 4.20. Диаграммы Зийдверльда (а – обр.кп-1е, б – обр. кп.-2д) образцов вулканогенно-осадочных пород войкарской свиты и диаграмма теста ступенчатого распрямления складки (в) для метакристаллической компоненты (1) и высокотемпературной характеристической (2)

Остальные условные обозначения см. рис. 4.1

(образцы из краевых частей лавовых подушек) до $40 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ в образцах из центральных частей (см. табл. 4.9). Подобное распределение магнитных минералов отражает первичные условия кристаллизации магмы. Кроме того, сохранность первичной структуры минералов-носителей подтверждается и результатами термомагнитного анализа – выделяется малотитанистый титаномagnetит ($T_c = 580 \div 585$ °C), частично однофазно окисленный ($T_c = 590 \div 600$ °C, см. рис. 4.19, б, в). Отношение $J_{rs}/J_s < 0,1$, что может свидетельствовать о многодоменном состоянии основного носителя магнетизма этих пород.

Полный компонентный анализ NRM образцов и векторных диаграмм Зийдверльда, полученных в ходе ступенчатой температурной

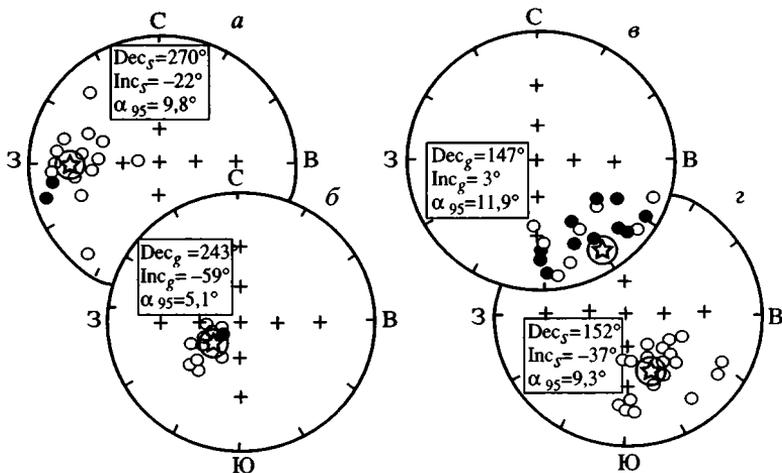


Рис. 4.21. Стереограммы палеомагнитных направлений: а, б – среднетемпературной компоненты (а – в древней, б – в современной системе координат), в, г – высокотемпературной компоненты образцов вулканогенно-осадочных пород войкарской свиты (в – в современной, г – в древней системе координат)

Условные обозначения см. рис. 4.1

чистки палеомагнитно-стабильных образцов из кремнисто-спилит-диабазовой толщи (рис. 4.20, а, б), показал наличие трех компонент.

Первая, низкотемпературная, компонента NRM, разрушаемая при температурном воздействии до 200–250 °С и имеющая направление, близкое к современному магнитному полю в месте работ, исключена из анализа.

Вторая, среднетемпературная, компонента, разрушаемая термочисткой до 450÷500 °С, имеет в современных координатах склонение 230–260° и наклонение –37÷70 °С (см. рис. 4.20, а, б). Кучность в современной системе координат значительно выше, чем в древней ($K_g/K_s = 3,74$; см. табл. 4.9, рис. 4.21, а, б), что говорит о послескладчатой природе намагниченности. Среднее ее направление в современных координатах – $Dec = 243^\circ$, $Inc = -59^\circ$, $K = 39,7$, $\alpha_{95} = 5,1^\circ$, что практически совпадает с пермским направлением для Восточной Европы [Печерский, Диденко, 1995].

Палеоширота Малоуральского вулcano-плутонического пояса в позднепалеозойское время составляла $40 \pm 3^\circ$ с.ш.

Третья, высокотемпературная, компонента NRM, разрушаемая термочисткой до 600–620 °С, характеризуется наличием двух полярностей, причем для пород кремнисто-алевролитового слоя характерна полярность с отрицательным наклонением (склонение в древней системе координат 140–180° и наклонение –20÷50°; см. рис. 4.20, а), а для пород верхней части разреза – полярность с положительным наклонением (склонение в древней системе координат 295–320°, наклонение –10÷40°, образцы кп-2д, -2м; см. рис. 4.20, б). Компонента имеет досклад-

чатую природу – кучность в древней системе координат значительно выше, чем в современной (см. рис. 4.21, в, г). Тесты складки (сравнения средних и корреляционный) имеют положительный результат – $K_g/K_s = 2,12$ при $F(36;36) = 1,74$, наблюдаемое $R_s = 0,545$ при теоретическом $R_s(5\%) = 0,625$ [Баженов, Шипунов, 1988]. Среднее направление этой компоненты в древней системе координат – $Dec = 152^\circ$, $Inc = -37^\circ$, $\alpha_{95} = 8,2^\circ$ (см. табл. 4.9).

Это направление мы отождествляем с характеристической компонентой для пород островодужной формации Войкарской зоны, возраст этой компоненты принимаем как позднеордовикский, так как для нее формально выполняются два теста палеомагнитной надежности – тест складки и наличие в разрезе образцов двух полярностей.

Таким образом, палеоширота Малоуральского вулcano-плутонического пояса в позднеордовикское–раннесилурийское время составляла $20 \pm 4^\circ$ ю.ш.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В предлагаемом разделе рассмотрены условия формирования основных вещественных комплексов палеозоя Полярного Урала. В пределах окраины Восточно-Европейского континента (Западно- и Центрально-Уральская мегазоны) становление Палеоурала начинается с появления сложной системы рифтогенных структур, характеризующихся пестрым набором магматических и осадочных формаций, возникших при деструкции протоуральской континентальной коры [Голдин, Пучков, 1974; Перфильев, 1979; Дембовский и др., 1990; Руженцев, Аристов, 1998; и др.].

Эпиконтинентальный рифтогенный комплекс Полярного Урала. Объединяет разнообразные отложения с доказанным стратиграфическим диапазоном верхний кембрий–нижний ордовик. Выделяются две рифтогенные зоны [Голдин и др., 1999]: западная (Седьюско-Саблинская), в которой преобладают щелочные базальтоиды, ассоциирующие с породами габбро-монцонит-сиенитовой формации, и восточная (Лемвинская), где характерны бимодальные вулканиты разной щелочности.

На Полярном Урале шире распространены отложения восточной зоны. Они образуют полосовое сочетание основных и кислых вулканитов. Первые представлены пикритами, трахибазальтами, оливиновыми базальтами, ассоциирующими с многочисленными телами габбро-диабазов, эссекситовых габбро, трахитов. Среди кислых разновидностей наряду с эффузивами и субвулканическими телами широко развиты вулканокласты (в том числе игнибриты и пизолитовые туфы). По крайней мере некоторые вулканиты формировались в субэаральных условиях и содержат прослой красноцветных вулканомиктов (от песчаников до валунных конгломератов). Петрогенетический аспект проблемы специально рассмотрен Б.А. Голдиным с соавторами [1999], показавшими, что значительные объемы риолитов, их неравномерное развитие на площади и в разрезе проще объяснить, если предположить, что процесс дифференциации базальтовой магмы осложнен ассимиляцией материала континентальной коры.

Как уже отмечалось, указанные вулканиты парагенетически связаны с терригенными отложениями (погурейская свита и ее аналоги), которые характеризуются разнообразием состава (от мономинерального кварцевого до полимиктового), гранулометрии и резкими градиентами мощностей. Очевидно, что эти отложения накапливались в изолированных седиментационных ваннах, были связаны с автономными источни-

ками сноса, представлявшими собой преимущественно вулканические постройки. Иными словами, со значительной долей вероятности можно предположить, что зоны, сложенные вулканитами разного состава, были приурочены к разломам, которые разграничивали систему тектонических блоков. Погружение последних создало серию седиментационных ванн, заполнявшихся терригенным и вулкано-терригенным материалом.

Несколько особняком стоит толща, выделяемая нами как *игдейская свита* [Руженцев, Аристов, 1998]. Это наиболее восточные выходы вулканитов Лемвинской зоны. Некоторые авторы относят ее к Центрально-Уральской (Уралтауской) мегазоне [Савельев, Самыгин, 1979]. В основании разреза здесь залегают полимиктовые песчаники погурейской свиты (O_{11}), перекрытые мощной (до 3 км) толщиной переслаивающихся базальтоидов, филлитизированных пестроцветных кварцевых алевролитов, аркозовых песчаников, смешанных вулканомитов. Характерны внутриформационные перемычки с образованием линз красноцветных эдафогенных конгломератов. Присутствует мощный горизонт кварцевых и олигомиктовых песчаников (“нелкинские кварциты”). В верхах толщи появляются линзы трахириолитов и их туфов. Возраст нижней части толщи аренигский, верхней – не установлен. По составу вулканитов (базальты, андезито-базальты, андезиты), химизму (толеитовая, реже известково-щелочная серии), набору осадочных пород и эпикластов, строению разреза, обилию субвулканических тел основного и кислого состава игдейская сходна с изъяхойской свитой северного окончания Полярного Урала. Ее возраст определяется от позднемембрийского [Голдин и др., 1999] до позднеордовикского [Охотников, Стрельников, 1974; Савельев, Самыгин, 1979].

Существуют представления, что указанные отложения формировались в пределах краевого вулканического пояса (активная континентальная окраина андийского типа), маркирующего восточный край палеоконтинента [Руженцев, Савельев, 1997]. Возможна, однако, и другая точка зрения: указанные отложения являются рифтогенными образованиями, отражающими смещение осевой зоны рифтинга в ордовике к востоку. Следует отметить, что геодинамические условия формирования указанных толщ, их положение в латеральном формационном ряду ордовика разработаны недостаточно и представляют одну из проблем, без решения которой трудно предположить обоснованную модель тектонического развития Полярного Урала в раннем палеозое.

Более предпочтительной, на наш взгляд, выглядит следующая модель: в позднем кембрии–раннем ордовике в пределах восточной части Восточно-Европейского палеоконтинента формируется рифтовая система. Она отделила от палеоконтинента Харбейский блок (микроконтинент); на территории обоих рифтогенные комплексы отсутствуют. В это время здесь образовался горизонт базальных конгломератов (тельпосская, малолайпудынская свиты и их аналоги), подстигающий терригенно-карбонатные отложения ордовика, которые начинают эпиконтинентальный (шельфовый) разрез Елецкой и Манитанырд-Пайпудынской зон Полярного Урала.

Начиная с аренига и особенно среднего ордовика, рифтовая система трансформируется в Лемвинский внутриконтинентальный прогиб. С запада на восток (в современных координатах) для интервала средний ордовик–средний девон здесь располагаются:

1. Елецкий шельфовый прогиб. В его составе выделяются:

а. Внутренняя депрессия (Вайгачская подзона), где наряду с карбонатными накапливались относительно глубоководные углисто-кремнисто-глинистые отложения;

б. Барьерный риф (Нияюско-Карская подзона);

в. Внешняя депрессия (Лёкелецкая подзона) – глубоководные глинисто-кремнистые сланцы, глинистые известняки с линзами органогенно-детритовых известняков.

2. Лемвинский внутриконтинентальный прогиб¹. В составе прогиба выделяются:

а. Западный борт (Западно-Лемвинская подзона), сложенная карбонатно-кремнисто-глинистыми отложениями, формировавшимися выше КГК или на уровне лизоклина;

б. Внутренняя депрессия (Центрально-Лемвинская подзона) – область распространения предельно конденсированных глинисто-кремнистых осадков, полностью бескарбонатных (накопление ниже уровня КГК), отлагавшихся, по расчетам М.А. Шишкина, на глубинах около 2 км; присутствуют линзы олигомиктовых песчаников, которые рассматриваются как отложения зерновых потоков;

в. Осевой вулканогенный пояс (Грубешорская подзона) – область развития вулканогенно-кремнистой толщи, представляющей собой чередование толеитовых базальтов, бескарбонатных углеродистых глинисто-кремнистых сланцев и фтанитов; эти отложения маркируют депрессивную зону осевого раскрытия Лемвинского прогиба; именно здесь сосредоточена основная масса диабазовых даек, местами образующих хорошо выдержанные рои; специально отметим отсутствие в Лемвинской зоне пород офиолитовой ассоциации, что указывает, на наш взгляд, на то, что раскрытие бассейна не сопровождалось формированием океанической коры;

г. Восточно-Лемвинское вулканическое поднятие – полоса развития мелководных, местами субаэральных вулканитов, эпикластов, известковистых кварцевых и олигомиктовых песчаников; вопрос формационной принадлежности этих образований (игядейская, изъяхойская свиты, тыкатловская толща) рассмотрен ранее.

3. Манитанырд-Пайпудынский шельфовый бассейн. Это погруженный край Харбейского микроконтинента. В его пределах накапливались карбонатно-терригенные (О) и карбонатные, в том числе биогермные (S–D₂), отложения.

4. Харбейское поднятие. Восточная часть микроконтинента, представляющая собой допозднедевонский выступ протоуральского си-

¹ Идея о структурной изолированности Лемвинского прогиба от океанических структур восточного склона высказывалась ранее [Савельев, Самыгин, 1979].

алического основания. Мы полагаем, что по крайней мере в раннем и среднем девоне разрыв пород фундамента поставлял значительные объемы сиалической кластики в Манитаньрд-Пайпудынский бассейн.

Остановимся на проблеме тектонической природы Лемвинской зоны. Существует по сути дела общепринятая точка зрения, что эта зона является элементом палеозойской пассивной окраины Восточно-Европейского континента. Наиболее полно такие представления сформулировал В.Н. Пучков [1979], предложивший палеотектонический профиль: Елецкий шельф–Лемвинский континентальный склон и подножие (батыклиналь)–палеоокеанический бассейн. К океаническим образованиям отнесен лагортинский вулканогенно-кремнистый комплекс (по нашей терминологии – грубешорская серия). Слабой стороной этой модели является отсутствие в Лемвинской зоне раннепалеозойских офиолитов. Попытка решения этого противоречия была сделана Г.А. Петровым и В.Н. Пучковым [1994], которые сопоставили лагортинский комплекс Лемвинской зоны с базальтами шемурской свиты (O₃) Салатимской зоны Северного Урала. Шемурские базальты рассматриваются как часть Салатимской офиолитовой ассоциации. Эта точка зрения нашла свое отражение в ряде последующих публикаций (например [Тектоническая карта..., 1996]).

В известной степени сходные построения делались и ранее. Так, А.А. Савельев и С.Г. Самыгин [1979] относили к ордовика салатимского типа не только базальты лагортинского комплекса, но и кремнисто-глинистые отложения чигимской и моллюдшорской свит Лемвинской зоны. Нами показано, что отложения моллюдшорской свиты имеют девонский возраст, чигимской (черногорская серия – по нашей терминологии) – среднеордовикский–позднедевонский [Руженцев, Аристов, 1998]. Те и другие связаны постепенными переходами с отложениями нижнего ордовика лемвинского типа (погурейская и грубеинская свиты), и их сопоставление с образованиями палеоокеанического Салатимского (Шемурского) бассейна никак не обосновано.

Что же касается лагортинского комплекса, то следует сказать, что в ряде мест также наблюдается постепенный переход от терригенных отложений нижнего ордовика (погурейская и грубеинская свиты) к вулканогенно-кремнистым отложениям. В этом заключается коренное отличие базальтоидов шемурской свиты и лагортинского комплекса; первые являются элементом офиолитовой ассоциации, вторые – нет.

Сказанное позволяет отказаться от представлений, согласно которым Лемвинская зона в палеотектоническом отношении является батыклиналью (формации континентального склона и подножья), раскрывающейся в сторону Уральского палеоокеана, отказаться в первую очередь потому, что на Полярном Урале к востоку от “Лемвинского континентального склона и подножья” нет соответствующего океанического бассейна, его место здесь занимает Харбейский континентальный блок.

Мы не исключаем, конечно, что все сказанное относится только к Полярному Уралу и к югу от Кожимского поднятия ситуация иная. Возможно, что именно отсюда и далее к югу вплоть до Сакмарской зоны внутриконтинентальный бассейн с корой океанического типа существо-

вал. Если это так, то структура трансуральской Сакмаро-Лемвинской зоны (прогиба) характеризуется продольной сегментацией. На Южном и Среднем, возможно Северном Урале (вплоть до Кожимского поднятия) существовал бассейн (или система бассейнов) с корой океанического типа. На Полярном Урале (между Кожимским и Собским поднятиями) располагался глубоководный Лемвинский прогиб (авлакоген) с утоненной континентальной корой и осевой зоной раздвига (глубеборская вулканогенная серия).

И, наконец, к северу от Собского поперечного поднятия (север Полярного Урала и Пай-Хой) находился бассейн, где базальтоиды отсутствуют. Намечается, таким образом, последовательное раскрытие структуры к югу. Пространственные рубежи такого раскрытия в самом общем виде контролируют Собское и Кожимское поперечные поднятия.

В интервале поздний девон—средний карбон произошла перестройка структурного плана. Она связана со становлением Няньворгинского бассейна. В это время в пределах западной и осевой частей Полярного Урала обособились два элемента: Елецкая и Няньворгинская зоны. *Елецкий шельфовый бассейн* в целом сохранил прежнюю структуру (внутренняя депрессия, барьерный риф, внешний шельф). Единственное отличие, пожалуй, заключается в том, что внутренняя депрессия здесь выражена более четко (“доманиковые фации”). *Няньворгинский глубоководный бассейн* охватывает территорию Лемвинской, Манитаньрд-Пайпудынской и Орангской зон. В его пределах накапливались конденсированные кремнисто-терригенные, иногда с примесью карбонатных осадки, отражающие значительное погружение дна бассейна. Максимум трансгрессии и выравнивание условий седиментации приходится на фаменское и турнейское время. Учитывая, что никак не проявляется влияние харбейского поднятия (суши) в отложениях этого возраста, мы предполагаем, что в Харбейской зоне также существовали морские условия.

В палеотектоническом смысле Елецкая и Няньворгинская зоны представляют собой пассивную окраину, которая оформилась в позднем девоне в связи со становлением Урало-Арктического палеоокеана [Руженцев, Диденко, 1998]. Елецкая зона является шельфовой, Няньворгинская – склоновой ее частями. Закрытие Няньворгинского бассейна происходило неравномерно в связи с формированием Уральского орогена. Местами оно началось с визейского времени, но достигло своему максимуму в конце среднего и особенно в позднем карбоне—ранней перми, когда на месте Няньворгинской и восточной части Елецкой зон возник внутренний (флишевый) бассейн Предуральского краевого прогиба.

Палеоокеанические комплексы восточного склона Урала образуют систему тектонических пластин, шарьированных в пределы окраины континента. Процессы тектонического сгущивания здесь достигали максимальных размеров, вследствие чего палеотектонические реконструкции затруднены.

Существует несколько работ, где вопрос таких реконструкций рассмотрен [Савельев, Самыгин, 1979; Перфильев, 1979; Язева, Бочкарев,

1984, 1995; Петров, Пучков, 1994; Тектоническая карта..., 1996; Савельев, 1997]. Общим для них является признание, что практически все вскрытые здесь вещественные комплексы формировались в пределах сложно построенной островодужной системы, отдельные элементы которой слагают отмеченные аллохтонные массы.

Наши данные в целом подтверждают эту точку зрения. Вместе с тем очевидно, что относительное первичное расположение указанных комплексов и их сопоставление с таковыми южных частей Урала во многом остается дискуссионным. Это касается их возраста, числа и полярности островных дуг, природы сопряженных бассейнов, роли микроконтинентов, а главное – положения основной ветви океана. Проблема имеет два аспекта: 1) выяснение на петрогенетической основе геодинамических обстановок образования вещественных комплексов и 2) реконструкция латеральных формационных рядов и их сопоставление со структурно-формационной зональностью Северного Урала.

В пределах Войкаро-Сыньинского массива (Сьгумкеу-Паерская зона) помимо дунит-гарцбургитовых респитов выделяются два комплекса: ранний (трубаинский) – дунит-верлит-клинопироксенит-габбро-норитовый и поздний (изшорский) – троктолит-габбро-диабазовый [Савельева, 1987; Савельев, 1997]. Абсолютные их датировки дали противоречивые результаты. Мы считаем возраст раннего комплекса ордовикско-силурийским, позднего – силурийско-раннедевонским. Петролого-геохимические и минералогические исследования показали, что диабазы даек изшорского комплекса относятся либо к бонинитовой, либо островодужно-толеитовой сериям. Они формировались скорее всего во фронтальных частях зарождающейся на океанической коре примитивной островной дуги [Симонов и др., 1998]. Согласно данным А.А. Савельева и др. [2000], указанные образования возникли в пределах внутридугового рифта, который в конце раннего девона расчленил древнюю островную дугу.

Согласно предложенным для Северного Урала моделям [Петров, Пучков, 1994; Язева, Бочкарев, 1995], область океанического спрединга располагалась между Восточно-Европейской континентальной окраиной и отмеченной островной дугой. В герцинской структуре это система узких тектонических клиньев (в том числе и ультрабазитовых), линз меланжа, объединяемых в *Салатимскую зону*, маркирующую Главный Уральский разлом. Тектонически здесь совмещены метабазальты и глинисто-кремнистые сланцы (O₃), испытывавшие зеленосланцевый и высоболарический глаукофансланцевый метаморфизм.

Реконструированный палеотектонический профиль сводится к следующему (современные координаты). Восточнее континента располагалась морская котловина. Восточнее ее следует вулканическое поднятие, где совмещены две офиолитовые серии: западная, высокотитанистая (склон океанического желоба) и восточная – низкотитанистая (основание *Западно-Тагильской островной дуги*). Островодужное поднятие продолжало существовать и в раннем девоне. К ее западной части приурочены габбро-ультрабазитовые тела Платиноносного пояса. Петрохимическая зональность указывает на восточное падение сейсмофокальной зоны (островодужные толеиты сменяются к востоку породами

известково-щелочной андезит-дацитовый формации, а те, в свою очередь, породами шошонитовой серии). *Восточно-Тагильская зона* рассматривается как задуговой бассейн. В его пределах вскрыты породы офиолитовой ассоциации, включая силурийские базальты, перекрытые толщей полимиктовых флишоидных песчаников.

Палеотектонический профиль Северного Урала может быть принят за основу при интерпретации тектонической зональности восточного склона Полярного, где с запада на восток выделяются следующие элементы. В качестве аналога Салатимской зоны рассматривается прерывистая полоса метаморфических пород вдоль Главного Уральского разлома. Породы здесь интенсивно рассланцованы, испытали макробудинаж, зеленосланцевый и глаукофансланцевый метаморфизм. Они образуют систему линзовидных пластин, более или менее круто падающих к востоку и “проложенных” узкими серпентинитовыми телами. Фрагменты западно-тагильских комплексов (Хардьюсская зона) вскрыты в подошве Войкаро-Сыньинского массива [Савельев, Самыгин, 1979]. Наиболее крупные из них, Мокросыньинский и Хардьюсский, представлены габбро-норитами, бластомилонитами по ним, апогаббровыми амфиболитами.

Аналогом Восточно-Тагильской зоны является Войкаро-Сыньинский офиолитовый покров (Сыумкеу-Паерская зона), включающий наиболее крупные ультрабазит-базитовые массивы Урала. Геодинамическая обстановка их формирования рассмотрена ранее: указанные комплексы возникли, возможно, в междуговом прогибе, ограниченном с востока *Войкарским (Малоуральским) вулканогенно-плутоническим поясом*. Последний представляет собой крупную надсубдукционную структуру, которая сопоставляется некоторыми исследователями с Ирландской (Западно-Магнитогорской) островодужной системой [Савельев, 1997].

Таким образом, в пределах палеоокеанического сегмента Полярного Урала для временного интервала ордовик–средний девон удастся реконструировать следующий палеотектонический профиль (с запада на восток в современных координатах): Салатимский (Шемурский) палеоокеанический бассейн–Западно-Тагильское островодужное поднятие (O_3-D_1)–Восточно-Тагильский междуговой прогиб (S_1-D_1)–Войкарское (Малоуральское) островодужное поднятие (S_2-D_2).

Слабым звеном этого профиля является обособанность выделения Салатимского бассейна. Фрагменты его коры, метаморфизованные и сильно тектонизированные, плохо сохранились в подошве гигантских офиолитовых аллохтонов. Их возрастная датировка, петрогеохимическая характеристика протолитов недостаточна. Хотя петрохимическая зональность магматических образований показывает восточное погружение субдукционных зон, общее омоложение островодужных комплексов в сторону от предполагаемого океана не укладывается в стандартную схему и требует специального объяснения.

Процессы тектонического ссучивания, начавшиеся, по-видимому, уже в силуре и мощно проявившиеся в раннем девоне и эйфеле [Савельев, Самыгин, 1979], затухают к концу среднего девона. К этому времени здесь образовалась аккреционная система, объединившая перечис-

ленные структурно-формационные комплексы. Происходит общее воздымание региона, получившее отражение в формировании верхнедевонской молассы (Войкарская–Малоуральская зона).

Как уже отмечалось, на рубеже среднего и позднего девона происходит перестройка структуры Полярного Урала. В палеоконтинентальном сегменте она выразилась в появлении Няньворгинского бассейна, представлявшего собой склоновую часть пассивной континентальной окраины. В палеоокеаническом сегменте на стыке края континента и среднепалеозойской аккреационной системы происходит становление *Наунтинского прогиба*.

Характеристика сформировавшихся здесь вещественных комплексов дана в специальном разделе. Здесь же мы лишь отметим, что время смены неритовых отложений Харбейского микроконтинента батиальными и время возникновения Наунтинского палеоокеанического бассейна совпадают. Следует сказать, что такая смена происходит не только на Полярном Урале. Похожие события и в вещественном выражении и по времени имели место и на Новой Земле (Рогачевская зона) [Кораго и др., 1989], что предполагает их региональный характер. Сказанное позволяет сделать вывод – Наунтинский прогиб являлся южной частью гораздо более обширного бассейна, для которого было предложено название “Урало-Арктический” [Руженцев, Диденко, 1998].

Начиная с раннего карбона, процессы тектонического скупивания, временно прерванные в связи с формированием Наунтинского прогиба, получают новый импульс. Постепенно они мигрируют к западу. Палеоокеанические комплексы, включая офиолитовые аллохтоны, выдавливаются на континентальный край, который также деформируется, давая начало системе покровных структур Пайпудынского (Орангского) и Лемвинского аллохтонов.

МАГНИТО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Впервые плитно-тектоническая модель развития Урала была предложена У. Гамильтоном, согласно ей Уральский складчатый пояс сформировался в результате коллизии Восточно-Европейского и Сибирского континентов. При этом первоначально предполагалось, что образование Уральского палеоокеана произошло в результате раскола гипотетического суперконтинента – Евросибири [Hamilton, 1970]. Модель У. Гамильтона имеет в основном качественный характер, без рассмотрения количественных характеристик Уральского палеобассейна.

Первая попытка реконструировать абсолютные размеры и простираемость Уральского палеоокеана, проследить его развитие во времени была предпринята Л.П. Зоненшайном с соавторами [История..., 1984]. Построения были основаны преимущественно на палеомагнитных данных “базовых” континентов – Восточной Европы и Сибири, а также Казахстана с позднего палеозоя и, кроме того, контролировались палеоклиматическими данными.

Согласно этим реконструкциям, Палеоуральский палеоокеан был унаследован от позднедокембрийского Протоуральского и развивался на месте раскола северной (в древних координатах) или восточной (в современных) окраины Восточно-Европейского континента, где была сформирована протяженная внутриконтинентальная рифтовая зона, соединившаяся с мировой рифтовой системой [История..., 1984; Зоненшайн и др., 1990]. На протяжении всей истории Урала с венда до начала триаса океаническая кора формировалась только первые 250 млн лет. В девоне Уральский палеоокеан был вытянут в широтном направлении [Диденко, Печерский, 1986]. Закрытие бассейна произошло частично в позднем девоне и окончательно в поздней перми, когда преобладало левостороннее сдвиговое перемещение Сибири и Восточной Европы [Зоненшайн и др., 1990].

Согласно реконструкциям ([Моссаковский и др., 1996; Пучков, 1997]), основанным на построениях МакКерроу [McKerrow, 1994], столкновение окраин Восточно-Европейского континента и Гондваны привело к формированию Кадомского складчатого пояса. В позднем кембрии–раннем ордовике началось заложение системы рифтов и распад этого суперконтинента. Одна из ветвей рифтовой системы дала начало Палеоуральскому океану.

Реконструкции [Диденко и др., 1994; Руженцев, Диденко, 1998] идейно близки модели образования Палеоуральского океана, высказанной Л.П. Зоненшайном с соавторами [История..., 1984; Зоненшайн и др., 1990], однако в них использовались палеомагнитные данные не только по Восточно-Европейскому и Сибирскому континентам, но и по Северо- и Южно-Китайскому и Таримскому блокам, а также собственно по структурным элементам Уральского складчатого пояса. В этих реконструкциях вслед за А.А. Моссаковским и др. [1996] представлена модель, по которой ряд континентальных блоков, оторвавшихся в результате рифтогенеза от Восточной Гондваны, пересекли Палеоазиатский океан и причленились во временном интервале венд–ордовик к активной, сначала Сибирской, а затем – Казахстано-Сибирской окраине. Подобный механизм, вероятно, был реализован при движении Аволонского и Армориканского блоков через палеоокеан Япетус [Van der Voo, 1993; и др.].

Приведенные в главе 4 палеомагнитные данные в какой-то мере восполняют этот пробел, поэтому нам представляется актуальным построение магнито-тектонических реконструкций на основе новых палеомагнитных данных как по объектам собственно Уральского складчатого пояса, так и по окружающим его континентальным блокам. В основу предлагаемых реконструкций положены ранее высказанные представления [Диденко и др., 1994]. В качестве базовых траекторий кажущейся миграции полюса Сибирского, Восточно-Европейского континентов взяты модели [Печерский, Диденко, 1995], для Тимано-Печорской плиты, Казахстанского блока – [Храмов, 1991], для Печорской плиты и Казахстана – [Храмов, 1991]. Используются также отдельные определения Н.Ф. Данукалова для Полярного Урала из мировой базы палеомагнитных данных [McElhinny, Lock, 1990].

МИГРАЦИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО И СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТОВ

Основой магнито-тектонических реконструкций являются траектории кажущейся миграции полюсов (ТКМП). Однако их построение – вещь неоднозначная: неравномерное распределение палеомагнитных определений во времени, а также разное качество палеомагнитных данных обуславливают наличие различных методик построений ТКМП. Так, для хорошо изученных блоков – Восточно-Европейского и Сибирского континентов – ТКМП, построенные различными способами, могут расходиться на 5–10° даже в интервалах хорошей насыщенности палеомагнитными данными.

Имеются и более серьезные разногласия в траекториях, а, соответственно, – и в рассчитанных положениях континентов. ТКМП Восточно-Европейского континента, рассчитанные разными авторами, сходны для позднего и частично среднепалеозойского интервала, а в раннепалеозойском интервале имеют существенные различия. Так, согласно ТКМП [Храмов, 1991; Печерский, Диденко, 1995], Восточно-Европейский континент в кембрии–тремадоке располагался в южном полушарии в умеренных широтах, в то время как [Torsvik et al., 1992] Уральский край Восточно-Европейского континента в этом временном интервале находился в высоких широтах южного полушария.

Существенные расхождения в положении палеомагнитных полюсов этого времени для Скандинавии и восточного склона Восточно-Европейского континента не позволяют однозначно рассчитать положение вышеуказанного континента и, соответственно, дифференциальные скорости его смещения в кембрии–тремадоке. Поэтому для характеристики кембрийской истории Урала мы ограничились лишь одной реконструкцией, основанной на двух палеомагнитных определениях положения Восточно-Европейского континента в венд-кембрийское время [Шипунов, Чумаков, 1991; Torsvik et al., 1996].

На траекториях кажущегося движения полюса Восточно-Европейского и Сибирского континентов фиксируются три палеозойских этапа развития. Наличие трех палеозойских этапов хорошо согласуется с геологической историей Восточно-Европейского континента [Леонов, 1985; Тимонин, 1998]. Все три этапа начинаются эпохой погружения, заканчиваются – эпохой поднятия. Модели движения Восточно-Европейского и Сибирского континентов в палеозое можно представить следующим образом.

Конец венда–ранний ордовик. Восточно-Европейский континент перемещался из высоких широт южного полушария до умеренных широт этого же полушария (рис. 5.1, а), при этом скорость северного дрейфа сначала нарастала до 5–7 см/год [Диденко, 1997, б], а затем в тремадоке упала практически до нуля (рис. 5.1, б). Континент испытывал небольшое (до 0,3°/млн лет) вращение против часовой стрелки (рис. 5.2, б). В отложениях рассматриваемого интервала времени не встречается комплексов-индикаторов палеоклиматических обстановок, что, вероятно, связано со значительным осушением территории континента в кембрии.

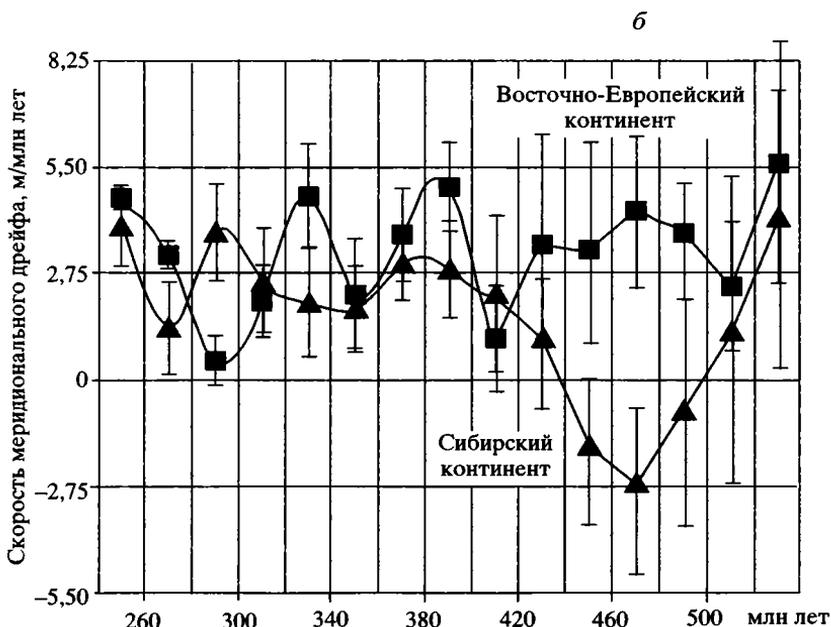
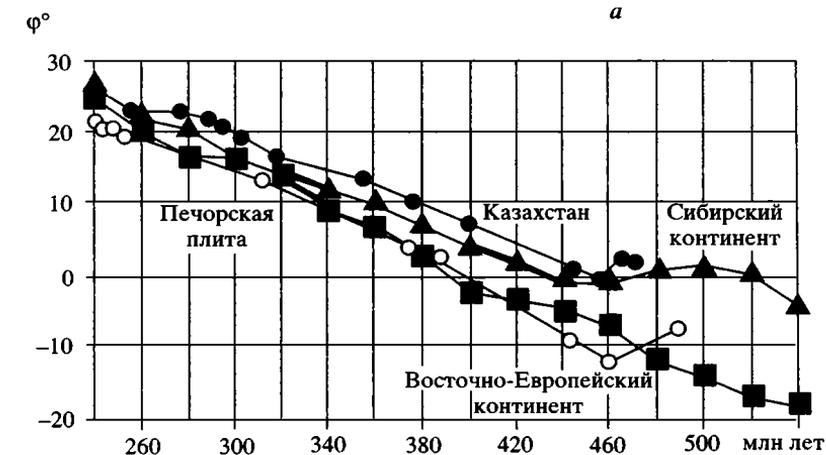


Рис. 5.1. Палеоширота (а) и скорость меридионального дрейфа (б) основных континентальных блоков

Сибирский континент в это время располагался в приэкваториальных широтах южного полушария и был повернут на 180° . До начала ленского века континент двигался на юг с постепенным уменьшением скорости южного дрейфа от 2 до 0 см/год, когда район дельты р. Лена находился примерно на 30° ю.ш. Затем Сибирский континент двигался только на север. В течение позднего веда–аренига континент вращался

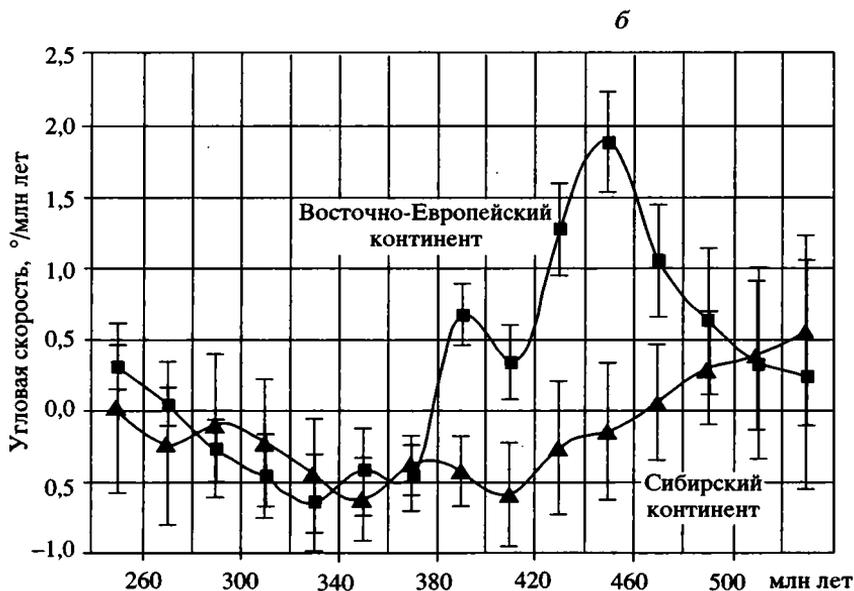
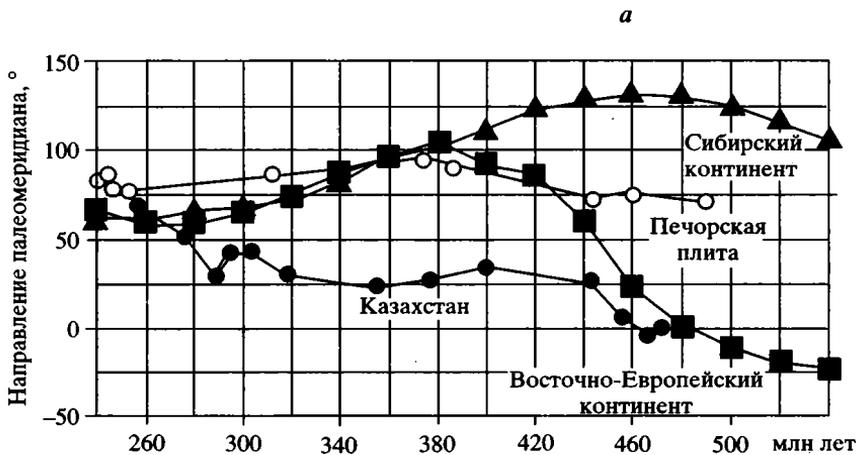


Рис. 5.2. Направление палеомеридиана (а) и угловая скорость (б) основных континентальных блоков

ся против часовой стрелки со скоростью от 0,5 до 0° млн лет. Нахождение Сибирского континента рядом с экватором подтверждается присутствием по периферии “доманикового” бассейна мощных рифовых построек [Леонов, 1985].

Направления палеомеридианов Восточно-Европейского и Сибирского континентов в этом временном интервале различаются более чем на 100° (см. рис. 5.2, а). Этот факт и широтное зияние между континен-

тами позволяют говорить об их существенно различной кинематике и принадлежности к различным литосферным плитам. Вероятно, эволюцию Уральского палеоокеана нельзя отождествлять с классическим циклом Уилсона [Wilson, 1965], когда одни и те же континентальные обрамления океанических бассейнов сохраняются от начала раскрытия до их закрытия.

Конец раннего ордовика–ранний девон. Восточно-Европейский континент переместился в приэкваториальные широты (см. рис. 5.1, *a*), где крайне южное положение занимали Криворожский и Приднепровский блоки Украинского щита. Относительно долгое “стояние” континента вблизи экваториальной зоны фиксируется развитием эвапоритов и шельфовых известняков вблизи уральского края. Максимальная скорость широтного смещения континента составляла около 4 см/год и отмечалась на рубеже 470–450 млн лет (см. рис. 5.1, *b*). Скорость вращения континента в интервале 470–430 млн лет достигала более 1,0–1,5°/млн лет (см. рис. 5.2, *a*). Максимальная скорость вращения Восточно-Европейского континента против часовой стрелки совпадает во времени с основной фазой раскрытия Уральского палеоокеана в среднем ордовике [Зоненшайн и др., 1990; Пучков, 1993; и др.]. Второй относительный максимум скорости вращения Восточно-Европейского континента против часовой стрелки приходится на середину раннего девона (см. 5.2, *a*) [Руженцев, Диденко, 1998].

Сибирский континент в это время оставался у экватора. До начала позднего ордовика он испытывал незначительное смещение к югу, а с конца ордовика стал двигаться на север примерно с одинаковой скоростью – 2–3 см/год, достигнув к началу девона тропических широт. Знак вращения Сибирского континента в позднем ордовике изменился на противоположный, континент стал вращаться по часовой стрелке со скоростью не более 0,5°/млн лет (см. рис. 5.2, *b*).

Широтная разница между Восточно-Европейским и Сибирским континентами в этом временном интервале стала сокращаться. Угловое различие между палеомеридианами этих континентов также стало уменьшаться – с более 100° в конце раннего ордовика до менее 25° к началу раннего девона (см. рис. 5.2, *a*).

Для этого времени есть палеомагнитные определения для Тимано-Печорской плиты и отдельных блоков Казахстана [Храмов, 1991]. По широтному положению Тимано-Печорская плита близка Восточно-Европейскому континенту, а Казахстан – Сибирскому (см. рис. 5.1, *a*). Судя по рассчитанному направлению палеомеридианов (см. рис. 5.2, *a*), Тимано-Печорская плита в начале силура стала тектонически когерентной Восточно-Европейскому континенту, т.е. после этого времени значимых отличий как по широте, так и по направлению палеомеридианов этих блоков не отмечается. Относительно казахстанских блоков можно отметить, что в рассматриваемом интервале они испытывали вращение против часовой стрелки относительно Сибирского и Восточно-Европейского континентов, причем “кумулятивный эффект” относительно поворота к началу девона составил более 25° (см. рис. 5.2, *a*). Определяемый нами относительный поворот против часовой стрелки Казах-

стана коррелирует с левосторонними сдвиговыми деформациями на Урале.

Средний девон–пермь. На протяжении всего этого периода Восточно-Европейский континент двигался на север из тропических–приэкваториальных широт южного полушария до 20–30° с.ш. (см. рис. 5.1, а). Указанное широтное положение континента подтверждается наличием барьерного рифа у Уральского края континента. Скорость северного дрейфа имеет хорошо проявленную цикличность, ее колебания составляли от 1–2 до 4–5 см/год (см. рис. 5.1, б). Вращение Восточно-Европейского континента было направлено по часовой стрелке практически на всем интервале, лишь на рубеже сакмарского и артинского веков знак вращения сменился на противоположный – против часовой стрелки. Скорость вращения была небольшой и составляла менее 0,5°/млн лет. Во второй половине перми она стала еще меньше, что, вероятно, связано с образованием суперконтинента Пангеи и Уральской складчатой системы, в частности.

Движения Сибирского континента в общих чертах подобны движению Восточно-Европейского континента, особенно с раннего девона. К 300–280 млн лет направление палеомеридиана Казахстана относительно Восточно-Европейского и Сибирского континентов стало практически равным (см. рис. 5.2, а).

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Формирование складчатой структуры представлено на пяти реконструкциях, относящихся к ключевым этапам становления Уральского складчатого пояса.

Венд–кембрий. Как уже указывалось выше, существуют серьезные противоречия в оценке широтного положения Восточно-Европейского континента по палеомагнитным и палеоклиматическим данным. Согласно первым, Балтия в венде располагалась в умеренных широтах, тогда как, согласно вторым (наличие тиллитов), она должна была быть в высоких. Недавно опубликованные данные норвежских ученых по п-ову Рыбачий на Кольском полуострове показывают [Torsvik et al., 1996], что в венде Балтия находилась в высоких южных широтах, вероятно, рядом с Гондваной (рис. 5.3). Этому не противоречат геологические данные. Так, по предположению А.А. Моссаковского с соавторами [1996], в позднем рифее–венде в результате отделения Балтии от Гондваны заложилась структура Протоурала.

В соответствии с нашей реконструкцией, Сибирь и Лаврентия располагаются в основном в тропическом поясе южного полушария, Восточно-Европейский континент существенно южнее, Уральская окраина – за 60° ю.ш. Вероятно, в это же время между Лаврентией, с одной стороны, и Восточно-Европейским и Сибирским континентами, с другой, начал развиваться океан Япетус [Pickering, Smith, 1995]. Группа гондванских континентов располагалась южнее (Южная Америка) и восточнее (Африка, блоки восточной Гондваны), занимая пространство от Южного полюса до 20–30° северного полушария. Между Восточно-Европей-

V-Є₁
(545 ± 15 млн лет)

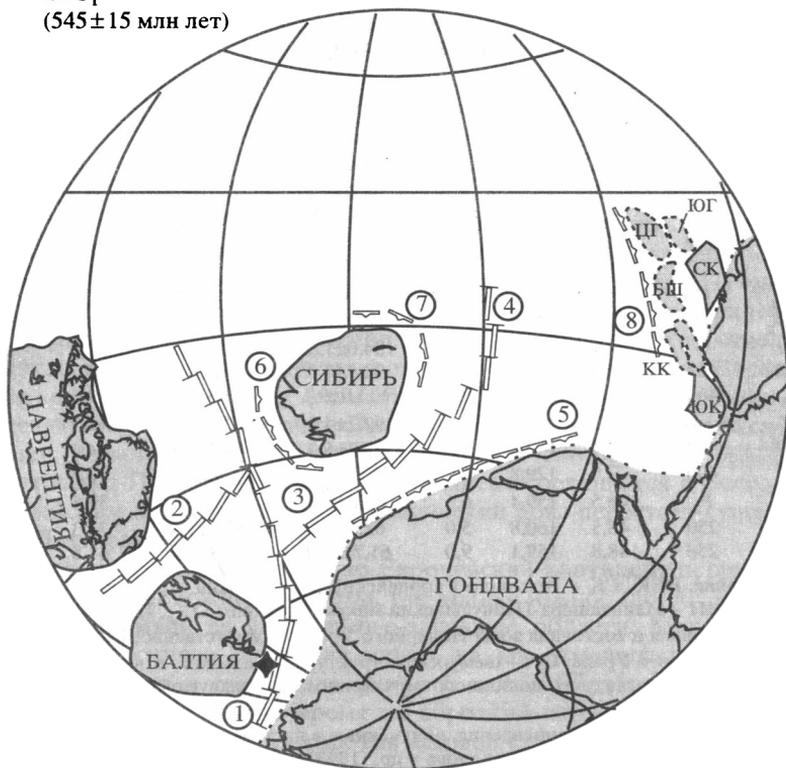


Рис. 5.3. Магнито-тектоническая реконструкция для венда–кембрия

1–4 – рифтовые структуры: 1 – Урала, 2 – Протоапетуса, 3 – Прототетиса, 4 – Палеоазиатского океана; 5–8 – островные дуги: 5 – Кадомская, 6 – Таймырская, 7 – Алтае-Саянская и Монгольская, 8 – Восточно-Гондванские. Буквенные обозначения – континентальные блоки: ЦГ – Центрально-Гобийский, ЮГ – Южно-Гобийский, СК – Северо-Китайский, ЮК – Южно-Китайский, КК – Каракорумский, БШ – Бейшаньский

ским и Сибирским континентами существовали структуры Прототетиса, реликты которого мы фиксируем, вероятно, в протоуральском основании.

Реликты протоуральских вулканогенных комплексов в настоящее время известны только на Полярном Урале. Здесь нами был опробован офиолитовый комплекс Енганэ-Пэ. По возрасту формаций (640 млн лет [Хаин и др., 1998]) и складчатости эти образования сопоставимы с Кадомской островной дугой, формировавшейся у края Центральной Гондваны [Пучков, 1993]. Вероятно, другим бортом Протоуральского океана являлась Центральная Гондвана. На северо-востоке и севере Балтию окружали рифтовые структуры Прототетиса и Протоапетуса, с которыми Протоуральский бассейн соединялся. На востоке между Сибирью и Восточной Гондваной существовал Палеоазиатский океан, где

Таблица. Сравнение полученных палеомагнитных направлений различных комплексов Полярного Урала с рассчитанными по палеомагнитным полюсам Восточно-Европейского и Сибирского континентов

Объект	Возраст	$F, ^\circ$	$L, ^\circ$	$A_{95}, ^\circ$	Dec, $^\circ$	Inc, $^\circ$	$\varphi, ^\circ$	Ссылка
ПУ _з	ϵ_3-O_1	21,1	199,0	5,5	41,4±7,8	7,7±7,7	3,9	1
МП	ϵ_3-O_1	-7,0	175,9	6,3	75,0±7,2	-26,0±7,2	-14,0	2
ВЕК	500	25,0	257,0	12,0	348,3±12,0	4,1±23,9	2,1	3
СК	500	-36,0	128,9	8,0	126,8±8,7	-41,3±10,8	-23,7	3
ПУ _ц	O	23,1	182,2	3,7	55,6±5,1	20,8±4,8	10,8	1
ПУ _в	O	-40,8	99,4	7,4	152,0±10,3	-37,0±8,2	-20,6	1
ЮУ _д	O	-41,0	85,0		163,0±21	-12,0±21	-6,0	4
Сут	O	24,0	292,0		134,0±11,5	-3,0±11,5	-2,0	4
ВЕК	460	16,9	220,6	7,0	22,4±7,0	-9,4±13,7	-4,7	3
СК	460	-25,0	116,0	9,0	133,6±9,1	-18,6±16,6	-9,6	3
ПУ _з	S_2-D_1	-2,2	152,6	3,5	92,2±4,9	-2,9±4,9	-1,5	1
ВЕК	400	-5,1	153,3	5,0	92,7±5,0	-8,7±9,8	-4,4	3
СК	400	-2,0	129,8	6,0	113,1±6,1	14,8±11,4	7,5	3
ПУ	P_2	46,5	159,4	6,6	63,0±9,9	59,0±5,1	39,8	1
ВЕК	250	45,5	160,8	5,0	62,6±2,6	57,7±1,9	38,3	3
СК	250	48,8	159,1	9,0	61,7±12,1	60,8±7,7	41,8	3

Примечание. ВЕК, СК – Восточно-Европейский и Сибирский континенты соответственно; МП – Манитаньрд-Пайпудынский микроконтинент; ПУ_з, ПУ_ц, ПУ_в – западная, центральная и восточная зоны Полярного Урала соответственно; ЮУ_д – Денисовская зона Южного Урала; Сут – шемурская структура Тагильской зоны; F, L – широта и долготы палеомагнитного полюса соответственно; A_{95} – радиус овала доверия вокруг полюса; φ – палеоширота.

1 – палеомагнитные направления, полученные в настоящей работе; 2 – среднее направление, по данным Н.Ф. Данукалова и др. [1993]; 3 – пересчитанные палеомагнитные направления на координаты 66,5° с.ш., 64° в.д. с полюсов ВЕК и СК, по данным Д.М. Печерского и А.Н. Диденко [1995]; 4 – данные И.А. Свяжиной и др. [1998].

формировались структуры и блоки (?) будущего каледонского Казахстанского континента.

Ордовик. Палеомагнитное определение, полученное нами на породах погурейской свиты (ϵ_3-O_1) Лемвинской зоны (см. глава 4), составляет Dec = 41,4° и Inc = 7,7°, близко по наклонению, рассчитанному направлению прямой полярности с полюса Восточно-Европейского континента (Dec = 348,3° Inc = 4,1°). Вероятно, полученное направление с положительным наклонением целесообразно также считать прямым. Палеошироты собственно Лемвинской зоны и пересчитанное с Восточной Европы в позднекембрийское–раннеордовикское время равны $3,9 \pm 3,9^\circ$ с.ш. и $2 \pm 12,2^\circ$ соответственно (таблица). Разворот Лемвинской зоны относительно Восточно-Европейского континента составляет $53,2 \pm 14,5^\circ$ по часовой стрелке. По отношению к рассчитанному направлению с полюса Сибирского континента (Dec = 126,8° Inc = -41,3°) различия существенны как по наклонению, так и по наклонению (см. табли-

цу). Мы полагаем, что в позднем кембрии–раннем ордовике Лемвинская зона находилась севернее края Восточно-Европейского континента.

По материалам Н.Ф. Данукалова, взятых из базы данных [McElhinny, Lock, 1990], для этого временного интервала было рассчитано среднее палеомагнитное направление и для Манитаньрд-Пайпудинской зоны. Это направление отличается от направления для Восточно-Европейского континента и указывает на более северное положение этой зоны относительно Восточно-Европейского континента в ордовике. Широтную разницу, вероятно, можно объяснить появлением на Полярном Урале, к востоку от Лемвинской зоны (в современных координатах), первых океанических бассейнов Палеоурала [Путеводитель..., 1997]. В конце нижнего ордовика рифтовая система трансформировалась в океанический бассейн. Именно Лемвинская зона отделила Манитаньрд-Пайпудинский микроконтинент от Восточно-Европейского континента (рис. 5.4). Активная континентальная окраина фиксируется по появлению Восточно-Лемвинского вулканического пояса [Руженцев, Аристов, 1998]. В конце аренига–начале среднего ордовика Манитаньрд-Пайпудинский микроконтинент соединяется с Восточно-Европейским континентом, а вулканический пояс перестает существовать [Путеводитель..., 1997].

В раннем ордовике Восточно-Европейский континент переместился в тропические южные широты, где крайне южное (до 30° ю.ш.) положение занимали ее западно-юго-западные области. Максимальная скорость широтного смещения плиты на юг отмечалась на рубеже 450–470 млн лет и составляла около 6 см/год [Печерский, Диденко, 1995]. Примерно в это же время на короткий период изменился знак вращения плиты – вращение против часовой стрелки сменилось на вращение по часовой стрелке. Скорость вращения плиты в интервале 440–460 млн лет достигла 1,5–2° млн лет. Вероятно, смена знака вращения плиты (~470 млн лет) фиксирует начало раскрытия Уральского палеоокеана в среднем ордовике, основные черты которого сформировались к концу ордовикского времени [Руженцев, 1976; Зоненшайн и др., 1990; Диденко и др., 1994; Пучков, 1996а].

Полученное “среднее” палеомагнитное направление для магматических пород Войкаро-Сыньинского и Сьумкеуского офиолитовых массивов составляет $Dec = 235,6^\circ$, $Inc = -20,8^\circ$ (N-полярность). Строго говоря, полярность этого направления мы не знаем, но исходя из принципа минимизации движений направлению с северо-восточным склонением и положительным наклоном ($Dec = 55,6^\circ$, $Inc = 20,8^\circ$) приписываем прямую полярность. Соответственно, палеоширота образования этих комплексов будет 8–14° с.ш., простираение зоны палеоспредиинга северо-северо-западное.

Время приобретения характеристической намагниченности магматическими породами офиолитов, исходя из возраста пород [Савельев, 1997; Симонов и др., 1998], можно, вероятно, принять как средний–поздний ордовик. Это направление значимо отличается от рассчитанных направлений как с Восточно-Европейского, так и с Сибирского континентов на 460 млн лет (см. таблицу). Широтное “зияние” между местом об-

O₂₋₃
(450 ± 15 млн лет)

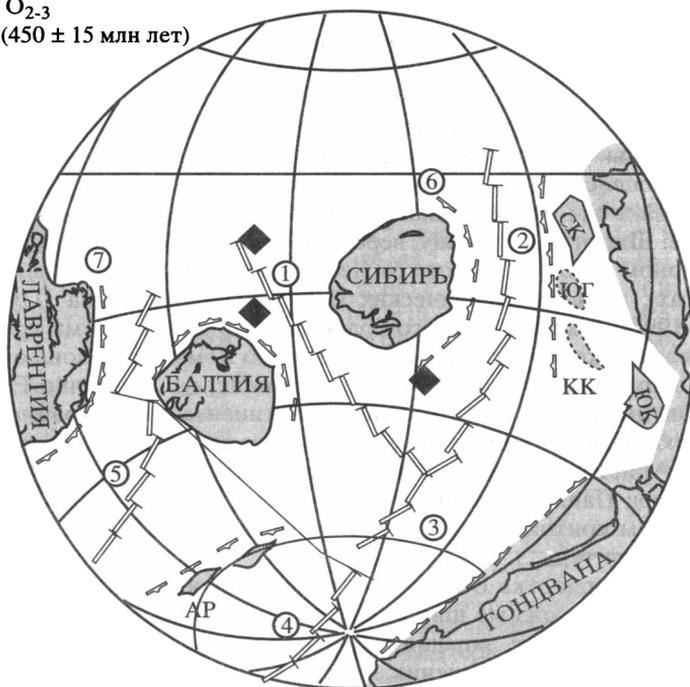


Рис. 5.4. Магнито-тектоническая реконструкция для среднего–позднего ордовика

1–5 – рифтовые структуры: 1 – Палеоурала, 2 – Палеоазиатского океана, 3 – Палеотетиса, 4 – Рейского океана, 5 – Япетуса; 6, 7 – островные дуги: 6 – Бошекуль-Чингизская, 7 – каледонские

Остальные условные обозначения см. рис. 5.3

разования офиолитов и прилегающим краем Восточной Европы могло составлять не менее 10° (см. рис. 5.4). Северо-восточнее палеоокеанического бассейна находился Сибирский континент, обращенный к нему своей современной северной окраиной. Разворот относительно Восточно-Европейского и Сибирского континентов составляет примерно -33° , т.е. по часовой стрелке, и $+78^\circ$, т.е. против часовой стрелки, соответственно. Этот поворот произошел, исходя из палеомагнитных данных, до позднего палеозоя.

Ордовикский интервал представлен в настоящей работе палеомагнитным определением и по вулканогенно-кремнистым породам Малоуральского пояса восточного склона Полярного Урала. Выше указывалось, что возраст значительной части пород, слагающих Войкарский вулcano-плутонический пояс, силурийско-девонский, но по крайней мере часть из них можно отнести к ордовика. Сходство палеомагнитного направления, полученного нами для этой зоны, с палеомагнитными направлениями ордовика Денисовской зоны и Центрального Казахстана

(см. ниже) делает целесообразным, на наш взгляд, ее включение в ордовикскую реконструкцию.

В плане палеомагнитной надежности это определение, пожалуй, превосходит все остальные: а) данные теста складки практически однозначно свидетельствуют о доскладчатом возрасте характеристической намагниченности; б) обожженные кремнистые алевролиты и обжигавшие их диабазовые sillы имеют одно палеомагнитное направление; в) в изученном разрезе характеристическая компонента имеет две полярности.

Сопоставление этого направления с $Dec = 152^\circ$, $Inc = -37^\circ$ (N-полярность) с рассчитанными с соответствующих по возрасту полюсов Восточно-Европейского и Сибирского континентов (см. таблицу) показывает следующее: а) по отношению к Восточной Европе изученный объект претерпел значительный (более 120°) разворот по часовой стрелке; по отношению к Сибири такой поворот существенно меньше ($10-26^\circ$), также по часовой стрелке; б) палеоширота формирования отложений войкарской свиты существенно отличается от расчетной с полюса Восточно-Европейского континента. Крайние оценки широтной разницы по отношению к Восточной Европе составляют $10-22^\circ$, тогда как по отношению к Сибири всего $4-18^\circ$ (см. таблицу). Исходя из наших палеомагнитных данных, можно высказать предположение, что восточная зона Полярноуральского сегмента (Малоуральский пояс) располагалась ближе к Сибирскому континенту.

Сопоставление с палеомагнитными определениями по южноуральским объектам ордовик-силурийского возраста также говорит об их тектонической близости восточной зоне Полярноуральского сегмента. Палеомагнитное направление пород Денисовской зоны [Свяжина, Коптева, 1991] составляет $Dec = 163^\circ$ и $Inc = -12^\circ$, т.е. мы имеем соответствие по склонению и широтную разницу в $12 \pm 8^\circ$, что близко современной широтной разнице в их положении. Примерно такое же склонение имеет палеомагнитное направление, полученное на породах Шемурской структуры Тагильской мегазоны [Свяжина и др., 1998]. Время формирования комплекса определяется как поздний ордовик–лландовери [Язева, Бочкарев, 1995].

Согласно нашей реконструкции, Восточно-Европейский континент (его уральский край) находится в тропических широтах южного полушария. Это положение согласуется с наличием протяженного позднеордовикского барьерного рифа на севере Урала [Антошкина, Елисеев, 1991; Пучков, 1993]. Именно в это время появляются основные океанические бассейны – Сакмарский, Магнитогорско-Войкарский и др. Палеомагнитные исследования Войкаро-Сыннинских и Хадатинских офиолитов Полярного Урала показывают, что собственно палеоокеаническая структура Урал в это время имела северо-северо-западное простирание и находилась в тропических широтах северного и южного полушарий. Северо-восточным ограничением Уральского океана могла быть арктическая (современные координаты) окраина Сибирского континента. О поперечных размерах палеоокеана сказать что-то определенное трудно, так как он имел, исходя из наших данных, простирание

D₁₋₂
(385 ± 15 млн лет)

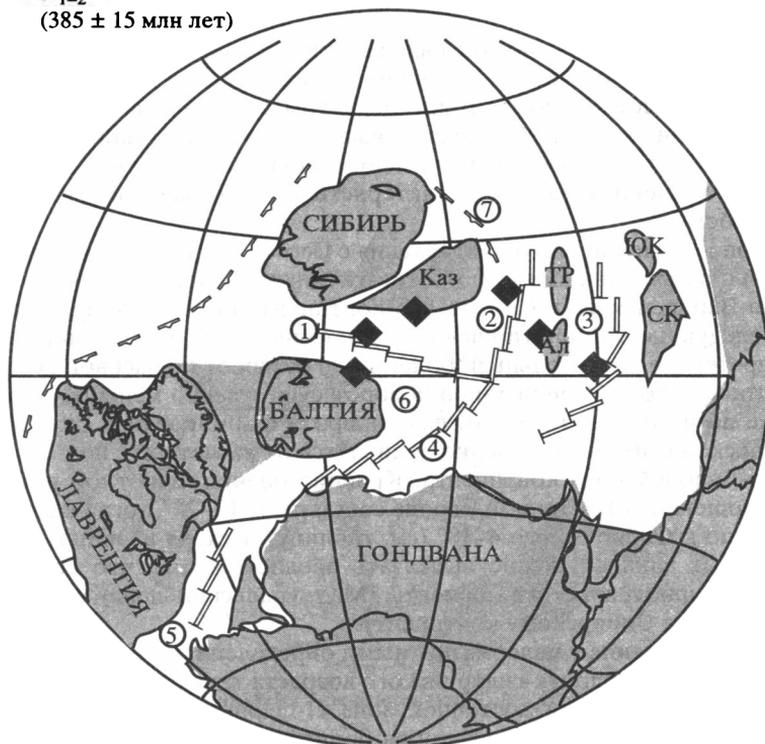


Рис. 5.5. Магнито-тектоническая реконструкция для раннего–среднего девона
1–5 – рифтовые структуры: 1 – Уральского палеоокеана, 2 – Туркестанского палеоокеана, 3 – Южно-Монгольского палеоокеана, 4 – Палеотетиса, 5 – Лигурийского бассейна; 6, 7 – островные дуги: 6 – Магнитогорская, 7 – Жарма-Саурская. Буквенные обозначения: Каз – каледонский Казахстанский континентальный блок; микроконтиненты: ТР – Тарим, Ал – Алайский

Остальные условные обозначения см. рис. 5.3

от северо-западного до субмеридионального. Судя по наличию здесь полного формационного ряда, свойственного зрелым океанам, она могла превышать 2 тыс. км.

Островодужные формации восточного склона Урала (Малоуральский пояс) формировались, вероятно, у Сибирско-Казахстанской окраины на 15–20° ю.ш. И только в последующие эпохи в результате относительного вращения по часовой стрелке композитного Сибирско-Казахстанского континента эти формации были совмещены с собственно Уральскими структурами.

Ранний–средний девон. На Полярном Урале в силуре–среднем девоне происходит формирование островодужной системы и, в конечном счете, аккреционного комплекса вдоль периферии Восточно-Европейского континента [Руженцев, Диденко, 1998]. Полученное палеомагнит-

ное определение этого временного интервала для пород Лемвинской зоны составляет $Dec = 92,2^\circ$, $Inc = -2,9^\circ$, $\alpha_{95} = 4,9^\circ$, а пересчитанное с раннедевонского полюса Восточно-Европейского континента – $Dec = 92,7^\circ$, $Inc = -8,7^\circ$, $\alpha_{95} = 5^\circ$ [Печерский, Диденко, 1995] статистически не отличается, т.е. незначительные отклонения в первые градусы полученного нами направления от рассчитанного лежат в пределах ошибки метода (см. таблицу). Следовательно, вышеуказанный разворот Лемвинской зоны относительно Восточно-Европейского континента на $53 \pm 15^\circ$ произошел до раннедевонского времени, и его логичнее объяснить развитием рифтогенных процессов на краю Восточно-Европейского континента в ордовикское время.

До последнего времени на большинстве реконструкций конца раннего–начала среднего девона Уральский край Восточно-Европейского континента показывали на $10\text{--}15^\circ$ северного полушария, таким образом существенно уменьшая размеры Палеоуральского океана в эту эпоху. Опираясь на наши данные по Южному Уралу [Диденко, Печерский, 1986] и новые – по Сибая и Тоболу, полученные В.С. Буртманом и др., мы полагаем, что Уральский край континента был значительно южнее (примерно на экваторе) и имел субширотную ориентировку (рис. 5.5). Следовательно, ширина Палеоуральского океана в ранне-среднедевонское время была существенно больше – порядка 2000 км. Простираение палеобассейна также было субширотным, на что указывают палеомагнитные данные по комплексу параллельных даек из офиолитов Южного Урала [Диденко, Печерский, 1986].

На северо-северо-востоке ограничением Палеоуральского океана в это время служила западная (современные координаты) окраина композитного Сибирско-Казахстанского континента. Восточнее Казахстано-Киргизской окраины этого континента существовал Туркестанский палеоокеан, имевший, в отличие от Палеоуральского, субмеридиональную ориентировку [Диденко, Печерский, 1988]. Вероятно, оба эти палеоокеанических бассейна соединялись с Палеотетисом.

Поздний девон–ранний карбон. К раннему карбону Палеоуральский океан в основном закрылся за счет дифференцированных вращений Балтии, с одной стороны, и Сибирско-Казахстанского континентов – с другой (рис. 5.6). Могли возникать небольшие океанические бассейны за счет деструкции уральской окраины Восточно-Европейского континента. Один из таких бассейнов – Полярноуральско-Арктический – предполагается на Полярном Урале [Руженцев, Диденко, 1998]. Фрагменты его литосферы (офиолиты, включая толетовые базальты, $D_3\text{--}C$) слагают нижние аллохтонные пластины массивов Сыум-Кеу (Наунтинская) и Рай-Из (Нырдымыншорская).

Проведенные кинематические расчеты движений Восточно-Европейского и Сибирско-Казахстанского континентов на координаты Полярного Урала показывают следующее: а) скорость смещения этих континентов вдоль меридиана в интервале средний девон–карбон менялась от $6\text{--}8$ до $1\text{--}2$ см/год (в фамене–турне произошло резкое уменьшение скорости северного дрейфа Восточно-Европейского континента с 8 до 3 см/год); б) в это же время скорость его вращения

D₃-C₁
(360 ± 5 млн лет)



Рис. 5.6. Магнито-тектоническая реконструкция Арктического бассейна и прилегающих территорий для позднего девона–раннего карбона (положение островных дуг, по: [Парфенов и др., 1999])

Буквенные обозначения: Каз – каледонский Казахстанский континентальный блок.

Континентальные блоки: СК – Северо-Китайский, ЮК – Южно-Китайский, Ом – Омолонский; микроконтиненты: Тр – Тарим, Ал – Алайский; дуги: Га – Горно-Алтайская, Жс – Жарма-Саурская, Ол – Олойская, Юк – Юкатанская

по часовой стрелке также упала с $0,65 \pm 0,41$ до $0,42 \pm 0,45^\circ$ / млн лет, а скорость вращения Сибирско-Казахстанского континента увеличилась с $0,30 \pm 0,46$ до $0,64 \pm 0,42^\circ$ /млн лет. Вероятно, процесс дифференцированного вращения континентов нашел отражение в раскрытии в позднем девоне–раннем карбоне Полярноуральско-Арктического бассейна. Амплитуда раскрытия бассейна, рассчитанная по этим данным, могла достигать 500 км.

Поздний палеозой. Палеомагнитное направление, полученное по кремням и андезито-базальтам Войкарской зоны ($Dec = 243^\circ$, $Inc = 59^\circ$, R -полярность), имеет послескладчатую природу и, вероятно, его возраст можно определить как позднепалеозойский, так как рассчитанные направления с пермских палеомагнитных полюсов Восточно-Европейского и Сибирского континентов [Печерский, Диденко, 1995] на точку отбора практически совпадают с полученным в настоящей работе. Палеоширота полярного сегмента Уральской складчатой системы в позднепалеозойское время составляла $40 \pm 3^\circ$ с.ш.

P₁₋₂
(255 ± 5 млн лет)



Рис. 5.7. Магнито-тектоническая реконструкция для перми
Условные обозначения см. рис. 5.3

Расположение блоков Полярного Урала относительно Восточно-Европейского и Сибирского континентов с перми до наших дней практически не изменилось, испытав общий разворот по часовой стрелке на 55–60° (рис. 5.7). Можно заключить, что формирование покровно-складчатой структуры Урала завершилось в основном в это время. Для раннего триаса известны деформации на Тимане, Новой Земле, коробление фундамента Печорско-Большеземельской впадины, но они не изменили существенно структурный план, созданный ранее. История Урала в мезозое и кайнозое заключалась в основном в разрушении и эрозии Уральского горного пояса.

Проанализированный нами набор геологических и палеомагнитных данных, показанные реконструкции позволяют сделать предположение, что практически все крупные палеоокеанические структуры Урало-Монгольского пояса на протяжении венда–палеозоя формировались в пространстве между Гондваной, с одной стороны, и Балтией и Сибирью, с другой. При этом мы можем говорить о направленном движении микроконтинентов, рифтовых структур от первой в сторону вторых. Это означает, что в это время под Гондваной существовал восходящий глубинный поток (потоки), а под лавразийскими континентальными блоками – нисходящий.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ УРАЛА И ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Одним из наиболее дискуссионных вопросов тектоники Урала является проблема пространственно-временных соотношений прото- и палеоуральских структурно-формационных комплексов. На этот счет существуют две точки зрения. Согласно первой, палеоокеанические бассейны Урала являются новообразованными структурами, возникшими в результате раннеордовикской деструкции карельского или протоуральского (байкальского, кадомского) фундамента Восточно-Европейского континента. Согласно второй, они рассматриваются как унаследованные от протоуральских; в последнем случае те и другие имеют как бы сквозное развитие.

Рифтовая модель. Некоторые исследователи [Hamilton, 1970; Камалетдинов, 1974, 1978] предполагали, что формирование Уральского палеоокеана произошло в результате раскола гипотетического суперконтинента Евросибирь. Позднее эта схема была уточнена – становление палеоокеанического бассейна стали связывать с рифтингом в восточном крае Восточно-Европейского континента и обособлением в позднем кембрии–раннем ордовике системы микроконтинентов [Пейве и др., 1972; Руженцев, 1976; История..., 1984; Пучков, 1993].

Компромиссная схема была предложена А. Шенгёром и др. [1994], совместившими становление Ханты-Мансийского океана с расчленением единого Балтийско-Сибирского континента и образованием вдоль северо-восточной периферии Балтии Сакмарско-Магнитогорского окраинного бассейна, отделенного от океана Мугоджарской островной дугой.

Обоснованием рифтовой модели обычно служат следующие положения: 1) несовпадение структурных планов протоуралид и уралид на Полярном Урале; 2) рифтогенный характер верхнекембрийских–тремадокских отложений вдоль восточной окраины Восточно-Европейского континента; 3) отсутствие в пределах тектонических зон Палеоурала доордовикских офиолитов (все они имеют палеозойские датировки); 4) наличие серии внутриуральских докембрийских блоков (микроконтинентов).

Модель унаследованного развития. Модель менее популярна, в общем виде сводится к следующему: океанический бассейн располагался вдоль восточной окраины континента уже в рифее [Самыгин, Лейтес, 1986; Ruzentsev, Samygin, 1979]; его “сквозное” развитие продолжалось в палеозое.

Основные доводы в пользу этой точки зрения следующие: 1) несовпадение структурных планов протоуралид и уралид не фиксируется в пределах собственно палеоокеанического сегмента Урала; 2) рифтогенные комплексы начинают разрез Сакмаро-Лемвинского прогиба – частной внутриконтинентальной структуры – и для более восточных зон Урала не характерны (терригенный разрез маячной свиты вдоль западной периферии Восточно-Уральского поднятия некоторые авторы [Пучков, 1996б] рассматривают как рифтогенные, другие же [Мосей-

чук, Сурин, 1999] – как островодужные образования); 3) магнитотектонические реконструкции показывают: в позднем рифее–кембрии Восточно-Европейский и Сибирский континенты отстояли один от другого на значительное расстояние, что предполагает существование здесь некоторого океанического пространства (см. рис. 5.3).

Обе модели имеют право на существование. Несмотря на кажущуюся несовместимость, каждая из них имеет рациональную основу. Действительно, рифтогенные комплексы (ϵ_3 – O_1t) маркируют начало формирования Сакмаро-Лемвинского прогиба и не имеют хорошо выраженных аналогов по периферии внутриуральских микроконтинентов. На это уже обращали внимание некоторые исследователи [Перфильев, 1979; Самыгин, 2000]. Далее, офиолиты палеоокеанического сегмента Урала являются относительно молодыми образованиями (не древнее аренига). Однако подавляющее их большинство относится к островодужным системам, включая меж- и внутридуговые бассейны, что предполагает субдукцию зрелой ордовикской океанической коры.

Природа внутриуральских микроконтинентов далеко не всегда ясна. Проблема специально рассмотрена С.Г. Самыгиным [Samygin, 1998; Самыгин, 2000], отметившим, что восточнее Главного Уральского разлома нигде не известны сиалические блоки с рифейско-вендским чехлом, сходным с одновозрастными отложениями Башкирского антиклинория.

Анализ палеобиогеографических материалов, а также распространение блоков кембрийских археоциатовых известняков в меланже Сакмарской зоны свидетельствуют, что по крайней мере некоторые микроконтиненты принадлежали эпикадомской континентальной окраине Гондваны. В пользу этого говорят и данные [Шатагин и др., 1998], показавшие, что протерозойские гнейсы Нижнесанарского массива (Зауралье) имеют Nd модельный возраст, аналогичный таковому для гранитоидов Кокчетавского массива. Вместе с тем следует отметить, что другие микроконтиненты (например, Восточно-Уральский) имеют иные модельные возрасты, а их тектоническая принадлежность не ясна.

Обособление уральских микроконтинентов могло происходить уже в рифее и венде, на что указывают соответствующие рифтогенные комплексы, установленные как на Полярном и Северном, так и Южном Урале [Душин, 1997; Бочкарев, 2000]. Их последующая деструкция продолжалась уже в палеозое в связи с надсубдукционным спредингом, в том числе и в пределах энсиалических островодужных систем [Сервакин, 1997; Язева, Бочкарев, 1998; Каретин, 1999].

Бесспорным доводом в пользу рифтовой модели формирования Палеоурала является несогласное налегание базальных горизонтов (ϵ^3 – O_1) палеозойских чехлов Западно- и Центрально-Уральской зон на дислоцированные отложения протоуральского фундамента, уже давно установленное на Полярном Урале. Протоуральский комплекс включает рифейские офиолиты (670±5 млн лет [Хаин и др., 1998]) и прошел полный цикл развития, охватывающий временной интервал рифей–венд [Душин, 1997].

Следует отметить, конечно, что сказанное касается палеоконтинентальной части Полярного Урала. Однако сам факт формирования протоуральской континентальной коры, резкая структурная перестройка структурного плана, которая, по-видимому, произошла в позднем венде–кембрии, появление в кембрии Лемвинского рифтогенного прогиба – все это указывает на важное значение процессов континентальной деструкции, по крайней мере вдоль западной (в современных координатах) периферии Палеоурала.

В связи с изложенным выше большой интерес представляет анализ магнитотектонических материалов, суммированных в предыдущих разделах. Суть проблемы заключается в том, что разные авторы дают различные реконструкции для конца венда–кембрия. Представления о суперконтиненте Родиния сейчас проходят проверку с привлечением данных по некоторым регионам, не вовлеченным в анализ ранее. К числу таких регионов относится и Урал.

Как уже отмечалось, образование Палеоурала рассматривается в рамках двух базовых моделей: “рифтовой” и “унаследованной”. Первой более соответствует схема [Dalziel, 1997], согласно которой Балтия, Сибирь, континентальные блоки Свальборд, Гренландия и другие слагали восточный край Родинии (рис. 5.8). Его расчленение началось как раз с формирования в кембрии рифтогенных структур (в том числе и уральских). Вторая модель [Моссаковский и др., 1996; Torsvik et al., 1996] предполагает существование между Гондваной, с одной стороны, Балтией и Сибирью, с другой, некоторого океанического пространства (рис. 5.9).

Все сказанное имеет несколько абстрактный характер. Мы привели эти рассуждения, чтобы четче обозначить проблему, для решения которой сейчас, на наш взгляд, не хватает фактического материала. Уже говорилось, что одним из дискуссионных вопросов является пространственная позиция основной ветви Палеоуральского океанического бассейна. Имеющиеся данные позволяют предположить, что она располагалась вдоль восточного края (современные координаты) Восточно-Европейского континента.

На Северном и Полярном Урале это – Салатимская зона, в пределах которой тектонически совмещены как океанические, так и различные островодужные комплексы. Степень их метаморфизма и тектонизации значительны. Как уже отмечалось, это достаточно узкие клинья метаморфизованных пород, зоны смятия и серпентинитовых меланжей вдоль Главного Уральского разлома. Только в последние годы стали появляться качественные изотопные датировки. Удалось фаунистически (конодонты) охарактеризовать ранее немые толщи. Было показано, что до сих пор здесь не доказаны образования, древнее ордовикских.

Восточнее офиолитовой сутуры располагаются формационные комплексы, соответствующие различным частям сложно построенной островодужной системы. На Полярном Урале они имеют ордовик (?)–силурийский (Хардъюсская и Сьумкеу-Паерская зоны) или преимущественно девонский (Войкаро-Малоуральская зона) возраст. На Северном Урале первым двум соответствует Западно- и Восточно-Тагиль-

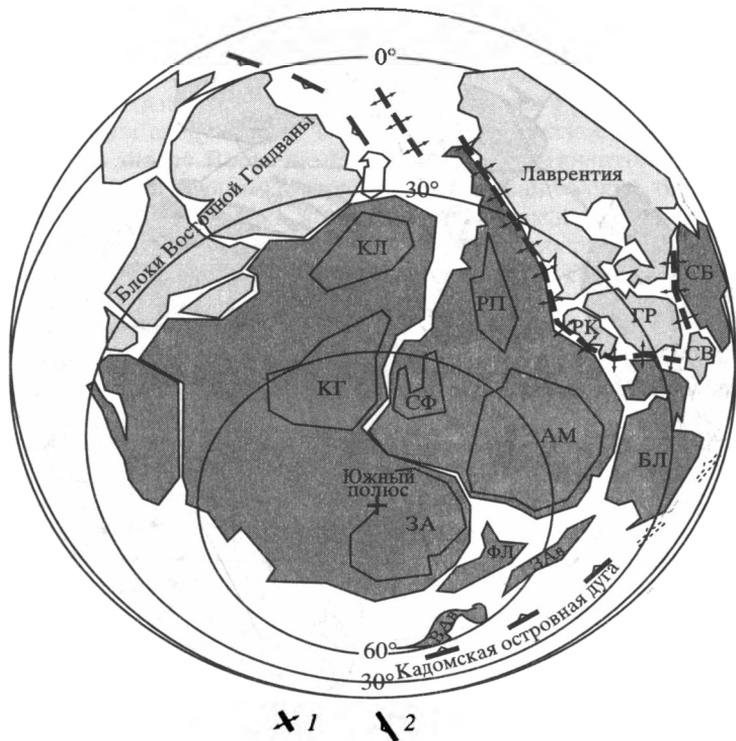


Рис. 5.8. Гипотетический суперконтинент Паннотия в позднем венде [Dalziel, 1997]

1 – рифтовые зоны; 2 – островодужные зоны. Буквенные обозначения: ЗА – Западно-Африканский кратон, АМ – Амазонский кратон, СФ – кратон Сан-Франциско, КГ – кратон Конго, КЛ – кратон Калахари, СВ – блок Свальборд, СВ – Сибирь (Алданский и Ангаро-Анабарский кратоны), БЛ – Балтия (Балтийский и Воронежско-Украинский кратоны), ФЛ – Флорида, ЗАв – Западная Авалония, ВАв – Восточная Авалония, Дл.ОД – Даламерийская островная дуга, ГР – Гренландия, РП – кратон Рио-дель-Плато, РК – плато Роккуэл

ская зоны. Первая – энсиалическое островодужное поднятие, вторая – внутридуговой прогиб. Отмечается восточная полярность островной дуги. Время начала островодужного процесса – не моложе позднего ордовика. Вопрос о типе континентальной окраины западнее Салатимского бассейна остается открытым.

Если наши представления о возрасте и геодинамической обстановке формирования отложений игядейской (изъяхойской) свиты верны, то следует признать, что по крайней мере в арениге (возможно, позднем кембрии–тремадоке) здесь располагалась активная окраина андийского типа, что предполагает субдукцию древней океанической коры под Восточно-Европейский палеоконтинент. Соответственно, Лемвинский рифтогенный прогиб мы рассматриваем как надсубдукционную структуру тылового раздвига.

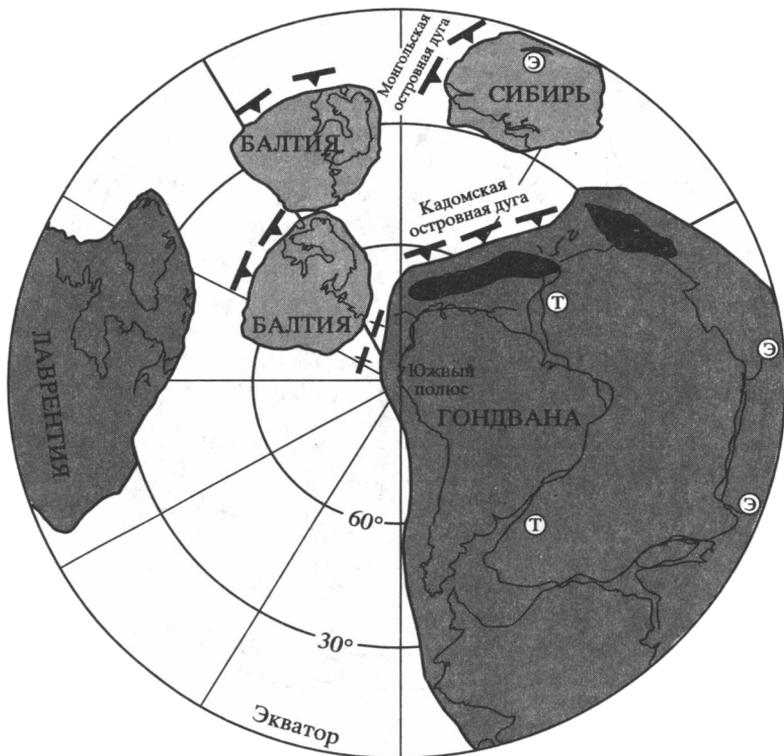


Рис. 5.9. Глобальная палеогеографическая реконструкция для конца венда [Torsvik et al., 1996]

Условные обозначения см. рис. 5.8

Буквенные обозначения: Э – эвалпориты; Т – тиллиты

На Южном Урале палеоокеанический сегмент в основном представлен Магнитогорской зоной, расположенной между Восточно-Европейским континентом и Восточно-Уральским микроконтинентом. Большинство развитых здесь структурно-формационных комплексов также относится к образованиям островодужного типа. Существует точка зрения [Самыгин и др., 1998; Куренков и др, 2000], что Магнитогорская зона и ее аналоги на Полярном Урале – аллохтонная масса, перекрывающая южную часть Тагильской зоны. Установлено [Рязанцев и др., 1999], что магнитогорские океанические серии имеют ордовикский (в том числе, раннеордовикский), а островодужные – силурийско-девонский возраст.

Предложенный для силура палеотектонический профиль включает следующие основные элементы (с востока на запад): океанический бассейн → Поляковская аккреционная призма, включающая пластины вулканогенно-кремнистых пород аренига-карадока → Вознесенская островная дуга → Присакмарско-Вознесенский задуговой прогиб. Паде-

ние зоны субдукции в современных координатах западное. В целом сходная последовательность сохраняется в раннем девоне, правда, с некоторым смещением основных структурных элементов к востоку.

С учетом сказанного тектоническое развитие Урала в самом общем виде сводится к следующему. В (до)раннеордовикское время на территории Урала между Восточно-Европейским континентом (Балтией) и Гондваной располагался Протоуральский океанический бассейн. Его положение и ориентировка в палеокоординатах показана на рис. 5.3. Протоуральский бассейн по существу являлся западной частью Прототетиса и частично раскрывался к северу в сторону Протояпетуса.

В конце кембрия и ордовике начинается ускоренный дрейф Балтии к северу, сопровождаемый ее значительным разворотом против часовой стрелки. Одновременно происходил разворот в том же направлении сформировавшихся к этому времени протоуральских аккреционных сооружений Тимано-Печорского региона. Дрейф Сибири был гораздо менее значительным. Именно в это время оформляется Палеоуральский океан как бассейн, расположенный между Балтией и Сибирью и структурно обособленный от Япетуса (см. рис. 5.4).

Внутреннее строение Палеоурала между Восточно-Европейским континентом и серией микроконтинентов Восточно-Уральского ряда было следующим (рис. 5.10). В раннем ордовике океанический бассейн соответствовал Салатимскому (Шемурскому) и Поляковскому бассейнам, к западу от которых по периферии континента, по крайней мере с аренига, возник вулканический пояс (игядейская и изъяхойская свиты на Полярном и Северном, губерлинская – на Южном Урале), маркирующий активную континентальную окраину андийского типа. Лемвинский и Сакмарский прогибы мы рассматриваем как тыловые надсубдукционные структуры растяжения. В Сакмарском прогибе (в отличие от Лемвинского) была сформирована кора океанического типа, что позволяет считать его задуговой структурой, ограниченной с востока Губерлинской энсиалической островной дугой [Руженцев, 1976]. По-видимому, в это же время оформилась трансформная зона, для которой предлагается название “Кыштымская”. Ее обоснованию посвящена специальная работа С.Г. Самыгина и др. [1998]. Очевидна большая роль подобного рода структур. В силуре и девоне они контролировали продольную зональность Палеоурала.

В позднем ордовике и силуре к северо-востоку от Салатимского бассейна происходит становление Тагильской островодужной структуры. Она имела восточную полярность и включала как энсиматические (Полярный Урал), так и энсиалические (Северный Урал) элементы. Островодужный процесс заканчивается здесь в раннем девоне, когда на фоне закрытия Салатимского бассейна формируется Тагильская аккреционная система. На Полярном Урале происходит ее тектоническое совмещение с краем континента, а на Северном, где аккреционная призма включает как пластины океанической, так и континентальной коры, образуется Краснотурьинский вулканоплутонический пояс, маркирующий западный край Сибирско-Казахстанского каледонского континента [Язева, Бочкарев, 1995].

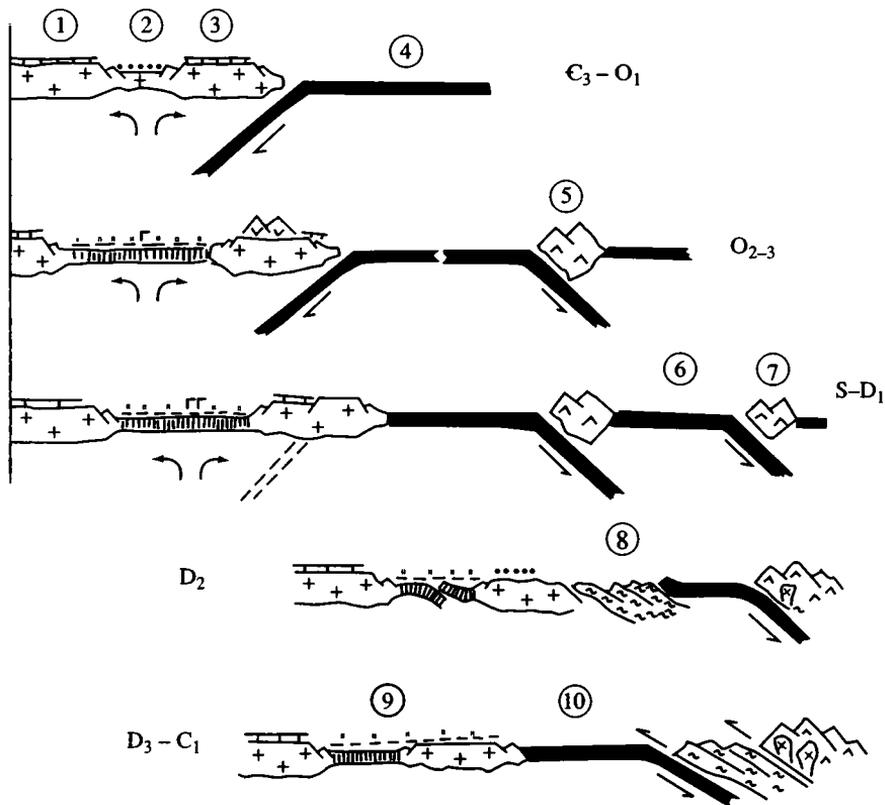


Рис. 5.10. Схема тектонического развития Полярного Урала

1–7 – палеоконтинентальный сегмент: 1 – континентальная кора, 2 – области растяжения континентальной коры, 3 – рифтогенные комплексы, 4 – шельфовые и 5 – батальные комплексы, 6 – базальты грубершорской серии, 7 – эпиконтинентальный вулканический пояс (изъяхойская и игядейская свиты); 8–10 – палеоокеанический сегмент: 8 – океаническая кора, 9 – аккреционная призма, 10 – Войкарский вулcano-плутонический пояс

Обозначения на схеме: 1 – Елецкая зона, 2 – Лемвинская зона, 3 – Центрально-Уральская мегазона, 4 – Салатимский (Шемурский) палеоокеанический бассейн, 5 – Западно-Тагильская островная дуга, 6 – Восточно-Тагильский задуговой бассейн, 7 – Войкарский вулcano-плутонический пояс, 8 – Тагильская аккреционная призма, 9 – Няньворгинский прогиб, 10 – Урало-Арктический бассейн

На территории магнитогорской части Урала палеотектоническая обстановка дается по А.В. Рязанцеву и др. [1999]. В ордовике здесь существовал Поляковский океанический бассейн, вдоль западного края которого в силуре возникла Вознесенская островная дуга. В раннем девоне общая ориентировка структур меняется, становясь широтной (см. рис. 5.5.). Океанический бассейн в это время сужается (Сухтелинская зона). Южнее его формируется сложная энсиматическая аккреционная система, включающая Ирландское островное поднятие.

Считается [Савельев, 1997], что на Полярном Урале Магнитогорской зоне соответствует Войкарский вулкано-плутонический пояс. В современных координатах он обладает восточной полярностью (сейсмофокальная зона падает к востоку [Язева, Бочкарев, 1984]), в палеокоординатах – северной. Общее отмирание палеоокеанических структур Урала к западу от серии Восточно-Уральских микроконтинентов происходит в среднем девоне, что связано с начавшейся коллизией Восточно-Европейского континента с Сибирско-Казахстанским каледонским континентом.

Субдукционно-коллизийные процессы, развивавшиеся на Урале в области сочленения континент-аккреционные системы восточного склона (зона Главного Уральского разлома), имели достаточно длительную и сложную историю. Обзор проблемы недавно дан К.С. Ивановым [1998], который показал, что на Южном Урале метаморфические породы Максютовского комплекса представляют собой палеоокеанические образования нижнего и среднего палеозоя, поглощенные в пределах девонской зоны субдукции и выведенные на поверхность в результате последующего (карбон) тектонического сучивания вдоль коллизийной сутуры Главного Уральского разлома. На Среднем Урале (Уфалейский комплекс), несмотря на менее представительный материал (особенно по абсолютным датировкам метаморфических пород), им допускается та же последовательность событий в тех же временных рамках.

На Полярном Урале вдоль западного края Войкаро-Сыннинского массива установлена такая последовательность формирования тектонитов [Ленных и др., 1976; Савельев, Самыгин, 1979]: 1) образование пироксен-плагиоклазовых бластомилонитов; 2) многостадийная амфиболитизация; 3) образование эпидот-амфиболитовых бластомилонитов, гранат-глаукофановых сланцев, эклогитов; 4) зеленокаменный диафторез и милонитизация.

Последовательность эта, по-видимому, вызвана продвижением разогретых масс меланократового основания в верхние горизонты коры. Возрастные параметры рассмотренной стадийности на Полярном Урале изучены недостаточно. Процессы высокотемпературной милонитизации и амфиболитизации происходили в силуре, раннем и среднем девоне. Высокобарические метаморфические породы возникли здесь позднее.

История тектонической коллизии Балтии, восточно-уральских микроконтинентов и Казахстана изучена достаточно хорошо. Ее отражением являлось формирование граувакк зилаирской серии (D_3-C_1), слагающих неавтохтонные чехлы, перекрывающие более древние аккреционные комплексы. Появление граувакковых чехлов, по-видимому, связано с возникновением поднятий по периферии Казахстанского континента и в пределах восточно-уральских микроконтинентов, обусловленных “мягкой коллизией” (по терминологии В.Н. Пучкова [1996a]) перечисленных выше элементов. Коллизия распространялась с юга на север, о чем свидетельствует омоложение в этом направлении граувакковых толщ.

Континентальная коллизия, наиболее четко проявленная на Южном и Среднем Урале, на Полярном была прервана образованием Урало-Арктического океанического бассейна. Как уже отмечалось, нижние офиолитовые пластины массивов Сыум-Кеу и Рай-Из (Хаунтин-Нырдовоменшорская зона) включают базальты и вулканогенно-осадочные отложения верхнего девона. В массиве Сыум-Кеу они метаморфизованы (содержат глаукофан) и структурно подстилаются кристаллосланцами, гнейсами, амфиболитами с телами эклогитов марункеуского комплекса и вулканогенно-сланцевой (с глаукофаном) толщей няровейской серии. Возраст эклогитов раннекаменноугольный (Sm/Nd-датировки – $341 \pm 7,8$ и $366 \pm 8,5$ млн лет [Шацкий и др., 1999] и Rb/Sr-датировки – 358 ± 4 млн лет [Molina et al., 1999]). В массиве Рай-Из вулканогенная толща верхнего девона метаморфизована слабей, хотя и занимает ту же структурную позицию, что и в массиве Сыум-Кеу. Сказанное позволяет предположить, что возраст полярноуральских эклогитов отвечает времени субдукции литосферы Урало-Арктического бассейна. В этом смысле обращает на себя внимание точка зрения, что марункеуские эклогиты являются метаофиолитами [Добрецов, Добрецова, 1989].

Анализ магнитотектонических данных показывает [Руженцев, Диденко, 1998], что в среднем девоне произошло сближение Балтии и Сибирско-Казахстанского континента. В это же время меняется знак вращения Балтии с “против часовой” на “по часовой”, что совпадает со структурным оформлением аккреционных систем Урала. В позднем девоне траектории миграции полюсов Балтии и Сибирско-Казахстанского континента начинают расходиться, а скорость миграции полюсов для первой уменьшается в 2 раза, для второй – возрастает в 1,5 раза. Относительный их минимум и максимум приходится на турнейский век.

Вероятно, что процесс дифференцированного вращения обеих континентальных масс нашел отражение в раскрытии в позднем девоне Урало-Арктического бассейна, ширина которого на Полярном Урале могла достигать 500 км (см. рис. 5.6). Закрытие бассейна началось в раннем карбоне и сопровождалось поглощением его литосферы вдоль субдукционной зоны. В этом смысле карбоновые датировки эклогитов и глаукофановых сланцев в подошве офиолитовых аллохтонов Полярного Урала укладываются в предложенную схему.

В визейское время тектоническое скупивание нашло свое отражение в локальном появлении грауваккового флиша (райизская свита). В дальнейшем этот процесс шел по нарастающей, достигнув максимума в позднем карбоне–ранней перми, когда на Полярном Урале сформировался Предуральский флишевый прогиб. Состав флишевых серий определенно указывает, что в область размыва выводились различные толщи (в том числе и офиолиты), слагающие современные Центрально- и Восточно-Уральскую мегазоны.

Поистинно в это время формируется покровно-складчатая структура Полярного Урала, подробнее рассмотренная в предыдущих разделах. Процесс этот был достаточно сложным, многофазовым. Раньше он проявился в пределах палеоокеанического сегмента, откуда распространялся на территорию восточного края Тимано-Печорской плиты.

Окончательно покровно-складчатая структура Полярного Урала оформилась в поздней перми–триасе (см. рис. 5.7), когда сформировался рассмотренный ранее пакет аллохтонных пластин, относительным автохтоном для которых являлась протоуральская кора Тимано-Печорской плиты, судя по геофизическим данным, подстилающая разнообразные структурно-формационные комплексы Полярного и Северного Урала.

В последнее время все большее значение при становлении герцинской структуры Уральского складчатого пояса придается продольным сдвиговым смещениям, которые осуществлялись вдоль основных межзональных разломов. Очевидно, такие сдвиги в основном реализовывались на заключительных этапах становления структуры в условиях “жесткой” континентальной коллизии и были связаны с транспрессивным взаимодействием основных континентальных масс (геодинамическая коллизионная система Балтия–восточно-уральские микроконтиненты–Сибирско-Казахстанский каледонский континент).

Анализ структуры некоторых конкретных присдвиговых дислокаций позволяет считать, что трансуральская продольная серия сдвигов имела в основном левосторонние характеристики. По-видимому, суммарные амплитуды смещения достигали внушительных размеров, хотя трудности конкретных расчетов, обусловленные отсутствием соответствующих методических приемов, не позволяют оценить абсолютные размеры таких смещений.

На Южном Урале развитие палеоокеанических структур между Восточно-Европейским континентом и Восточно-Уральским микроконтинентом, хотя и отличалось рядом особенностей, однако в основном укладывалось в те же событийные рамки. Основные различия здесь, по нашему мнению, заключались в более значительной деструкции восточного края континента (формирование Сакмарского бассейна с корой океанического типа), в иной полярности зон субдукции (хотя этот вопрос нельзя считать окончательно решенным), в более раннем проявлении континентальной коллизии. Здесь также отсутствовал этап формирования позднедевонского океанического бассейна. В остальном же геодинамическая эволюция Южного Урала во многом сходна с таковой Северного и Полярного. Это касается не только характера и времени островодужного процесса, но и особенностей формирования покровно-складчатой структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геодинамический анализ, базирующийся на плитотектоническом подходе и объединяющий традиционные геологические и палеомагнитный методы изучения палеозойских структур Полярного сегмента Уральского складчатого пояса позволил существенно дополнить (а иногда предложить новые) известные геодинамические модели развития одной из крупнейших палеозойских складчатых областей, каким является Урал. Главная особенность проведенного комплексного анализа заключается в том, что представлена не только одна схема тектонических событий, сформировавших современный облик структур. Предпринята попытка “привязать” эти схемы к абсолютным пространственным координатам, оценить с помощью кинематических параметров влияние континентальных блоков на формирование складчатой зоны.

Как следует из приведенных выше данных, Уральский складчатый пояс возник на месте прежнего океана за счет поглощения его коры в зонах субдукции под островными дугами, сближения литосферных плит и конечного столкновения Восточно-Европейского и Сибирско-Казахстанского континентов. В этом общем выводе мы не оригинальны, и поэтому ниже даны более частные положения развития Уральского складчатого пояса и его полярного сегмента в частности.

Тектоническое развитие Полярного и Северного Урала в самом общем виде представляется нам следующим.

1. Возможно, в венде и кембрии вдоль уральского края Восточно-Европейского континента (Балтии) располагался океанический бассейн. Доводы в пользу и против этого положения приведены ранее. Вопрос остается открытым и требует дальнейшей разработки.

2. В позднем тремадоке–арениге вдоль уральского края палеоконтинента (северо-восточного в древних координатах) формируется активная континентальная окраина андийского типа, западнее которой происходит становление Лемвинского тылового рифтогенного прогиба. Лемвинская зона в это время находилась в приэкваториальных широтах северного полушария немного севернее края Восточно-Европейского континента.

3. В среднем–позднем ордовике процесс развития активной окраины продолжается развиваться. Лемвинская структура трансформируется в глубоководный прогиб, в котором возникает область базальтового вулканизма, соответствующая зоне осевого раздвига. Вероятно, во время максимального развития рифтинга Лемвинская зона испытала раз-

ворот по часовой стрелке относительно палеоконтинента. Обособляется Харбейский (Центрально-Уральский) континентальный блок. По-видимому, с позднего ордовика вдоль восточной периферии Салатимского океанического бассейна образовалась Западно-Тагильская островная дуга, ограничивающая Восточно-Тагильский задуговой бассейн.

Этот временной интервал ассоциируется также с максимальным развитием Палеоуральского океана. В позднем ордовике–раннем силуре зона спрединга располагалась существенно севернее (8–10°) Лемвинской зоны и края палеоконтинента, ее простирание было северо-западным. Вопрос возраста палеоспрединговых комплексов Войкаро-Сыньинских и Хадатинских офиолитов остается открытым и требует дальнейшей разработки.

Островодужные серии восточного склона Полярного Урала (Малоуральский пояс) формировались существенно южнее Восточно-Европейского континента на 20° южного полушария и, вероятно, у юго-восточной (древние координаты) активной окраины Сибирско-Казахстанского композитного палеоконтинента. В дальнейшем в результате косой коллизии этих двух континентов толща Малоуральского комплекса были сближены с полярноуральским сегментом.

4. В силуре–среднем девоне субдуктивная зона вдоль западной окраины Салатимского бассейна отмирает. Наоборот, продолжает развиваться восточная зона субдукции; восточный край Салатимского бассейна становится ведущим. Происходит сближение Восточно-Европейского континента с островной дугой, которое в среднем девоне привело к формированию аккреционной системы, выжатой на континентальный край. Палеомагнитное направление пород этого возраста Лемвинской зоны практически не отличается от такового для края палеоконтинента, т.е. зона в тектоническом отношении стала полностью когерентной Восточно-Европейскому континенту. Положение его уральского края было субширотным, и располагался он на экваторе.

Севернее ее продолжал существовать океанический бассейн, по-видимому, соответствовавший таковому в магнитогорской части Южного Урала. Развивавшаяся здесь островодужная структура (Войкарская зона) к позднему девону трансформировалась в Войкарский вулканоплутонический пояс.

5. В позднем девоне происходит становление южной части Урало-Арктического бассейна (Наунтин-Нырдовоменшорская зона), заложившегося на стыке Восточно-Европейского континента и Тагильской аккреционной системы. Поперечные размеры бассейна были незначительными – порядка 500 км. Главной причиной формирования бассейна послужило дифференцированное вращение почти сблизившихся к этому времени палеоконтинентов – разворот против часовой стрелки полярноуральского края Восточно-Европейского континента относительно Сибирского.

Параллельно в палеоконтинентальном сегменте Полярного Урала (Лемвинская зона и Центрально-Уральская мегазона) образуется Няньюргинский эпиконтинентальный бассейн (батиальные глинисто-крем-

нистые отложения), рассматриваемый как континентальный склон и подножие Урало-Арктического бассейна.

6. В раннем карбоне происходила субдукция литосферы Урало-Арктического бассейна (ведущий его край восточный) с образованием высокобарических метаморфических комплексов. Усиливается процесс тектонического скупивания, отражением чего является накопление толщ грауваккового флиша.

7. В среднем карбоне–перми процесс тектонического скупивания получает дальнейшее развитие, что, в конечном счете, приводит к образованию покровно-складчатой структуры и к окончательному сочленению палеоконтинентов. Палеоширота полярного сегмента Уральской складчатой системы составляла в перми около 40° , и его положение относительно Восточно-Европейского и Сибирско-Казахстанского континентов не изменилось, претерпев к настоящему времени единый с ними разворот по часовой стрелке на $55\text{--}60^\circ$ и северный дрейф до настоящих широт.

Еще раз подчеркнем, что для построения более полной и адекватной модели геодинамического развития Полярного Урала необходимо решить три проблемы: а) получение надежных возрастных датировок и палеомагнитных данных по протоуральским структурам, расшифровка их генетической принадлежности; б) получение более определенных возрастных данных по палеоспрединовым комплексам Войкаро-Сыньинских и Хадатинских офиолитов; в) получение надежных палеомагнитных характеристик для хорошо датированных пород из различных палеотектонических зон, одновозрастных палеоспрединовым комплексам.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешков А.Н.* Дунит-перидотитовые массивы Полярного Урала. Л.: Изд-во АН СССР, 1929. 120 с. (Материалы комис. экспедиц. исслед. АН СССР; Вып. 18).
- Антошкина А.И., Елисеев А.И.* Органогенные постройки и рифы в карбонатных формациях палеозоя севера Урала и Приуралья // Ископаемые органические постройки и древние криноидеи: Тез. докл. 7-го Всесоюз. симпозиума по ископаемым кораллам и рифам. Свердловск, 1991. С. 4–6.
- Анцыгин Н.Я.* Схема стратиграфии ордовикских отложений Урала // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994. С. 34–46.
- Аристов В.А., Руженцев С.В.* Стратиграфия сланцево-кремнистых и вулканогенно-осадочных отложений палеозоя и история геологического развития Полярного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 2. С. 9–19.
- Афанасьев А.К.* Геология офиолитов Щучьинского сектора Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1990. 20 с.
- Баженов М.Л., Шипунов С.В.* Метод складки в палеомагнетизме // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 89–101.
- Беляков Л.Н., Дембовский Б.Я., Маркитантов И.Ф.* Геолого-геофизический разрез Полярного Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 6. С. 1435–1437.
- Беляков Л.Н., Дембовский Б.Я., Тимушева В.Н., Уколова Е.Ю.* Строение Лемвинской аллохтонной пластины (Полярный Урал) // Геотектоника. 1992. № 4. С. 125–128.
- Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В.* Средние химические составы магматических горных пород: Справочник. М.: Недра, 1987. 152 с.
- Бочкарев В.В.* Субшелочной магматизм в геодинамическом цикле Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 2000. 43 с.
- Бураков К.С.* Термомагнитомер // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 5.
- Бураков К.С., Диденко А.Н., Печерский Д.М.* Оценка геомагнитного поля в среднем девоне по обожженным кремнистым породам и габбро (Южные Мугоджары) // Там же. 1984. № 8. С. 45–59.
- Буртман В.С., Молдаваницев Ю.Е., Перфильев А.С., Шульц С.С.* Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня // Сов. геология. 1974. № 3.
- Буякайте М.И., Виноградов В.И., Кулешов В.Н.* и др. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Виноградов В.И., Буякайте М.И.* Изотопный состав стронция в породах Войкаро-Сыньинского офиолитового массива Полярного Урала // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981. № 1. С. 59–70.
- Войновский-Кригер К.Г.* Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Сов. геология. 1945. № 6. С. 27–44.
- Войновский-Кригер К.Г.* Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966. Т. 41, вып. 4. С. 5–29.

- Войновский-Кригер К.Г.* Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала) // Там же. 1967. Т. 42, вып. 3.
- Волков С.Н.* Эйфельские конгломераты восточного склона Приполярного Урала // Материалы ВСЕГЕИ. Общ. сер. 1948. Вып. 8. С. 39–42.
- Воронов В.И., Коркин В.М.* Закономерности эволюции палеозойского геосинклинального вулканизма Шучьинского синклинория в связи с вопросами металлогении // Геосинклинальный вулканизм Урала и колчеданность вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 57–64.
- Высоцкий С.В.* Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 196 с.
- Гапеев А.К., Печерский Д.М., Шаронова З.В.* Магнито-минералогическое изучение изменений титаномагнетитов океанских базальтов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 10. С. 45–47.
- Геология и петрология зон глубоководных желобов запада Тихого океана. М.: Наука, 1991. 260 с.
- Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М., 1983. 164 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 376).
- Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская Л.А., Якубчук А.С.* Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67, вып. 3. С. 60–76.
- Гессе В.Н.* Новые данные по стратиграфии древних толщ Лемвинской структурно-фациальной зоны // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1962. Вып. 2.
- Гессе В.Н., Дембовский Б.Я., Попов М.Я.* Геологическая карта СССР масштаб 1:200 000. Лист Q-41-XI, XII: Объяснительная записка. М.: Недра, 1986. 160 с.
- Гессе В.Н., Маслов М.А.* Ордовикский вулканизм на западном склоне Полярного Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1972. Вып. 7.
- Гессе В.Н., Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Государственная геологическая карта СССР масштаб 1:200 000. Серия Северо-Уральская, лист Q-41-XVI: Объяснительная записка. Свердловск, 1976. 129 с.
- Гецен В.Г.* Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 170 с.
- Голдин Б.А.* Пикрит-трахибазальтовая формация западного склона Полярного Урала и проблема алмазности кимберлитов // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Новые результаты и новые перспективы. Сыктывкар, 1999. Т. 2. С. 146–147.
- Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н.* Магматические формации западного склона севера Урала и их минерогения. Сыктывкар, 1999. 213 с.
- Голдин Б.А., Пучков В.Н.* Тектоническая эволюция и вулканизм западного обрамления Уральской эвгеосинклинали на севере Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 1. С. 59–69.
- Гришин Д.В., Дегтярев К.Е., Печерский Д.М.* Палеомагнетизм вулканического пояса Казахстана // Геотектоника. 1997. № 1.
- Гришин Д.В., Диденко А.Н., Печерский Д.М., Турманидзе Т.Л.* Палеомагнитное и петромагнитное изучение палеоокеанской литосферы (на примере фанерозойских офиолитов Азии) // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
- Дедеев В.А., Журавлев В.С., Запольнов А.К.* Тиманская и Печорская складчатые системы // Структура фундамента платформенных областей СССР. Л.: Недра, 1974. С. 82–89.
- Дембовский Б.Я.* Внутреннее строение Лемвинского аллохтона (западный склон Полярного Урала) // Геотектоника. 1981. № 6. С. 48–53.

- Дембовский Б.Я.* Структурно-формационная зональность и покровы Полярного Урала и Пай-Хоя: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1985. 22 с.
- Дембовский Б.Я., Беляков Л.Н.* Надвиговые структуры и проблема поисков полезных ископаемых на западном склоне Полярного Урала // Докл. АН СССР. 1979. Т. 264, № 5. С. 1192–1195.
- Дембовский Б.Я., Дембовская Э.П., Ключина М.Л., Наседкина В.А.* Ордовик Приполярного Урала: Геология, литология, стратиграфия. Свердловск: Урал. рабочий, 1990. 193 с.
- Диденко А.Н.* Магнитные свойства и магматическая дифференциация габброидов трансформного разлома 15°20' (Центральная Атлантика) // Изв. РАН. Физика Земли. 1997а. № 5. С. 1–12.
- Диденко А.Н.* Палеомагнетизм и геодинамическая эволюция Урало-Монгольского складчатого пояса // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1997б. 52 с.
- Диденко А.Н., Куренков С.А., Лубнина Н.В.* и др. Магнитная текстура интрузивных пород Войкаро-Сыньинского офиолитового массива: Оценка полей напряжения // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М., 1998. С. 42–59. (Тр. ГИН РАН; Вып. 500).
- Диденко А.Н., Куренков С.А., Симонов В.А.* Особенности формирования дайкового комплекса р. Лагорга-ю (Полярный Урал) по петромагнитным и петрохимическим данным // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: ОИФЗ РАН, 1996. С. 40–42.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М.* и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 59–75.
- Диденко А.Н., Печерский Д.М.* Палеомагнетизм Шулдакского комплекса параллельных даек // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 9. С. 75–80.
- Диденко А.Н., Печерский Д.М.* Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитовых комплексов Алайского хребта // Геотектоника. 1988. № 4. С. 56–68.
- Диденко А.Н., Руженцев С.В.* Некоторые особенности геодинамики и тектоники Полярного Урала. (Ч. 1, 2) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: Теория, практика, эксперимент. М.: ГЕОС, 1999. С. 28–31.
- Добрецов Н.Л.* Глаукофансланцевый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216, № 6. С. 1383–1386.
- Добрецов Н.Л., Добрецова Л.В.* Эклогиты и глаукофановые сланцы Урала, Шпицбергена, о-ва Куба // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. С. 107–131.
- Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П.* и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 219 с.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Колобов В.Ю.* Формирование океанической литосферы в медленно-спрединговых хребтах Центральной Атлантики // Петрология. 1994. Т. 2, № 4. С. 363–378.
- Душин В.А.* Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
- Евдокимов Ю.Б.* Некоторые фациальные особенности ордовикских отложений на западном склоне Полярного Урала // Бюл. ВСЕГЕИ. 1961. № 3.
- Евсеев К.П.* Стратиграфия и фашии палеозоя Лемвинской структурной зоны Полярного Урала // Там же. 1960. № 2.
- Евсеев К.П., Кондияйн А.Г., Корень Т.Н.* Западный склон Урала (миогeosинклинальная область) // Стратиграфия СССР: Силурийская система. М.: Недра, 1965.

- Елисеев А.И.* Карбон Лемвинской зоны Полярного Урала. Л.: Наука, 1973. 96 с.
- Елисеев А.И.* Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 204 с.
- Енохан В.С.* Палеозойские отложения и история тектонического развития западного Пай-Хоя и острова Вайгач: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1971. 24 с.
- Ефимов А.А.* "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала // Геотектоника. 1977. № 1. С. 24–42.
- Заварицкий А.Н.* Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.: ОНТИ, 1932. 221 с.
- Запорожцева И.В., Егорова Н.Ю.* Новые перспективные направления нефтегазопонсковых работ в Северном Приуралье. Сыктывкар, 1982. 18 с. (Тр. Коми фил. АН СССР; Вып. 37).
- Зоненшайн Л.П.* Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 11–35.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В.* Реконструкция положений континентов в палеозое и мезозое // Геотектоника. 1987. № 3. С. 16–27.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. 327 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.Л., Вардапетян А.Н., Володина В.И.* Кайнозойская тектоника плит и геологическая история срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса // Строение литосферных плит. М.: ИО АН СССР, 1974. С. 54–124.
- Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строение Урала. Екатеринбург, 1998. 252 с.
- Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белянина Г.П.* Реликты рифтовой океанической долины на Урале // Докл. АН СССР. 1973. Т. 221, № 4. С. 939–942.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С.* и др. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
- История развития Уральского палеоокеана / Ред. Л.П. Зоненшайн, В.В. Матвеев. М.: ИО АН СССР, 1984. 164 с.
- Казанцев Ю.В.* Структурная геология Предуральского прогиба. М.: Наука, 1984. 185 с.
- Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В.* Основные вопросы формирования земной коры Урала в палеозое: (Докл. Президиума Башк. фил. АН СССР). Уфа: БФАН СССР, 1978. 38 с.
- Каретин Ю.С.* Вулканизм и тектогенез палеозоид Уральского подвижного пояса – эквиваленты процессов в активных континентальных окраинах // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: Геос, 1999. Т. 1. С. 285–288.
- Кашишцев Г.Л.* Глубинные породы океанов. М.: Наука, 1991. 280 с.
- Кашишцев Г.Л., Печерский Д.М.* Роль габбро в намагнитченности океанской коры, информация по ксенолитам из базальтов Афара // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 9. С. 101–110.
- Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В., Зайцев Н.С.* Эволюция земной коры Монголии в докембрий–кембрии. М.: Наука, 1987. 168 с.
- Клишевич В.Л., Храмов А.Н.* Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань) для раннего девона // Геотектоника. 1993. № 4. С. 66–75.
- Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Кондашин О.А.* Геологическое строение допалеозойских образований Урала //

- Геологические карты Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления масштаба 1:2 500 000 в границах бывшего СССР: Объяснительная записка. СПб., 1992. С. 95–112.
- Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Труфанова Г.В.* Формации, тектоника и история геологического развития киммерид Новой Земли // Геотектоника. 1989. № 6. С. 40–61.
- Корень Т.Н.* Граптолиты и зональное расчленение ландоверийских отложений Полярного Урала (Лемвинская фациальная зона) // Материалы по геологии северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1972. Вып. 7. С. 62–112.
- Костюхин М.Н., Ремизов Д.Н.* Петрология офиолитов Хадатинского габбро-гипербазитового массива (Полярный Урал) / Отв. ред. Л.А. Махлаев. СПб.: Наука, 1995. 117 с.
- Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.М.* Особенности строения литосферы Урала по результатам многоволнового глубинного сейсмического зондирования // Геотектоника. 1998. № 4. С. 3–18.
- Куренков С.А., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е., Кузнецов Н.Б.* Тектонотипы глубинных разломов – современная геодинамическая интерпретация // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 274–279.
- Куренков С.А., Перфильев А.С., Печерский Д.М.* и др. Повторный спрединг в герцинских офиолитах Алая (Южный Тянь-Шань) // Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 71–102.
- Ленных В.И., Пучков В.Н., Вализер П.М.* Пространственное положение и относительный возраст глаукофановых сланцев в северо-западном контакте Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, № 5. С. 1167–1170.
- Леонов Г.П.* Историческая геология: Палеозой. М.: Изд-во МГУ, 1985. 382 с.
- Леонов М.Г.* Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 36–52.
- Лубнина Н.В., Диденко А.Н., Куренков С.А.* и др. Палеомагнитные и геологические исследования ордовикских и девонских комплексов Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. Т. 1. С. 311–314.
- Лупанова Н.П., Маркин В.В.* Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория (восточный склон Полярного Урала). М.: Наука, 1964. 175 с.
- Львов К.А.* О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии // Сов. геология. 1957. № 5.
- Магматические горные породы: Основные породы / Под. ред. Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1985. Т. 3. 487 с.
- Маркин В.В.* Ордовик и силур западного склона Приполярного Урала // Тр. Геол. музея им. Карпинского. 1960. Вып. 3.
- Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш западного Урала. Екатеринбург, 1997. 230 с.
- Миронов Ю.В.* Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314, № 6. С. 1484–1487.
- Молдаваницев Е.П.* Тектоника Северного и Полярного Урала // Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1944. Т. 12: Урал, ч. 1. С. 198–201.
- Молдаваницев Ю.Е.* Особенности проявления интрузивного магматизма на Полярном Урале // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 412–415. (Тр. Всесоюз. петрогр. совещ.).
- Молдаваницев Ю.Е., Перфильев А.С.* Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 4. С. 50–55.

- Морковкина В.Ф.* Метаморфические преобразования гипербазитов Полярного Урала // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 77. С. 130–224.
- Морковкина В.Ф.* Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. М.: Наука, 1964. 250 с.
- Морковкина В.Ф.* Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 279 с.
- Мосейчук В.М., Сурин Т.Н.* Новые данные о раннепалеозойских надсубдукционных комплексах Южного Урала // Палеозоны субдукции. Екатеринбург, 1999. С. 98–102.
- Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Пространственно-временные соотношения структур тихоокеанского и индоатлантического типов в позднем докембрии и венде // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 6. С. 799–802.
- Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1969. 348 с.
- Наседкина В.А., Маслов В.А., Зенкова Г.Г.* и др. Схема стратиграфии девонских отложений Урала // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994. С. 72–90.
- Научная программа работы по проекту “Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы океанов”: Международная программа геологической корреляции. М.: Мингео, 1974. 30 с.
- Нуген Т., Печерский Д.М.* Палеомагнетизм вулканитов офиолитовых серий и позднемеловых эффузивов Армении // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. № 3. С. 36–47.
- Новикова М.З., Герасимова Н.А., Курковская Л.А.* и др. Стратиграфия нижнепалеозойских вулканогенно-кремнистых толщ майкаин-кызылтасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 6. С. 47–63.
- Океанология: Геофизика океана: Геодинамика. М.: Наука, 1987. Т. 2. 416 с.
- Охотников В.Н., Стрельников С.И.* Особенности тектоники севера восточного склона Полярного Урала // Сов. геология. 1974. № 1. С. 34–42.
- Паланджян С.А.* Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования / ДВО РАН. Сев.-вост. комплекс. НИИ. Магадан, 1992. 104 с.
- Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов. Данные по СССР. Сводный каталог 1. М.: Междуведомств. геофиз. ком. при АН СССР, 1984. 94 с.
- Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Парфенов Л.Н., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж. У.Х.* и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов Северо-Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1563–1574.
- Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 3–24.
- Пейве А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л.* и др. Офиолиты: Современное состояние и задачи исследования // Там же. 1977. № 6. С. 4–14.
- Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В.* Проблема внутриконтинентальных эвгеосинклинальных областей // XXIV Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1972. С. 14–18.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С.* и др. Океаны и геосинклинальный процесс // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196, № 3. С. 657–659.
- Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
- Перфильев А.С., Руженцев С.В.* Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах // Геотектоника. 1973. № 3. С. 14–26.

- Перфильев А.С., Херасков Н.П.* Диабазовые комплексы и проблемы океанической коры // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64–105.
- Першина А.И., Цыганко В.С., Щербаков Э.С., Боринцева Н.А.* Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 1971. 130 с.
- Петров Г.А., Пучков В.Н.* Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 219 с.
- Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю.* и др. Магнетизм и условия образования горных пород. М.: Наука, 1978. 213 с.
- Печерский Д.М., Бураков К.С., Диденко А.Н.* и др. Геолого-петромагнитная и палеомагнитная характеристики габбро Южных Мугоджар // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 9. С. 90–101.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан: Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н., Казанский А.Ю.* и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 76–88.
- Печерский Д.М., Шелестун Н.К.* Палеомагнетизм Карашатского базит-ультрабазитового плутона и окружающих пород // Комплексные геологические исследования Сангилен (Тува). Новосибирск: Наука, 1987. С. 48–66.
- Пирс Дж.А., Лингард Дж.С., Робертс С.* Особенности состава и тектонического значения офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.
- Путеводитель экскурсии “Офиолиты Полярного Урала” / Ред. Н.А. Богданов. М.: ГИН АН СССР, 1978. 165 с.
- Путеводитель экскурсии “Полярный Урал. Европроба”. М.: ГИН РАН, 1997.
- Пухонто С.К.* Стратиграфия и флористическая характеристика пермских отложений угольных месторождений Печорского бассейна. М.: Научный мир, 1998. 132 с.
- Пучков В.Н.* Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи // Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1975. С. 75–97.
- Пучков В.Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
- Пучков В.Н.* Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–32.
- Пучков В.Н.* Геодинамический контроль регионального метаморфизма на Урале // Там же. 1996а. № 2. С. 16–33.
- Пучков В.Н.* Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной косоориентированной коллизии континентов // Там же. 1996б. № 5. С. 66–75.
- Пучков В.Н.* Тектоника Урала: Современные представления // Там же. 1997. № 4. С. 42–61.
- Раабен М.Е.* Стратиграфия древних свит Полярного Урала и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 129 с.
- Руженцев С.В.* Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 132 с.
- Руженцев С.В.* Шарьяжи, их морфология и генезис // XXIV Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1972. Т. 3: Тектоника. С. 34–41.

- Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны: (Тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с.
- Руженцев С.В.* Тектоническая структура Полярного Урала // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 7–24. (Тр. ГИН РАН; Вып. 500).
- Руженцев С.В., Аристов В.А.* Новые данные по геологии Полярного Урала // Там же. 1998. С. 25–41.
- Руженцев С.В., Аристов В.А., Кучерина П.М.* Верхнедевонско-каменноугольные офиолиты и батинальная серия Полярного Урала // Докл. РАН. 1999. Т. 365, № 6. С. 802–805.
- Руженцев С.В., Гаптулкадыров М.М., Аристов В.А.* О возрасте кремнистых и вулканогенно-кремнистых отложений Лемвинской зоны Полярного Урала // Там же. 1996. Т. 349, № 1. С. 78–80.
- Руженцев С.В., Диденко А.Н.* Тектоника и геодинамика Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 133–135.
- Руженцев С.В., Савельев А.А.* Палеозойские структурно-формационные комплексы Восточно-Европейской континентальной окраины на Полярном Урале // Докл. РАН. 1997. Т. 352, № 4. С. 507–510.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А.* Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Южного Урала и его связь с офиолитами // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 1999. С. 5–23.
- Савельев А.А.* Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1997. № 1. С. 48–58.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Там же. 1977. № 6. С. 46–60.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н., Шараськин А.Я.* Геодинамическая обстановка формирования офиолитов в герцинидах Полярного Урала // Общие вопросы тектоники: Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 444–446.
- Савельев А.А., Самыгин С.Г.* Офиолитовые аллохтоны Приполярного и Полярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9–30.
- Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Салдин В.А.* Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений Лемвинской зоны Урала // Докл. РАН. 1993. Т. 332, № 4. С. 476–478.
- Салдин В.А.* Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала: // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Сыктывкар, 1996. 23 с.
- Самыгин С.Г.* Уральский палеоокеан – время образования // Общие вопросы тектоники: Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 449–452.
- Самыгин С.Г., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И., Дегтярев К.Е.* Структура Кыштым-Миасского района Южного Урала и проблема сочленения магнитогорских и тагильских комплексов // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 73–92.
- Самыгин С.Г., Лейтес А.М.* Тектоническое развитие Урала и Алпалачей в палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 67–84.
- Свяжина И.А., Коптева Р.А.* Палеомагнитная реконструкция Уральского палеоокеана // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 14–30.
- Свяжина И.А., Петров Г.А., Мезенина Э.С.* Модель формирования раннепале-

- озойской островодужной системы Северного Урала по палеомагнитным данным // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 163–165.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
- Серавкин И.Б.* Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1. С. 32–47.
- Симонов В.А.* Петрогенезис офиолитов. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
- Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 182–199.
- Симонов В.А., Кузнецов П.П.* Бониниты в венд-кембрийских офиолитах Горного Алтая // Докл. АН СССР. 1991. Т. 416, № 2. С. 448–451.
- Симонов В.А., Куренков С.А., Ступаков С.И.* Особенности бонинитовых и шошонитовых серий в палеоостроводужных ассоциациях Горного Алтая и Полярного Урала // Проблема геологии Сибири. Томск: ТГУ, 1996. Т. 2. С. 47.
- Симонова В.А., Куренков С.А., Тикунов Ю.В.* и др. Новые данные о возрасте офиолитов Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 181–183.
- Симонов В.А., Ступаков С.И.* Особенности палеогеодинамических обстановок формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области (по данным изучения минералов из ультрабазитов) // Докл. РАН. 1996. Т. 351, № 1. С. 93–95.
- Сирин Н.А.* Магматизм и его металлогенические особенности на Приполярном и Полярном Урале. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 288 с.
- Смолькин В.Ф.* Комагматитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита / Отв. ред. А.Н. Виноградов. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
- Соборов К.О.* Структурные сегменты Уральского пояса надвигов и его нефтегазоносность // Геология нефти и газа. 1996. № 3. С. 73–81.
- Софронов Г.П.* Протерозой и нижний палеозой Полярного Урала // Тез. докл. на совещ. по унификации стратигр. схем Урала. Л.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 21–35.
- Старков В.Д.* Интрузивный магматизм эвгеосинклинальных зон Полярного Урала. Свердловск, 1985. 148 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой): Решения 4-го Урал. межведомств. стратигр. совещ. Екатеринбург, 1993. 151 л.
- Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. М.: Недра, 1973.
- Ступаков С.И., Симонов В.А.* Особенности минералогии ультрабазитов – критерии палеогеодинамических условий формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 4. С. 746–755.
- Тарбаев Б.И., Беляков Л.Н., Степанов Ю.В.* О строении и истории развития приполярной и полярной части Предуральского краевого прогиба // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 9. С. 19–24.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000 / Сост. А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечехин, А.С. Перфильев, В.Н. Пучков. М.: Наука, 1977. 148 с.

- Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2 500 000: Объяснительная записка / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Ин-т литосферы РАН, 1996. 94 с.
- Тимонин Н.И.* Тектоника гряды Чернышева. Л.: Наука, 1975. 130 с.
- Тимонин Н.И.* Печорская плита: История геологического развития в фанерозое. Екатеринбург, 1998. 240 с.
- Тимонин Н.И., Юдин В.В.* Тектоника Пай-Хоя. Сыктывкар, 1999. 34 с. (Науч. докл.; Вып. 418).
- Турманидзе Т.Л., Гришин Д.В., Печерский Д.М.* и др. Палеомагнетизм ордовикских офиолитов из аллохтонных массивов Центрального Казахстана // Геотектоника. 1991. № 4. С. 54–69.
- Угленосная формация Печорского бассейна / Отв. ред. В.А. Дедеев. Л.: Наука, 1990. 176 с.
- Удовкина Н.Г.* Эклогиты Полярного Урала на примере южной части хребта Марун-Кеу. М.: Наука, 1971. 190 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Историческая геотектоника: Палеозой. М.: Недра, 1991. 398 с.
- Хаин Е.В., Бибокова Е.В., Душин В.А., Федотова А.А.* О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время // Тектоника и геодинамика. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 244–246.
- Херасков Н.П.* Геосинклинальные формации уралид западного склона Урала // Тектоника и формации. М.: Наука, 1967.
- Храмов А.Н.* Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: Связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
- Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Соболев А.В., Кононкова Н.Н.* Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составам пород и расплавов // Геохимия. 1988. № 8. С. 1140–1157.
- Цамерян О.П., Соболев А.В., Закариадзе Г.С.* Применение данных по минералогии вкрапленников для типизации офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа // Там же. 1991. № 11. С. 1561–1572.
- Цветков А.А., Вольнец О.Н., Бейли Дж.* Шошониты Курило-Камчатской островной дуги // Петрология. 1993. Т. 1, № 2. С. 123–150.
- Цимбалюк А.В.* Доордовикские и ордовикские отложения северной части Полярного Урала // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1972а. С. 164–183.
- Цимбалюк А.В.* Основные черты тектонических структур северной части Полярного Урала // Там же. 1972б. С. 202–210.
- Цимбалюк А.В.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист Q-42-VII: Объяснительная записка. М.: Недра, 1973. 140 с.
- Шараскин А.Я.* Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.
- Шараскин А.Я., Закариадзе Г.С.* Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 210–221.
- Шатагин К.Н., Астраханцев А.В., Дегтярев К.Е.* Sr-Nd изотопная систематика позднепалеозойских гранитоидов Южного Урала: Предварительные данные // XV симпозиум. геохим. изотопов. М.: ГЕОС 1998. С. 328.

- Шацкий В.С., Симонов В.А., Ягоутс Э.* и др. Новые данные о возрасте и палеогеодинамических условиях формирования эклогитов Полярного Урала // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 296–298.
- Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С.* Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 41–58.
- Шипунов С.В.* Основы палеомагнитного анализа. Теория и практика. М.: Наука, 1993. 160 с.
- Шипунов С.В.* Новый тест складки в палеомагнетизме: (Реабилитация теста выравнивания) // Изв. РАН. Физика Земли. 1995. № 4. С. 67–74.
- Шипунов С.В., Чумаков Н.И.* Палеомагнетизм верхнепротерозойских осадочных пород Кольского полуострова // Геотектоника. 1991. № 5. С. 401–410.
- Шишкин М.А.* Стратиграфическая модель фаций силурийско-среднедевонских отложений западного склона Полярного Урала и прогноз некоторых видов полезных ископаемых // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1987. С. 28–32.
- Шишкин М.А.* Тектоника юга лемвинской зоны (Полярный Урал) // Геотектоника. 1989. № 3. С. 86–95.
- Шишкин М.А.* Стратиграфическая схема расчленения палеозойских отложений западного склона Полярного Урала и гряды Чернышева применительно к задачам составления нового поколения геологических карт масштаба 1:200 000 // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России. Сыктывкар, 1999. Т. 2. С. 247–249.
- Шолло Л.Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 184 с.
- Шуйский В.П.* Верхнесилурийский и нижнедевонский рифовые комплексы западного склона Урала. Свердловск 1983.
- Шурыгина М.В.* Схема стратиграфии силурийских отложений Урала, Пай-Хоя и прилегающих островов Арктики // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994. С. 47–62.
- Щербаков В.П., Щербакова В.В.* Критерии идентификации доменной структуры ферромагнитных зерен в горных породах // Решение геофизических задач геомагнитными методами. М.: Наука, 1980. С. 136–147.
- Юдин В.В.* Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 1983. 174 с.
- Юдин В.В.* Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 1994. 286 с.
- Язева Р.Г.* О проявлениях инициального вулканизма на основании эвгеосинклинального разреза (на примере Войкарского района на Полярном Урале) // Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1978. Вып. 134. С. 87–96.
- Язева Р.Г.* Комплекс параллельных даек Полярного Урала // Геотектоника. 1979. № 3. С. 49–57.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Войкарский вулcano-плутонический пояс. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 156 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Силурийская островная дуга Урала: Структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–43.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург, 1998. 203 с.
- Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В.* Реликты активной континентальной окраины в структуре Урала // Геотектоника. 1995. № 3. С. 76–85.
- Bazhenov M.L., Shipunov S.V.* Fold test in paleomagnetism: New approaches and reappraisal of data // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 104, N 1. P. 16–24.
- Beccaluva L., Girolamo P.D., Macciotta G., Morra V.* Magma affinities and fractionation trends in ophiolites // Ofioliti. 1983. Vol. 8, N 3. P. 307–324.

- Buchan K.L., Halls H.C.* Paleomagnetism of Proterozoic mafic dyke swarms of the Canadian Shield: Mafic dykes and emplacement mechanisms // Mafic dykes and emplacement mechanisms: Proc. of the Second Intern. dyke conf. / Ed. by A.J. Parker et al. Adelaide, 1990. P. 209–230.
- Casey J.F., Dewey J.F.* Initiation of subduction zones along transform and accreting plate boundaries, triple-junction evolution and forearc spreading centers – implication for ophiolitic geology and obduction // Ophiolites and oceanic lithosphere. Madrid, 1984. P. 286. (Geol. Soc. Spain Publ.; N 13).
- Coe R.S., Globerman B.R., Plumley P.W., Thrupp G.A.* Paleomagnetic results from Alaska and their tectonic implications // Tectonostratigraphic terranes of the Circumpacific region / Ed. D.G. Howell. Houston (Tex.), 1985. P. 85–108.
- Condie K.C.* Archean magmatism and crustal thickness // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol. 84, N 9. P. 2981–2992.
- Dalziel-I.W.D.* Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implication for an Eocambrian supercontinent // Geology. 1991. Vol. 19. P. 598–601.
- Didenko A.N.* Magnetism of South Mongolian Middle Paleozoic ophiolites / Phys. Earth and Planet. Inter. 1992. Vol. 74. P. 263–277.
- Didenko A.N., Kurenkov S.A., Pechersky D.M.* Paleoreconstructions of Turkestan Ocean: Paleomagnetic and petromagnetic evidence // Report N 4, IGCP Project 283. Novosibirsk, 1993. P. 54–56.
- Didenko A.N., Pechersky D.M.* Direction and intensity of the geomagnetic field in the Middle Devonian and Lower Ordovician: Southern Mugodgary ophiolites (Urals) // Phys. Earth and Planet. Inter. 1989. Vol. 58. P. 289–306.
- Dunlop D.J., Prevot M.* Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1982. Vol. 69. P. 763–802.
- Edwards R.L., Wasserburg G.J.* The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm–Nd and Rb–Sr-systematics // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 72. P. 389–404.
- Ernst R.E.* Magma flow direction in two mafic Proterozoic dyke swarms of the Canadian Shield: An estimated using anisotropy of magnetic susceptibility data // Mafic dykes and emplacement mechanisms: Proc. of the Second Intern. dyke conf. / Ed. by A.J. Parker et al. Adelaide, 1990. P. 231–235.
- Ernst R.E., Baragar W.R.A.* Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm // Nature. 1992. Vol. 356, N 9. P. 511–513.
- Ernst R.E., Bell K., Ranalli G., Halls H.* The Great Abitibi Dyke, Southeastern Superior province, Canada // Mafic dyke swarms / Ed. by H.C. Halls, W.F. Fahrig. Ottawa, 1987. P. 123–135. (Geol. Assoc. of Canada Spec. Pap.; N 34).
- Fisher R.A.* Dispersion on sphere // Proc. Roy. Soc. London, A. 1953. Vol. 217. P. 295–305.
- Flinn D.* On the symmetry principle and the deformation ellipsoid // Geol. Mag. 1965. Vol. 102, N 1. P. 36–45.
- Gass J.G.* Ophiolites // Sci. Amer. 1983. Vol. 247, N 2. P. 108–115.
- Hailwood E.A., Gash P.J., Andersen P.C. et al.* Paleomagnetism of the Lizard Complex, SW England // J. Geol. Soc. London. 1984. Vol. 141, N 1. P. 27–35.
- Hall J.M., Fiser B., Walls C. et al.* Magnetic properties, oxide petrography, and alteration in the Cyprus study Project Drill Hole CY-4 section through the lower sheeted complex and upper plutonic complex of the Troodos, Cyprus ophiolite // Geol. Surv. Canada. Pap. 1989. N 88-9. P. 235–278.
- Hamilton W.* The Uralides and the motion of the Eurasian and Siberian platforms // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81, N 9. P. 2553–2576.
- Harbert V.* Paleomagnetic data from Alaska: Reliability, interpretation and terrane trajectories // Tectonophysics. 1990. Vol. 184. P. 111–135.

- Jaques A.L.* High-K₂O island-arc volcanic rocks from the Finisterre and Adelbert Ranges, Northern Papua New Guinea // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 87, N 9. P. 861–867.
- Johnson H.P.* Magnetization of the oceanic crust // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1979. Vol. 17, N 2. P. 215–226.
- Joplin G.A.* The shoshonite association: A review // *J. Geol. Soc. Austral.* 1968. N 15(2). P. 275–294.
- Juhlin C., Kashubin S., Knapp J.H.* et al. Project conducts seismicreflection profiling in the Ural mountains // *EOS.* 1995. Vol. 76, N 19. P. 196–199.
- Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Joron J.L., Semet M.P.* Petrology and geochemistry of Cretaceous ultramafic volcanics from Eastern Kamchatka // *Petrol.* 1995. Vol. 36, N 3. P. 637–662.
- Kent D.V., Honorez D.M., Opdyke N.D., Fox P.J.* Magnetic properties of draged oceanic gabbros and the source of marine magnetic anomalies // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1978. Vol. 55. P. 513–537.
- Levi S., Banerjee S.K.* The effects of alterations of the natural remanent magnetization of three ophiolite complexes: Possible implication for the oceanic crust // *J. Geomagn. and Geoelectr.* 1977. Vol. 29. P. 421–439.
- Levi S., Banerjee S.K., Beske-Diehl S., Moscowitz B.* Limitations of ophiolite complexes as models for the magnetic layer of the oceanic lithosphere // *Geophys. Res. Lett.* 1978. Vol. 5. P. 473–476.
- Luyendyk B.P., Day R.* Paleomagnetism of the Samail ophiolite Oman. 2. The Wandī Kadir Gabbro section // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87. P. 10903–10917.
- Luyendyk B.P., Laws B.R., Day R., Collinson T.B.* Paleomagnetism of the Samail ophiolite, Oman. 1. The sheeted dike complex at Ibra // *Ibid.* 1982. Vol. 87. P. 10883–10902.
- MacKenzie D.E., Chappell B.W.* Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands of Papua New Guinea // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1972. N 35. P. 50–62.
- Mardia K.V.* Statistics of directional data. L.: Acad. press, 1972. 357 p.
- McElhinny M.W.* Statistical significance of the fold test in paleomagnetism // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1964. Vol. 8. P. 338–340.
- McElhinny M.W., Lock J.* Global paleomagnetic database project // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1990. Vol. 63. P. 1–6.
- McFadden P.L.* A new fold test for paleomagnetic studies // *Geophys. J. Intern.* 1990. Vol. 103. P. 163–169.
- McKerrow W.S., Scotese C.R., Brosier M.D.* Early Cambrian continental reconstructions // *J. Geol. Soc. London.* 1992. Vol. 149, pt 4. P. 589–606.
- Meen J.K.* Formation of shoshonites from calcalkaline basalt magmas: Geochemical and experimental constraints from the type locality // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1987. Vol. 97. P. 333–351.
- Meteolkin D.V., Kazansky A.Yu., Kurgurtsev L.V.* Paleomagnetism and geodynamics of Cambrian island arc complexes of West Sayan, Russia: Paleomagnetism of collision belts // *Recent Progr. Geomagn., Rock Magn. and Paleomagn.* 1997. N 1. P. 101–112.
- Molina J.F., Austrheim H., Glodny J., Risin A.* Metasomatism during eclogitization of the Marun-Keu complex (Polar Urals) // *Timan-Pechora-Polar Urals tectonic evolution: Europrobe Timpebar workshop: Programme and Abstr. Syktyvkar: KSC Inst. Geol. RAS,* 1999. P. 49–50.
- Nie S., Rowley D.B., Van der Voo R.* Paleomagnetism of late Paleozoic rocks in the Tianshan, Northwestern China // *Tectonics.* 1993. Vol. 12, N 2. P. 568–579.
- Park J.K., Taczky E.I., Desbarats A.* Magnetic fabric and its significance in the 1400 Ma Mealy diabase dyke of Labrador, Canada // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93, N B11. P. 13689–13704.

- Pechersky D.M., Didenko A.N., Grishin D.V. et al.* Tectonomagnetic and petromagnetic investigations of Paleasian Ocean fragments // Report N 4, IGCP Project 283. Novosibirsk, 1993. P. 112–114.
- Penrose Field conference on ophiolites // *Geotimes*. 1972. Vol. 17, N 12. P. 24–25.
- Pickering K.T., Smith A.G.* Arcs and backarc basins in the Early Paleozoic Lapetus Ocean // *Island Arc*. 1995. N 4. P. 1–67.
- Piper J.D.A.* Paleomagnetism and continental crust. John Wiley, New York, Halsted press, 1987. 434 p.
- Potter D.K., Stephenson A.* Single-domain particles in rocks and magnetic fabric analysis // *Geophys. Res. Lett.* 1988. Vol. 15, N 10. P. 1097–1100.
- Ruzentsev S.V., Samygin S.G.* Die tectonische Entwicklung des Sudurals im unteren und mittleren Palaeozoikum // *Ztschr. geol. Wiss. Berlin*. 1979. H. 10. S. 1173–1186.
- Samygin S.* Gondwanan terranes in the Southern Urals // Pre-Variscan terrane analysis of “Gondwanan Europe”: Abstracts. Dresden, 1998. P. 186.
- San S.S.* Chemical composition and origin of the Earth’s primitive mantle // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1982. Vol. 46, N 1. P. 179–192.
- Saunders A.D., Tarney J., Stern C.R., Dalziel I.W.D.* Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1979. Vol. 90. P. 237–258.
- Scotese C.R.* An introduction to this volume: Paleozoic paleomagnetism and assembly of Pangea // *Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism*. Wash. (D.C.), 1984. P. 1–10. (AGU Geodynamics Ser.; Vol. 12).
- Scotese C.R., Bambach R.K., Barton C. et al.* Paleozoic base maps // *Geology*. 1979. Vol. 87. P. 217–277.
- Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassion D.A. et al.* High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol. 135. P. 101–114.
- Soffel H.* Paleomagnetism of Jurassic ophiolite series in East Elba (Italy) // *J. Geophys.* 1981. Vol. 49. P. 1–10.
- Stern C.R., De Wit M.J., Lawrence J.R.* Igneous and metamorphic processes associated with formation of Chilean ophiolites and their implications for ocean floor metamorphism, seismic layering and magnetism // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81. P. 4370–4380.
- Stupavsky M.* SI-2 Magnetic susceptibility and anisotropy instrument operating manual and handbook. Canada: Sapphire Instruments, 1985. 132 p.
- Swift B.A., Johnson H.P.* Magnetic properties of the Bay of Islands ophiolite suite and implications for the magnetization of oceanic crust // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. P. 3291–3308.
- Symposia on magnetic fabrics // *Phys. Earth and Planet. Inter. Special Issue*. 1988. Vol. 51, N 4. P. 249–392.
- Tarney J., March N.G.* Major and trace element geochemistry of Holes CY-1 and CY-4: Implications for petrogenetic models // *Cyprus crustal study project: initial report, Holes CY-1 and 1a*. Ottawa: Geol. Surv. of Canada, 1991. P. 133–175.
- Taylor G.K.* A paleomagnetic study of a Caledonian ophiolite // *Geophys. J.* 1988. Vol. 94, N 2. P. 157–166.
- Thomas V., Pozzi J.P., Nicolas A.* Paleomagnetic results from Oman ophiolites related to their emplacement // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 151. P. 297–321.
- Tonouchi S., Kobayashi K.* Paleomagnetic and geotectonic investigation of ophiolite suites and surrounding rocks in South-Central Honshu, Japan // *Accretion tectonic in the Circum-Pacific regions* / Ed. by M. Hashimoto, S. Uyeda. Tokyo: Terrapub, 1983. P. 261–288.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G. et al.* Continental break-up and collision in the

- Neoproterozoic and Paleozoic – a tale of Baltica and Laurentia // *Earth Science Reviews*. 1996. Vol. 40. P. 229–258.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Van der Voo R.* et al. Baltica: A synopsis of Vendian–Permian palaeomagnetic data and their palaeotectonic implications // *Ibid*. 1992. Vol. 33, N 2. P. 133–152.
- Trench A., Bluck B.J., Watts D.R.* Paleomagnetic studies within the Ballantrae ophiolite; Southwest Scotland: Magnetotectonic and regional tectonic implications // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 90, N 4. P. 431–448.
- Trench A., Torsvik T.H., Walderhaug H.* et al. Paleomagnetic and rock magnetic reliability criteria in ophiolitic rocks: A case study from the Paleozoic Ballantrae ophiolite, Scotland // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 184, N 1. P. 55–72.
- Watson G.S., Enkin R.J.* The fold test in paleomagnetism as a parametre estimation problem // *Geophys. Res. Lett.* 1993. Vol. 20. P. 2135–2137.
- Wilson J.T.* A new class of faults and their bearing on continental drift // *Nature*. 1965. Vol. 207. P. 343–347.
- Zhao X., Coe R., Wu Y., Zhao Z.* Silurian and Devonian paleomagnetic poles from North China and implication for Gondwana // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1993. Vol. 117. P. 497–506.
- Zijderveld J.D.A.* Demagnetization of rocks: Analysis of results // *Methods in paleomagnetism*. Amsterdam etc., 1976. P. 254–286.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава 1. Геологическое строение области сочленения Восточно-Европейского континента и Палеоурала (С.В. Руженцев, В.А. Аристов, Д.В. Борисенко)	7
Основные тектонические элементы западного склона Полярного Урала	7
Тектоника Лемвинской впадины.....	19
Тектоника Собского поднятия	31
Механизм и время формирования покровно-складчатой структуры западного склона Полярного Урала.....	42
Глава 2. Офиолитовые зоны Полярного Урала (А.Н. Диденко, С.А. Куренков, С.В. Руженцев, В.А. Симонов, Н.В. Лубнина, Д.В. Борисенко)	49
Наунтин-Нырдовоменшорская офиолитовая зона	50
Сыумкеу-Паерская офиолитовая зона.....	55
Глава 3. Малоуральская зона (Н.Б. Кузнецов, С.А. Куренков, В.А. Симонов)	79
Глава 4. Петро-палеомагнетизм Полярного Урала (А.Н. Диденко, Н.В. Лубнина, С.А. Куренков)	90
Методика петро-палеомагнитных исследований Полярного Урала	91
Результаты петромагнитных и палеомагнитных исследований	95
Лемвинская зона	95
Офиолитовый массив Сыум-Кеу.....	101
Войкаро-Сыньинский офиолитовый массив	105
Малоуральский вулcano-плутонический пояс.....	130

Глава 5. Геодинамическая модель формирования Полярного Урала <i>(А.Н. Диденко, С.В. Руженцев)</i>	137
Геодинамические обстановки формирования палеозойских структурно-формационных комплексов Полярного Урала.....	137
Магнито-тектонические реконструкции.....	144
Миграция Восточно-Европейского и Сибирского континен- тов	146
Геодинамическая модель Полярного Урала.....	150
Геодинамическая модель формирования структуры Урала и его тектоническое развитие	160
Заключение	170
Литература	173

CONTENTS

Preface	5
Chapter 1. Geological structure of the juncture of the East-European continent and PaleoUrals (<i>S.V. Ruzhentsev, V.A. Aristov, D.V. Borisenok</i>).....	7
Main tectonic elements of the west slope of the Polar Urals	7
Tectonics of the Lemva depression	19
Tectonics of the Sobskoye high elevation	31
Mechanics and time of forming of the fold-nappe structure of the west slope of the Polar Urals	42
Chapter 2. Ophiolites of the Polar Urals (<i>A.N. Didenko, S.A. Kurenkov, S.V. Ruzhentsev, V.A. Simonov, N.V. Lubnina, D.V. Borisenok</i>).....	49
Nauntin-Nyrdmomenshr ophiolite zone	50
Syum-Key-Payera ophiolite zone	55
Chapter 3. Maloural'skaya zone (<i>N.B. Kuznetsov, S.A. Kurenkov, V.A. Simonov</i>).....	79
Chapter 4. Petro-paleomagnetism of the Polar Urals (<i>A.N. Didenko, N.V. Lubnina, S.A. Kurenkov</i>).....	90
Methods of the petro-paleomagnetic investigations of the Polar Urals	91
Results of the petromagnetic and paleomagnetic investigations	95
Lemva zone	95
Syum-Keu ophiolite complex	101
Voikaro-Syninsky ophiolite complex	105
Malourals volcanic belt.....	130

Chapter 5. Geodynamic model of forming of the Polar Urals (A.N. Didenko, S.V. Ruzhentsev).....	137
Geodynamic setting of forming of the Paleozoic structural complexes of the Polar Urals	137
Magnetic-tectonic reconstruction.....	144
Movement of the East-European and Siberian continents	146
Geodynamics of the Polar Urals.....	150
Geodynamic model of forming the Urals structure and its tectonic development	160
Conclusion	170
Literature	173

Научное издание

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ
ПОЛЯРНОГО УРАЛА**

Труды ГИН, вып. 531

Редактор *М.А. Яценко*

Художественный редактор *Т.В. Болотина*

Технический редактор *О.В. Аредова*

Корректоры *А.В. Морозова,*

О.Е. Русакова, Е.Л. Сысоева

Набор и верстка выполнены в издательстве
на компьютерной технике

ЛР № 020297 от 23.06.1997

Подписано к печати 10.04.2001

Формат 60 × 90 1/16. Гарнитура Таймс

Печать офсетная

Усл.печ.л. 12,0. Усл.кр.-отг. 12,0. Уч.-изд.л. 14,4

Тираж 1000 экз. Тип. зак. 3993

Издательство "Наука"

117997 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

Санкт-Петербургская типография "Наука"
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

ISBN 5-02-002722-7



9 785020 027220