

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего
профессионального образования
«Санкт-Петербургский государственный университет»

На правах рукописи



Сычев Сергей Николаевич

**СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗОНЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО
РАЗЛОМА
(ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ПОЛЯРНОГО УРАЛА)**

Специальность 25.00.01 «Общая и региональная геология»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук,
профессор А. К. Худолей

Москва
2015

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Геологическое строение южной части Полярного Урала	8
1.1 Западно-Уральская мегазона	9
1.2 Центрально-Уральская мегазона	15
1.3 Тагило-Магнитогорская мегазона	18
Глава 2. Геология зоны Главного Уральского разлома и его обрамления	23
2.1 Стратифицированные образования	25
2.2 Интрузивные образования	39
Глава 3. Структурно-тектоническая характеристика зоны Главного Уральского разлома и сопряженных с ним геологических единиц	63
3.1 Структурно-геометрические исследования складчатых и разрывных нарушений	64
Первое защищаемое положение	86
3.2 Анализ анизотропии магнитной восприимчивости	86
Второе защищаемое положение	102
Глава 4. Некоторые особенности метаморфизма зоны Главного Уральского разлома	103
Глава 5. Эволюция зоны Главного Уральского разлома	120
Третье защищаемое положение	129
Заключение	130
Литература	132
Приложения	151

Введение

Актуальность работы. Уральский складчатый пояс, как и многие коллизионные орогены, имеет в своем строении сутурную зону – Главный Уральский разлом (ГУР), который маркирует границу между западными палеоконтинентальными и восточными палеоокеаническими образованиями. В южной части Полярного Урала вдоль ГУР протягиваются Войкаро-Сынинский и Рай-Изский офиолитовые массивы. На их контакте с палеоконтинентальными образованиями за многие десятилетия было проведено большое количество геологических работ, в которых принимали участие известные исследователи Уральского складчатого пояса: К. Г. Войновский-Кригер (Войновский-Кригер, 1945), Ю. Е. Молдаванцев (Молдаванцев, Перфильев, 1962; Молдаванцев, 1973), А. С. Перфильев (Перфильев, 1968; 1979), Н. Л. Добрецов (Добрецов, 1974; Петрология и метаморфизм..., 1977), А. Б. Дергунов (Дергунов, Казак, Молдаванцев, 1975; Дергунов, Молдаванцев, 1976), А. П. Казак (Казак, Добрецов, Молдаванцев, 1976), В. И. Ленных (Ленных, Пучков, Вализер, 1976; Ленных, Перфильев, Пучков, 1978; Ленных, Вализер, Пучков, 1979), А. А. Ефимов (Ефимов, Рябкова, 1979; Ефимов, 1984; Ефимов, Потапова, 1990, 2000), В. Н. Пучков (Пучков, 1979), А. А. и Г. Н. Савельевы (Савельев, Самыгин, 1979; Савельева, 1987), П. М. Вализер (Вализер, Ленных, 1988), Т. А. Потапова (Потапова, 1990), А. М. Пыстин (Пыстин, 1994), Д. Н. Ремизов (Ремизов, 2004) и многие другие. В работах, посвященных строению западного обрамления офиолитовой ассоциации, приводятся различные точки зрения как по поводу тектонической позиции метаморфитов, так и по расположению ГУР. По нашим представлениям Главный Уральский разлом в южной части Полярного Урала проходит в западном обрамлении выходов пальникшорской толщи. Подошва ГУР маркируется полосой глаукофановых сланцев, а так же серпентинитовым меланжем, а зона ГУР включает в себя пальникшорскую толщу и интенсивно метаморфизованные породы дзеляюского комплекса. Есть все основания полагать, что отдельные блоки в составе сложно построенной зоны ГУР были образованы в разных условиях и лишь позднее совмещены тектонически. Выявление их соотношений имеет большое значение для геологических исследований и постановки поисковых задач в изучаемом регионе.

Цели и задачи работы. Целью работы является уточнение геологического строения и тектонической эволюции структур и комплексов южной части Полярного Урала на основе оригинальных исследований структурно-кинематических парагенезов, петрологических и магнитных характеристик пород и обобщение уже имеющихся данных.

Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

1. Составить геологические схемы и разрезы опорных участков, а также провести анализ вещественного состава и структурного положения геологических единиц зоны Главного Уральского разлома;
2. Определить стадийность формирования зоны Главного Уральского разлома с применением методик структурного анализа;
3. Установить деформационные характеристики комплексов на основе данных об анизотропии магнитной восприимчивости и сопоставить с данными структурных наблюдений;
4. Выявить разновременные метаморфические парагенезисы и связать их со стадиями структурного изменения пород;
5. Сделать обоснованные предположения о возрасте коллизионных преобразований структур и комплексов южной части Полярного Урала.

Фактический материал. В основу диссертационной работы положены материалы, собранные автором в ходе полевых работ 2007-2009 гг. в составе Войкарской партии ФГУП «ВСЕГЕИ» и в 2009, 2011 гг. совместно с отрядом Института геологии Коми НЦ УрО РАН. В полевых условиях производились замеры мезоструктурных элементов: шарниров мелкой складчатости, плоскостей сопряженных трещин и т.д. (~2500 шт); отбор ориентированных образцов и сколковых проб (~100 шт) для изучения магнитных и петрографических характеристик, а также микрозондовых анализов. Для исследования анизотропии магнитной восприимчивости пород из ориентированных образцов были выпилены кубы (~150 шт), от одного до четырех штук в зависимости от размера образца, которые проанализированы на приборе KLY-4S (AGICO) с помощью программы Anisoft 4.2 (M. Chadima). Для интерпретации магнитных и мезоструктурных характеристик строились азимутальные проекции при помощи программы QuickPlot 3.0 (D. V. Everdingen). Так же было проведено изучение шлифов и

сколковых проб (~100 шт), на котором основана петрологическая характеристика пород. По результатам обработки данных микронзондовых определений получены составы минералов и проанализированы их фазовые соотношения.

Научная новизна. Впервые детально изучены структурные, магнитные и микроструктурные характеристики геологических образований зоны ГУР в южной части Полярного Урала. По результатам интерпретации полученных данных выявлена многостадийность эволюции региона (8 стадий деформационного процесса). Уточнено геологическое строение и тектоническая принадлежность сложнодеформированных метаморфических комплексов, слагающих зону ГУР. Установлена приуроченность минеральных парагенезисов метаморфических комплексов к определенным стадиям деформаций и этапам коллизионного процесса.

Теоретическое и практическое значение работы заключается в развитии представлений о геологическом строении изучаемого района. Выявленные деформационные и петрологические характеристики важны для составления геологических карт и легенд нового поколения, расшифровки истории геологического развития региона и металлогенического прогнозирования. Результаты исследований нашли отражение на геологической карте и в тексте объяснительной записки Госгеокарты-200 (второе издание) листов Q-41-XVI; Q-41-XVII; Q-41-XXI, XXII.

Защищаемые положения.

1. На основании изучения структурных форм различного типа и кинематики установлена многостадийность деформаций зоны Главного Уральского разлома и прилегающих тектонических единиц. Выявлено, что в процессе эволюции надвиговые деформации сменялись сдвиговыми.

2. По результатам структурного анализа с учетом данных анизотропии магнитной восприимчивости для зоны Главного Уральского разлома выделено восемь стадий деформационного процесса, из которых региональное распространение имеют стадии D_2 , D_4 , D_5 , D_6 , D_7 и D_8 , а локальное – D_1 и D_3 .

3. В дотриасовую эпоху (герцинский тектогенез) в южной части Полярного Урала преобладали пластические деформации, а начиная с триаса (раннекиммерийский тектогенез) – хрупкие.

Публикации и апробация работы.

По теме диссертации опубликовано 25 работ, в том числе, 4 статьи в рецензируемых научных журналах, входящих в перечень ВАК, 1 работа в рецензируемом сборнике статей и 4 авторские главы в монографиях (3 из которых в объяснительной записке к Госгеолкарте-200).

Различные аспекты работы докладывались на: научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента», Сыктывкар, 2008-2012; Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов, посвященной памяти академика А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, 2009, 2011, 2013; XV и XVI Геологическом съезде Республики Коми, Сыктывкар, 2009, 2014; XLIII и XLVI Тектоническом совещании (МТК), Москва, 2010, 2014; XI Петрографическом совещании, Екатеринбург, 2010; VII Южноамериканском симпозиуме по изотопной геологии, Бразилиа, 2010; Международной конференции, посвященной памяти В. Е. Хаина, Москва, 2011.

Структура и объем работы. Диссертация объемом 156 страниц состоит из введения, пяти глав и заключения, содержит 66 рисунков и 13 таблиц. Список использованной литературы включает 219 наименований (в том числе 28 на английском языке).

Благодарности. Автор искренне признателен научному руководителю профессору СПбГУ А. К. Худолею и руководителю лаборатории петрографии Института геологии Коми НЦ УрО РАН К. В. Куликовой за постоянную поддержку и помощь на основных этапах выполнения работы. Автор особенно благодарен за неоднократные обсуждения результатов исследований и конструктивную критику Д. Н. Ремизову, М. А. Шишкину, С. Ю. Петрову (ВСЕГЕИ), С. И. Григорьеву, Г. С. Бискэ, В. Н. Войтенко (СПбГУ), А. В. Рязанцеву (ГИН РАН), О. В. Удоратиной (ИГ Коми НЦ УрО РАН), также благодарен за консультации С. Д. Соколову, М. Л. Баженову, Г. Н. Савельевой, Е. В. Хаину, А. А. Федотовой, Н. Б. Кузнецову (ГИН РАН), В. И. Ракину, А. А. Соболевой (ИГ Коми НЦ УрО РАН), А. В. Тевелеву, Н. С. Фроловой (МГУ), В. Р. Шмелеву (ИГГ УрО РАН), А. А. Цыганкову (ГИН СО РАН), Э. Миллер (Стэнфордский университет, США), М. Мартинсу, Г. Куеироге (Федеральный университет штата

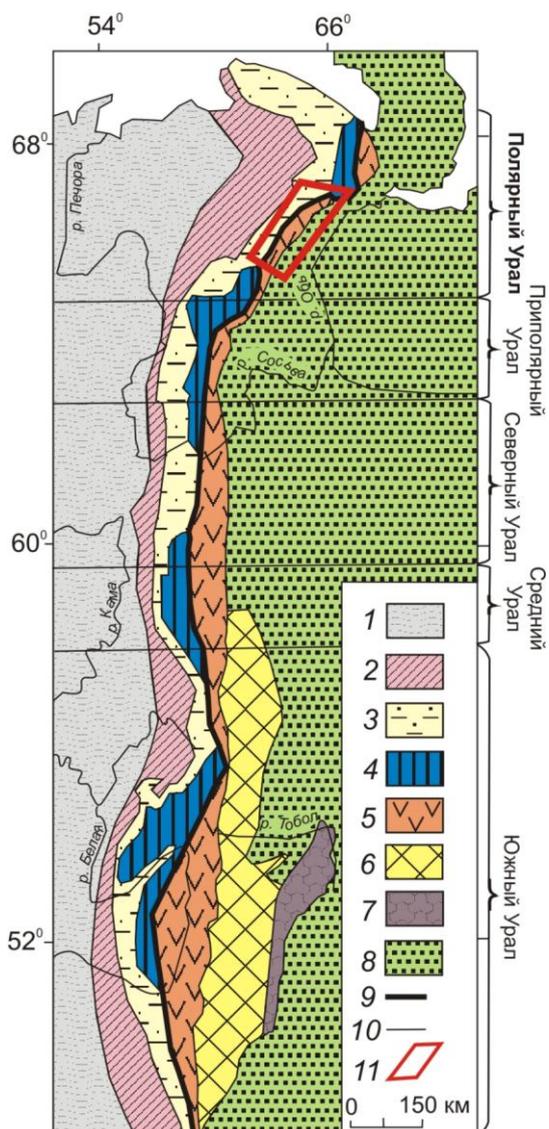
Минас-Жераис, Бразилия) и Ф-Ц. Мону (Институт геологии Китайской академии наук). Автор признателен Р. В. Веселовскому (МГУ) за ценные советы в области петромагнетизма и измерение анизотропии магнитной восприимчивости пород. Неоценимую помощь во всех начинаниях, связанных с геологией, оказала помощник декана Т. В. Гордеева, светлая память о которой жива в сердце автора.

Глава 1. Геологическое строение южной части Полярного Урала

Уральская складчатая область, в целом, характеризуется отчетливо выраженной поперечной структурной зональностью. Здесь с запада на восток различают следующие зоны (рис. 1.1):

1. Предуральский краевой прогиб;
2. Западно-Уральская мегазона;
3. Центрально-Уральская мегазона;
4. Тагило-Магнитогорская мегазона;
5. Восточно-Уральская мегазона;
6. Зауральская мегазона.

Кроме поперечной зональности для Урала характерна продольная сегментация. В частности выделяются Южно-, Средне-, Северо-, Приполярно- и



Полярно-Уральский сегменты. Ниже обсуждается строение Западно-Уральской, Центрально-Уральской, Тагило-Магнитогорской мегазон и участка их сочленения (зоны ГУР) южной части Полярного сегмента Уральской складчатой области.

Рис. 1.1. Схема структурного районирования Урала, по (Пучков, 2000).

1 – чехол Русской платформы; 2 – Предуральский краевой прогиб; 3 – Западно-Уральская мегазона; 4 – Центрально-Уральская мегазона; 5 – Тагило-Магнитогорская мегазона; 6 – Восточно-Уральская мегазона; 7 – Зауральская мегазона; 8 – чехол Западно-Сибирской плиты; 9 – Главный Уральский разлом; 10 – границы мегазон; 11 – положение рис. 1.1.1.

1.1 Западно-Уральская мегазона

Западно-Уральская мегазона сложена карбонатными (Елецкая зона) и вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями (Лемвинская зона) палеозойского возраста (уралидами) и метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами с интрузиями преимущественно среднего и кислого состава позднерифейско-вендского возраста (доуралидами). В данной работе рассматривается геологическое строение только Лемвинской зоны, слагающей одноименный аллохтон, состоящий из рифтогенных вулканитов, осадков континентального склона и подножия пассивной окраины Восточно-Европейского континента (Пучков, 1973, 1979; Перфильев, 1979; Юдин, 1994 и др.), и протягивающейся вдоль всей южной части Полярного Урала (рис. 1.1.1). Отложения этой зоны неплохо охарактеризованы фаунистически, вследствие чего их стратиграфическое положение определено достаточно надежно (Войновский-Кригер, 1945, 1960, 1962, 1966; Корень, 1972; Елисеев, 1973, 1978; Гессе и др., 1976, 1981; Пучков, 1973, 1979, 2010; Дембовский, 1981; Ключина, 1985; Шишкин, 1989, 2003ф; Салдин, 1993, 2005; Руженцев, Гаптулкадыров, Аристов, 1996; Руженцев, Савельев, 1997; Руженцев, Аристов, 1998; Руженцев, Аристов, Кучерина, 1999; Аристов, Руженцев, 2000; Тектоническая..., 2001; Шишкин и др., 2002, 2005, 2007; Ремизов и др., 2009а, в и др.).

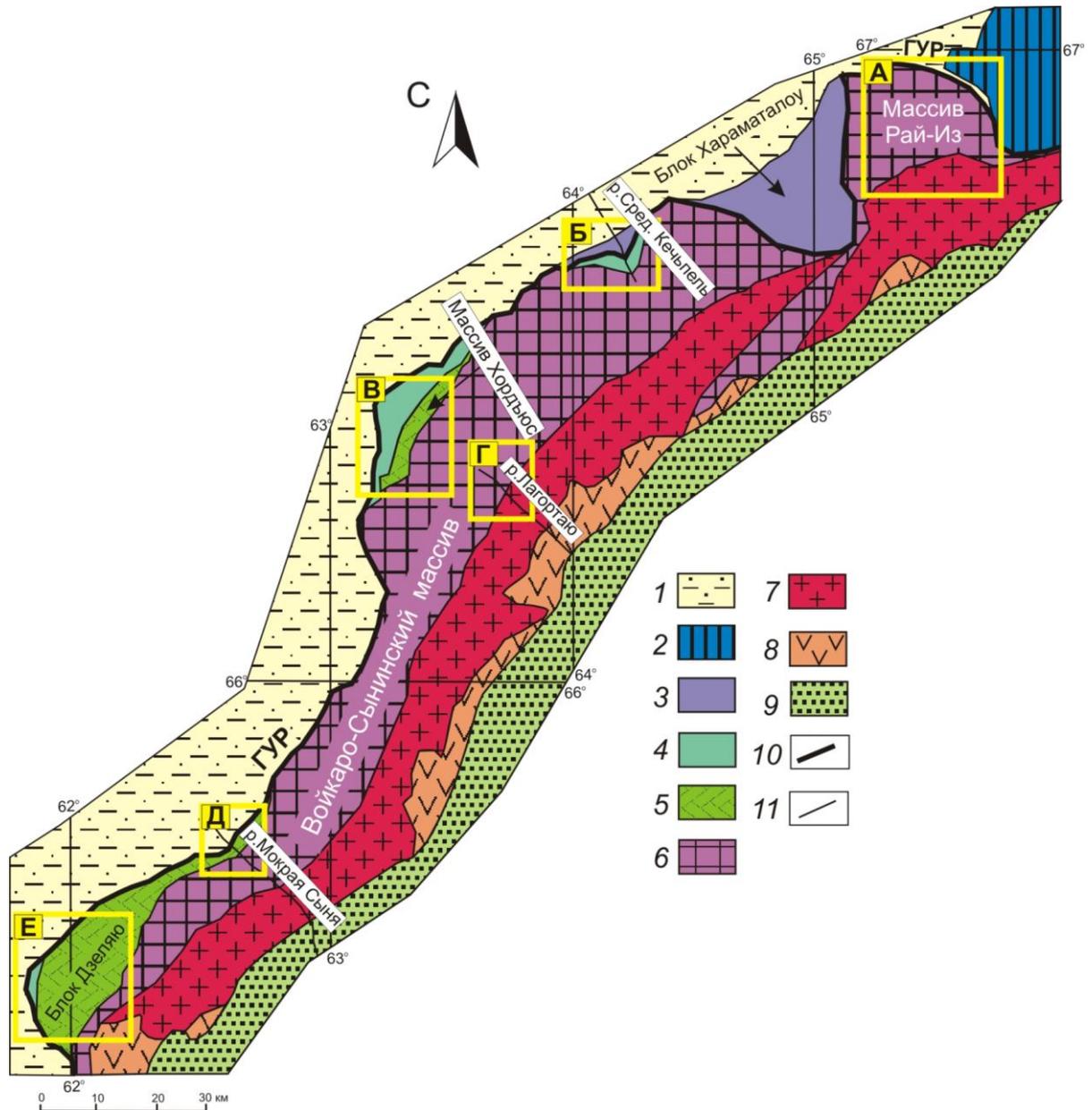


Рис. 1.1.1. Схема геологического строения южной части Полярного Урала, по (Государственная геологическая..., 2007), с изменениями автора. На схеме отмечены участки исследований.

1 – формации палеозойской пассивной окраины Восточно-Европейского континента; 2 – докембрийские метаморфические образования Харбейского блока; 3 – докембрийские метаморфические образования Хараматалоуского блока; 4 – метаморфиты зоны Главного Уральского разлома (пальникшорская толща); 5 – метаморфизованные ультраосновные и основные породы; 6 – габбро-гипербазитовые офиолитовые массивы; 7 – девонские островодужные гранитоиды собского и янаслорского комплексов; 8 – островодужные вулканогенно-осадочные образования раннесилурийско(позднеордовикско?)-девонского возраста; 9 – мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 10 – Главный Уральский разлом; 11 – прочие границы.

Участки исследований: А – массив Рай-Из; Б – р. Средний Кечьпель; В – массив Хордьюс; Г – р. Лагортаю; Д – р. Мокрая Сыня; Е – блок Дзеляю.

Лемвинский аллохтон в плане имеет сложную дугообразную форму, обращенную выпуклостью к западу – северо-западу и фактически представляет собой крупную синформу. Его длина составляет около 340 км, а ширина достигает 45 км. В его строении различаются два пакета покровов: Западно-Лемвинский и Восточно-

Лемвинский, последовательно надвинутых друг на друга и на автохтон (Елецкую зону) в целом (Шишкин и др., 2005, 2007). Каждый из пакетов имеет сложное складчато-чешуйчатое строение и характеризуется своим фаціальным типом разреза палеозойских отложений, относящихся к различным участкам палеобассейна. Кроме того, в составе Восточно-Лемвинского пакета присутствуют чешуи более древних – допалеозойских образований (молюдвожская свита). В составе пакетов покровов выделяются более мелкие покровы, пластины и чешуи (рис. 1.1.2).

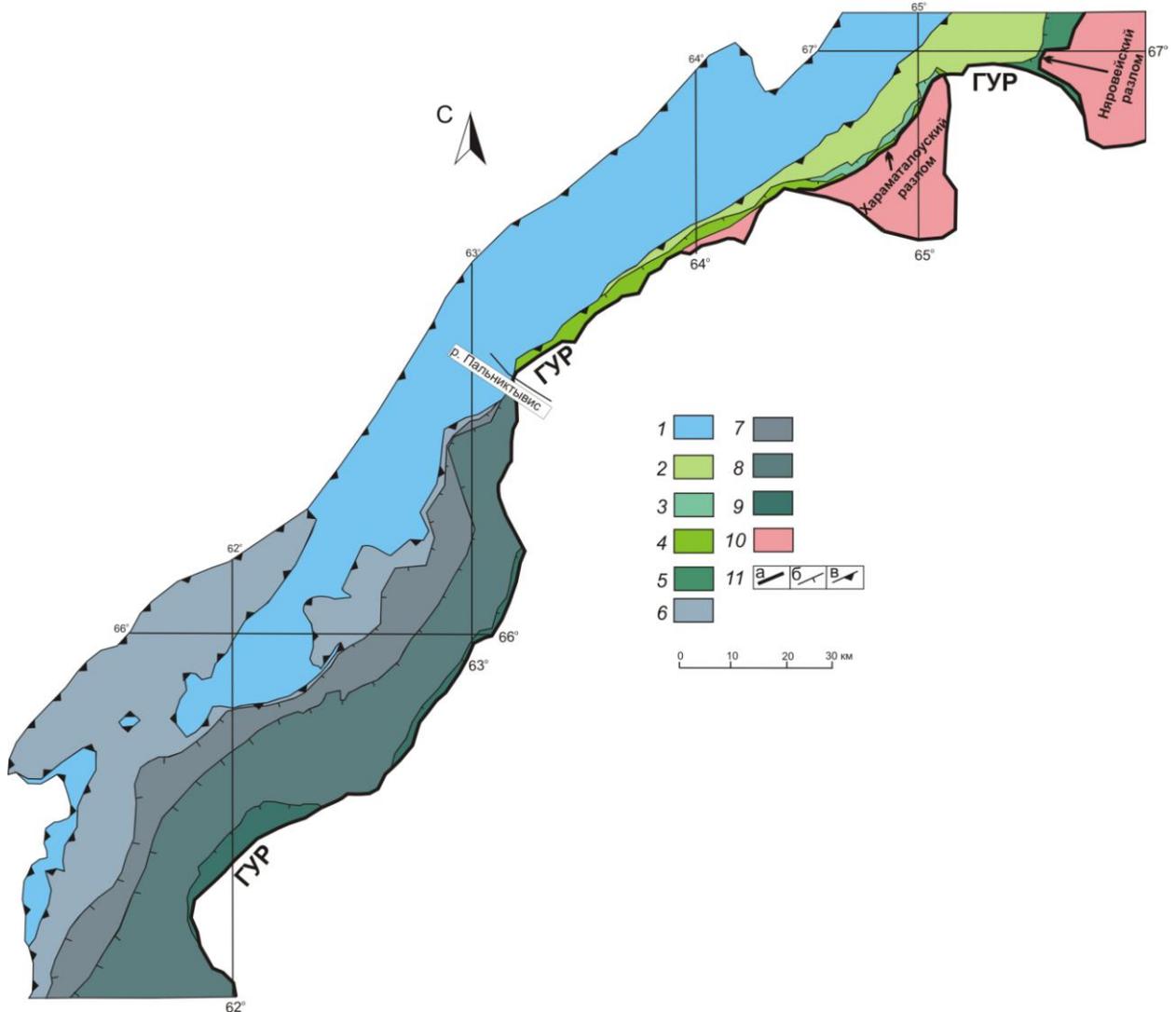


Рис. 1.1.2. Схема тектонического районирования Лемвинского аллохтона (синформы), по (Шишкин, 1989, 2003ф, 2005; Шишкин и др., 2002, 2005, 2007).

Западно-Лемвинский пакет покровов: 1 – Западный (Хайминский) покров; Восточно-Лемвинский пакет покровов (2-9): 2 – Верхнехаротский покров; 3 – Предгорный покров; 4 – Грубешорская пластина; 5 – Орангский покров (аллохтон); 6 – Грубеинский (Главный или Фронтальный) покров; 7 – Верхнепарнокско-Воровожский покров; 8 – Приводораздельный покров; 9 – Игдейганская пластина; 10 – докембрийские образования Центрально-Уральской мегазоны; 11 – разрывные нарушения: а – ГУР; б – надвиги; в – шарьяжи.

В Западно-Лемвинском пакете покровов выделяется всего один – Западный (Хайминский) покров (Шишкин, 1989, 2003ф; Шишкин и др., 2002, 2005; Ремизов и

др. 2009а,в). В строении покрова участвуют алевролиты и известняки качамылькской свиты (O₂₋₃), отложения силура-раннего девона харотской свиты, состоящей из переслаивания углисто-кремнистых сланцев и фтанитов с редкими линзами и прослоями кремнистых известняков. Образования эмса-живета в северной части Лемвинской зоны представлены алевролитистыми и филлитовидными сланцами косвожской свиты; в центральной части - песчаниками пагинской свиты, переслаивающимися с алевролитистыми и аргиллито-кремнистыми пачками; и в южной - алевролитами, аргиллитами и фтанитоидами малонадотинской свиты. Выше залегает кремнистая няньворгинская свита позднего живета-турне (Шишкин и др., 2002, 2005, 2007; Шишкин, 2003ф; Ремизов и др., 2009а,в). Далее по разрезу наблюдается карбонатно-терригенная флишевая формация (воргашорская свита), сформированная в карбоне, а за ней следует терригенная флишевая формация (кечьпельская свита) позднего карбона - ранней перми (Елисеев, 1973; Салдин, 1993, 2005; Юдин, 1994) (рис. 1.1.3).

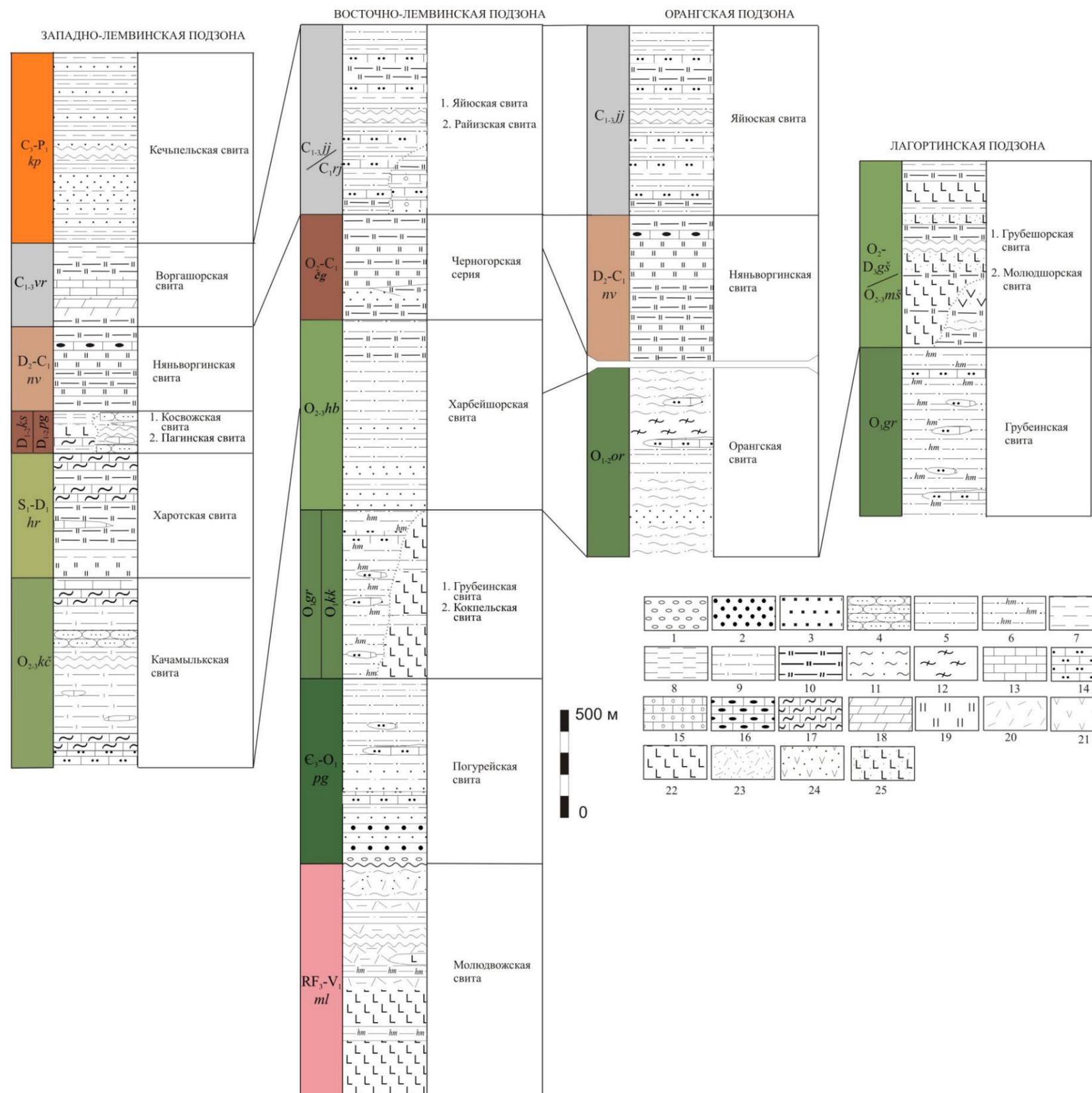


Рис. 1.1.3. Схема сопоставления разрезов Лемвинской зоны, по (Шишкин и др., 2002, 2005; Шишкин, 2003ф; Ремизов и др., 2009а,в), с дополнениями автора.

1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3 – песчаники; 4 – кварцитопесчаники; 5 – алевролиты; 6 – гематитсодержащие алевролиты; 7 – аргиллиты; 8-12 – сланцы: глинистые (8), известковистые (9), кремнистые (10), серицит-альбит-кварц-хлоритовые (11), серицит-хлорит-кварц-углеродистые (12); 13-17 – известняки: песчанистые (14), оолитовые (15), с кремнями (16), петельчатые (17); 18 – доломиты; 19 – фтаниты; 20-22 – эффузивы: кислого состава (20), среднего состава (21), основного состава (22); 23-25 – туфы: кислого состава (23), среднего состава (24), основного состава (25).

Восточно-Лемвинский пакет состоит из серии надвинутых друг на друга с юго-востока на северо-запад покровов и пластин. Для понимания последовательности структурообразования Восточно-Лемвинский пакет предлагается делить на северный и южный сектора (Руженцев, 1998; Тектоническая..., 2001), граница между которыми проходит по реке Пальниктивис. В северном секторе выделяются: Верхнехаротский и Предгорный покровы, Грубешорская пластина и Орангский покров. К южному сектору относятся: Грубеинский или Главный (Фронтальный), Верхнепарнокско-Воравожский и Приводораздельный покровы, а также Игядейганская пластина (Шишкин, 1989, 2003ф, 2005; Шишкин и др., 2002, 2005; Ремизов и др. 2009а,в).

Верхнехаротский и Грубеинский покровы являются аналогами и с "заливами" и клиппами перекрывают Западный покров, в их строении участвуют грубообломочная погурейская свита (O_3-O_1), представленная в основании разреза конгломератами, а далее песчаниками и гравелитами, алевролитами и известняками, с размывом и угловым несогласием, залегающая на рифейско-вендских образованиях молюдвожской свиты. Выше согласно залегают породы грубеинской свиты (O_1): пестроцветные алевролиты, глинистые сланцы и филлиты, в восточных разрезах зоны в отложения грубеинской свиты вклинивается толща толеитовых базальтов с прослоями алевролитов и алевропелитов, относимая к кокпельской свите (O_1). На грубеинской свите согласно залегают тонкотерригенная харбейшорская свита (O_{2-3}) (С. В. Руженцевым и В. А. Аристовым (1998) описана под названием нелкинской), сложенная олигомиктовыми алевропесчаниками, алевролитами, серицит-хлоритовыми и кремнисто-глинистыми сланцами, фациально переходящими в кремнистые и черносланцевые образования молюдшорской свиты (O_{2-3}), расположенные в Лагортинской подзоне, непосредственно вблизи ГУР. Выше по разрезу расположены кремнистые осадки черногорской серии (O_2-C_1)¹ (Шишкин и др., 2002, 2005, 2007; Шишкин, 2003ф; Ремизов и др., 2009а,в). Далее по разрезу наблюдается карбонатно-терригенная флишевая формация (райизская и яйюская свиты), сформированная в карбоне (Елисеев, 1973; Салдин, 1993, 2005; Юдин, 1994) (рис. 1.1.3).

¹ Нерасчлененные образования молюдшорской, харотской, пагинской и няньворгинской свит объединяются в черногорскую серию (O_2-C_1).

Предгорный покров перекрывает Верхнехаротский, в его строении принимают участие образования погурейской, грубеинской и молюдшорской свит. Верхнепарнокско-Воравожский покров по своему внутреннему строению сходен с восточной частью Грубеинского покрова, сложен образованиями погурейской и грубеинской свит и молюдвожской свитой, и надвинут на Грубеинский покров. Приводораздельный покров отличается от Грубеинского присутствием в его составе мощной толщи основных вулканитов кокпельской свиты и многочисленных силлов долеритов орангьюганско-лемвинского комплекса (O_{1-2}). Грубешорская пластина перекрывает Предгорный и Верхнехаротский покровы, сложена основными вулканитами и их туфами с прослоями кремней грубешорской свиты (O_2-D_3) и на востоке граничит с зоной ГУР и зоной Хараматалоуского разлома. В составе Орангского покрова, слагающего одноименный аллохтон и надвинутого на Верхнехаротский покров, участвуют ранне-среднеордовикские парасланцы переменного серицит-альбит-кварц-хлорит-углеродистого состава и песчаники орангской свиты, а так же породы няньворгинской и яйюской свит (рис. 1.1.3). Игядейганская пластина сложена грубеинской, молюдшорской и грубешорской свитами и располагается в лежащем крыле Главного Уральского разлома южнее р. Пальниктывис (рис. 1.1.3).

Другими исследователями (Руженцев, Савельев, 1997; Руженцев, 1998; Руженцев, Аристов, 1998; Аристов, Руженцев, 2000; Тектоническая..., 2001) выделяется Западно-Лемвинский аллохтон, который соответствует Хайминскому покрову, и Восточно-Лемвинский аллохтон, в который включаются Погурейский (Главный или Фронтальный покров по М. А. Шишкину (1989)), Грубешорский и Нелкинский (Приводораздельный). В данной работе автор придерживается первой, более детальной тектонической иерархии М. А. Шишкина.

1.2 Центрально-Уральская мегазона

В пределах южной части Полярного сегмента Уральского орогена к Центрально-Уральской мегазоне относятся доуралиды Харбейского и Хараматалоуского блоков (рис. 1.1.1). Докембрийские метаморфические образования этих блоков имеют длительную историю изучения, начинающуюся с первой половины прошлого столетия. Исследованием стратиграфии, магматизма, тектоники и метаморфических преобразований занимались: О. О. Баклунд

(Баклунд, 1912), А. Н. Заварицкий (Заварицкий, 1932), А. В. Хабаков (Хабаков, 1945), К. Г. Войновский-Кригер (Войновский-Кригер, 1945), Ю. Е. Молдаванцев и А. С. Перфильев (Молдаванцев, Перфильев, 1962), Г. А. Кейльман (Кейльман, 1974), В. И. Ленных (Ленных, 1984), А. М. и Ю. И. Пыстины (Пыстин, 1994; Пыстина, Пыстин, 2002; Пыстин и др., 2005), В. А. Душин (Душин, 1997), Л. Н. Любоженко (Любоженко, 2003), Н. С. Уляшева (Кузнецова) (Кузнецова, 2008; Уляшева, 2010) и многие другие.

Харбейский блок находится в северной части Полярного Урала между габбро-гипербазитовыми массивами Сыум-Кеу и Рай-Из. В его состав включаются нижнепротерозойские эклогиты и амфиболиты харбейского комплекса, а так же обрамляющие их среднерифейские кристаллосланцы няровейской серии и взаимосвязанные с ними метагабброиды, метадолериты, мигматиты, плагиогнейсы и апогарцбургиты (рис. 1.2.1). Харбейский комплекс слагают четыре свиты (снизу вверх): марункеуская, лаптаюганская, ханмейхойская и париквасьшорская, а няровейскую серию две свиты: верхнехарбейская и минисейшорская (Пыстин, 1994; Душин 1997; Кузнецова, 2008; Уляшева, 2010). Породы харбейского комплекса сформированы в геодинамических обстановках, близких к западно-тихоокеанскому или островодужному типу с первоначальной стадией рифтогенеза континентальной коры (Кузнецова, 2008; Уляшева, 2010), а няровейской серии в обстановке вначале субконтинентального типа, а затем субокеанического, с магматическими породами, по геохимическим особенностям переходными от внутриплитных базальтов к базальтам СОХ и, частично, к островодужным толеитам (Прямоносов и др., 2001). От образований Западно-Уральской мегазоны Харбейский блок отделяет поверхность Няровейского разлома.

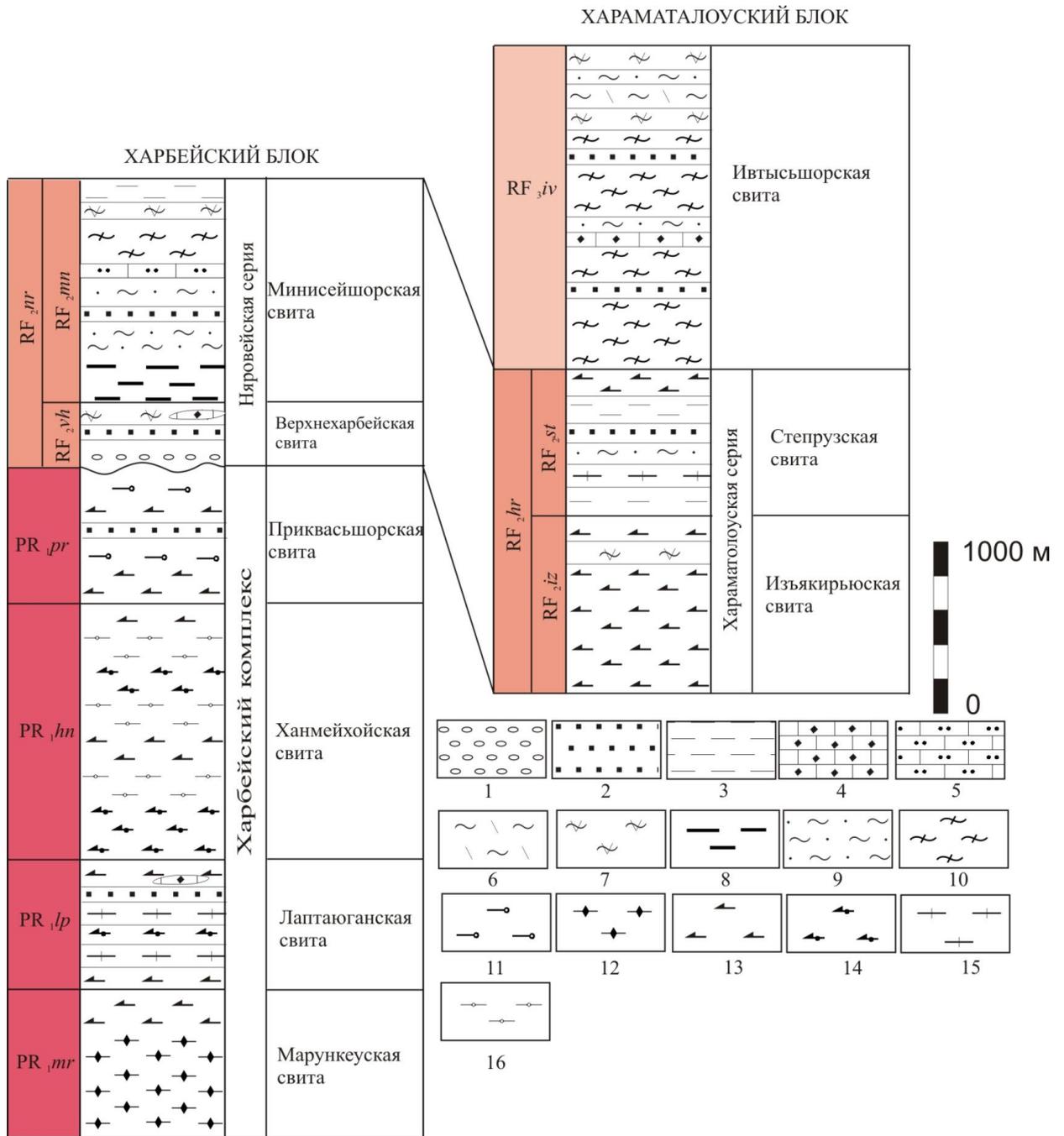


Рис. 1.2.1. Схема сопоставления разрезов Центрально-Уральской мегазоны, по (Душин, 1997; Любоженко 2003; Шишкин и др., 2005; Уляшева, 2010), с дополнениями автора.

1 – конгломераты; 2 – кварцитопесчаники; 3 – аргиллиты; 4 – мрамора; 5 – мраморизованные песчаные известняки; 6 – метариолиты и их метаморфизованные туфы и туфолавы; 7 – metabазальты и их метаморфизованные туфы и туфолавы; 8-10 – сланцы: филлитовидные (8), графитоидные хлорит-серицит-эпидот-кварцевые (9), кварц-хлорит-альбит-эпидотовые (10); 11 – дистен-ставролит-гранатовые кристаллосланцы; 12 – эклогиты; 13 – амфиболиты; 14 – гранатовые амфиболиты; 15 – плагиогнейсы; 16 – амфибол-гранат-слюдаые плагиогнейсы.

Хараматалоуский блок расположен между габбро-гипербазитовыми массивами Рай-Из и Войкаро-Сынинским (рис. 1.1.1). Метаморфические породы, вскрытые в пределах блока, объединяются в два комплекса, различающихся по степени и характеру метаморфических преобразований и деформированности

(рис. 1.2.1). В состав нижнего комплекса входят породы хараматалоуской серии (RF₂) и ассоциирующие с ними гранитогнейсы, метагаббро, метадолериты и включающиеся в разрез серии гондиты. Хараматалоуская серия состоит из двух свит: изъякирьюской, представленной амфиболитами, и степрузской, сложенной углеродсодержащими слюдяно-кварцевыми сланцами и кварцитами с прослоями амфиболитов. Верхний комплекс включает слабометаморфизованные вулканогенные и осадочные отложения ивтысьшорской свиты (RF₃) (Любоженко, 2003; Шишкин и др., 2005).

В составе Хараматалоуского блока в районе реки Средний Кечьпель нами выделена Хараматалоуская пластина, располагающаяся в подошве ГУР и представленная хараматалоуской толщей (степрузской свитой). Установлено, что субстратом для метаморфитов хараматалоуской толщи являлись вулканогенно-осадочные породы, и формирование вулканитов происходило во внутриплитной континентальной обстановке (Турков, Куликова, 2010).

Хараматалоуский блок отделен от палеозойских образований Лемвинского аллохтона Хараматалоуским разломом, к которому приурочен одноименный тектонический меланж. Скорее всего, разлом сформирован при меланжировании допалеозойских офиолитов Харотского гипербазитового массива, выявленного по результатам бурения на р. Харота, увал Качамыльк (Шишкин, Лапшин, 1996).

1.3 Тагило-Магнитогорская мегазона

На юге Полярного Урала в строении Тагило-Магнитогорской мегазоны участвуют метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования пальникшорской толщи, относимой нами к динамометаморфитам зоны ГУР, ультраосновные и основные породы массива Хордьюс и блока Дзеляю, также входящие в зону ГУР, габбро-гипербазитовые массивы Рай-Из и Войкаро-Сынинский, девонские гранитоиды Лагортинско-Кокпельского батолита и Малоуральские раннесилурийско(позднеордовикско?)-девонские вулканогенно-осадочные образования (рис. 1.1.1).

История изучения этих геологических объектов наиболее обширна, в разные годы исследования проводились: А. Н. Алешковым (Алешков, 1929), А. Н. Заварицким (Заварицкий, 1932), Г. А. Падалкой (Падалка, 1936), Ю. Е. Молдаванцевым и А. С. Перфильевым (Молдаванцев, Перфильев, 1962;

Модаванцев, 1973; Перфильев, 1968, 1979), Н. П. Лупановой (Лупанова, Маркин, 1964), В. Ф. Морковкина (Морковкина, 1967), А. А. и Г. Н. Савельевыми с соавторами (Савельева, Шляхова, 1970; Савельева, 1973, 1987, 2011; Савельев, Савельева, 1977; Савельев, Самыгин, 1979; Савельева, Щербаков, Денисова, 1980; Геохимия..., 1983; Савельева, Савельев, Перцев, 1995; Савельев, 1996, 1997; Савельева, Суслов, Ларионов, 2007; Савельева и др., 2008), Н. Л. Добрецовым (Добрецов, 1974; Петрология и метаморфизм..., 1977), В. И. Ленных и П. М. Вализером (Ленных, Пучков, Вализер, 1976; Ленных, Перфильев, Пучков, 1978; Ленных, Вализер, Пучков, 1979; Вализер, Ленных, 1988), Р. Г. Язевой и В. В. Бочкаревым (Язева, 1979; Язева, Бочкарев, 1984), А. А. Ефимовым и Т. А. Потаповой (Ефимов, 1984; Ефимов, Потапова, 1990, 2000; Потапова, 1990), В. Р. Шмелевым (Шмелев, Пучков, 1986; Шмелев, 1990, 2011), В. Н. Пучковым и др. (Строение..., 1990), А. М. Пыстиным (Пыстин, 1994), С. А. Куренковым и др. (Куренков, Диденко, Симонов, 2002), Д. Н. Ремизовым (Ремизов, 2004) и многими другими.

Тагило-Магнитогорская мегазона с запада ограничена зоной Главного Уральского разлома, его подошва сложена породами пальникшорской толщи, слагающей одноименную тектоническую пластину (рис. 1.3.1). Строение толщи и, в частности, разнообразных по составу комплексов глаукофановых сланцев в подошве толщи детально описано в ряде работ (Добрецов, 1974; Ленных, Пучков, Вализер, 1976; Петрология и метаморфизм..., 1977; Путеводитель..., 1978; Ленных, Перфильев, Пучков, 1978; Ефимов, 1984; Савельева, 1987; Вализер, Ленных, 1988; Потапова, 1990). В результате наших исследований выявлено, что толща начинается с пачки тонкопереслаивающихся зеленых и глаукофановых сланцев, и в целом представлена чередованием гранат-глаукофановых кристаллосланцев, амфиболитов, клиноцоизитовых и гранатовых амфиболитов, кристаллосланцев переменного состава, а также бластомилонитов. Установлено, что субстратом для метаморфитов пальникшорской толщи являлись вулканогенно-осадочные породы, причем формирование вулканитов происходило в островодужной обстановке (Турков, Куликова, 2010).

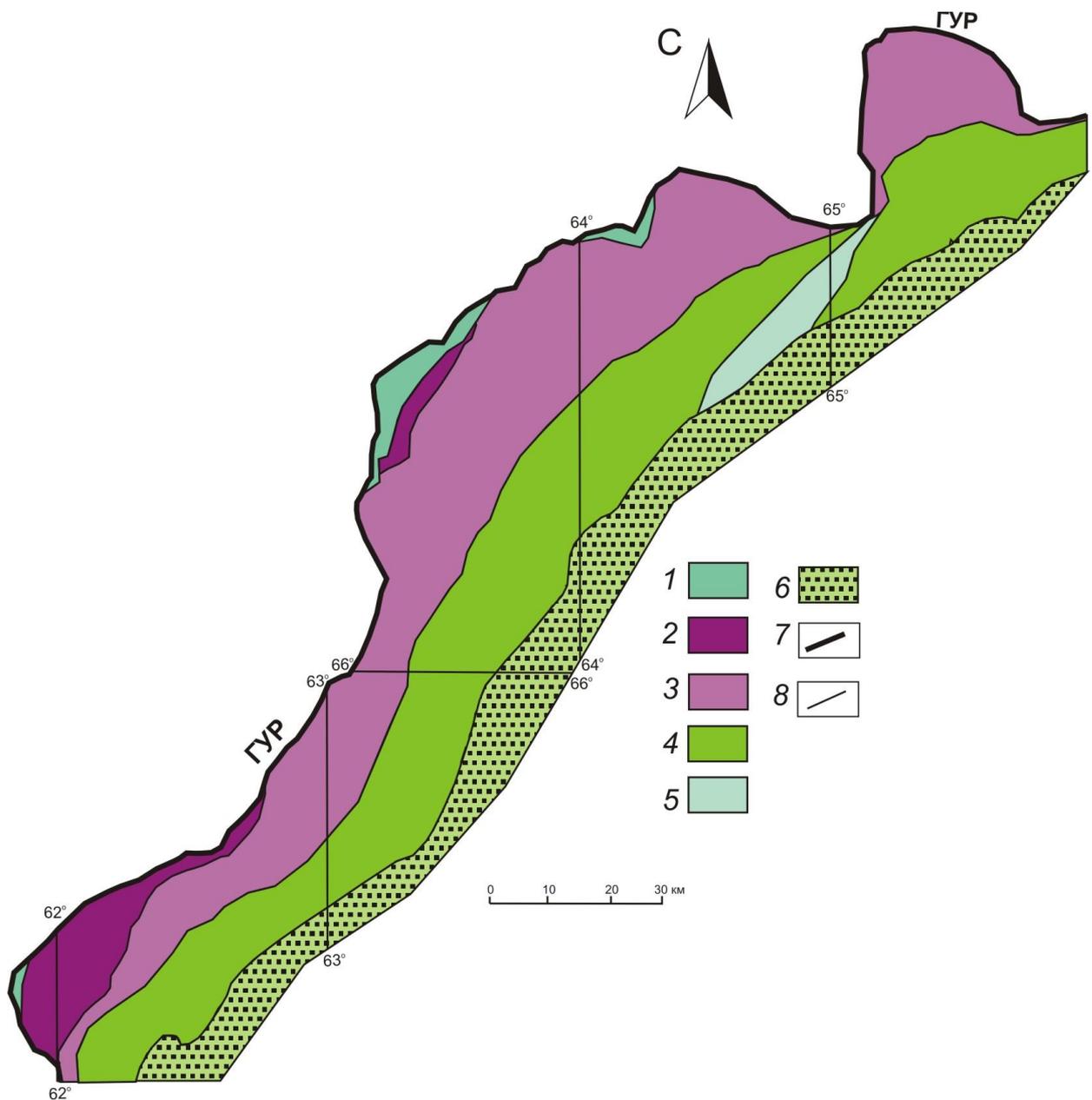


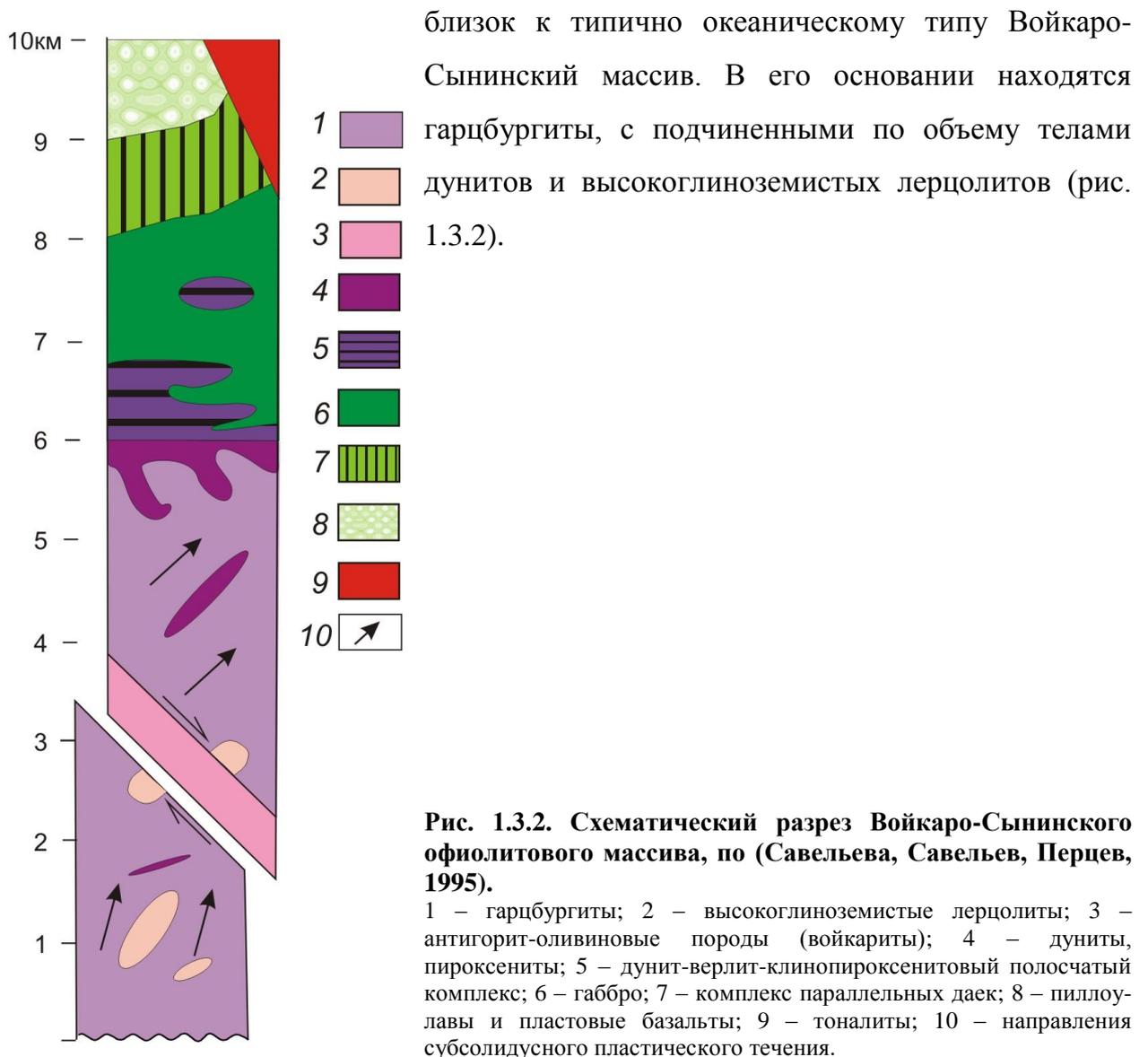
Рис. 1.3.1. Схема тектонического районирования Тагило-Магнитогорской мегазоны южной части Полярного Урала, по (Савельев, Савельева, 1977; Савельева, 1987; Ремизов и др. 2009а,б,в; Сычев, Куликова, 2012в).

1 – метаморфиты зоны Главного Уральского разлома (Пальникшорская пластина); 2 – Хордьюсская пластина – на севере, Дзеляюсская пластина – на юге; 3 – Пайерская пластина; 4 – Лагортинская пластина; 5 – Леньюсская пластина; 6 – мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 7 – висячее крыло зоны Главного Уральского разлома; 8 – прочие границы.

Выше по разрезу на дневную поверхность выходят породы массива Хордьюс и блока Дзеляю (Хордьюсская и Дзеляюсская пластины) (рис. 1.3.1), входящие в зону Главного Уральского разлома. По нашим наблюдениям, в их строении участвуют метаморфизованные в различной степени габброиды, гипербазиты, а также амфиболиты и гранат-клиноцоизит-амфиболовые кристаллосланцы, интерпретируемые Д. Н. Ремизовым как фрагменты древней океанической литосферы (Ремизов, 2004), и картируемые им же в составе дзеляюского комплекса

(Шишкин и др., 2002, 2007; Ремизов и др., 2009а,в). Строение блоков обсуждается в работах (Ленных, Пучков, Вализер, 1976; Савельев, Савельева, 1977; Путеводитель, 1978; Ленных, Вализер, Пучков, 1979; Ефимов, Рябкова, 1979; Ефимов, 1984; Савельева, 1987; Вализер, Ленных, 1988; Ефимов, Потапова, 1990, 2000; Потапова, 1990; Пыстин, 1994, Ремизов, 2004).

В Тагило-Магнитогорской мегазоне располагаются крупнейшие офиолитовые массивы Урала – Войкаро-Сынинский и Рай-Из. Они рассматриваются как фрагменты мантии и коры океанического типа, сформированные в задуговых и междуговых окраинных бассейнах (Савельев, Самыгин, 1979; Савельева, 1987 и др.). Их состав и строение похожи, но наиболее

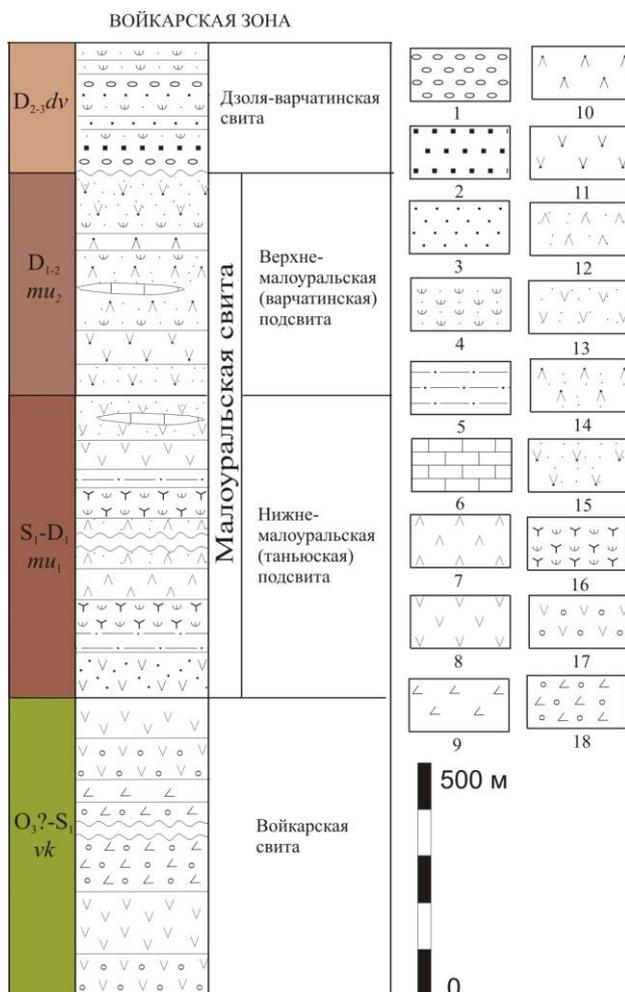


Вверх по структуре породы Войкаро-Сынинского офиолитового массива сменяются в следующей последовательности:

- райизско-войкарский дунит-гарцбургитовый комплекс;
- кэршорский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс;
- лагортаюский габбро-долеритовый комплекс параллельных даек.

Породы массивов входят в состав Пайерской и Леньюской пластин, последняя выделяется из-за наличия кэршорских габбро-амфиболитов в окружении палеостроводужных комплексов (рис. 1.3.1).

Выше залегают детально изученные породы Войкарского вулканоплутонического пояса (Лупанова, Маркин, 1964; Язева, Бочкарев, 1984), в которых выделяется Лагортинско-Кокпельский батолит и Малоуральские вулканогенно-осадочные образования, эти геологические единицы включаются в состав Лагортинской пластины (рис. 1.3.1). Лагортинско-Кокпельский батолит сложен тоналитами собского, гранитами янаслорского и монцодиоритами конгорского комплексов. Малоуральские стратифицированные образования представлены пиллоу-лавами войкарской свиты, дацитами, андезитами, андезибазальтами и их туфами с прослоями туфопесчаников и рифогенных известняков малоуральской



свиты, а так же конгломератами, гравелитами и туфопесчаниками дзюля-варчатинской свиты (рис. 1.3.3). Формирование пород пояса происходило в островодужной обстановке.

Рис. 1.3.3. Схема строения Войкарской зоны, по (Ремезов и др., 2009а,б,в).

1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3 – песчаники; 4 – туфопесчаники; 5 – алевролиты; 6 известняки; 7 – дациты; 8 – андезиты; 9 – андезибазальты; 10 – роговообманково-плагиоклазовые дациты; 11 – роговообманково-плагиоклазовые андезиты; 12-15 – туфы: дацитов (12), андезитов (13), роговообманково-плагиоклазовых дацитов (14), роговообманково-плагиоклазовых андезитов (15); 16 – туффиты; 17-18 – пиллоу-лавы: андезитов (17), андезибазальтов (18).

Глава 2. Геология зоны Главного Уральского разлома и его обрамления

Строение зоны Главного Уральского разлома изучалось нами на опорных участках массива Рай-Из, реки Средний Кечьпель, массива Хордьюс, реки Мокрая Сыня, блока Дзеляю, а также в районе сочленения офиолитовых и палеоостроводужных комплексов (река Лагортаю) (рис. 1.1.1). Участки расположены на всем протяжении южной части Полярного Урала.

Следует отметить, что породные ассоциации, относимые нами к зоне ГУР, ранее не включались в зону разлома, за исключением работ Ю. Е. Молдаванцева (Молдаванцев, Перфильев, 1962; Молдаванцев, 1973), в отличие от более южных районов (Карстен, 1989а,б; Петров, Пучков, 1994; Петров, 2006; Петров и др., 2009; Петров, Свяжина, Рыбалка, 2010 и др.).

Тектоника и структурные взаимоотношения геологических объектов, расположенных в осевой зоне южной части Полярного Урала, дискуссионны. Так, в 70-80-е годы XX века А. А. и Г. Н. Савельевы в строении Войкарского аллохтона выделили несколько покровов, в нижний из которых, Хулгинский, они включили метаморфизованную терригенно-вулканогенную толщу (пальникшорскую толщу в трактовке автора) с пропластками плагиогранитов и сменяющие ее к востоку апогаббровые амфиболиты (дзеляюский комплекс) хребта Хордьюс и района Дзеляю (Савельев, Савельева, 1977; Савельев, Самыгин, 1979; Савельева, 1987). В основании Хулгинского покрова они проводили ГУР. В. И. Ленных (Ленных, Пучков, Вализер, 1976; Ленных, Перфильев, Пучков, 1978; Ленных, Вализер, Пучков, 1979) западнее апогаббровых метаморфитов (дзеляюский комплекс) описывал полосу среднетемпературных бластомилонитов по полосчатым метагабброидам (пальникшорская толща). В. Н. Пучков (Пучков, 1979) объединил метаморфизованные терригенно-вулканогенные породы, протягивающиеся западнее офиолитовых массивов Полярного Урала, в лагортинский комплекс (пальникшорская, кокпельская, молюдшорская и грубешорская свиты). Именно в подошве этого комплекса он проводил ГУР. А. А. Ефимов и Т. А. Потапова вычленили из лагортинского комплекса полосу кристаллических сланцев (пальникшорский метавулкнитовый комплекс), образовавшуюся, по мнению этих авторов, по бимодальной базальт-риолитовой серии и имеющую с

метагабброидами хребта Хордьюс «припаянный» древний тектонический контакт. Главной поверхностью Уральского разлома они считают основание метавулканитовой толщи (Ефимов, Потапова, 1990; Потапова, 1990). А.М. Пыстин предложил объединить породы хребта Хордьюс (Северохордьюсский массив) и района Дзеляю (Южнохордьюсский массив) в хордьюсский гранулит-метабазитовый комплекс (пальникшорская толща и дзеляюский комплекс). В западном ограничении Южнохордьюсского блока он выделил полосу гранат-глаукофановых, эпидот-глаукофановых и различных низкотемпературных зеленых сланцев, образовавшуюся, по его мнению, в результате диафтореза высокотемпературных пород основного состава (Пыстин, 1994). Местоположение зоны ГУР им не было отражено. Д. Н. Ремизов сначала определил породы хребта Хордьюс и района Дзеляю как две самостоятельные структурные единицы – метаморфические комплексы Хордьюс и Дзеляю, проводя зону ГУР в западном ограничении последнего (Ремизов, 2004). В более поздней работе он объединил их в дзеляюский комплекс, который протягивается от верховья р. Дзеляю до верховья р. Средняя Лагорта (Шишкин и др., 2007).

Палеоконтинентальный сектор на этом участке Полярного Урала представлен Лемвинским аллохтоном и Хараматалоуской пластиной, а к палеокеанической области относятся Пальникшорская, Хордьюсская и Дзеляюская пластины и Войкарский аллохтон. По нашим данным ГУР в южной части Полярного Урала проходит в западном обрамлении вулканогенно-осадочных пород Пальникшорской пластины, отделяя палеоконтинентальные образования от палеокеанических (Сычев, Куликова, 2012в; Сычев, 2014).

Подошва Главного Уральского разлома (сместитель висячем крыле зоны ГУР) маркируется сложнопостроенной зоной тектонитов в районе массива Рай-Из и блока Дзеляю, а в районе рек Средний Кечьпель и Мокрая Сыня, а так же массива Хордьюс полосой глаукофановых и гранат-глаукофановых сланцев.

Ниже приводится краткая петрографическая характеристика изученных геологических объектов в рангах толщ, свит, комплексов и серий, а так же схемы их структурного положения.

2.1 Стратифицированные образования

Породы **няровейской серии (RF₂)** выходят на дневную поверхность во фронтальной зоне Райзского меланжа (рис. 2.1.1), где и изучались нами. Разрез няровейской серии слагают интенсивно деформированные переслаивающиеся углеродисто-кварцевые, биотит-мусковит-кварц-альбитовые, эпидот-кварц-хлорит-актинолит-альбитовые, апоалевритовые хлоритовые, зеленые аповулканогенные сланцы, а так же метапесчаники, кварциты, известковистые песчаники и мраморизованные песчанистые известняки (рис. 1.2.1).

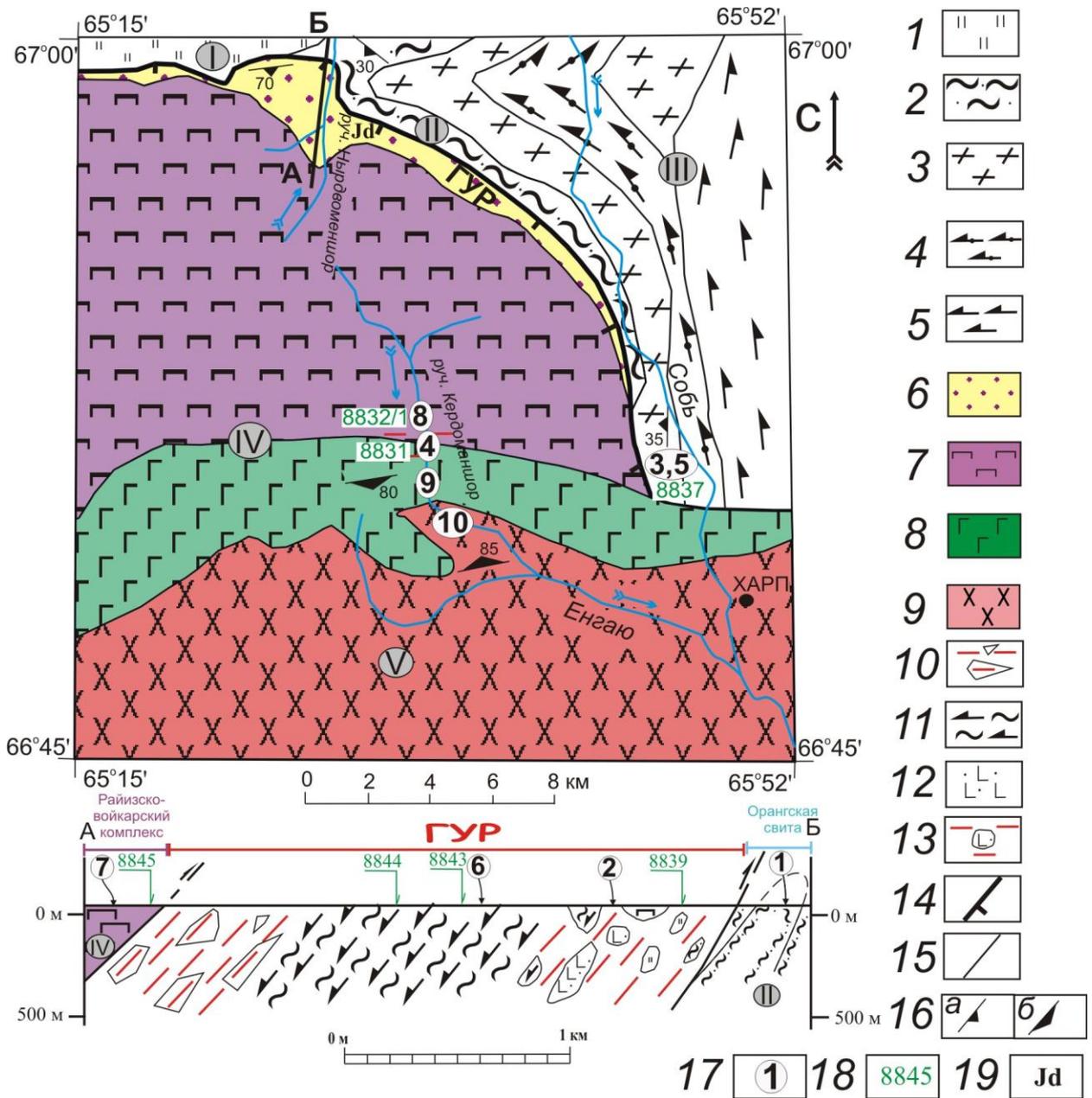


Рис. 2.1.1. Геологическая карта массива Рай-Из, по (Государственная..., 2007; Дергунов, Казак, Молдавонец, 1975), с дополнениями автора. Подписи к условным обозначениям см. на следующей странице.

1 – няньворгинская свита (D_2-C_1): фтаниты; 2 – орангская свита ($O_{1,2}$): серицит-альбит-кварц-хлоритовые сланцы; 3–4 – няровейская серия (RF_2): 3 – хлорит-эпидот-кварц-альбитовые кристаллосланцы; 4 – гранат-клиноцоизитовые амфиболиты; 5 – харбейский комплекс (PR_1): амфиболиты; 6 – зона Главного Уральского разлома (нерасчлененные образования); 7 – райизско-войкарский комплекс ($V_1?$): гипербазиты; 8 – кэршорский комплекс (O_3): габброиды; 9 – собский комплекс ($D_{1,2}$): диориты; 10–13 – зона ГУР: 10 – брекчированные и рассланцованные серпентиниты; 11 – амфиболовые кристаллосланцы; 12 – долериты, базальты и их туфы; 13 – серпентинитовый меланж; 14 – надвиги; 15 – разломы; 16 – элементы залегания: а – сланцеватости, б – полосчатости; 17 – места проведения замеров структурных элементов (цифры обозначают номер азимутальной проекции на рис. 3.1.11); 18 – точки отбора образцов для анализа анизотропии магнитной восприимчивости и их номера (азимутальные проекции приведены на рис. 3.2.1); 19 – проявления жадеитов.

Римскими цифрами в кружках обозначены: I – Верхнехаротский покров; II – Орангский покров (аллохтон); III – Харбейский блок; IV – Пайерская пластина; V – Лагортинская пластина.

В районе зоны Райизского меланжа наблюдаются эпидот-кварц-хлорит-актинолит-альбитовые кристаллосланцы (2.1.2а) и гранат-клиноцоизитовые амфиболиты (рис. 2.1.2б).

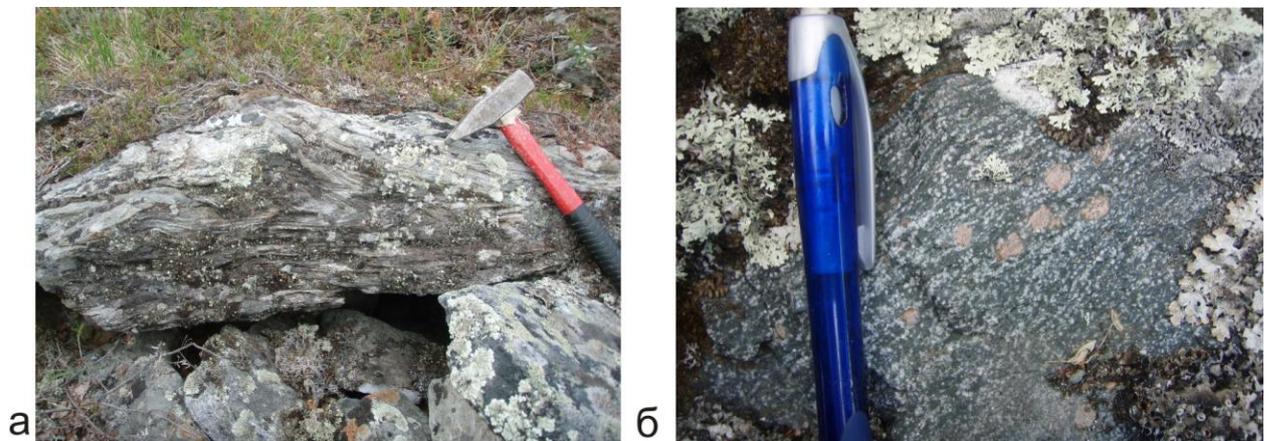


Рис. 2.1.2. Фотографии пород няровейской серии.

а – эпидот-кварц-хлорит-актинолит-альбитовый кристаллосланец смятый в изоклиналиную складку; б – полосчатый гранат-клиноцоизитовый амфиболит.

Породы няровейской серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, но встречаются участки эпидот-амфиболитового метаморфизма.

Возраст принимается условно, как среднерифейский по залеганию ниже мраморизованных известняков немурюганской свиты с микрофитолитами укского уровня верхнего рифея (Прямоносов и др., 2001).

Хараматалоуская толща (RF_2) исследовалась в районе реки Средний Кечьпель (рис. 2.1.3). Она сложена чередованием зеленых и углеродистых сланцев, а так же редкими прослоями амфиболитов (рис. 1.2.1). Основные разности пород толщи представлены хлорит-альбитовыми, кварц-углеродисто-графитоидными, графит-кварцевыми сланцами, гранат-эпидот-альбитовыми амфиболитами и на контакте с пальникшорской толщей наблюдается полоса эпидот-глаукофановых сланцев.

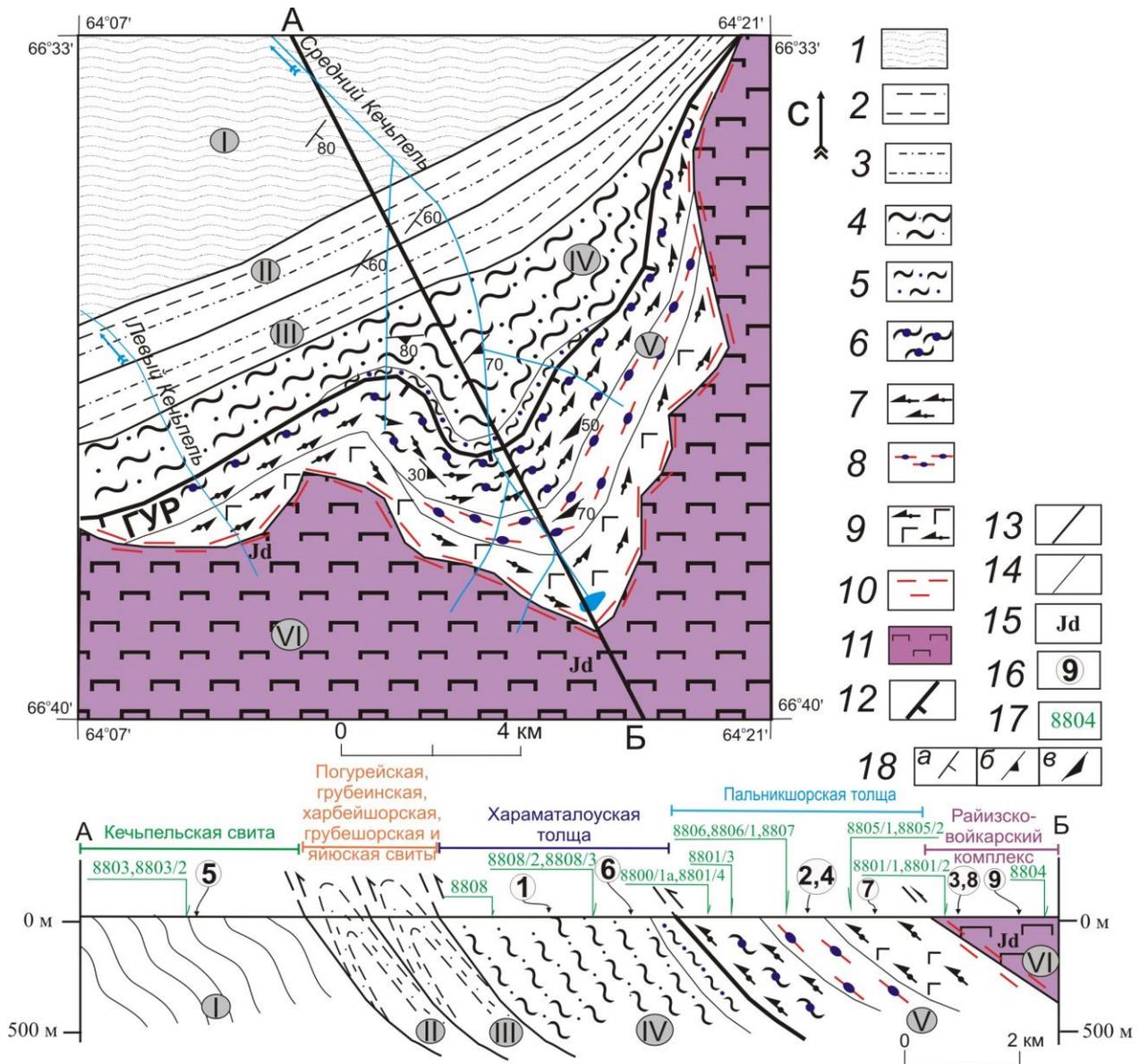


Рис. 2.1.3. Геологическая карта района реки Средний Кечумель, по (Путеводитель..., 1978; Ленных, Перфильев, Пучков, 1978), с дополнениями автора.

1 – кечумельская свита (C_3-P_1): флиш; 2-3 – погурейская (C_3-O_1), грубеинская (O_1), харбейшорская (O_{2-3}), грубешорская (O_2-D_3), яйюская (C_{1-3}) свиты; 2 – аргиллиты; 3 – алевролиты; 4-5 – хараматалоуская толща (RF_2): 4 – зеленые и углеродистые сланцы с прослоями амфиболитов; 5 – эпидот-глаукофановые сланцы; 6-9 – пальникшорская толща ($RF_3?$): 6 – гранат-глаукофановые кристаллосланцы; 7 – гранатовые амфиболиты; 8 – глаукофановые blastsмилониты; 9 – клиноцоизитовые амфиболиты с линзами метагабброидов; 10 – милониты; 11 – райизско-войкарский комплекс ($V_1?$): гипербазиты; 12 – надвиги; 13 – разломы; 14 – геологические границы; 15 – проявления жадеитов; 16 – места проведения замеров структурных элементов (цифры обозначают номер азимутальной проекции на рис. 3.1.13); 17 – точки отбора образцов для анализа анизотропии магнитной восприимчивости и их номера (азимутальные проекции приведены на рис. 3.2.3); 19 – элементы залегания: а – слоистости, б – сланцеватости, в – полосчатости.

Римскими цифрами в кружках обозначены: I – Западный покров; II – Верхнехаротский покров; III – Грубешорская пластина; IV – Хараматалоуская пластина; V – Пальникшорская пластина; VI – Пайерская пластина.

Зеленые сланцы имеют хлорит-альбитовый (хлорит 20-30 об. %, альбит 50-60 об. %, карбонат 0-10 об. %, амфибол 3-5 об. %) состав и отличаются отсутствием роговой обманки и граната. Структура преимущественно нематогранобластовая.

Кварц-углеродисто-графитоидные и графит-кварцевые сланцы – это темно-серые до черных тонкосланцеватые тонкозернистые породы. Графитоидное вещество (3-12 об. %) черное блестящее, от криптозернистых до чешуйчатых разностей, сгруппировано в микрослойки мощностью до 1мм, интенсивно перемятые и кливажированные. Кварц (70-90 об. %) тонкозернистый гранобластовый является главным минералом сланцев. Часто присутствует несдвойникованный чистый альбит, а также биотит и мусковит, изредка – гранат, хлорит, амфибол, карбонат, эпидот. Структура лепидогранобластовая.

Амфиболиты образуют довольно однородные пачки большой мощности. Мощность их уменьшается до десятков метров в случае переслаивания с графитоидно-кварцевыми сланцами. Это темно-зеленые, зелено-серые плотные массивные, либо полосчатые (с гнейсовидной текстурой) мелкозернистые породы. Изредка встречается миндалекаменная текстура, тяготеющая к контактам амфиболитов со сланцами. Минеральный состав характеризуется тремя компонентами – роговой обманкой (сине-зеленой, реже зеленой, переходной к актинолиту), эпидотом и альбитом, альбит-олигоклазом, присутствующими в породе в переменных количествах при общем небольшом преобладании роговой обманки либо альбита (30-60 об. %) и подчиненном – эпидота (10-30 об. %), что позволяет выделять меланократовые и лейкократовые разности. Помимо них, в породе часто встречаются хлорит (до 10 %) и гранат (до 5 %), гораздо реже карбонат (до 5 %) и клиноцоизит (до 5 %). Рудные минералы (до 2 %) представлены сфеном, лейкоксеном, пиритом, халькопиритом, реже магнетитом. Структура гранобластовая, нематогранобластовая, лепидонематогранобластовая, местами мелкоочково-порфиробластическая за счет пойкилобластов альбита и граната.

Породы хараматалоуской толщи метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, но встречаются участки эпидот-амфиболитового метаморфизма.

Возраст хараматалоуской толщи условно принимается среднерифейским по ее нижележащему положению по отношению к ивтысьшорской свите (RF₃) в районе блока Хараматалоу, охарактеризованной микрофаунистически (Шишкин и др., 2005). Изотопный возраст цирконов из плагиогранитов кывомшорского

комплекса, прорывающих образования хараматалоуской толщи, составляет 521 ± 2 млн. лет (определение Ю.Л. Ронкина U-Pb методом по единичным цирконам), также указывает, по крайней мере, на раннекембрийский или докембрийский возраст самой хараматалоуской серии (Шишкин и др., 2005). Необходимо отметить, что в образованиях, относимых ранее к хараматалоуской серии, были обнаружены единичные конодонты родов *Palmatolepis* и *Polygnathus* (Прямоносков и др., 2001), что дало основание авторам выделить их в качестве устьворгашорской толщи позднедевонского возраста, а также высказать предположение о палеозойском возрасте всех метаморфизованных образований. Учитывая эти факты, мы полагаем, что к толще отнесены как заведомо протоуральские, так и более молодые – уральские комплексы.

Подстилающие свиту образования в районе неизвестны.

Породы **пальникшорской толщи (RF₃?)** исследовались в районе рек Средний Кечьпель (рис. 2.1.3) и Хаймадью (рис. 2.1.5) и наиболее детально на стратотипическом разрезе по ручью Пальникшор (рис. 2.1.4).

В результате исследования выявлено, что толща сложена переслаивающимися зелеными и глаукофановыми сланцами, гранат-глаукофановыми кристаллосланцами, амфиболитами, клиноцоизитовыми и гранатовыми амфиболитами, кристаллосланцами переменного состава и бластомилонитами. Соотношение породных разностей приведено на схемах к опорным участкам (рис. 2.1.3, 2.1.4, 2.1.5).

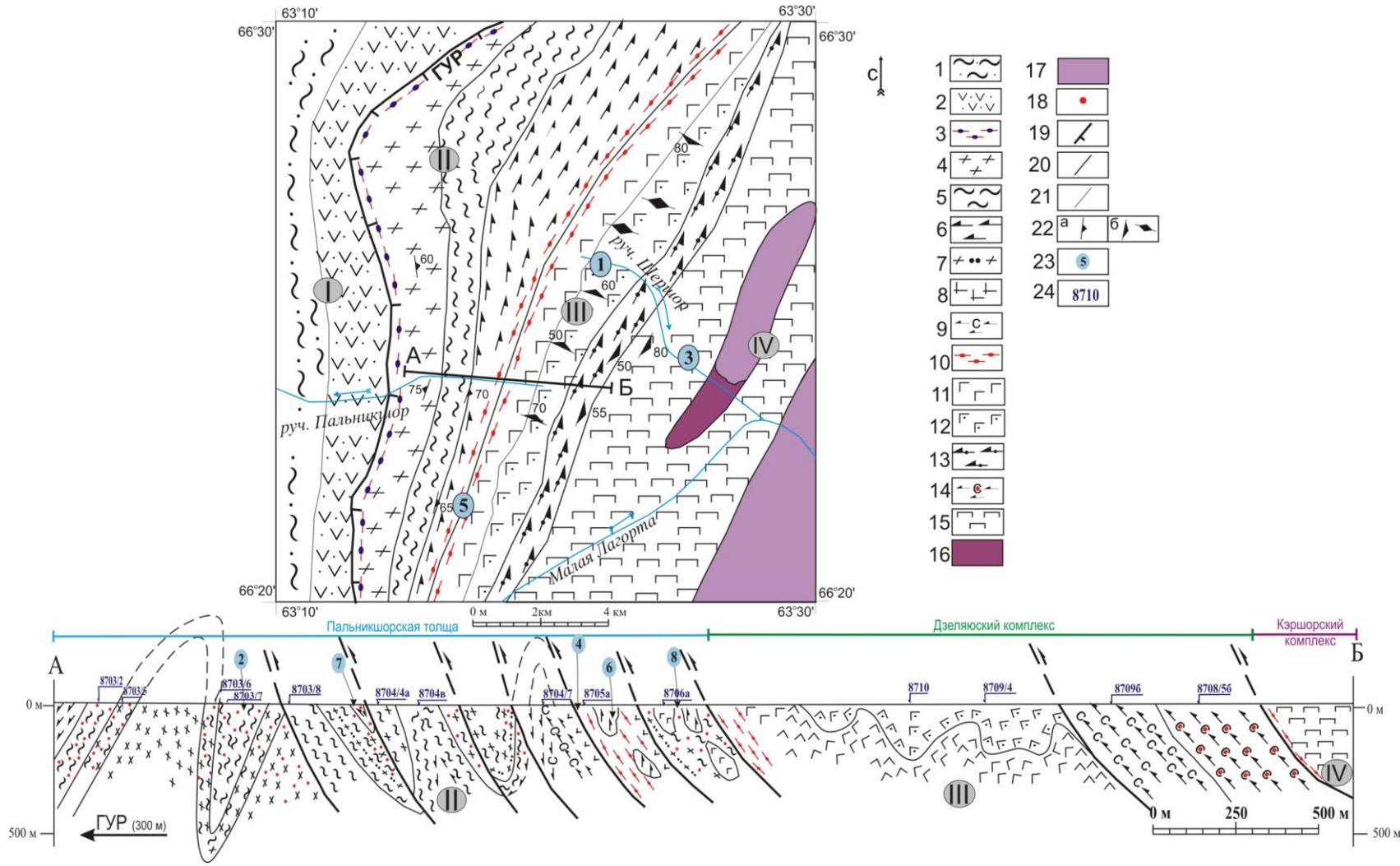


Рис. 2.1.4. Геологическая карта массива Хордью, по (Путеводитель..., 1978), с дополнениями автора.

1-2 – молюдшорская свита ($O_{2,3}$): 1 – плагиоклаз-кварц-хлоритовые сланцы; 2 – туфы среднего состава; 3-10 – пальникшорская толща ($RF_3?$): 3 – глаукофановые сланцы; 4 – амфибол-эпидот-кварц-альбитовые кристаллосланцы; 5 – альбит-хлорит-актинолитовые сланцы; 6 – амфиболиты; 7 – метапесчаники; 8 – плагиограниты; 9 – клиноцоизитовые амфиболиты (также распространены в дзеляюском комплексе); 10 – blastsмилониты; 11-14 – дзеляюский комплекс ($V_1?$): 11 – габбронориты; 12 – метагабброиды и друзиты; 13 – гранатовые амфиболиты; 14 – гранат-клиноцоизит-амфиболовые кристаллосланцы; 15 – кэршорский комплекс (O_3): амфиболлизированные дуниты, верлиты, клинопироксениты, габбро; 16-17 – райизско-войкарский комплекс ($V_1?$): 16 – дуниты; 17 – гарцбургиты; 18 – гранат; 19 – надвиги; 20 – разломы; 21 – геологические границы; 22 – элементы залегания: а – сланцеватости, б – полосчатости; 23 – места проведения замеров структурных элементов (цифры обозначают номер азимутальной проекции на рис. 3.1.5); 24 – точки отбора образцов для анализа анизотропии магнитной восприимчивости (азимутальные проекции приведены на рис. 3.2.7), термобарометрических расчетов (результаты приведены в табл. 4.5) и их номера. Римскими цифрами в кружках обозначены: I – Игдейеганская пластина; II – Пальникшорская пластина; III – Хордьюсская пластина; IV – Пайерская пластина.

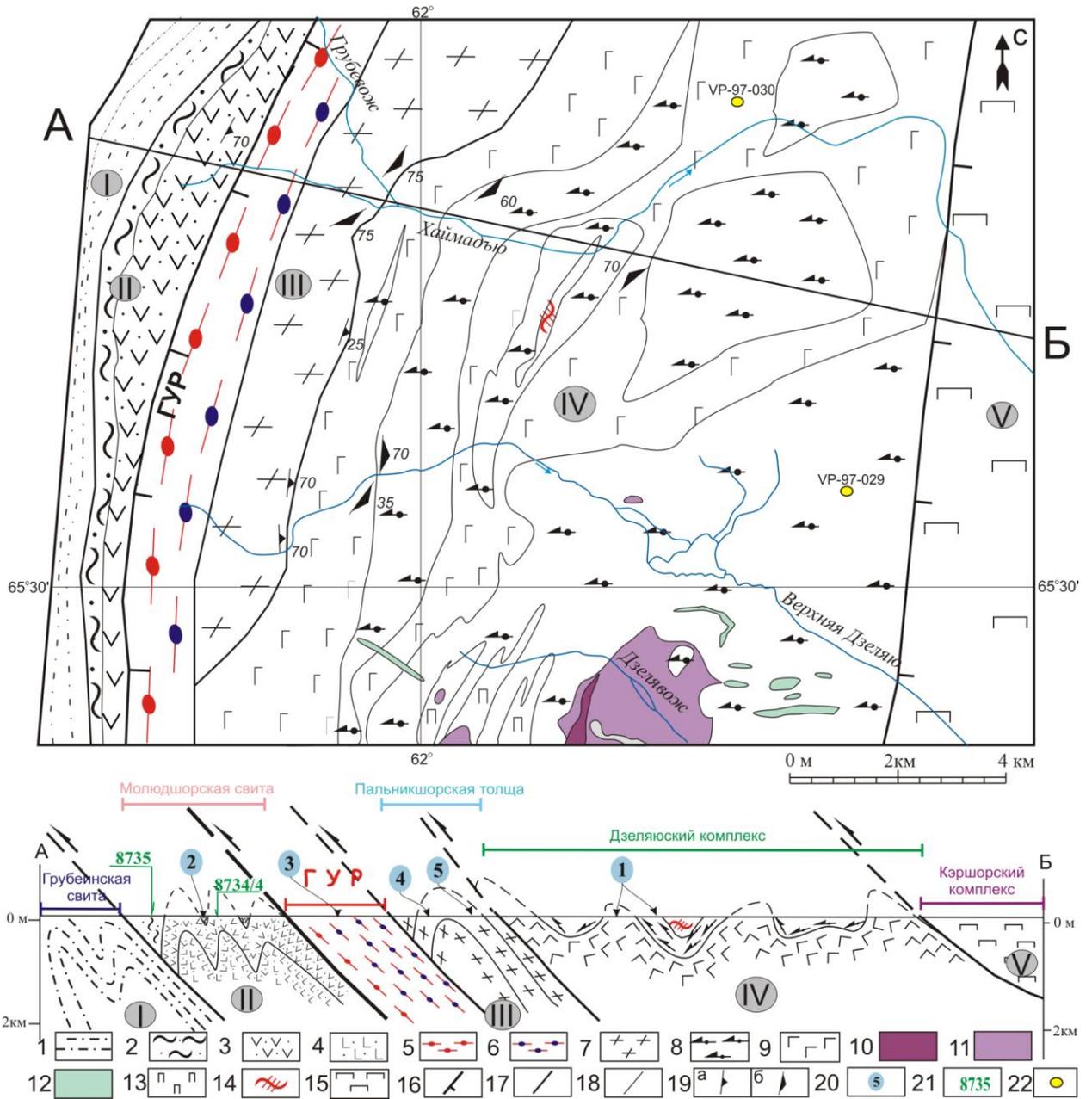


Рис. 2.1.5. Геологическая карта блока Дзеляю, по (Ремизов, 2004), с добавлениями автора.

1 – грубеинская свита (O_1): алевролиты; 2-4 – молдюшорская свита ($O_{2,3}$): 2 – плагиоклаз-кварц-хлоритовые сланцы; 3 – туфы среднего состава; 4 – туфы основного состава; 5-6 – ГУР: 5 – blastomylonites; 6 – глаукофановые сланцы; 7 – пальникшорская толща ($RF_3?$): гранат-амфибол-кварц-альбитовые кристаллосланцы; 8-14 – дзеляюский комплекс ($V_1?$): 8 – гранатоподобные амфиболиты; 9 – габбронориты и метагабброиды; 10 – дуниты; 11 – гипербазиты; 12 – дайки долеритов; 13 – роговообманковые пегматоиды; 14 – двупироксеновые гранулиты; 15 – кэршорский комплекс (O_3): дуниты, верлиты, клинопироксениты, габбро 16 – надвиги; 17 – разломы; 18 – геологические границы; 19 – элементы залегания: а – сланцеватости, б – полосчатости; 20 – места проведения замеров структурных элементов (цифры обозначают номер азимутальной проекции на рис. 3.1.17); 21 – точки отбора образцов для анализа анизотропии магнитной восприимчивости и их номера (азимутальные проекции приведены на рис. 3.2.7); 22 – точки отбора проб на изотопное датирование и их номера.

Римскими цифрами в кружках обозначены: I – Приводороздельный покров; II – Игдейеганская пластина; III – Пальникшорская пластина; IV – Дзеляюская пластина; V – Пайерская пластина.

Глаукофановые сланцы и гранат-глаукофановые кристаллосланцы (рис. 2.1.6а, 2.1.7) развиты в подошве Главного Уральского разлома в районе реки

Средний Кечьпель и массива Хордьюс, так же там и в районе реки Хаймадью наблюдаются зоны бластомилонитизации (рис. 2.1.6б).

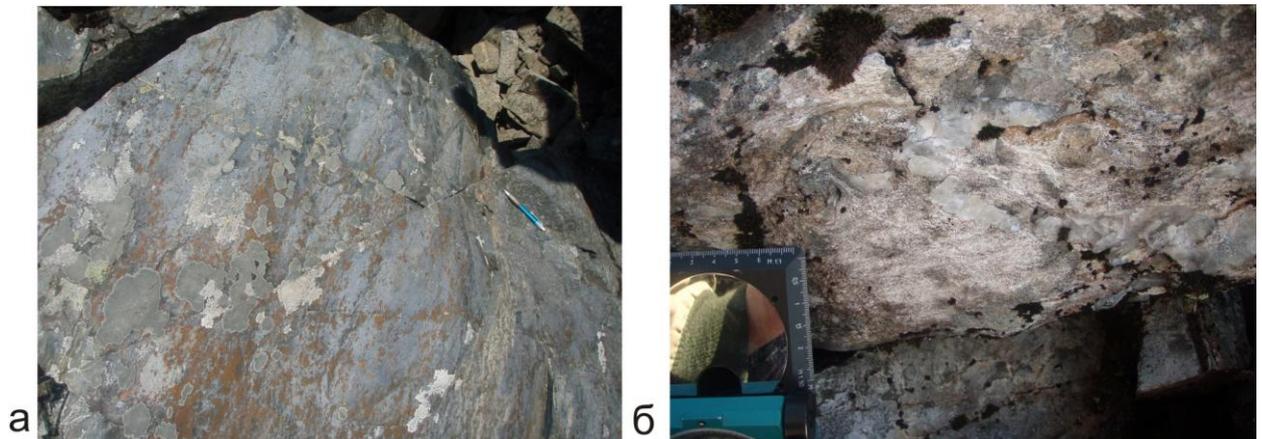


Рис. 2.1.6. Фотографии пород пальникшорской толщи (р. Средний Кечьпель).
а – гранат-глаукофановый кристаллосланец; б – зона бластомилонитизации.

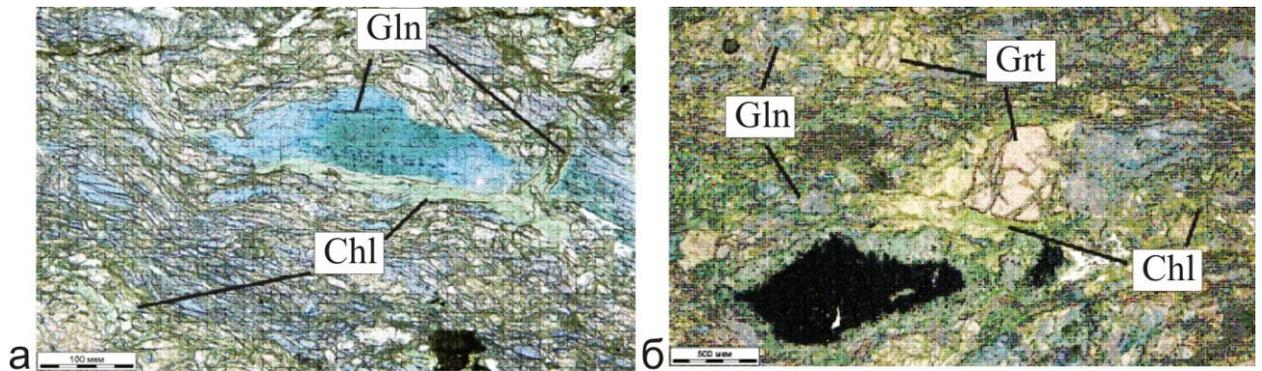


Рис. 2.1.7. Микрофотографии шлифов из подошвы Главного Уральского разлом² (николи II). Шлифы К. А. Туркова.

а – глаукофановый сланец (обр. Т06); б – гранат-глаукофановый кристаллосланец (обр. Т04). Глаукофан замещается хлоритом.

Клиноцоизитовые амфиболиты – породы зеленого до темно-зеленого цвета, мелкозернистые со сланцеватой текстурой и нематобластовой структурой (рис. 2.1.8а). Основным минералом является сине-зеленый амфибол (барруазит), формирующий призматически удлинённые зерна (75 об. %), в меньшем количестве содержатся короткостолбчатые кристаллы клиноцоизита (25 об. %), отмечаются зерна рутила и кварца.

² Англоязычные аббревиатуры минералов здесь, и далее по (Whitney, Evans, 2010).

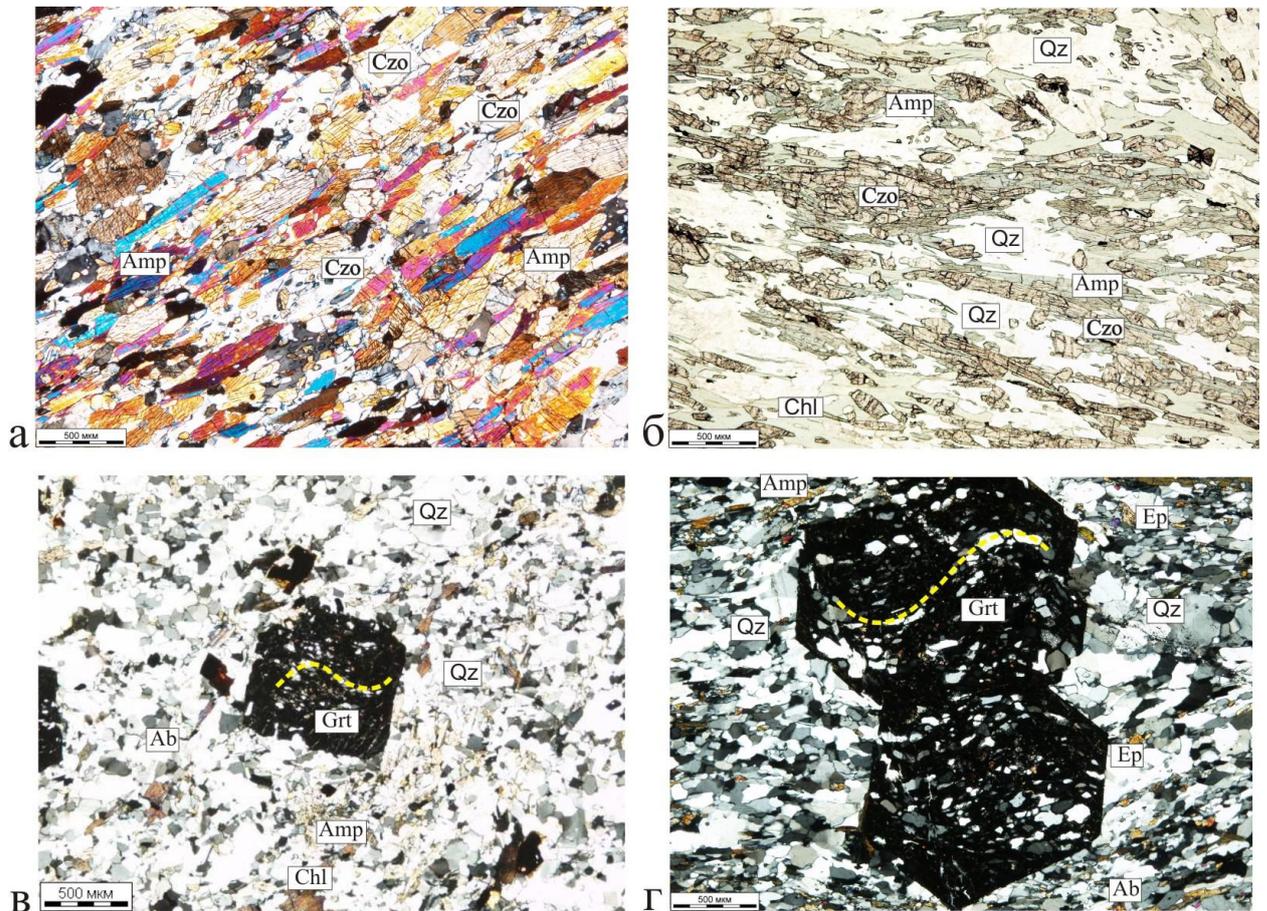


Рис. 2.1.8. Микрофотографии шлифов разновидностей пород пальникшорской толщи.

а – клиноцоизитовый амфиболит, николи +, (обр. 8704/7); б – клиноцоизит-хлорит-амфибол-кварцевый кристаллосланец, николи II, (обр. 8703/8); в – гранат-альбит-кварц-хлорит-амфиболовый кристаллосланец, в пойкилобластих граната наблюдается структура снежного кома позднего метаморфического парагенезиса, николи +, (обр. 8703); г – гранат-эпидот-амфибол-альбит-кварцевый кристаллосланец, в пойкилобластих граната так же наблюдается структура снежного кома позднего метаморфического парагенезиса, николи +, (обр. 8703/5).

Клиноцоизит-хлорит-амфибол-кварцевые кристаллосланцы (55 мас. % SiO_2)³ – мелкозернистые зеленовато-серые сланцеватые породы с лепидонематогранобластовой новообразованной структурой, хотя участками сохранилась реликтовая крупнопсефитовая литокластическая структура. Реликты обломков, хорошо диагностируемые по огрулой форме, замещены мелкозернистым агрегатом хлорита или эпидота. Новообразованный парагенезис представляет собой агрегат удлиненных зерен кварца, клиноцоизита и синезеленого амфибола (рис. 2.1.8б).

Гранат-амфиболовые и гранат-альбит-кварц-хлорит-амфиболовые кристаллосланцы (содержание SiO_2 от 49 до 53 мас. %) слагают в разрезе пальникшорской толщи довольно однородные пачки до 10 м мощностью, которая

³ Химические составы пород толщи приведены в приложении 1.

уменьшается до первых сантиметров в случае переслаивания с мезо- и лейкократовыми разностями. Это темно-зеленые, зелено-серые до черных плотные или сланцеватые, участками микроплоччатые метаморфически располосованные мелкозернистые породы иногда с реликтами миндалекаменной текстуры. Структура пород пойкилобластовая с нематогранобластовой, лепидонематогранобластовой структурой основной массы (рис. 2.1.8в). В минеральном составе преобладает амфибол (сине-зеленый, реже зеленый, переходный к актинолиту), на долю которого приходится 30-60 об. %, эпидот с альбитом (10-30 об. %), что позволяет выделять меланократовые и лейкократовые разности. Помимо них в породе часто встречаются хлорит (до 10 %) и гранат альмандинового состава, местами хлоритизированный (до 20 %), реже развиты карбонат (менее 10 %), мусковит, а также кварц. Гранат формирует порфиробласты от 1 до 3 мм, с пойкилитически захваченными зернами амфибола, эпидота и альбита, а также ильменита. Рудные минералы представлены ильменитом, рутилом, титанитом, пирротином, пиритом, халькопиритом, редко встречаются магнетит, содержание этих минералов обычно не превышает 2-4 об. %, иногда наблюдается более обильная вкрапленность сульфидов (до 8-10 об. %).

Гранат-эпидот-амфибол-альбит-кварцевые кристаллосланцы (содержание SiO_2 от 64 до 68 мас. %) – это зеленовато-серые, бело-серые мелкозернистые линейно-полосчатые породы. Для них характерны пойкилобластовая, иногда бластопорфировая с гранонематобластовой структуры, основная масса имеет лепидогранобластовую структуру (рис. 2.1.8г). В составе породы преобладают кварц и альбит (более 50 % объема), в меньшей степени развит сине-зеленый амфибол (барруазит), клиноцоизит, иногда мусковит и хлорит, из второстепенных минералов отмечаются рутил и титанит. Бластопорфиры альбита имеют удлиненно-таблитчатую форму, определяют реликтовую бластопсаммитовую структуру пород. Порфиробласты граната от 0,5 до 3 мм в поперечнике составляют от 8 до 15 % от объема породы. Захваченные ими мелкие зерна кварца, альбита, клиноцоизита, реже амфибола формируют внутри них изогнутые цепочки, характерные для синтектонического роста минерала. Для пальникшорского разреза характерны пачки мощностью 0,8-1,5 м, в которых чередуются мезократовые и лейкократовые гранат-эпидот-амфибол-альбит-кварцевые кристаллосланцы. В

зависимости от содержания кварца с альбитом и темноцветных минералов эти породы меняют свой состав от мезо- до лейкократового. Мезократовые породы содержат большее количество амфибола, который обычно образует тонкие (от 1 до 3 мм толщиной) полосы внутри лейкократовой матрицы. А в пачках, где полосы амфибола развиты более интенсивно, порода имеет менее кислый состав.

Плагииграниты (плагииомигматиты, SiO_2 74-76 мас. %). Формируют линзы (более мощные – от 25 м длиной и 7 м шириной до 2 м длиной и 0.5 м шириной; мелкие тела – 0.5 м длиной 0.1 м шириной, 0.1 м длиной и 0.02 м шириной), а также жилки и прослои, конкордантные вмещающим зеленым сланцам и амфиболитам. Порода полнокристаллическая среднезернистая, кварц и плагиоклаз составляют 90 % объема породы, клиноцоизит и псевдоморфно замещенный биотит – 10 об. %. Структура пород катакластическая цементная или порфиروبластовая с лепидогранобластовой основной массой. Порфиробласты альбита и кварца (до 2 мм в поперечнике) расположены в кварц-альбитовой основной массе (0.3-0.7 мм зерна). Удлиненные призмы клиноцоизита (0.22-0.05 мм) локализуются согласно общей гнейсовидности породы. В интерстициях кварца и альбита развиты чешуйки слюды – мусковит-хлоритовые полосчатые псевдоморфозы по биотиту. Для слюды и полевого шпата характерны структуры типа кинк-бэнд.

Некоторые элементы строения метаморфизованных образований толщи и участками сохранившиеся реликтовые осадочные структуры позволяют сделать вывод о вулканогенно-обломочном генезисе субстрата пальникшорской толщи. Субстрат являлся бимодальной вулканогенной ассоциацией базальтоидов и дацитов, чередующихся с их туфами, а также полимиктовыми песчаниками и алевролитами. По химическому составу (см. прил. 1) метаморфиты основного состава соответствуют базальтам, трахибазальтам и андезибазальтам (концентрация SiO_2 варьирует от 48.92 до 55.14 %). Породы низкокалиевые, умеренноглиноземистые ($al^* = 0.64-0.81$), по содержанию титана выделяются весьма низкотитанистые (0.62-0.72 мас. % TiO_2) и низкотитанистые (-до умереннотитанистых) разновидности (1.10-1.73 мас. % TiO_2). Метаморфиты кислого состава (гранат-эпидот-амфибол-альбит-кварцевые кристаллосланцы) по соотношению петрогенных компонентов на диаграмме Неелова реконструируются

как дациты и полимиктовые алевролиты (Турков, Куликова, 2010). Породы низкокалиевые и низкотитанистые (0.49-0.83 мас. % TiO_2), высокоглиноземистые ($al^{\wedge}=1.6-1.92$). Плаггиомигматиты (плаггиограниты) по составу являются крайне низкотитанистыми (0.28-0.42 мас. % TiO_2) и весьма высокоглиноземистыми ($al^{\wedge}=4.14-5.11$) разновидностями. Все породы толщи являются низкостронциевыми (Sr от 72 до 161 г/т), что в несколько раз ниже, чем в апогаббровых амфиболитах массива Хордьюс.

Возраст толщи, согласно дополнению в Полярно-Уральскую серийную легенду (Галиуллин и др., 2009ф), условно принимается позднерифейским по аналогии со сходными по положению в структуре, отчасти степени метаморфизма и составу породами ивтысьшорской свиты. На Северном и Приполярном Урале, в пределах Западно-Тагильской СФЗ, выделяется позднеордовикский пальникшорский базальтовый комплекс, включающий в себя выйскую и пальникшорскую свиты (Карстен, 1989б; Дембовский и др., 2000ф; Водолазская и др., 2002ф). Но он отличается от Полярно-Уральского тем, что это не контрастная толща; располагается восточнее зоны ГУР и офиолитового шва, собственно как и породы Платиноносного пояса Урала, которые он обрамляет; в северных районах Урала очень много водотоков с названием Пальникшор (ручей, текущий по горелому месту) из-за чего возникает путаница в названии подразделений.

Однако вероятно, что этот комплекс пород, выделяемый как толща, является не стратиграфическим подразделением, а тектонической единицей, включающей в себя подвергшиеся интенсивному динамометаморфизму различные толщи бимодальной вулканогенной ассоциации, их формирование, возможно, начиналось в океанической рифтогенной, а продолжалось уже в островодужной обстановке (Куликова, Турков, 2010), что не противоречит данным предшественников (Ефимов, Потапова, 1990, 2000; Потапова, 1990).

Орангская свита (O₁₋₂) изучалась в северной (фронтальной) части Райизского меланжа в районе ручья Нырдьвоменшор (рис. 2.1.1). Разрез свиты, в целом, достаточно однообразен: переслаивание зеленовато-серых песчаников, алевропесчаников, измененных до парасланцев переменного серицит-альбит-кварц-хлоритового состава, полосчатых, серицит-хлорит-кварц-углеродистых сланцев, кварц-хлорит-серицитовых апоалевролитовых сланцев, с единичными

прослоями темно-серых углеродсодержащих известковистых песчаников и песчанистых известняков (рис. 1.1.3).

В долине ручья Нырдовоменшор наблюдается чередование серицит-хлорит-кварц-углеродистых, хлорит-альбит-углерод-кварцевых и кварц-углеродистых сланцев.

Отложения свиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Возраст образований – ранний-средний ордовик, определен на основании находок среднеордовикской фауны (криноидеи и конодонты) и согласного залегания на отложениях раннего аренига (грубеинской свиты) (Прямоносов и др., 2001). Ряд исследователей, основываясь на определениях конодонтов (Руженцев, Аристов, 1998; Аристов, Руженцев, 2000), считают, что породы орангской свиты накапливались в фамене-позднем карбоне. Однако, скорее всего, образцы с девонскими конодонтами были взяты из пород няньворгинской и яйюской свит, перекрывающих орангскую свиту и характеризуют более верхнюю часть разреза.

Отложения **молюдшорской свиты (O₂₋₃)** исследовались в районе рек Мокрая Сыня (рис. 2.1.9), Хаймадюю и Грубевож (рис. 2.1.5).

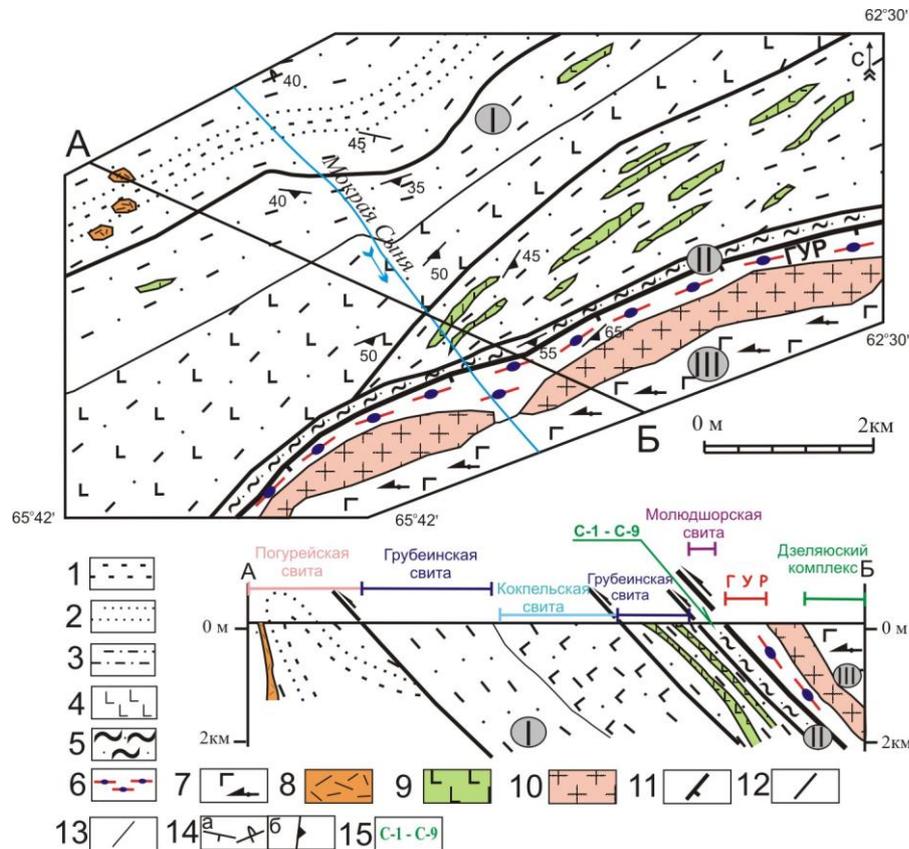


Рис. 2.1.9. Геологическая карта района реки Мокрая Сыня. Составлена автором по полевым материалам М. А. Шишкина 2007 г.

Подписи к условным обозначениям см. на следующей странице.

1-3 – погурейская свита (C_3-O_1): 1 – гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; грубеинская свита (O_1): алевролиты; 4 – кокпельская свита (O_1): базальты; а также алевролиты 5 – молюдшорская свита (O_{2-3}): плагиоклаз-кварц-хлоритовые сланцы; 6 – ГУР: глаукофановые сланцы; 7 – дзеляюский комплекс ($V_1?$): метагабброиды и гранатовые амфиболиты; 8 – пожемский комплекс (C_3-O_1): риолиты; 9 – орангьюганско-лемвинский комплекс (O_{1-2}): долериты; 10 – погурейский комплекс (C_3-P_1): плагиограниты; 11 – надвиги; 12 – разломы; 13 – геологические границы; 14 – элементы залегания: а – слоистости, б – сланцеватости; 15 – точки отбора образцов для анализа анизотропии магнитной восприимчивости и их номера (азимутальные проекции приведены на рис. 3.2.7).

Римскими цифрами в кружках обозначены: I – Приводораздельный покров; II – Игядейганская пластина; III – Дзеляюская пластина.

Детально разрез изучен в районе реки Мокрая Сыня. Породы сланцеватые, имеют полосчатую текстуру (рис. 2.1.10), обусловленную полосами развития по плоскостям сланцеватости серицит-хлоритового мелкочешуйчатого и плагиоклаз-кварцевого зернистых агрегатов. Крупные кристаллы плагиоклаза определяют порфировидную структуру.



Рис. 2.1.10. Тектонизированные породы молюдшорской свиты («зеленые полосатики», р. Мокрая Сыня).

Породы характеризуются переменным составом и переслаиваются между собой. Нами выделяются серицит-хлорит-кварцевые, плагиоклаз(An_{35-40})-кварцевые и серицит-хлорит-амфибол-кварцевые сланцы, которые образованы по вулканитам среднего-основного состава (Сычев, 2008). На соседних территориях вдоль зоны ГУР свита представлена измененными базальтоидами, переслаивающимися с фтанитами, кремнями, углеродистыми глинисто-кремнистыми и глинистыми породами, песчаниками; местами существенную роль играют туфы дацитов и риолитов, туфогенно-осадочные породы, туффиты, редко песчанистые известняки. Из-за чешуйчатого строения сопоставление отдельных элементов разреза в разобщенных районах весьма затруднено.

Отложения свиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Возраст свиты принят в интервале среднего-позднего ордовика ввиду большого числа находок ордовикских конодонтов (Шишкин и др., 2002, 2005).

Кечьпельская свита (С₃-Р₁) изучалась в стратотипических разрезах по реке Средний Кечьпель (рис. 2.1.3). По литологическим и текстурным особенностям образования свиты представляют собой типичный граувакковый флиш. Это довольно однообразная толща, состоящая из ритмичного переслаивания полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (рис. 1.1.3). Подчиненное значение имеют углистые алевролиты и аргиллиты. В основании ритмов наблюдаются слои песчаников от 0.8 до нескольких метров, затем зернистость обломочных пород постепенно уменьшается до аргиллитовой размерности. Граница последующего ритма, как правило, резкая, часто со следами микроразмыва. Для обломочных пород кечьпельской свиты характерен полимиктовый состав. Песчаники, от мелкозернистых до среднезернистых, представляют собой плотные породы серого или темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Алевролиты – темно-серые до черных тонкослоистые или листоватые породы, образующие взаимные переходы к песчаникам и аргиллитам. Аргиллиты и глинистые сланцы представляют собой темно-серые и черные неясно слоистые или сланцеватые породы.

Возраст кечьпельской свиты длительное время считался раннепермским. Это обосновывалось находкой в ее типовом разрезе на р. Кечьпель К. Г. Войновским-Кригером еще в 1947 г. флористических остатков раннепермского возраста. В последние годы в разрезе кечьпельской свиты, собраны конодонты позднего карбона (Салдин, 1996, 2005). По мнению В. Н. Пучкова верхний возрастной предел свиты ограничивается артинским ярусом нижней перми, так как в ее разрезе отсутствуют мощные толщи полимиктовых песчаников, характерные для кунгурских отложений талатинской свиты (Пучков, 1979).

2.2 Интрузивные образования

В пределах Тагило-Магнитогорской мегазоны исследовался **дзеляюский комплекс (V₁)** в районе ручья Шершор, реки Малая Лагорта (рис. 2.1.4), а так же рек Хаймадью и Грубевож (рис. 2.1.5).

Массив Хордьюс разграничивается на западную зону, представленную высокостронциевыми двупироксеновыми метагабброидами, и восточную,

сложенную низкостронцевыми гранатовыми амфиболитами (Ефимов, Рябкова, 1979; Ефимов, 1984; Ефимов, Потапова, 1990, 2000; Потапова, 1990). Рассмотрим петрографические особенности пород, слагающих данный массив, структурное положение которых представлено на рисунке 2.1.4.

Реликтовые магматические породы. Из сохранившихся магматических пород наиболее широко распространены габбронориты⁴ (двупироксеновые габбро-гранулиты согласно А.А. Ефимову и Т.А. Потаповой, 1990, 2000). Они имеют полосчатую и линейно-полосчатую либо линзовидно-полосчатую текстуру, обусловленную переслаиванием меланократовых и лейкократовых прослоев. Структура пород габбровая средне- и мелкозернистая, иногда порфировидная (рис. 2.2.1).

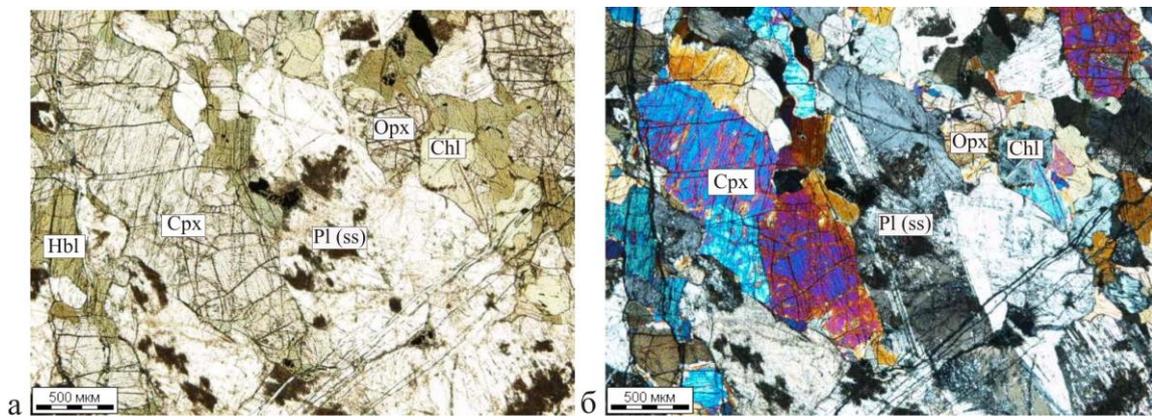


Рис. 2.2.1. Микрофотографии шлифа габбронорита с порфировидной структурой (обр. 8707/3).

а – николи II; б – николи +.

Главные минералы представлены клино- и ортопироксеном, плагиоклазом, в меньшей степени первичным амфиболом и титаномagnetитом, среди акцессорных минералов отмечается апатит, из вторичных – амфибол, более кислый плагиоклаз, иногда хлорит, клиноцоизит и парагонит.

Менее широко распространены оливиновые метагабброиды с гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой. Они сложены клинопироксеном, сосюритизированным плагиоклазом, а также оливином, псевдоморфно замещенным хлоритом. Зерна оливина оторочены келифитовыми каймами роговой обманки.

Метагаббро имеют реликтовую гипидиоморфнозернистую и новообразованные гранонематобластовую и коронитовую структуры (рис. 2.2.2).

⁴ Химические составы пород комплекса приведены в приложении 2.

Текстура метагабброидов линейно-полосчатая, вследствие чередования лейкократовых и меланократовых зон либо наличия тонколинзовидных скоплений цветных минералов или крупных овоидальных выделений пироксенов с оторочкой из амфибола и эпидота. В породах сохранились первичные минералы: клинопироксен, частично амфибол (в оторочках) и участками плагиоклаз. Вокруг кристаллов клинопироксена развита многослойная коронитовая оторочка, состоящая из каймы первичного амфибола (сохранился только вокруг некоторых индивидуумов клинопироксена), нескольких каем вторичного амфибола с вростками кварца размером до 10 мкм, каймы клиноцоизита с червеобразными тонкими выделениями кварца размером до 10 мкм. Ширина каевок составляет примерно 100 мкм. По плагиоклазу частично развит симплектитовый агрегат из кислого плагиоклаза, клиноцоизита и парагонита. Титаномagnetит полностью замещен титанитом и частично хлоритом. Рутил и иногда халькопирит образуют мелкую вкрапленность в темноцветных минералах. Породу пересекают тонкие наложенные прожилки хлорита и серпентина.

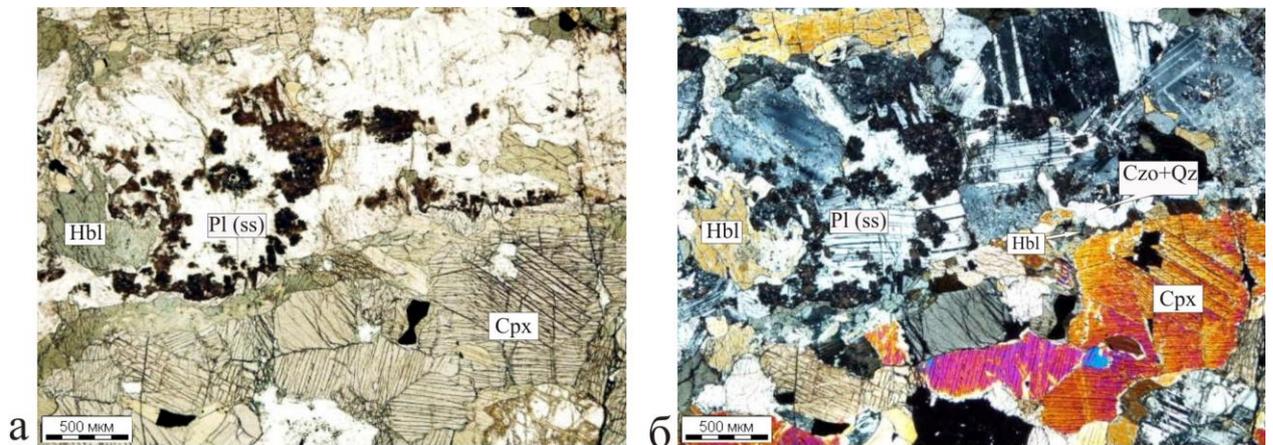


Рис. 2.2.2. Микрофотографии шлифа метагаббро с порфиroidной структурой, в которой наблюдаются элементы новообразованной коронитовой (обр. 87106).

а – николи II; б – николи +.

Друзиты (метагаббро) имеют коронитовую, участками нематобластовую структуру, такситовую (линзовидно-полосчатую) текстуру. Сложены крупными овоидальными выделениями крупного клинопироксена, окруженными сложной короной амфибола и граната, в некоторых разновидностях метагаббро отмечаются однослойные гранатовые короны с симплектитовыми прорастаниями шпинели вокруг зерен клинопироксена и титаномagnetита (рис. 2.2.3). Между

темноцветными полосами наблюдается агрегат зерен сосюритизированного плагиоклаза (An_{39}) с равномерно рассеянным клиноцоизитом.

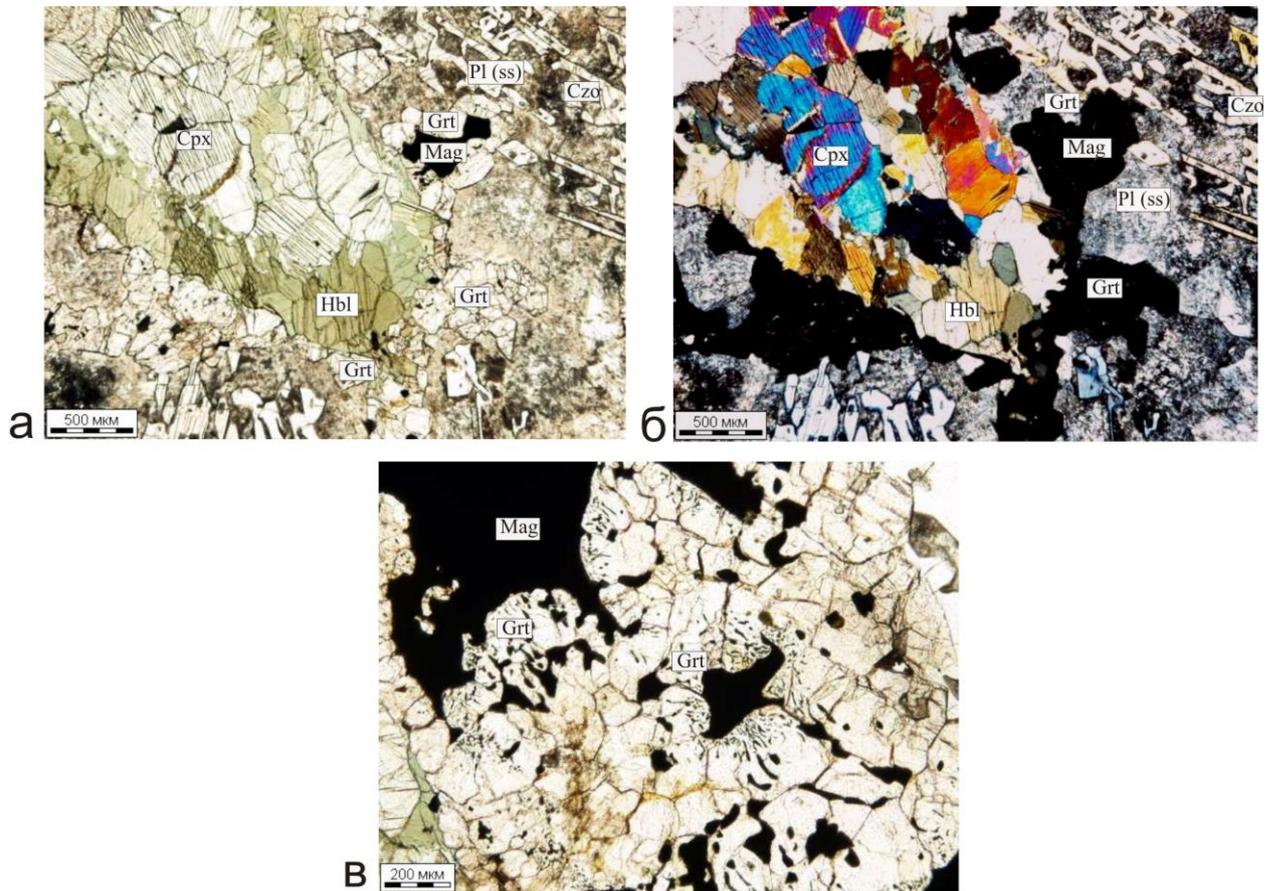


Рис. 2.2.3. Микрофотографии шлифа метагаббро с бластопорфировой структурой, в которой наблюдаются элементы новообразованной друзитовой (обр. 8709/5).

Нематобластовый агрегат зерен клинопироксена с каймой роговой обманки, на некоторых участках между каймой роговой обманки и сосюритизированным плагиоклазом наблюдаются тонкие каймы граната, в матрице сосюритизированного плагиоклаза – вроски клиноцоизита (а, б); вокруг магнетита иногда развиты симплектитовые срастания магнетита с гранатом (в). а, в – николи II; б – николи +.

Гранат-клиноцоизит-амфиболовые кристаллосланцы наиболее широко развиты вдоль восточного края массива Хордьюс.

Они имеют такситовую текстуру, обусловленную пересечением клиноцоизит-амфиболового линейно-полосчатого матрикса клиноцоизит-скаполит-гранатовыми полосами различной мощности (рис. 2.2.4). Метаморфическая полосчатость в кристаллосланцах осложняется прерывистыми, иногда ветвящимися и изгибающимися дендритовидными скоплениями идиобластовых зерен граната, участками распавшихся на отдельные порфиробласты. Структура пород порфиробластовая с гранонематобластовой основной массой (рис. 2.2.5).



Рис. 2.2.4. Гранат-клиноцоизит-амфиболовый кристаллосланец около границы с кэрсорским комплексом, аллювиальный обломок.

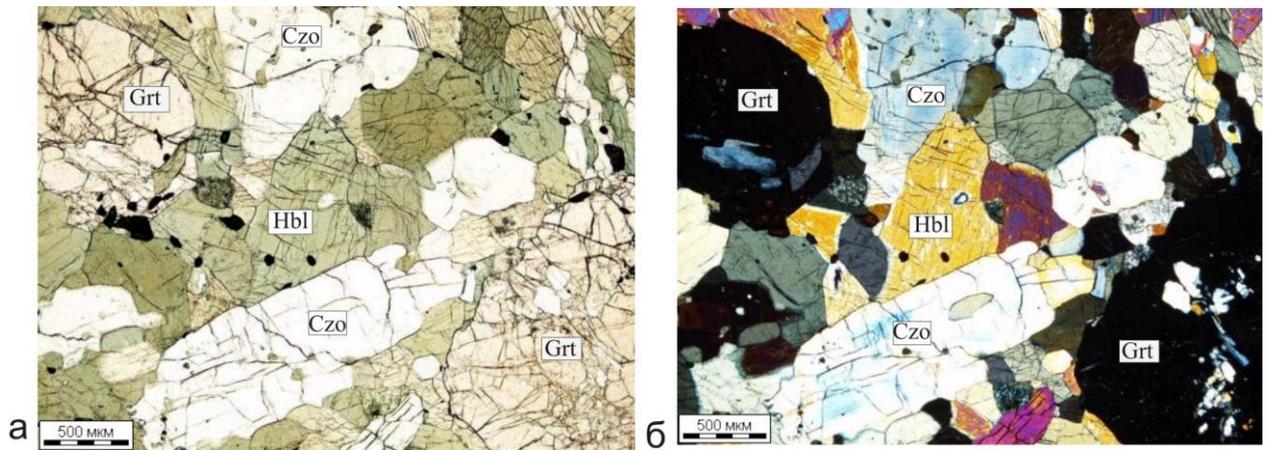


Рис. 2.2.5. Микрофотографии шлифа гранат-клиноцоизит-амфиболового кристаллосланца с порфиробластовой структурой и гранонематобластовой основной массой (обр. 8708/56). а – николи II; б – николи +.

Клиноцоизитовые амфиболиты с нематобластовой структурой и линейно-полосчатой текстурой сложены призматическими зернами амфибола с рассеянными в нем отдельными крупными зернами клиноцоизита (рис. 2.2.6).

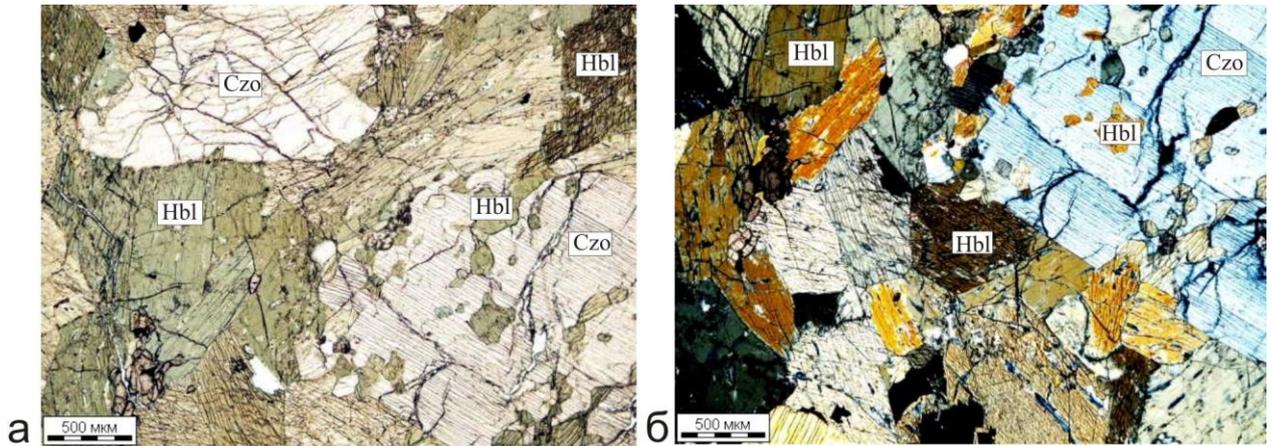


Рис. 2.2.6. Микрофотографии шлифов клиноцоизитового амфиболита с граноматобластовой структурой.

а – николи II (обр. 8709б); б – николи + (обр.5702/1).

В породах **блока Дзеляю** были выявлены следующие петрографические разности пород: дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и плагиоклазовые лерцолиты, вебстериты, верлиты, пироксеновые горнблендиты, габбронориты, двупироксеновые гранулиты, амфиболиты и гранат-клиноцоизит-амфибо-плагиоклазовые кристаллосланцы (рис. 2.1.5).

Гипербазиты пользуются достаточно широким распространением. Дуниты и гарцбургиты имеют панидиоморфную, реже келифитовую структуру, массивную текстуру (рис. 2.2.7). Обычно они слабо изменены, и только в некоторых разновидностях отмечается значительная серпентинизация и тремолитизация оливина. В разновидностях с келифитовой структурой последняя обусловлена обрастанием оливина ортопироксеном. Количество ортопироксена не превышает 15 об. %. Рудный минерал, представленный магнетитом, широко распространен в наиболее измененных разновидностях и локализуется вдоль тонких извилистых трещин, а также слагает отдельные мелкие зерна.

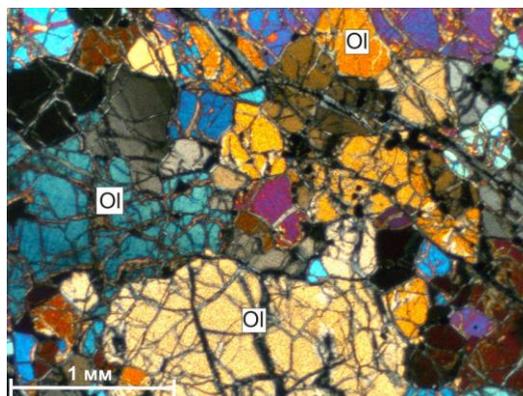


Рис. 2.2.7. Микрофотография шлифа дунита (обр. 525/1) с панидиоморфнозернистой структурой (николи +). Шлиф Д. Н. Ремизова.

Лерцолиты и плагиоклазовые лерцолиты характеризуются келифитовой структурой, обусловленной наличием кайм ортопироксена вокруг оливина и далее клинопироксен-шпинелевых симплектитов вокруг ортопироксена (рис. 2.2.8). Каймы ортопироксена обычно неширокие (0.2-0.3 мм), в то время как симплектиты слагают основную массу породы. В породах наблюдаются отдельные зерна клинопироксена и редкие плагиоклаза. Оливин представлен частично серпентинизированными изометричными кристаллами. Ортопироксен определен как энстатит (En_{73-81}), а клинопироксен как диопсид ($Ged_{8-21-23}$). В краевых частях диопсид замещается актинолитом. Плагиоклаз сосюртитизирован и по составу отвечает битовнит-анортиту (An_{86-92}). Шпинель зеленого цвета и представлена плеонастом без примеси хрома.

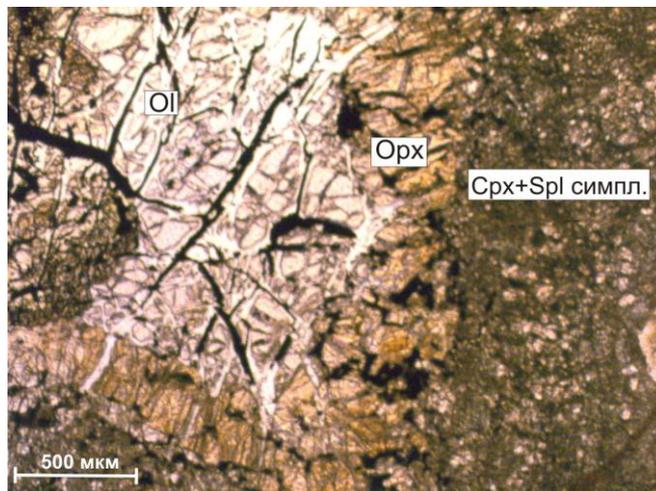


Рис. 2.2.8. Микрофотография шлифа лерцолита (обр. 529/2) с келифитовой структурой (николи II). Шлиф Д. Н. Ремизова.

Вебстериты имеют панидиоморфную равномернозернистую структуру. Размер зерен пироксенов от 0.2 до 1 мм. Клинопироксен несколько преобладает над ортопироксеном, их примерные количественные соотношения 60:40. Породы в основном без вторичных изменений, отмечена лишь слабая амфиболизация пироксенов. В качестве акцессорного минерала присутствует небольшое количество магнетита.

Шпинелевые амфиболсодержащие вебстериты обладают мелкозернистой порфирированной структурой, обусловленной наличием крупных (до 2 мм) идиоморфных кристаллов ортопироксена, выделяющихся на фоне мелкозернистой (0.2-0.5 мм) основной массы, состоящей из идиоморфных кристаллов клинопироксена, ортопироксена и амфибола. Амфибол содержится в количестве

10-12 об. %. Иногда отмечаются каймоподобные обособления клинопироксена вокруг ортопироксена. Около 5 % объема породы сложено клинопироксен-шпинелевыми симплектитам. В интерстициях между пироксенами и амфиболом находятся мелкозернистые агрегаты шпинели и магнетита размером от 0.1 до 0.4 мм, в количестве 10-12 об. %.

Верлиты слабосерпентинизированы, характеризуются аллотриоморфнозернистой структурой. Текстура пород полосчатая, обусловлена наличием оливинных и клинопироксеновых полос шириной до 2-3 мм. Как оливин, так и диопсид представлены ксеноморфными, часто удлиненной формы зернами размером от 0.2 до 1 мм, редко до 2 мм. В качестве акцессорного минерала присутствует магнетит.

Пироксеновые горнблендиты имеют панидиоморфную структуру, полосчатую текстуру, выраженную в чередовании полос развития амфиболов и пироксенов. Породы не подвержены вторичным изменениям. Кристаллы амфибола и клинопироксена имеют идиоморфный облик, их размер от 0.2 до 2 см. Амфибол представлен плеохроирующей в зеленых тонах обыкновенной роговой обманкой (60-80 об. %).

В пределах полосы, сложенной породами основного состава, выделяется несколько видов пород. Габбронориты являются наиболее распространенными и характеризуются габбровой среднезернистой, равномернозернистой структурой (рис. 2.2.9). Орто- и клинопироксены постоянно находятся в реакционных взаимоотношениях, слагая агрегаты зерен в интерстициях между идиоморфными кристаллами плагиоклаза. Иногда отмечается обрастание ортопироксена клинопироксеном, но чаще отдельные контактирующие друг с другом кристаллы пироксенов находятся в гломеровидных скоплениях. Ортопироксен обладает отчетливым плеохроизмом в розовых-зеленоватых тонах, что позволяет относить его к железистым разновидностям. Клинопироксен представлен диопсидом. По краям зерен пироксенов иногда развивается амфибол (актинолит), слабо плеохроизующий в зеленоватых тонах. Плагиоклаз идиоморфен и по составу отвечает анортиту (An_{90-95}), изредка по которому развивается клиноцоизит. Породы обычно изменены слабо, но в отдельных случаях наблюдаются интенсивные изменения, выраженные в значительной амфиболизации пироксенов и почти

полной сосюритизации плагиоклаза. Такие разновидности приближаются по своим петрографическим характеристикам к амфиболитам.

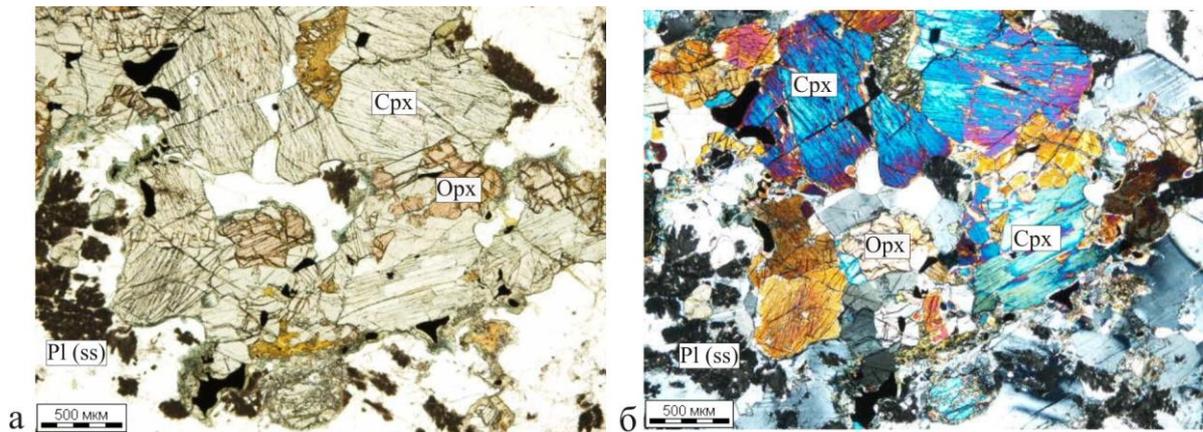


Рис. 2.2.9. Микрофотографии шлифа габбронорита с габбровой и структурой с элементами гипидиоморфнозернистой (обр. 5708). Шлиф К. В. Куликовой.

а – николи II; б – николи +.

Помимо габброноритов в пределах рассматриваемой территории отмечаются двупироксеновые основные гранулиты (рис. 2.2.10). Эти породы характеризуются линзовидно-полосатой текстурой, лейкократовые и меланократовые линзы и полосы четко обособлены друг от друга. Лейкократовая часть сложена почти исключительно плагиоклазом, меланократовая – пироксенами, шпинелью и магнетитом, реже встречается амфибол. Плагиоклаз образует гипидиоморфные короткопризматические кристаллы размером 0.1-1 мм и представлен анортитом. Меланократовые линзы и полосы имеют четкое зональное строение. В их центре располагаются вытянутые параллельно полосатости гломеровидные скопления гиперстена. Кристаллы гиперстена размером 0.1-1 мм, идиоморфны и характеризуются отчетливым плеохроизмом в розовато-зеленоватых тонах. Величина таких гломеровидных скоплений (тяжей) различна от 0.2 до 1.5 см по длинной оси при ширине 0.5-1.5 мм. Гиперстеновые тяжи обрамлены клинопироксен-магнетитовыми и клинопироксен-шпинелевыми, иногда гиперстен-магнетитовыми симплектитами. Ширина симплектитовой каймы составляет 0.3-1 мм, в некоторых случаях в ее пределах присутствуют мелкие (0.1-0.3 мм) гипидиоморфные кристаллы амфибола, замещающего клинопироксен, однако количество его невелико и составляет первые проценты.

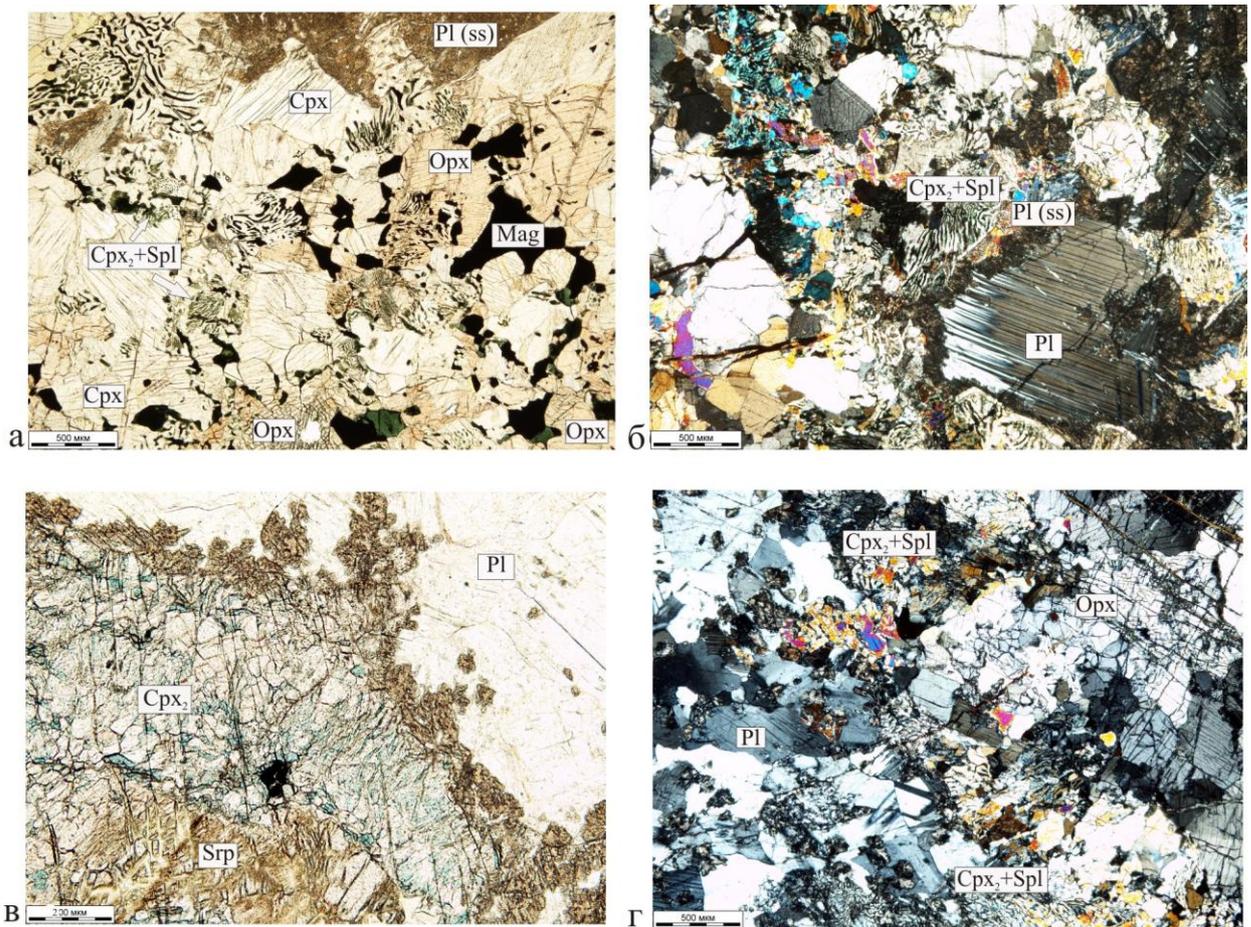


Рис. 2.2.10. . Микрофотографии шлифов двупироксеновых гранулитов.

Гранобластовая с элементами интергранулярной и друзитовой структура в гранулитах – между зернами ортопироксена и клинопироксена симплектитовый шпинелид-клинопироксеновый агрегат, между ортопироксеном и плагиоклазом каймы – симплектитового шпинелида с клинопироксеном и симплектитовая микрозернистая цоизит-шпинелевая масса а) николи II, б) николи +, (обр. 8726); Друзитовая с элементами реликтовой гипидиоморфнозернистой структура в гранулитах – симплектитовые шпинелид-клинопироксеновые срастания окаймляют серпентинизированный оливин и агрегат зерен ортопироксена в) николи II, г) николи +, (обр. 8725в).

Наиболее распространенные в пределах блока Дзеляю амфиболиты (рис. 2.2.11), гранатовые амфиболиты и гранат-клиноцоизит-амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы (рис. 2.2.12) имеют средне-крупнозернистую структуру, линейную текстуру и состоят из эпидот-клиноцоизитового агрегата, развивающегося по плагиоклазу, роговой обманке и гранату (0 – 30 об.%). Гранат представлен альмандином с 20 об. % гроссулярового и 10 об. % пиропового миналов и по составу соответствует гранату, который образовывался в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Микроструктура пород гранонематобластовая. Второстепенные минералы представлены рутилом, титанитом, магнетитом и апатитом.

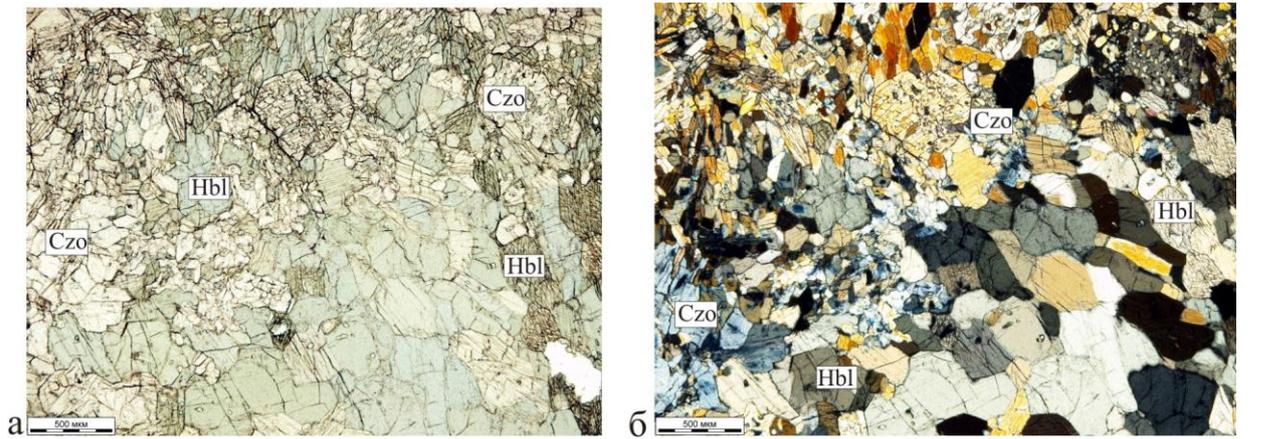


Рис. 2.2.11. Микрофотографии шлифа клиноцизитового амфиболита с гранонематобластовой структурой (обр. 8724/16). а – николи II; б – николи +.

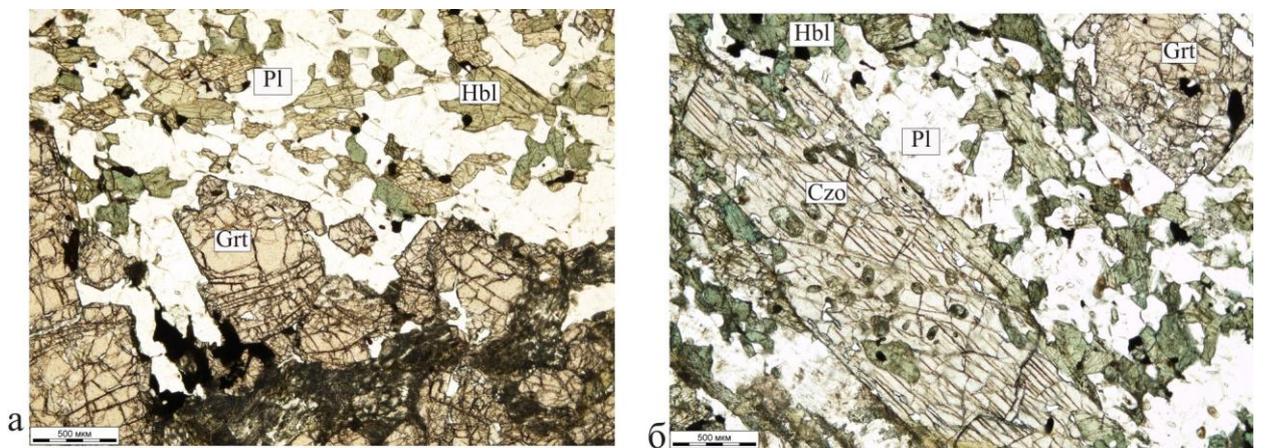


Рис. 2.2.12. Микрофотографии шлифа гранат-амфибол-клиноцизит-плагиоклазового кристаллосланца с порфиробластовой структурой с элементами пойкилобластовой, николи II, (обр. 5708/1а). Шлиф К. В. Куликовой.

Возраст комплекса определяется как ранневендский по данным Th-U-Pb изотопного датирования цирконов, выполненного в изотопной лаборатории NORDSIM Facility, Swedish Museum of Natural History, Стокгольм на ионном микрозонде Cameca IMS1270 (Remizov, Pease, 2004). По единичным зернам циркона получены конкордантные датировки: 578 ± 8 млн. лет для окварцованного габбронорита (обр. VP-97-030, рис. 2.1.5), 500 ± 9.7 и 350 ± 11 млн. лет для окварцованного лейкократового габбронорита (метаанортозита) (обр. VP-97-029, рис. 2.1.5).

Вопрос о генезисе дзеляюского комплекса дискусионен: одни исследователи рассматривают его как метаморфизованное основание офиолитового аллохтона – гиганской лежащей (субдукционной) складки с гипербазитами в ядре (Ленных, Перфильев, Пучков, 1978; Ремизов, 2004); другие

как фрагмент допалеозойской метабазитовой (метаофиолитовой) формации (Петрология..., 1977; Пыстин, 1984, 1994), третьи западную часть не относят к офиолитовой ассоциации и высказывают мнение о том, что высокие содержания Sr сближают ее с породами Платиносного пояса Урала (ППУ), а восточную приурочивают к подошве офиолитового разреза (Ефимов и др., 1984; Ефимов, Потапова, 1990, 2000; Потапова, 1990).

Автор придерживается интерпретации Д. Н. Ремизова (Ремизов, 2004): формирование комплекса магматических пород с возрастом 578 млн. лет происходило на ранней стадии раскрытия Доуральского палеоокеана (Уральского протоокеана). Дифференциация базитовых магм осуществлялась на значительных глубинах, при этом были сформированы ультрамафические кумулаты и габброиды. О глубинной дифференциации свидетельствует не только наличие в породах шпинели, но и последующее преобразование их в гранулитовой фации. Затем 500 млн. лет назад происходило образование гранулитов, а потом кристаллосланцев. Датировка в 350 млн. лет фиксирует коллизионный этап преобразования пород комплекса. Таким образом, Дзеляюский (Хордьюсский) блок представляет собой фрагмент древней океанической литосферы или точнее продукт задугового рифтогенеза с надсубдукционным уровнем магмогенерации Доуральского палеоокеана.

В «пользу» данного варианта выступают 3 факта: 1) возраст протолита, установленный в результате изотопного датирования цирконов, 578 ± 8 млн. лет⁵ (6 цирконов), возраста последующих преобразований 500 и 350 млн. лет, а базит-гипербазитовые породы ППУ, в основном, образовывались 410-460 млн. лет назад (Пучков, 2010); 2) Островодужные, в большинстве своем концентрические, образования ППУ располагаются (в современных координатах) восточнее офиолитового шва Уральского орогена, а породы дзеляюского комплекса погружаются на восток под Войкаро-Сыннинскую офиолитовую ассоциацию; 3) Содержание стронция в основных и ультраосновных породах изменяется в

⁵ Близкие значения возрастов получены для «горячего меланжа», выделяемого А. А. Ефимовым в Платиносном поясе Урала, а также тел дунитов (Ефимов, 2010, 2012 и ссылки в данных работах). Но эти изотопные датировки имеют более существенные вариации возрастных диапазонов, породы дзеляюского комплекса не имеют позднесилурийских (S_2) датировок и продатированные породы (комплексы ППУ в сравнении с дзеляюским) имеют разный состав.

широких пределах, но по имеющимся данным, для габброидов зоны ГУР на Южном Урале (Салихов, Беликова, 2007) содержания сильно варьируют и нередко «перешагивают» или находятся чуть ниже 500 г/т (даже за исключением, например восточно-хабарнинской ассоциации считающейся аналогом комплексов ППУ (Пушкарев и др., 2009)), а для пород Платиноносного пояса Урала (например, (Аникина, Алексеев, 2010)), чаще всего, начинаются от 300 и достигают до 2500 г/т. Содержания стронция в породах дзеляюского комплекса, полученные по результатам ГМК-200 (Ремизов, 2009в), изменяются от 0 до 1110 г/т. Так же возможно обогащение пород комплекса стронцием в результате регионального Са-Al метасоматоза, установленного в породах Дзеляю (Ремизов, 2004).

Гипербазиты **райизско-войкарского комплекса (V₁?)** пользуются широким распространением на исследуемой территории и слагают большую часть Войкаро-Сынинского и Рай-Изского офиолитовых массивов. Они представлены преимущественно гарцбургитами и дунитами. В подчиненных количествах присутствуют лерцолиты и шпирово-жильные тела вебстеритов, энстатититов и диопсидитов. Породы комплекса исследовались в районе ручьев Нырдомешор и Кердоманшор (рис. 2.1.1), рек Средний Кечьпель (рис. 2.1.3) и Лагортаю (рис. 2.2.13).

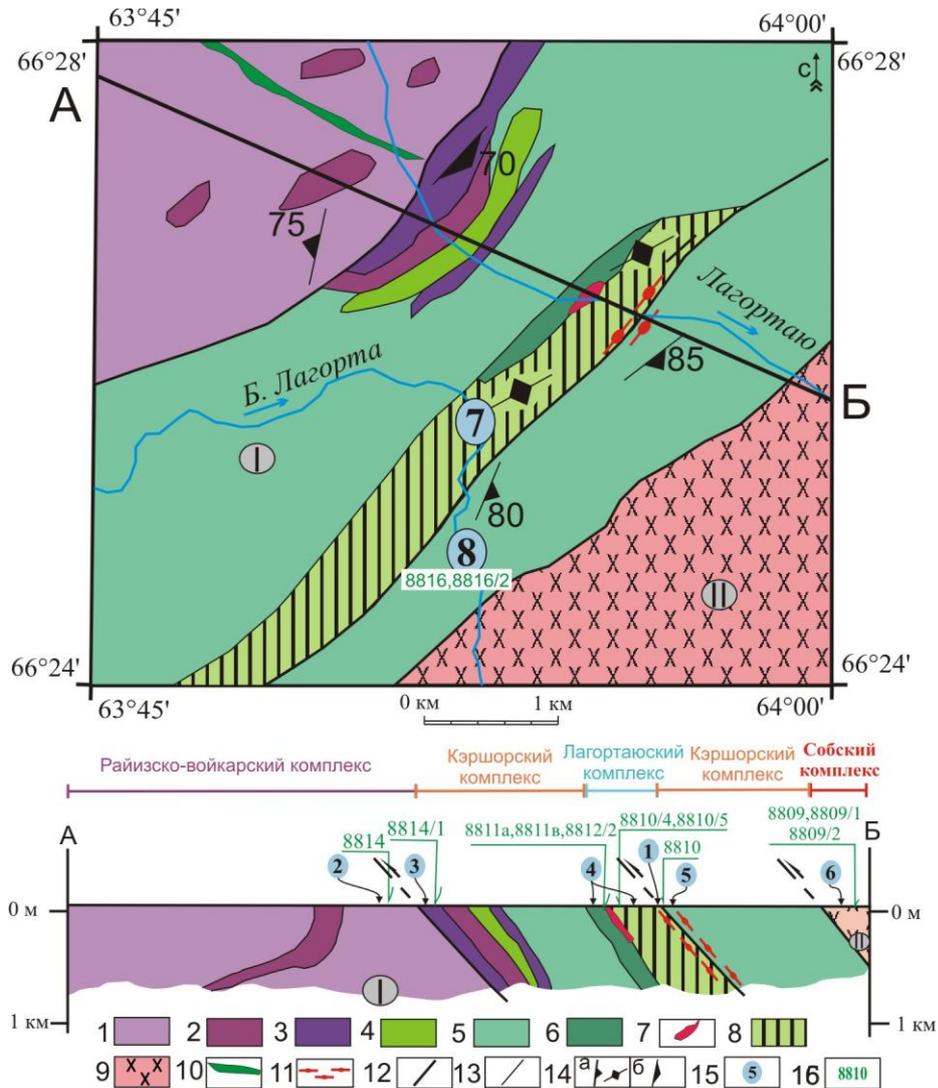


Рис. 2.2.13. Геологическая карта района реки Лагортаю, по (Государственная..., 2007,) с дополнениями автора.

Подписи к условным обозначениям см. на следующей странице.

1-2 – райзско-войкарский комплекс (V1?): 1 – гарцбургиты; 2 – дуниты; 3-5 – кэршорский комплекс (O₃) 3 – дуниты и верлиты; 4 – клинопироксениты; 5 – габбронориты, габбро пироксеновое и амфиболовое; 6-8 лагортаюский комплекс (O₃-S₁?) 6 – изотропное габбро; 7 – жилы плагиогранитов; 8 – параллельные дайки долеритов; 9 – собский комплекс (D_{1.2}): диориты; 10 – мусюрский комплекс (T₂): габбро-долериты; 11 – бластомилониты; 12 – разломы; 13 – интрузивные контакты; 14 – элементы залегания: а – сланцеватости, б – полосчатости; 15 – места проведения замеров структурных элементов (цифры обозначают номер азимутальной проекции на рис. 3.1.15); 16 – точки отбора образцов для анализа анизотропии магнитной восприимчивости и их номера (азимутальные проекции приведены на рис. 3.2.5).

Римскими цифрами в кружках обозначены: I – Пайерская пластина; II – Лагортинская пластина.

Гарцбургиты представляют собой среднезернистые, равномернозернистые породы темно-серого, иногда с зеленоватым оттенком цвета, характеризующиеся массивной или полосчатой текстурами. На выветрелой поверхности образована охровая корка, что определяет характерный рыжий цвет пород. Гарцбургиты содержат переменные количества ортопироксена. В полосчатых разновидностях его содержания колеблются от 10 до 40 об. % в различных полосках. Обычно же его количество составляет 10-15 об. %. Гипидиоморфные зерна ортопироксена

размером 1-3 мм занимают чаще всего совершенно определенную позицию, располагаясь в интерстициях между крупными (4-8 мм) гипидиоморфными кристаллами оливина и образуя иногда неполные келифитовые каймы вокруг него. Это обуславливает панидиоморфную или аллотриоморфную (с элементами келифитовой) структуру пород. В некоторых разновидностях отмечается клинопироксен (первые проценты), в виде мелких (0.3-1 мм) ксеноморфных зерен. Породы нередко в различной степени катаклазированы. Оливины из гарцбургитов принадлежат высокомагниевым разновидностям с количеством форстеритового минала 81-85 об. %. Ортопироксен соответствует почти чистому энстатиту с содержанием ферросилитового минала 12-18 об. %. Клинопироксен представлен диопсидом с количеством геденбергитовой составляющей 7-12 об. %. В гарцбургитах в небольших количествах обычно присутствуют хромшпинелиды.

Дуниты представляют собой среднезернистые, равномернозернистые породы темно-серого, иногда с зеленоватым оттенком цвета, характеризующиеся массивной текстурой. На выветрелой поверхности образована охровая корка, что определяет характерный красно-бурый цвет пород (рис. 2.2.14). Дуниты характеризуются равномернозернистой, панидиоморфнозернистой или аллотриоморфнозернистой структурами, массивными текстурами. Размер зерен оливина от 1.5 до 2.5 и от 2.5 до 5 мм в различных по зернистости разновидностях. Серпентинизация в них проявлена по отдельным извилистым трещинам и по краям зерен оливина. В более измененных породах наблюдается петельчатая структура. В сильно серпентинизированных и катаклазированных дунитах (серпентиновых сланцах) нередко отмечается широкое развитие магнетита, слагающего цепочки зерен, располагающихся параллельно плоскости кристаллизационной сланцеватости. Оливин в дунитах характеризуется высокой магниальностью. Количество форстеритового минала несколько выше, чем в гарцбургитах, и составляет 85-89 об. %. В качестве акцессорного минерала присутствует небольшое количество хромшпинелида.



Рис. 2.2.14. Антиформная складка (правый безымянный приток р. Игядейган).
Рыжие породы – гипербазиты райизско-войкарского комплекса, серые – габброиды кэршорского.

Лерцолиты среднезернистые, равномернозернистые породы темно-серого, иногда с зеленоватым оттенком цвета, характеризующиеся массивной текстурой. Состоят из оливина 70-75 об. %, энстатита 15-20 об. %, диопсида 5-7 об. % и хромшпинелида – около 1 об. %. Наряду с преобладающими равномернозернистыми разновидностями встречаются лерцолиты с порфиризовидными зёрнами энстатита и оливина и гломеровидным распределением минералов. Лерцолиты менее серпентинизированы, чем гарцбургиты; их небольшие тела среди оливин-антигоритовых пород практически не содержат серпентина.

Энстатититы, вебстериты и диопсидиты слагают жиллообразные тела. Они представляют собой средне- и крупнозернистые, равномернозернистые породы темно-серого, иногда с зеленоватым оттенком цвета, характеризующиеся массивной текстурой. Данные образования отличаются лишь количественными соотношениями пироксенов.

Гипербазиты райизско-войкарского комплекса в той или иной степени подвержены процессам метаморфизма. Метаморфизм гипербазитов Полярного Урала детально изучен Н. И. Брянчаниновой (Брянчанинова, 2004). Она выделила два этапа метаморфических преобразований: регрессивный и прогрессивный. Выявлено четыре фации регрессивного метаморфизма: антофиллитовая, тальковая, антигоритовая, лизардитовая. Им соответствуют следующие типоморфные ассоциации минералов: антофиллит+оливин, тальк+актинолит+хлорит,

антигорит+оливин, лизардит+брусит+магнетит. Прогрессивный этап метаморфизма имеет локальное проявление и включает следующие фации: энстатитовая, тремолитовая, антигоритовая (войкаритовая), хризотиловая, лизардитовая. Им соответствуют следующие типоморфные ассоциации минералов: энстатит+оливин+магнетит, тремолит+талек+магнетит, оливин+антигорит+магнетит, хризотил+брусит+магнетит, лизардит+брусит+магнетит. Помимо описанных, в пределах Войкаро-Сынинского и Рай-Изского массивов проявлены специфические метаморфические процессы преобразования в высокобарических условиях с формированием жадеититов, по мнению А. А. Ефимова и Т. А. Потаповой (Ефимов, Потапова, 1992), образованных в субдукционной обстановке. Жадеититы располагаются в пределах северо-западной приконтактной части массивов (рис. 2.1.1, 2.1.3).

Данные изотопного датирования, реализованные в недавнее время U-Pb-методом по единичным зернам циркона (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) из хромититов получена датировка 585.3 ± 6 млн. лет⁶ (Савельева и др., 2006; Савельева, Сулов, Ларионов, 2007), а для гарцбургитов, вебстеритов, дунитов, габброидов и диабазов, отобранных из разных частей офиолитового разреза, Sm-Nd изохрона показывает возраст 387 ± 34 млн. лет (Sharma et al., 1995). Изотопные определения возраста гарцбургитов и дунитов массива Рай-Из – 409 ± 26 млн. лет (Sm-Nd изохрона по монофракциям оливина, ортопироксена и валовому составу) (Ронкин и др., 2000). Девонские датировки практически идентичны возрасту собского комплекса (см. ниже) и, по всей вероятности, фиксируют время перестройки минеральных парагенезисов в связи с внедрением островодужных тоналитов.

Если говорить о возрасте гипербазитов, то, скорее всего, начало преобразований мантийного субстрата происходило около 600 млн. лет назад, а возможно и ранее. Последние же крупные преобразования, вероятно, происходили в надсубдукционной обстановке (Савельева и др., 2008; Белоусов и др., 2009) в позднем ордовике при формировании кэршорского и лагортаюского комплексов (около 450 млн. лет назад). При коллизионных процессах в карбоне и перми

⁶ Для дунитов, пироксенитов, хромититов и полосчатых перидотитов комплекса Re-Os-методом получены сходные датировки – 600 и 536 ± 17 млн. лет (Батанова и др., 2007).

сформировались серпентинитовые меланжи и зоны серпентинитовых милонитов внутри массива.

В состав **кэршорского комплекса (О₃)** входят полосчато чередующиеся дуниты, верлиты, клинопироксениты, плагиоклазовые клинопироксениты, габбро, оливиновые габбро, троктолиты и анортозиты, часто метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Эти образования располагаются с восточной (возможно, с западной тоже) стороны от поля развития райизско-войкарских гипербазитов. Нами породы комплекса изучались в районе ручья Кердоманшор (рис. 2.1.1), рек Малая Лагорта (рис. 2.1.4), Лагортаю и Большая Лагорта (рис. 2.2.13).

Дуниты по внешнему виду неотличимы от райизско-войкарских. Это среднезернистые и реже мелкозернистые породы с панидиоморфной или аллотриоморфной структурами. «Свежие» разновидности встречаются редко. Обычно породы сильно серпентинизированы, вплоть до образования серпентинитов. Степень серпентинизации составляет, как правило, 50-60%. Единственным отличием их от дунитов райизско-войкарского комплекса является несколько повышенная железистость (13-18 об % против 7-8 об. %).

Клинопироксениты, верлиты и оливиновые клинопироксениты и их плагиоклазовые разновидности представляют собой мелко-среднезернистые равномернозернистые породы темно-серого до светло-серого цвета с зеленоватым оттенком. Породы отличаются лишь количественными соотношениями клинопироксена и оливина, присутствием и отсутствием плагиоклаза. Они достаточно сильно изменены (серпентинизированы, оталькованы, амфиболлизированы, эпидотизированы). Пироксен слагает относительно крупные (до 2-2.5 мм) идиоморфные кристаллы, в интерстициях между которыми располагаются ксеноморфные зерна оливина, заполняющие межзерновое пространство.

Габброиды имеют зеленовато-серую окраску, мелко-, реже среднезернистую структуру, массивную текстуру. В зонах катаклаза и милонитизации они приобретают катакlastическую и милонитовую структуру. Преимущественно это метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации породы основного состава. В большинстве случаев породы сложены амфиболом (актинолитом,

куммингтонитом, реже роговой обманкой), развивающимся по клинопироксену и клиноцоизит-эпидотовым агрегатом по плагиоклазу. В некоторых разновидностях присутствуют реликты плагиоклаза и клинопироксена (диоксида). Плагиоклаз представлен битовнитом или анортитом. Часто они ассоциируются с прорывающими их жилами габбропегматитов. Реже встречаются измененные оливинные габбро, троктолиты, анортозиты, габбронориты.

Из габброидов кэршорского комплекса нами уран-свинцовым методом получены конкордантные датировки единичных зерен цирконов (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ), составляющие 446.8 ± 4.3 , 446 ± 2 и 454 ± 7 млн. лет (3 пробы по 10 цирконов), что позволяет уверенно говорить о позднеордовикском возрасте пород комплекса (Ремизов и др., 2009а,б,в; 2010).

Фрагменты **лагортаюского комплекса ($O_3-S_1?$)** параллельных даек располагаются внутри мощной тектонической зоны северо-восточного простирания, которая прослеживается более чем на 150 км (от широты р. Войкар на юге до р. Енгаю на севере) при ширине зоны от 1.5 до 3.0 км. Мощность отдельных даек колеблется от 0.5 до 5 м, и на простирании фрагментов широко развиты зоны милонитизации. Нами геологическое строение комплекса изучалось в районе петротипического разреза на реке Лагортаю, а так же на реке Большая Лагорта (рис. 2.2.13)

В состав комплекса входят плагиоклаз-пироксеновые и мегаплагиоафировые плагиоклазовые долериты, метадолериты и единичные дайки плагиогранитов.

Разрез на р. Лагортаю представляет собой крупный, вероятно, линзовидный фрагмент пояса, где минимально проявлены процессы «последайкового» метаморфизма (пренит-пумпеллитовая фация). В дайках хорошо сохраняется первичная структура – афировая пилотакситовая у контактов и порфировая габбродиабазовая в центральных частях даек (рис. 2.2.15а). Порфиновые выделения плагиоклаза (An_{65-55}) в породах частично замещены цоизитом, а пироксена - актинолитом. В полосе шириной около 1 км дайки составляют практически 100% разреза и лишь изредка разделены скринами серпентинитов (рис. 2.2.15б).

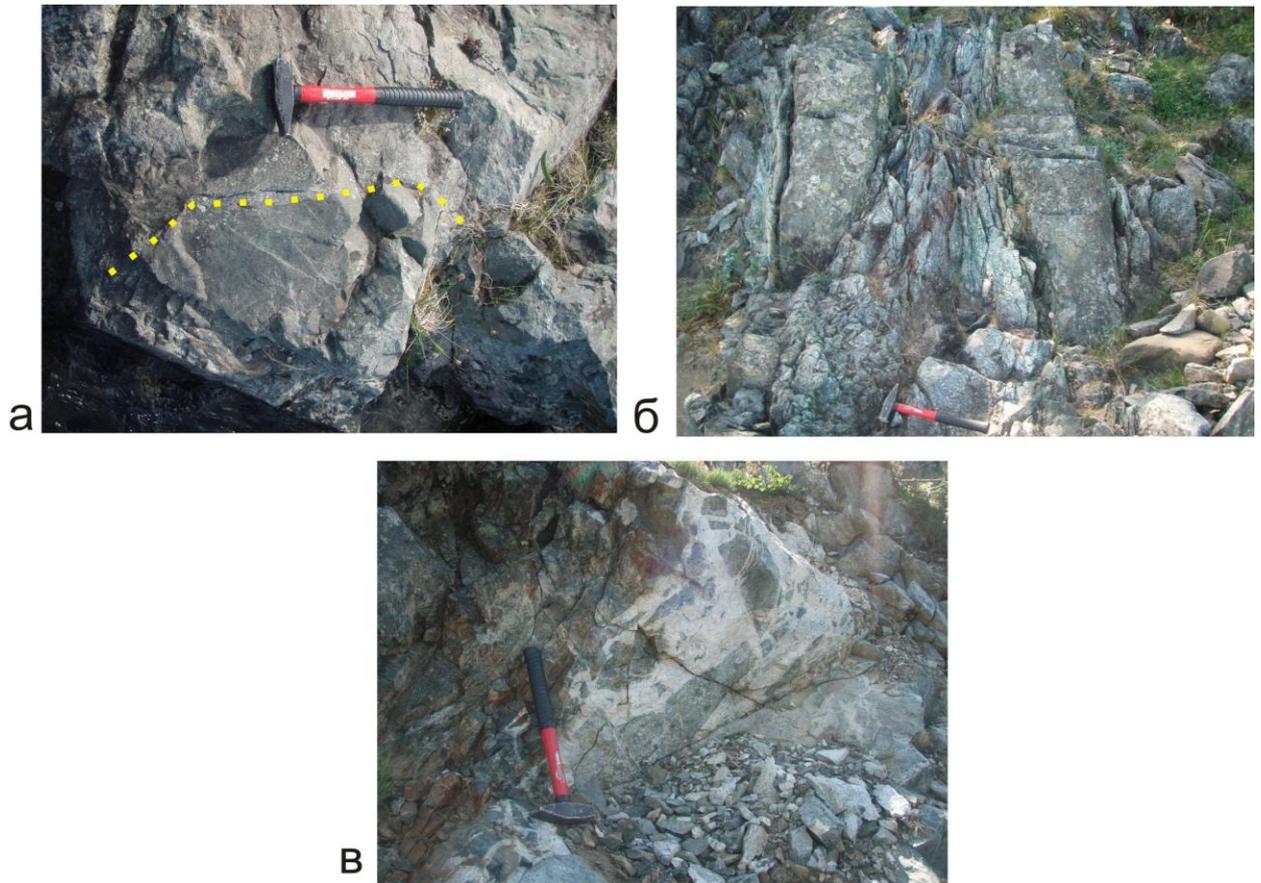


Рис. 2.2.15. Фотографии пород лагортаюского комплекса параллельных даек.

а – закаленный контакт на границе даек; б – тектонизированное (серпентинизированное) междайковое пространство; в – дайки плагиогранитов, из которых были отобраны пробы на изотопный возраст (Т.Н. 8813).

Детальное изучение ориентировки закаленных контактов даек позволило установить, что внедрение базальтовых магм в тектонически разобщенные породы кэршорского комплекса (контакт с габбро кэршорского комплекса однозначно диагностируется по специфическому спектру редкоземельных элементов (Ремизов и др., 2009а,б)) началось вдоль одной системы трещин (простираение $20-30^\circ$). На отдельных участках встречаются двузакальные дайки долеритов, но чаще всего можно наблюдать пакеты полудаек. Более поздние генерации даек внедрялись по диагональным трещинам в зоны дробления ранних генераций даек (рис. 2.2.16), они сложены плагиоклаз-пироксеновыми и мегаплагиоафировыми плагиоклазовыми долеритами, в них порфиroidные выделения присутствуют по всему объему тел. По мнению, Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарева, поздние генерации даек образовались в режиме сжатия по диагональным сколовым трещинам (Язева, 1979; Язева, Бочкарев, 1984). Единичные маломощные (15-30 см),

штокверкоподобные дайки плагиогранитов завершают долеритовые серии (рис. 2.2.15в).

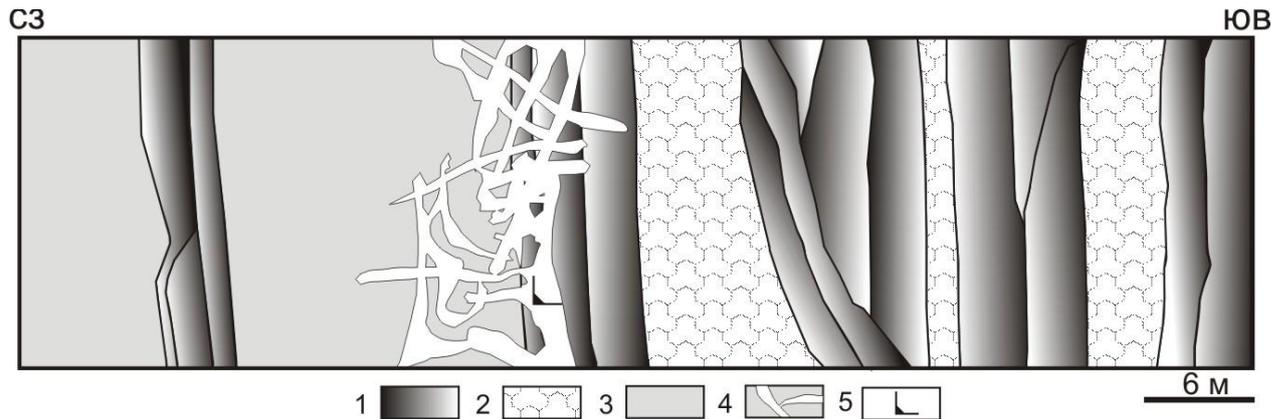


Рис. 2.2.16. Схема строения фрагмента дайкового комплекса (правый борт р. Лагортаю, на контакте параллельных даек и изотропного габбро).

1 – долериты даек (градиентом показан переход от крупнозернистых разностей (темное) к более мелкозернистым (светлое)); 2 – скрины серпентинитов; 3 – изотропное габбро; 4 – жилы плагиогранитов; 5 – место взятия пробы (8813) на изотопное датирование.

Относительно возраста лагортаюского дайкового комплекса полной ясности нет. Р. Г. Язева и В. В. Бочкарев (Язева, Бочкарев, 1984) сопоставляют его с позднесилурийскими палеобазальтами войкарского спилитового комплекса. Е. В. Хаин и др. (Хаин и др., 2008) провели уран-свинцовое изотопное датирование плагиогранитов, слагающих мелкие дайки в комплексе параллельных даек на р. Лагортаю, и получили «незначительно дискордантный» возраст по единичным зернам цирконов 490 ± 7 млн. лет. Однако это противоречит геологическим данным о прорывании ими пород кэршорского комплекса, для которого мы тем же методом установили возраст около 450 млн. лет (см. выше). Нами для плагиогранитов по единичным цирконам (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) получены конкордантные значения возраста 452.7 ± 5.1 (№ 8813) и 444.1 ± 6.5 (№ 13503⁷) млн. лет (2 пробы по 10 цирконов), что практически точно согласуется с данными о возрасте вмещающих габброидов кэршорского комплекса (Ремизов и др., 2012). Бразильскими исследователями в совместном полевом сезоне 2009 года была отобрана проба из тех же плагиогранитовых даек и по данным U-Pb изотопного датирования цирконов (LA-MC-ICPMS), выполненного в изотопной лаборатории

⁷ Проба отобрана из делювиальных развалов плагиогранитов среди долеритов в районе среднего течения реки Малая Лагорта. Геохимические и петрографические характеристики идентичны с пробой 8813.

университета Бразилиа (UnB), получен конкордантный возраст 427.3 ± 7.6 млн. лет (Queiroga et al., 2010).

Собский комплекс (D₁₋₂) образует крупный интрузивный массив (Лагортинско-Кокпельский батолит по Р. Г. Язевой и В. В. Бочкареву (Язева, Бочкарев, 1984)) протяженностью около 240 км при ширине до 12 км, вытянутый вдоль восточного склона Урала. В пределах рассматриваемой территории породы комплекса распространены в виде непрерывной полосы северо-восточного простирания между Войкаро-Сынинским и Рай-Изским габбро-гипербазитовыми массивами и вулканогенными образованиями Малого Урала. Эта полоса в геоморфологическом плане выражена обширной Лагортинской депрессией, отделяющей Большой Урал на северо-западе от Малоуральской возвышенности на юго-востоке. Нами породы комплекса изучались в районе ручья Кердоманшор (рис. 2.1.1) и реки Лагортаю (рис. 2.2.13).

В составе массива максимально распространены средние породы, состав которых варьирует от габбродиоритов до кварцевых диоритов. Наиболее широко распространены кварцевые диориты и гранодиориты, слагающие основное тело массива к юго-востоку от полосы габброидов кэршорского комплекса.

Диориты и кварцевые диориты (тоналиты) – крупнозернистые светло-серые горные породы с гнейсовидной текстурой, проявленной в субпараллельной ориентировке крупных кристаллов роговой обманки, что составляет их наиболее характерную черту при полевых наблюдениях. Породы диоритового ряда сложены роговой обманкой и зональным плагиоклазом (An₄₅₋₂₇) с переменным количеством кварца, что обуславливает колебания их состава от габбро-диоритов до лейкократовых кварцевых диоритов.

Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (30-50 об. %), кварцем (25-30 об. %), амфиболом (20 об. %), биотитом (около 5 об. %). В аксессуарных количествах присутствуют апатит (от единичных зерен до 1 об. %), алланит, рутил, лейкоксен (1-2 об. %), магнетит (от долей % до 3-5 об. %, в среднем 2-3 об. %). Вторичные минералы: актинолит, хлорит, эпидот, пренит.

Тоналиты собского комплекса датированы Rb-Sr-методом – 395 ± 5 млн. лет; изохрона построена по анализам мономинеральных фракций: биотит+амфибол+плагиоклаз, и валовым пробам пород (Геохимия изотопов...,

1983). Возраст гранодиоритов и кварцевых диоритов определен U-Pb-методом по единичным цирконам (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) как 395 ± 5 и 386 ± 3 млн. лет соответственно (Удоратина и др., 2008). Наши последние работы уточнили возрастной диапазон (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) формирования собского комплекса: 411.8 ± 6.3 – 392.1 ± 5.2 млн. лет (Ремизов и др., 2009а,б,в), что соответствует раннему девону – низам среднего девона.

Погурейский комплекс (С₃-Р₁) нами не изучался, но требует упоминания, так как его образования маркируют зону ГУР. Он представлен плагиогранитами, плагиогранитогайсами, кварц-плагиоклазовыми, плагиоклаз-амфиболовыми (актинолитовыми) породами, плагиоклазитами и альбит-жадеитовыми породами. На территории исследования выделяется петротипический Хулгинский массив и ряд мелких тел, в некоторых случаях секущих («запечатывающих») зону ГУР. Хулгинский массив залегает среди отложений молдшорской и грубешорской, харбейшорской и грубеинской свит и имеет с ними активные контакты, пересекая складчатые структуры.

Породы погурейского комплекса участвуют в строении узкой (1-2 км) и очень протяженной полосы, сложенной зелеными сланцами, образовавшимися по осадочным и туфогенным породам, а так же метаморфическими породами альбит-амфиболовой, цоизит-амфиболовой и гранат-амфиболовой минеральных ассоциаций. Эта полоса расположена непосредственно вдоль западного контакта Войкарского аллохтона. В отдельных случаях породы комплекса отмечаются и среди глубинных меланократовых пород аллохтона (дзеляюского комплекса).

Формирование комплекса связывается с доходящим до частичного плавления метаморфизмом ранне-среднепалеозойских отложений пассивной окраины ВЕК, сгруженных в аккреционной призме при позднепалеозойской коллизии (Кузнецов и др., 2000ф, Шишкин и др., 2002).

Нами в результате попытки определения U-Pb изотопного возраста плагиогранитов комплекса по единичным цирконам получен набор датировок от 2600 до 323 млн. лет, что отчетливо свидетельствует о ксеногенном характере цирконов, накапливавшихся в породах пассивной окраины (в том числе и при размыве докембрийского фундамента), которые впоследствии участвовали в частичном плавлении аккреционной призмы. С учетом того, что плагиограниты

прорывают не только породы пальникшорской толщи, дзеляюского и кэршорского комплексов, но и саму покровно-складчатую структуру восточной части Лемвинского аллохтона, их возраст условно принимается как позднекаменноугольно-раннепермский.

Глава 3. Структурно-тектоническая характеристика зоны Главного Уральского разлома и сопряженных с ним геологических единиц

Основные деформации, распространенные в пределах Уральского орогена – надвиговые и сдвиговые. Впервые соображения о возможности существования на Урале покровных структур (надвигов и шарьяжей) были высказаны Е. А. Кузнецовым и Е. Е. Захаровым (Кузнецов, Захаров, 1926). Вслед за ними этого же вопроса касались Г. Н. Фредерикс (Фредерикс, 1927), О. Ф. Нейман-Пермякова (Нейман-Пермякова, 1931), А. Д. Архангельский (Архангельский, 1932), А. А. Блохин (Блохин, 1932), К. Г. Войновского-Кригер (Войновский-Кригер, 1945), М. А. Камалетдинов (Камалетдинов, 1962, 1965, 1974), Н. П. Херасков и А. С. Перфильев (Херасков, Перфильев, 1963; Перфильев, 1968, 1979), К. П. Плюснин (Плюснин, 1969), В. Н. Пучков (Пучков, 1973, 1979), а затем практически все исследователи Уральского складчатого пояса стали придерживаться этой точки зрения. Широкое развитие субмеридиональных сдвигов на Урале отмечал еще А. П. Карпинский в 1919 г. (Карпинский, 1919). Позднее К. П. Плюснин (Плюснин, 1962, 1964, 1966) и другими исследователями на Южном Урале были установлены левосдвиговые смещения палеозойского и мезозойского возраста. Образование надвигов и связанных с ними сдвигов в результате косоориентированной коллизии обсуждается В. Н. Пучковым (Пучков, 1996) и К. С. Ивановым (Иванов, 2001). Это было подтверждено в последующих исследованиях мезоструктурных элементов С. Е. Знаменским и Н. М. Знаменской (Знаменский, Знаменская, 2006, 2009) для Южно-Уральского сегмента, Г. А. Петровым (Петров, 2006; Петров, Свяжина, Рыбалка, 2010) для Средне- и Северо-Уральского сегмента. В пределах Полярно-Уральского сегмента изучение сдвиговых структурных парагенезов производилось П. А. Тишиным (Тишин, 2006) и затем С. Н. Сычевым и К. В. Куликовой (Сычев, 2009а,б; Сычев, Куликова, 2009, 2010б,в, 2011б, 2012а,б,в; Куликова, Сычев, 2010б, 2011).

Следует отметить, что структурные и петроструктурные исследования, включая составление детальных карт Войкаро-Сынинского и Рай-Изского массивов, проводились многими геологами (например: Савельева, Щербаков, Денисова, 1980; Гончаренко, Чернышов, 1980а,б; 1981, 1985; Гончаренко, 1981;

Щербаков, 1981, 1983, 1988; Денисова, 1982; Шмелев, Пучков, 1986; Щербаков, Савельева, 1984; Савельева, 1987; Строеие..., 1990; Савельева и др., 2008; Шмелев, 2011).

Изучением более поздних (хрупких) деформаций и восстановлением полей палеонапряжений в пределах Приполярно- и Полярно-Уральского сегментов занимались Н. Ю. Васильев и Л. А. Сим с коллегами (Васильев, Каплин, Сим, 1985; Сим, Юрченко, Сироткина, 2005).

Нами на опорных участках, перечисленных выше и отмеченных на рис. 1.1.1, были проведены исследования мезоструктурных элементов и отобраны ориентированные образцы для структурных построений на основе петромагнитных данных.

3.1 Структурно-геометрические исследования складчатых и разрывных нарушений

В ходе полевых работ на всех опорных участках изучались структурно-геометрические характеристики складчатых структур и индикаторов перемещений в зонах смятия: шарниров мелкой складчатости, осей вращения будин, гранатовых и кварцевых порфиробластов, а также индикаторов палеонапряжений (плоскостей сопряженных трещин и трещин растяжения), а затем проводилась их типизация и корреляция с использованием традиционных методик (Fleuty, 1964; Казаков, 1976; Очеретенко, Трошенко, 1978; Эз, 1978; Родыгин, 1980; Ramsay, Huber, 1987; Marshak, Mitra, 1988; Nicolas, 1989; Николая, 1992; Van Der Pluijm, Marshak, 2004; Кирмасов, 2011 и др.). По ориентировке плоскостей сопряженных трещин вычислялись оси сжатия и растяжения (Groshong, 2006).

Выявлены два главных типа деформаций: ранние пластические, представленные главным образом мелкой складчатостью, и более поздние хрупкие, которые фиксируются по сопряженным трещинам и трещинам растяжения. При анализе структурных данных выделено восемь стадий деформации, приуроченных к определенным этапам коллизионного процесса (Сычев, Куликова, 2012в; Сычев, 2014).

Возрастные соотношения различных структур определялись на основе как полевых наблюдений (рис. 3.1.1), так и анализа рисунка распределения структурных элементов на азимутальных проекциях. Формирование

разновозрастных структур связывалось с разновозрастными стадиями деформаций. По полевым наблюдениям нами выделяются стадии $D_4 - D_8$.

Зоны распространения будин и порфиробластов, маркирующие сдвиговые смещения (D_4 и D_5), секут складчатые формы (D_2), не наследуя векторов главных нормальных напряжений, приводящих к формированию структур, оси вращения порфиробластов совпадают с шарнирной линией (рис. 3.1.1а). Сопряженные сколы зачастую (D_6 и D_7) смещают зоны развития правосдвиговых гранатовых и клиноцоизитовых порфиробластов (D_4 и D_5) (рис. 3.1.1б). Плоскости сопряженных трещин с осями сжатия, ориентированными вдоль зоны ГУР (D_6), оказываются вдавленными по биссектрисе острого угла сопряженными трещинами с осями сжатия, расположенными поперек (D_7) простирания Уральских структур (рис. 3.1.1в). Трещины отрыва (D_8) пересекают сопряженные трещины (D_7) и фиксируют наиболее поздний деформационный цикл (рис. 3.1.1г).

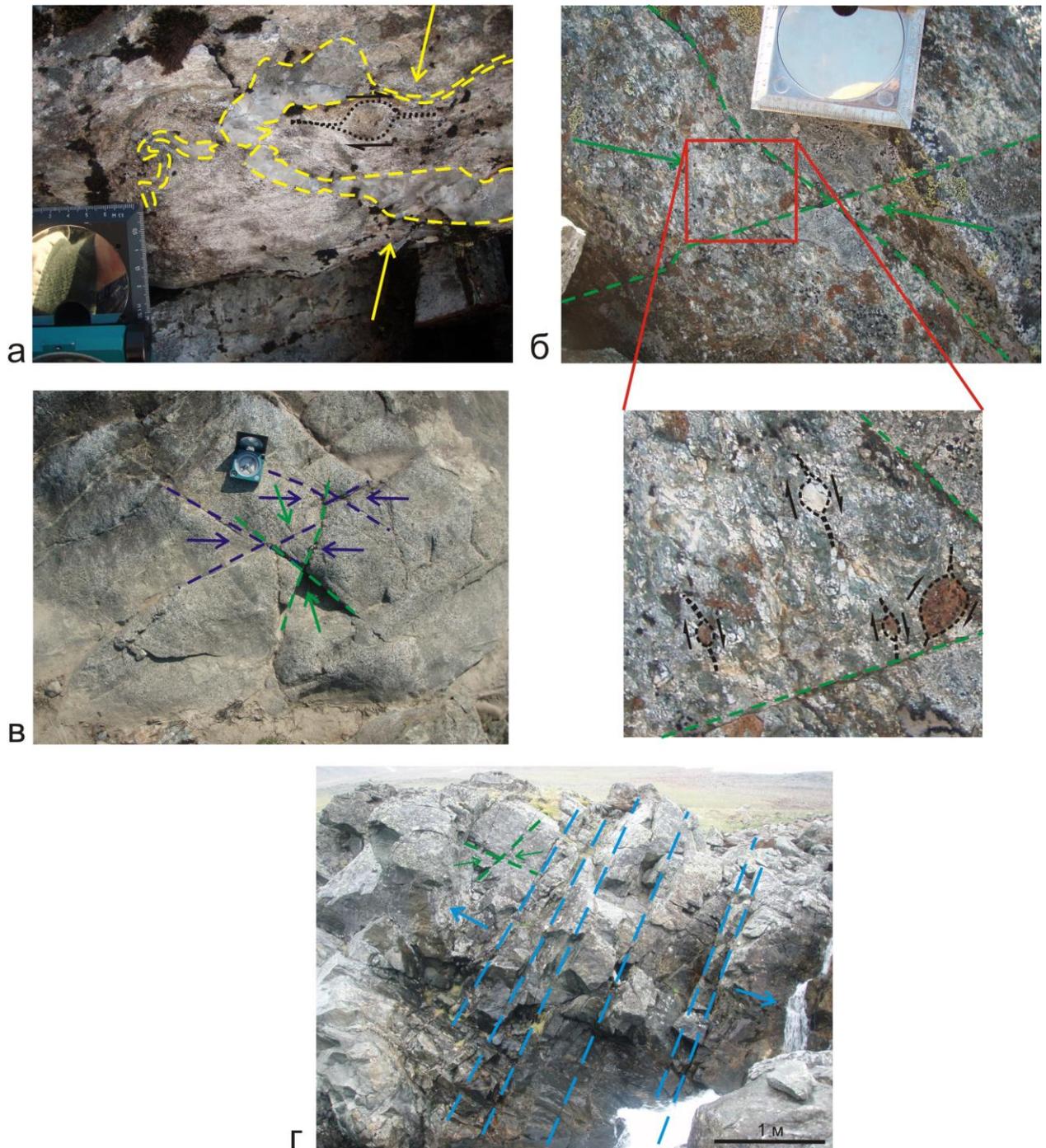


Рис. 3.1.1. Соотношение мезоструктурных элементов разных стадий деформационного процесса.

а – смятая в складку кварцевая жила, сформированная на стадии D_2 и правосдвиговой порфиробласт – стадия D_4 или D_5 (бластомилониты пальникшорской толщи, река Средний Кечпель); б – зоны развития правосдвиговых гранатовых и клиноцоизитовых порфиробластов (стадия D_4 или D_5) секут сопряженные трещины с осями сжатия расположенными поперек (стадия D_7) Уральского орогена (бластомилониты в подошве массива Хордьюс); в – сопряженные трещины с осями сжатия расположенными поперек (стадия D_7) Уральского орогена смещают сопряженные трещины с осями сжатия расположенными вдоль (стадия D_6) Урала; г – трещины отрыва (стадия D_8) пересекают сопряженные трещины образованные на стадии D_7 .

Структуры, связанные со стадиями $D_1 - D_3$, хотя и наблюдались в поле, но их выделение стало возможным лишь в результате анализа рисунка распределения структурных элементов на азимутальных проекциях. Так, шарниры мелких

складок, сформировавшихся до коллизии (стадия D_1), хаотично распределяются на азимутальных проекциях, тогда как в результате событий раннего коллизионного этапа (стадия D_2) ориентировка шарнирных линий становится закономерной вдоль дуги большого круга. Хаотичное расположение можно связать с длительной историей преобразования пород дзеляюского комплекса, в ходе которой он подвергся полифазной складчатости (рис. 3.1.2), что отмечается для площадей распространения глаукофансланцевых и офиолитовых комплексов Урало-Монгольского складчатого пояса (Дук, 1995 и др.).

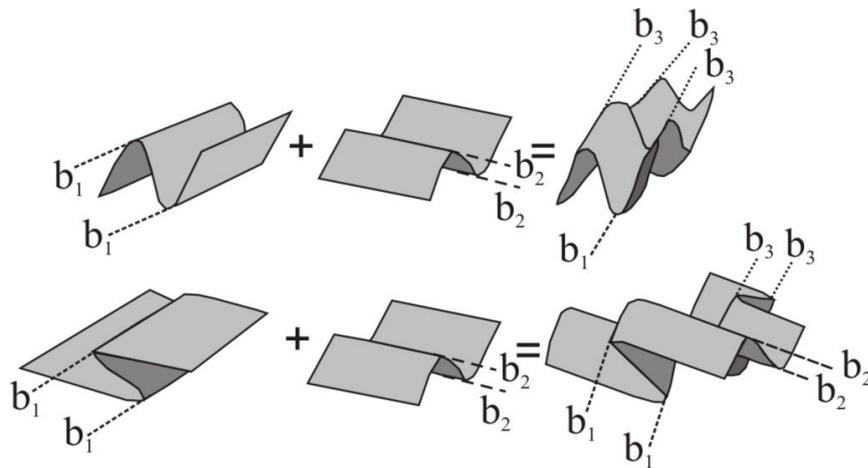


Рис. 3.1.2. Примеры наложения фаз складчатости, при которых формируются неупорядоченно расположенные шарнирные линии (b).

На стадии D_3 шарниры мелкой складчатости имеют сложный рисунок распределения на азимутальных проекциях и идентифицированы только в милонитах из подошвы Хордьюсской пластины. Корреляция стадий деформаций в разных частях рассматриваемого региона также производилась по сходству как морфологических и кинематических характеристик структурных элементов, так и их изображений на азимутальных проекциях. В результате было установлено, что большинство деформационных событий было проявлено по всему региону (в нашем случае - в пределах офиолитовых массивов, расположенных в южной части Полярного Урала), тогда как некоторые имели только локальное распространение (в пределах участка исследований, одного или нескольких разрезов). К регионально проявленным событиям относятся стадии D_2 , D_6 , D_7 , D_8 , а к локальным D_1 и D_3 (рис. 3.1.3). Следует отдельно отметить стадии D_4 и D_5 , которые имеют локальное распространение структурных элементов, но по результатам

анализа анизотропии магнитной восприимчивости выявлено их повсеместное развитие (см. ниже).

Участки исследования		Массив Рай-Из	р. Средний Кечпель	Массив Хордюос	р. Лагортаю	р. Мокрая Сыня и блок Дзеляю	
Этапы коллизии и стадии деформаций							
Постколлизионная	D ₈						
	Поздний	D ₆ и D ₇					
		D ₄ и D ₅					
	Коллизийный	Ранний	D ₃				
			D ₂				
		D ₁					

Рис. 3.1.3. Распространение мезоструктурных элементов.
 Красным цветом отмечены многочисленные замеры структурных элементов, синим единичные.

Наиболее полный набор структурно-кинематических парагенезов наблюдается на участке **массива Хордюос** (Сычев, 2009б; Сычев, Куликова, 2009, 2010в, 2012в).

Главный Уральский разлом от бассейна р. Хойла на севере до бассейна р. Пага на юге расположен в западном ограничении неравномерно метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород пальникшорской толщи в составе одноименной пластины и маркируется полосой глаукофановых сланцев. Пальникшорская пластина имеет сложное складчато-надвиговое строение (рис. 2.1.4). Для данного участка и для последующих места замеров структурных элементов отображены на схемах опорных участков, приведенных в предыдущей главе.

Между Пальникшорской и Хордюосской пластинами прослеживается полоса интенсивного катаклаза и милонитизации. В ее строении принимают участие как блоки пальникшорской толщи, так и крупные (50×100 м) блоки пород Хордюосского массива, развиты кварцевые будины сдвиговой кинематики (рис. 3.1.4б) и мелкая (первые сантиметры) складчатость (Куликова, Сычев, 2010б).

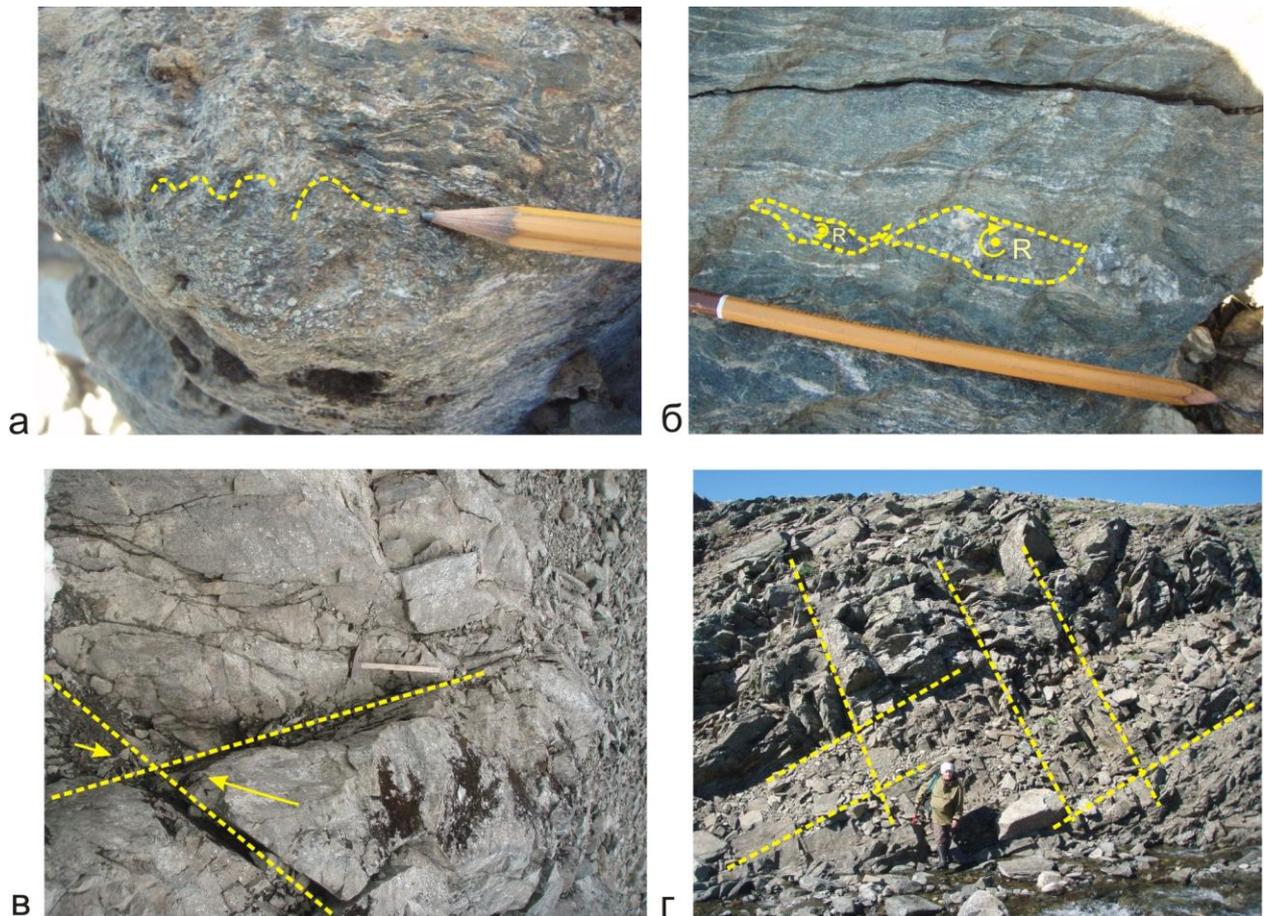


Рис. 3.1.4. Деформационные структуры.

а – мелкая складчатость (пальникшорская толща); б – правосдвиговые кварцевые будины (блок пород в милонитах подошвы Хордююсской пластины); в – сопряженные трещины (там же); г – трещины растяжения (пальникшорская толща).

Все породы Хордююсской пластины характеризуются линейно-полосчатой текстурой двух направлений (рис. 2.1.4). Одно наблюдается в метаморфизованных габброидах, имеет поперечное общей вытянутости комплекса СЗ простирание полосчатости с субвертикальным, в меньшей степени под углами 60-70°, падением. Именно в этих метаморфитах можно реконструировать крупномасштабную синформную складку с СЗ простиранием шарнира. Второе направление определяется полосчатостью СВ простирания с ЮВ падением под углами 50-65° в амфиболитах и гранат-клиноцоизит-амфиболовых кристаллосланцах (Сычев, Куликова, 2010в). В Хордююсской пластине замеры структурных элементов производились в западных метагабброидах.

Породы массива Хордююс на востоке имеют тектонический контакт, который представляет собой маломощную зону катаклаза, с кэршорским комплексом, входящим в состав Войкарского аллохтона (Пайерской пластины).

Наиболее ранние деформации (стадия D_1) зафиксированы в породах Хордьюсской пластины, именно в ней, в отдельных обнажениях, удается наблюдать замки мелких (5-20 см) открытых складок, характеризующихся преимущественно ЮЗ погружением под углами $30-45^\circ$, но присутствуют и другие направления погружения – СЗ, СВ и ЮВ (рис. 3.1.5, азимутальная проекция 1)⁸. Шарниры b_1 мелкой складчатости F_1 располагаются хаотично, эта ориентировка образовалась, скорее всего, в результате смещений сложной кинематики в базит-гипербазитовых телах еще до начала коллизионного процесса.

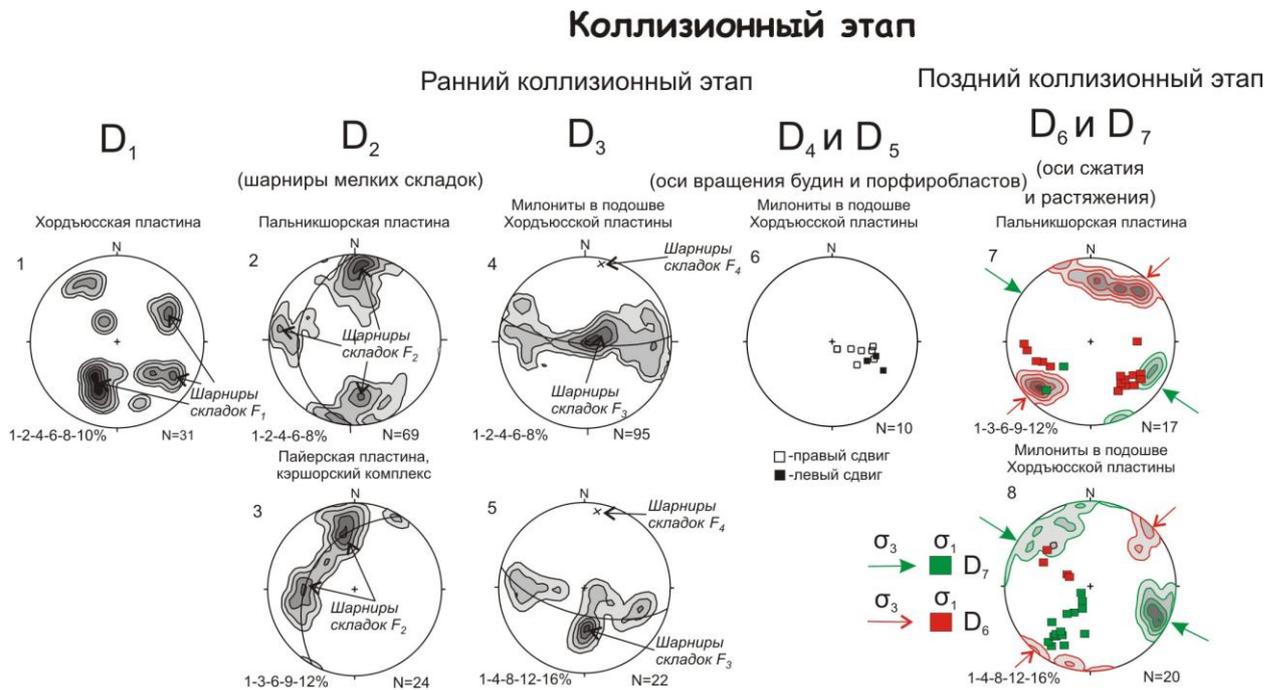


Рис. 3.1.5. Азимутальные проекции линейных структурных элементов (сетка Шмидта, нижняя полусфера).

В левом верхнем углу номер проекции, соответствующий участку структурных измерений на рис. 2.1.4, под стереограммами оцифровка изолиний в процентах и количество замеров. σ_1 (ось растяжения, показана квадратами), σ_3 (ось сжатия, показана сгущениями) – главные нормальные напряжения.

Второй этап пластических деформаций (стадия D_2) представлен в породах пальникшорской толщи и кэршорского комплекса, и интерпретируется как более поздний, так как шарниры мелкой складчатости располагаются закономерно и подчиняются модели, описанной ниже. Мелкие складки F_2 (рис. 3.1.4а) характеризуются пологими ($10-30^\circ$) шарнирами, которые распределены по дуге большого круга (рис. 3.1.5 – 2, 3). Ориентировку шарниров можно объяснить моделью Хансена (рис. 3.1.6), показывающей перемещение масс вещества при общем надвигообразовании (Hansen, 1971). При этом происходило изгибание и

⁸ Далее в тексте ссылки на азимутальные проекции идут в формате «рис 3.1.5 – 1».

вращение на крыльях тектонических пластин (рис. 3.1.6б) (два симметричных максимума на азимутальной проекции) с последующим пережимом в центральной части (менее выраженный максимум между двумя ярко выраженными) (рис. 3.1.5 - 2, 3). Разворот структурных элементов на запад, отраженный на стереограммах, мы объясняем формированием антиклинали висячего крыла в надвиговых пластинах (рис. 3.1.6а). Именно эти пластические деформации фиксируют региональное надвигообразование⁹.

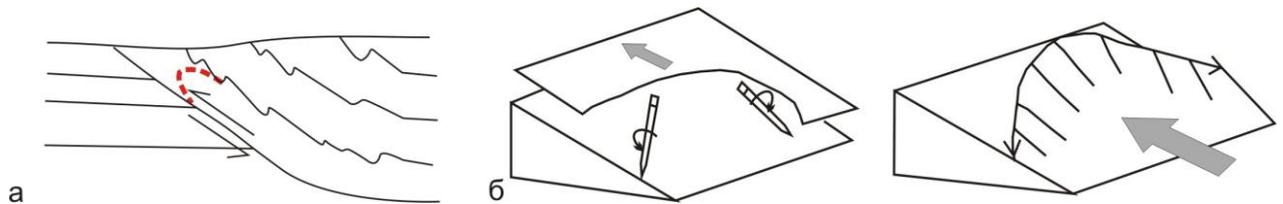


Рис. 3.1.6. Модель Хансена (Hansen, 1971).

а – разрез, показывающий развитие ассиметричных складок, пунктиром показана антиклиналь висячего крыла (дополнение автора); б – иллюстрация, объясняющая различную вергентность складок, простирающихся в одной плоскости.

Следующая стадия пластических деформаций (D_3) фиксируется по субвертикальным шарнирам мелких (10-15 см) закрытых складок только в апопальникшорских милонитах подошвы пластины Хордьюс, которые имеют свой характерный рисунок распределения (рис. 3.1.5 – 4, 5), вследствие чего и отнесены к более поздним. Такой рисунок распределения может отражать формирование цилиндрических складок, но, по нашему мнению, деформационный процесс протекал намного сложнее. Разъяснение кинематики распределения линейных элементов по дуге большого круга на азимутальной проекции показано на рисунке 3.1.7. Вначале формировались субвертикальные шарниры b_3 нейтральных (синсдвиговых) складок F_3 (рис. 3.1.7а), затем происходило образование наложенных складок F_4 с субгоризонтальными, параллельными друг другу шарнирами b_4 (рис. 3.1.7б), полого погружающимися на север. Конечный облик структуры (рис. 3 – 15,16) был сформирован в результате пенепленизации складчатого сооружения. Пластические деформации этого типа отражают, на наш взгляд, время встраивания (экзгумации в верхние горизонты коры) блока пород массива Хордьюс в уже сформированную покровную структуру Урала (Сычев, Куликова, 2012в).

⁹ Временные привязки этапов коллизии приводятся в главе 5.

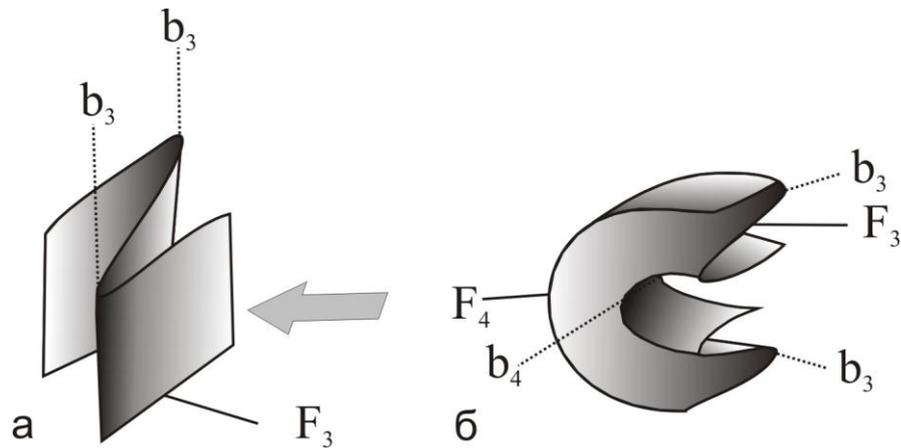


Рис. 3.1.7. Интерпретация полученного структурного рисунка на стадии деформации D_3 .
 а – ранние складки F_3 с субвертикальными шарнирами b_3 ; б – наложенные складки F_4 с субгоризонтальными шарнирами b_4 .

Деформации стадий D_4 и D_5 зафиксированы в милонитах подошвы Хордьюсской пластины по осям вращения кварцевых будин (рис. 3.1.4б). Более поздние, чем главная складчатость (рис. 3.1.1а), оси вращения будин погружаются на ЮВ под углами $60-80^\circ$ (рис. 3.1.5 – б), а их морфология указывает как на правосдвиговые, так и на левосдвиговые смещения. Зоны, в которых наблюдались будины, имеют сходные элементы залегания и поэтому не являются сопряженными и конформны границам тектонических пластин. Определение последовательности левого и правого сдвига на этом и других участках исследований по полевым данным не представляется возможным из-за малой распространенности и неудовлетворительной обнаженности. Однако можно констатировать, что на раннем коллизионном этапе, но на более поздних стадиях, ГУР и другие разломы, параллельные ему, испытывали левосторонние и правосторонние сдвиговые смещения.

Более поздние (рис. 3.1.1б) хрупкие деформации (сопряженные трещины) наблюдаются в Пальникшорской пластине и милонитах (рис. 3.1.4в). Следует отметить, что в Хордьюсской пластине сопряженные трещины единичны и не вынесены на рис. 3.1.5. У вычисленных осей сжатия по сопряженным трещинам переменная ориентировка (рис. 3.1.5 – 7, 8). Интерпретируются пологопогружающиеся ($10-20^\circ$) оси сжатия СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ простираций. В ходе полевых наблюдений отмечено, что сопряженные трещины с осями сжатия СЗ-ЮВ направления смещают сопряженные трещины с осями сжатия СВ-ЮЗ направления (рис. 3.1.1в), поэтому оси сжатия СВ-ЮЗ простираения интерпретируются как

начальная стадия хрупкой деформации (стадия D_6), тогда как СЗ-ЮВ ориентировки представляют позднюю стадию деформации (стадия D_7) (Сычев, Куликова, 2011б).

Согласно критерию Андерсона (Anderson, 1951) кинематика разломов определяется в зависимости от внешних воздействий. К примеру, сбросовый тип разрывного нарушения определяется субвертикальным положением оси сжатия и субгоризонтальным положением оси растяжения, взбросовый тип – субвертикальным положением оси растяжения и субгоризонтальным положением оси сжатия и сдвиговый тип поля – при расположении осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости (рис. 3.1.8). Данный критерий используется для характеристики кинематики разрывных нарушений и в следующем разделе (3.2).

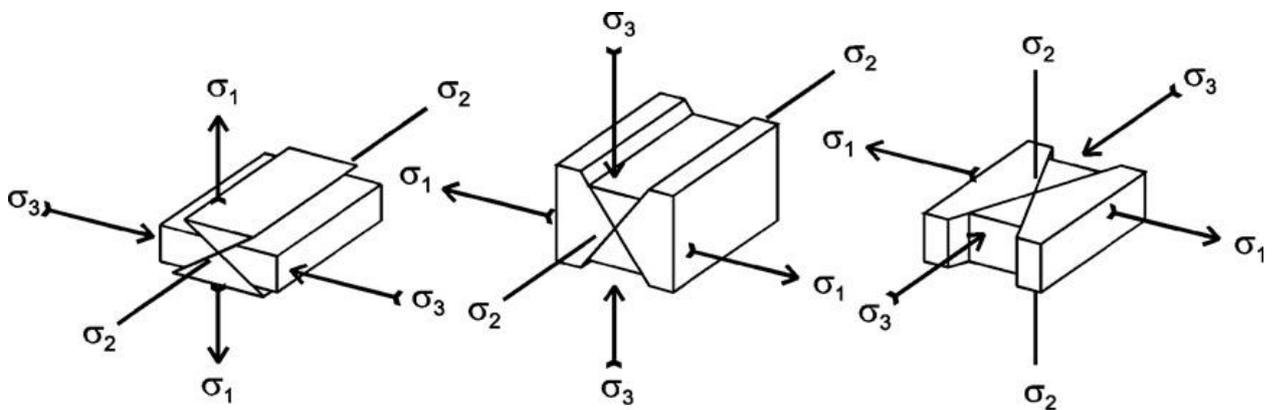


Рис. 3.1.8. Критерий Андерсона (Anderson, 1951).

σ_1 (ось растяжения), σ_2 (промежуточная ось), σ_3 (ось сжатия) – главные нормальные напряжения.

На стадии D_6 сжимающие напряжения были направлены вдоль зоны ГУР. Эта ориентировка образовалась вследствие сдвиговых деформаций (оси растяжения полого погружаются на запад и юго-восток). На стадии D_7 сжимающие напряжения перпендикулярны простиранию зоны ГУР, а растягивающие имеют субвертикальную и юго-западную направленность. Эти ориентировки связаны с действием поперечных напряжений в ходе все еще продолжающегося коллизионного процесса. В это время образовывались взбросо-сдвиговые дизъюнктивные нарушения.

Трещины отрыва (рис. 3.1.4г) наблюдаются во всех тектонических единицах и секут сопряженные сколы (рис. 3.1.1г), на их плоскостях нередко наблюдается плюмовая структура. Это трещины отрыва типа “x” joints¹⁰ (Van Der Pluijm, Marshak, 2004), сформированные в обстановке растяжения. Формирование трещин

¹⁰ Азимутальная проекция приведена на сводном рисунке 5.2, объединяющем все замеры на всех участках исследований.

отрыва происходило на постколлизийном этапе (стадия D₈) после снятия сжимающих напряжений, действовавших на Уральский ороген (Сычев, Куликова, 2010в, 2012в; Куликова, Сычев, 2010б), когда покровно-складчатая система образовалась и вступила в период относительной релаксации.

Обобщающая схема структурного развития массива Хордьюс и прилегающих тектонических единиц представлена на рисунке 3.1.9.

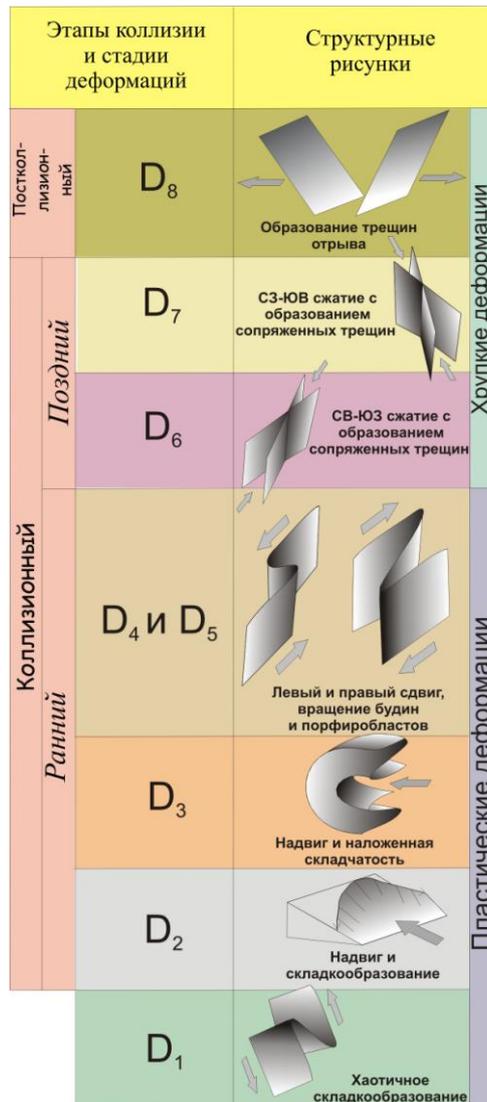


Рис. 3.1.9. Структурная эволюция массива Хордьюс и системы прилегающих тектонических единиц.

Габбро-гипербазитовый массив Рай-Из, входящий в состав Пайерской пластины, состоит из двух комплексов: райизско-войкарского и кэршорского (рис. 2.1.1), разделенных маломощным (до 3 м) серпентинитовым меланжем (рис. 3.1.10а) с заключенными в нем мелкими (до 5 см) обломками серпентинизированных гарцбургитов и дунитов (рис. 3.1.10б). Войкарская

островная палеодуга в составе Лагортинской пластины на данном участке представлена породами собского комплекса.

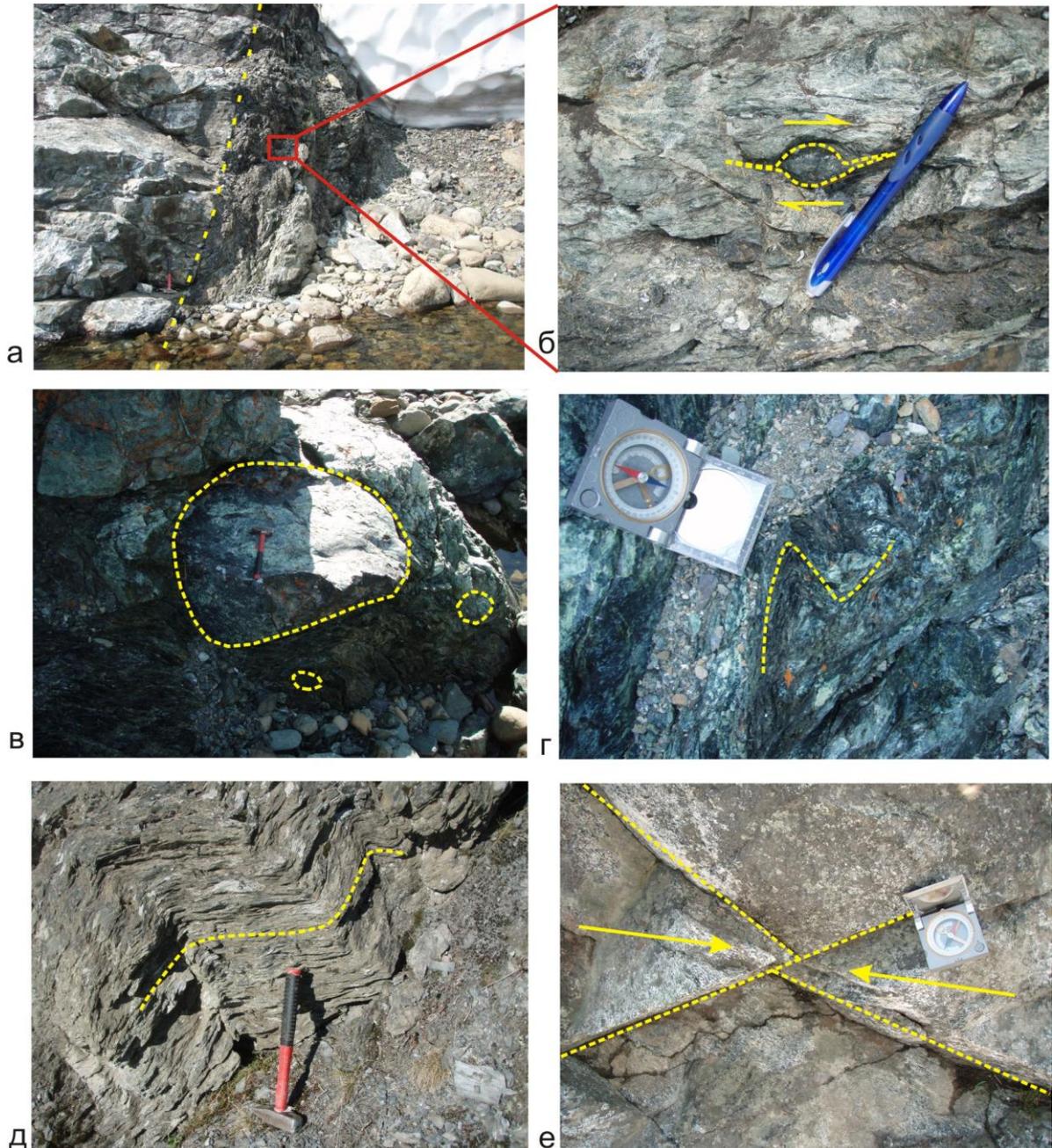


Рис. 3.1.10. Деформационные структуры.

а – маломощный серпентинитовый меланж на контакте райизско-войкарского и кэршорского комплексов (руч. Кердоманшор); б – будина в серпентинитовом меланже с правсдвиговыми индикаторами перемещений (там же); в – блоки пород в серпентинитовом меланже зоны ГУР (руч. Нырдовоменшор); г – закрытые складки (там же); д – открытые складки в породах орангской свиты (там же); е – сопряженные трещины в породах собского комплекса (руч. Кердоманшор).

В северном и северо-восточном обрамлении массива, в долине ручья Нырдовоменшор (рис. 2.1.1), прослеживается мощная (до 2 км) полоса полимиктового серпентинитового меланжа, где встречены округлые глыбы и валуны серпентинизированных дунитов и гарцбургитов (рис. 3.1.10в), измененные в зеленосланцевой фации базальты и их туфы, долериты, кремнистые породы и

Первая стадия (D_2) пластических деформаций, которую мы относим к раннему коллизионному этапу, зафиксирована в породах орангской свиты, меланже зоны ГУР и хлорит-эпидот-кварц-альбитовых кристаллосланцах няровейской серии. Шарниры мелких (10-20 см) в основном открытых и сжатых (рис. 3.1.10г,д), изредка изоклиналильных (рис. 2.1.2а) складок F_2 погружаются под небольшими углами (10-30°), а в меланже зоны ГУР более круто (20-85°), что объясняется крутыми (60-70°) падениями зоны разлома (рис. 3.1.11 – 1, 2, 3). Ориентировка шарниров вписывается нами в модель Хансена (рис. 3.1.6). В породах орангской свиты зафиксирован один максимум сгущения. Такое расположение линейных элементов, на наш взгляд, тоже объясняется моделью Хансена, только из-за небольших площадок обнаженных пород мы наблюдаем малые участки погружения шарниров. Пластические деформации этой стадии фиксируют региональное надвигообразование.

Деформации стадий D_4 и D_5 интерпретированы в меланже на контакте райизско-войкарского и кэршорского комплексов и гранат-клиноцоизитовых амфиболитах няровейской серии по осям вращения будин серпентинизированных перидотитов (рис. 3.1.10б) и гранатовых порфиробластов (рис. 2.1.2б). Зоны распространения этих пластических деформаций под небольшими углами (10-20°) секут участки развития складчатости более раннего этапа и согласны с простиранием границ тектонических единиц. Оси вращения будин и порфиробластов субвертикальны либо погружаются на запад и восток под углами 60-80° (рис. 3.1.11 – 4, 5). Морфология будин и порфиробластов указывает на праводвиговые и леводвиговые смещения. Из этого следует, что на раннем коллизионном этапе (на более поздних стадиях) по разломам южной части Полярного Урала происходили левосторонние и правосторонние сдвиговые деформации.

Сопряженные трещины (рис. 3.1.10е) встречаются в большинстве рассматриваемых тектонических единиц и пересекают зоны распространения пликативных нарушений. В орангской свите, няровейской серии и амфиболовых кристаллосланцах зоны ГУР сопряженные трещины единичны и не вынесены на азимутальные проекции. Выделены оси сжатия с СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ преимущественными направлениями (рис. 3.1.11 – 6-10). На стадии D_6 сжимающие

напряжения на данном участке исследований были направлены поперек зоны ГУР, а на стадии D_7 продольны относительно простирания зоны ГУР. Оси растяжения, относимые к стадии D_6 , в основном, погружаются полого, что свидетельствует о проявлении сдвиговых деформаций, а оси растяжения стадии D_7 располагаются как субвертикально, так и погружаются под небольшими углами и фиксируют взбросо-сдвиговые деформации. Последовательность структурообразования показана на рисунке 3.1.9.

Н. Ю. Васильев и Л. А. Сим с коллегами выявили для массива Рай-Из горизонтальную С-СЗ ориентировку оси сжатия и субвертикальную для оси растяжения, что по их мнению подтверждает унаследованность от позднегерцинского этапа орогенеза развития новейших структур (Васильев, Каплин, Сим, 1985; Сим, Юрченко, Сироткина, 2005). Ориентировка оси сжатия схожа с нашими данными на стадии D_7 , но отличается ориентировка оси растяжения. Это несоответствие можно объяснить тем, что наши замеры производились в приконтактных частях массива (рис. 2.1.1), где более развиты сдвиговые нарушения, чем во внутренних частях (именно там производились замеры Н. Ю. Васильевым и Л. А. Сим с коллегами) «жесткого» блока гипербазитов.

По реке **Средний Кечьпель** и ее притокам в подошве Войкарского аллохтона (Пайерской пластины) наблюдаются метаморфические породы южной части Хараматалоуского блока, которые объединяются в хараматалоускую и пальникшорскую толщи, слагающие одноименные тектонические пластины (рис. 2.1.3), именно в них и производилось преобладающее большинство замеров структурных элементов.

В пределах Лемвинского аллохтона, а точнее Западного покрова, изучалась кечьпельская свита, в которой обширно развиты сопряженные сколы (рис. 3.1.12а). В милонитах подошвы Пайерского пластины развита мелкая складчатость и редкие сопряженные трещины, а в самой пластине (райизско-войкарском комплексе) только сопряженные трещины.

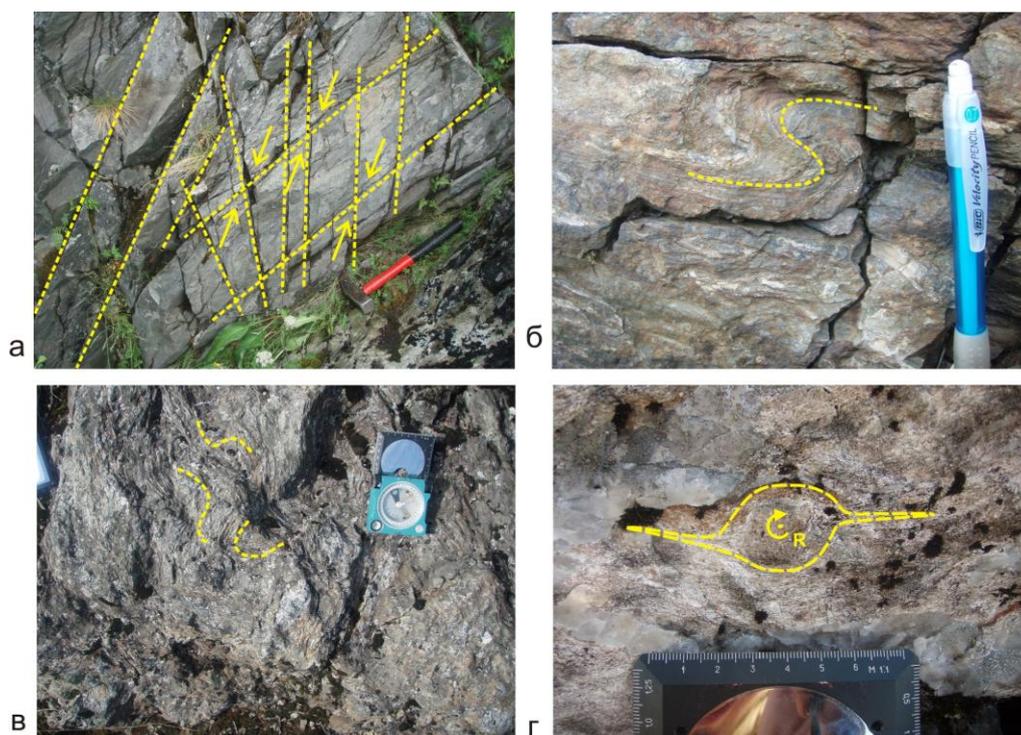


Рис. 3.1.12. Деформационные структуры.

а – сопряженные трещины в породах кечупельской свиты; б – S складка в породах хараматалоуской толщи; в – мелкая складчатость в породах пальникшорской толщи; г – правосдвиговой порфиробласт (там же).

При анализе мезоструктурных данных выделено пять стадий деформации (Сычев, Куликова, 2010б, 2011б, 2012в) (рис. 3.1.13).

Коллизионный этап

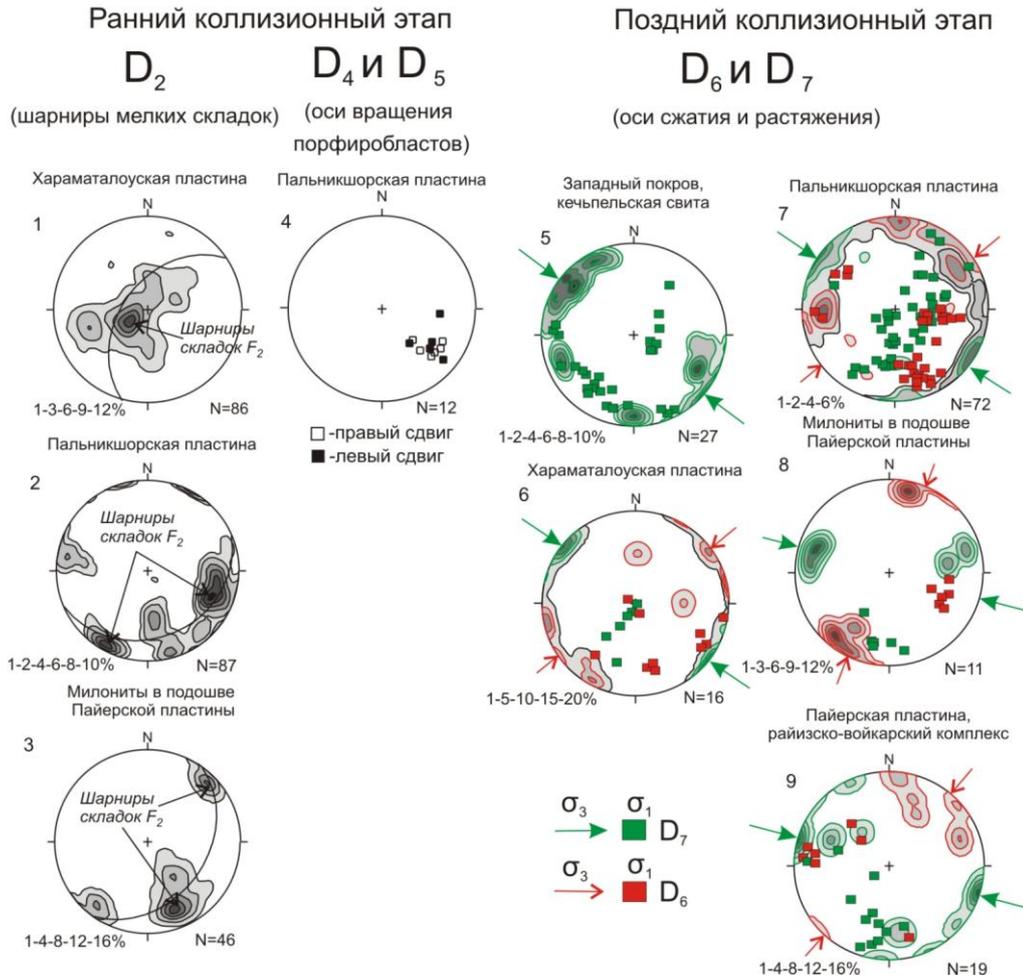


Рис. 3.1.13. Азимутальные проекции линейных структурных элементов (сетка Шмидта, нижняя полусфера).

В левом верхнем углу номер проекции, соответствующий участку структурных измерений на рис. 2.1.3, под стереограммами оцифровка изолиний в процентах и количество замеров. σ_1 (ось растяжения, показана квадратами), σ_3 (ось сжатия, показана сгущениями) – главные нормальные напряжения.

В породах Хараматалоуской пластины шарниры b_2 мелких (20-50 см) открытых и закрытых нейтральных складок Z и S облика (рис. 3.1.12б) F_2 преимущественно субвертикальны – $70-80^\circ$ (рис. 3.1.13 – 1), что объясняется крутыми ($70-85^\circ$) падениями плоскостных элементов пластины. В Пальникшорской пластине и милонитах мелкие складки F_2 (рис. 3.1.12в) характеризуются пологими ($10-20^\circ$) шарнирами, погружающимися преимущественно к юго-востоку (рис. 3.1.13 – 2, 3). Такую ориентировку шарниров можно объяснить моделью Хансена (см. выше), показывающей перемещение масс вещества при общем надвигообразовании. Эта стадия (D_2) складкообразования относится к раннему этапу орогенеза.

Сдвиговые смещения маркируют правосдвиговые (рис. 3.1.12г) и левосдвиговые кварцевые порфиробласты. Их оси вращения погружаются на юго-восток под углами 15-45° (рис. 3.1.13 – 4). Зоны распространения сдвиговых нарушений конформны общему залеганию метаморфитов Пальникшорской пластины.

Трещины скола обнаружены во всех исследуемых тектонических объектах и имеют СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ преимущественную ориентировку оси сжатия (рис. 3.1.13 – 5-9). СВ-ЮЗ относится к стадии D₆, а СЗ-ЮВ к стадии D₇ позднего коллизионного этапа формирования уральской структуры. Расположение осей растяжения подчеркивает сдвиговые нарушения на стадии D₆ и взбросо-сдвиговые на стадии D₇. Последовательность структурообразования изображена на рисунке 3.1.9.

В районе **рек Лагортаю и Большая Лагорта** наблюдается контакт офиолитовых и палеоостроводужных комплексов. Здесь имеется полный набор пород, слагающих Войкаро-Сынинскую офиолитовую ассоциацию (Пайерский покров): гипербазиты райизско-войкарского комплекса, а так же базиты кэршорского и лагортаюского комплексов (рис. 2.2.13). В состав Войкарской островной палеодуги (Лагортинской пластины) входят гранитоиды собского и янослорского комплексов.

На данном участке исследований выявлены сдвиговые и сколовые деформационные структуры (рис. 3.1.14). Сдвиговые деформации («закрученные» будины) наблюдаются только в зоне бластомилонитизации на контакте лагортаюского и кэршорского комплексов, а сопряженные трещины во всех изученных комплексах (рис. 2.2.13).



Рис. 3.1.14. Деформационные структуры.

а – правосдвиговая будина в бластомилонитах на контакте лагортаюского и кэршорского комплексов; б – сопряженные трещины в породах райизско-войкарского комплекса.

В ходе интерпретации замеренных структурных элементов выделено четыре стадии деформации (Сычев, Куликова, 2012а) (рис. 3.1.15).

Коллизионный этап

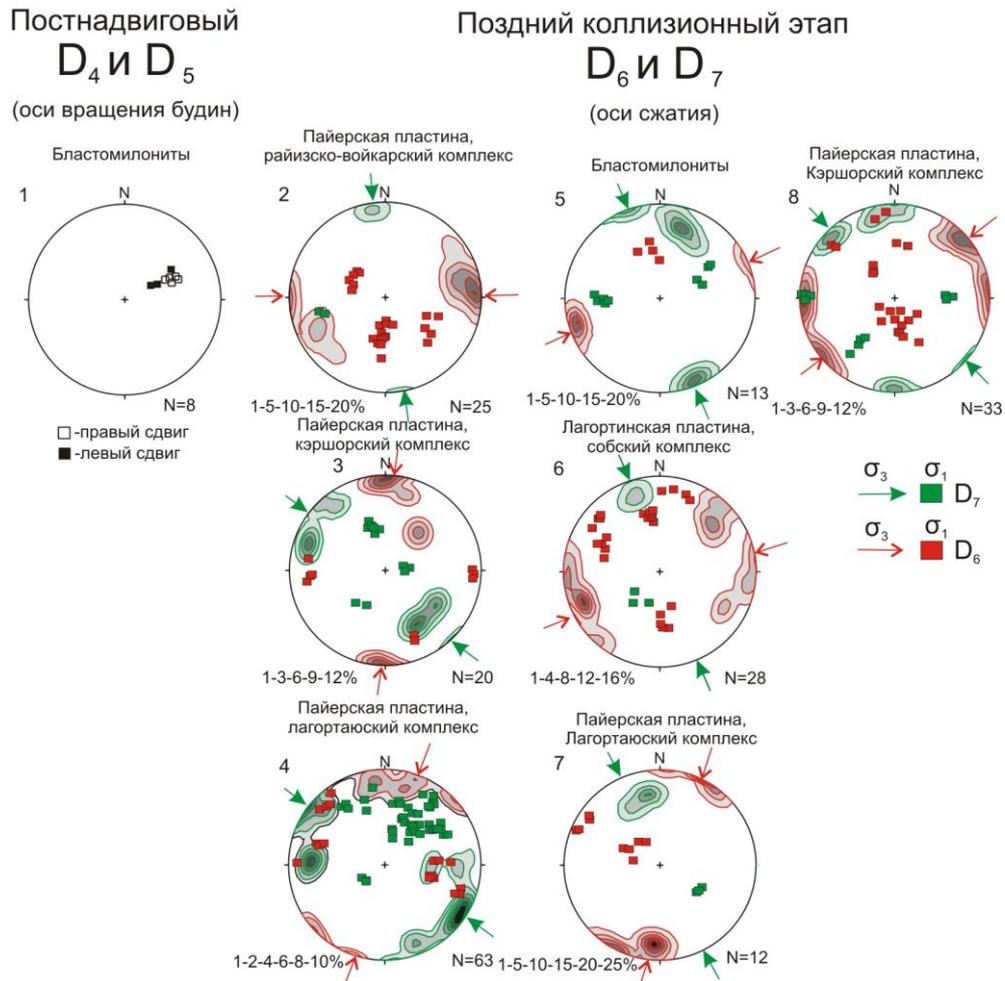


Рис. 3.1.15. Азимутальные проекции линейных структурных элементов (сетка Шмидта, нижняя полусфера).

В левом верхнем углу номер проекции, соответствующий участку структурных измерений на рис. 2.2.13, под стереограммами оцифровка изолиний в процентах и количество замеров. σ_1 (ось растяжения, показана квадратами), σ_3 (ось сжатия, показана сгущениями) – главные нормальные напряжения.

Складчатые структуры, относящиеся к надвиговой стадии (D_2), в кристаллических породах этой территории не проявлены, но нами отмечена затушеванная последующими деформациями минеральная линейность СВ-ЮЗ ориентировки, обусловленная упорядоченным расположением кристаллов амфибола в диоритах и, скорее всего, маркирующая стадию регионального надвигообразования.

Сдвиговые деформации постнадвигового этапа (стадии D_4 и D_5) нами интерпретировались по осям вращения будин в апогаббровых бластомилонитах кэршорского комплекса. Зона бластомилонитизации имеет северо-восточное

простирается и залегает согласно с кристаллическими породами данной территории. Оси вращения (рис. 3.1.15 – 1) погружаются на восток под углом 50–60°, и морфология структур указывает как на правосдвиговые, так и на левосдвиговые смещения. На постнадвиговом этапе контакт лагортауского и кэршорского комплексов подвергался левосторонним и правосторонним сдвиговым смещениям.

Трещины скола обнаружены во всех исследуемых комплексах и имеют СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ преимущественную ориентировку оси сжатия (рис. 3.1.15 – 2-8). СВ-ЮЗ относятся к стадии D_6 , а СЗ-ЮВ к стадии D_7 позднего коллизионного этапа формирования уральской структуры. Оси растяжения, сформированные на стадии D_6 , фиксируют как сдвиговые, так и взбросовые деформации, причем взбросовые нарушения были направлены поперек орогена. На стадии D_7 формировались сдвиговые нарушения с незначительной взбросовой составляющей.

В районе **блока Дзеляю**, слагающего одноименную тектоническую пластину, зона ГУР маркируется полосой тектонитов (рис. 2.1.5). В строении тектонитов наблюдается четкая зональность: западная полоса имеет ширину 400-800 м и сложена преимущественно зелеными апобазальтовыми бластомилонитами, восточная (шириной 1-2 км) сложена апобазальтовыми и апогаббро-амфиболитовыми глаукофанитами. Как среди зеленых, так и среди голубых сланцев отмечаются линзовидные прослои (0.25-0.3 м) яшмоидов. Последние представляют собой плитчатые вишнево-красные кремнистые породы с тонкой ленточнополосчатой текстурой. В отдельных слойках наблюдаются мелкие (до 1 мм) округлые включения, напоминающие остатки радиолярий.

В пределах Дзеляюской пластины и ее обрамления наблюдаются в основном складчатые структуры (рис. 3.1.16). Хрупкие деформации имеют единичный характер и не вынесены на азимутальные проекции.

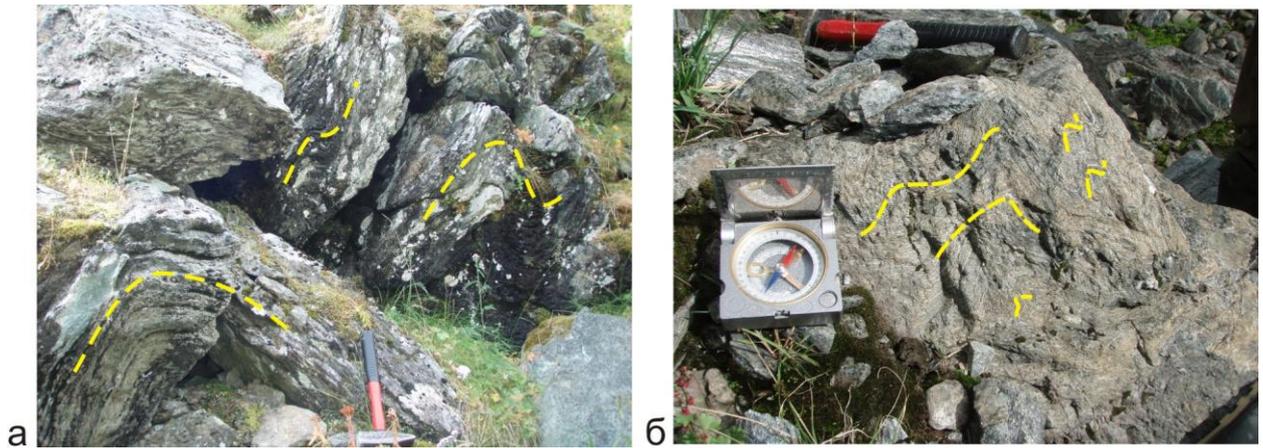


Рис. 3.1.16. Деформационные структуры.

а – складчатость в тектонитах зоны ГУР (р. Грубевож); б – мелкая складчатость в породах пальникшорской толщи (правый приток р. Хаймадью).

Породы Дзеляюской пластины характеризуются линейно-полосчатой текстурой двух направлений (СЗ и СВ), но наиболее отчетливо смена ориентировки полосчатости видна в Хордьюсской пластине (см. выше). Зональность распределения породных ассоциаций отличается от распределения в массиве Хордьюс большей неупорядоченностью в связи с более сложной складчатой структурой Дзеляюского блока. Замеры в данном блоке производились в метагабброидах и гранатовых амфиболитах.

В результате типизации структурно-геометрических характеристик складчатых структур выделено две стадии деформации (Сычев, 2009а; Сычев, Куликова, 2012в) (рис. 3.1.15).

Коллизионный этап

Ранний коллизионный этап

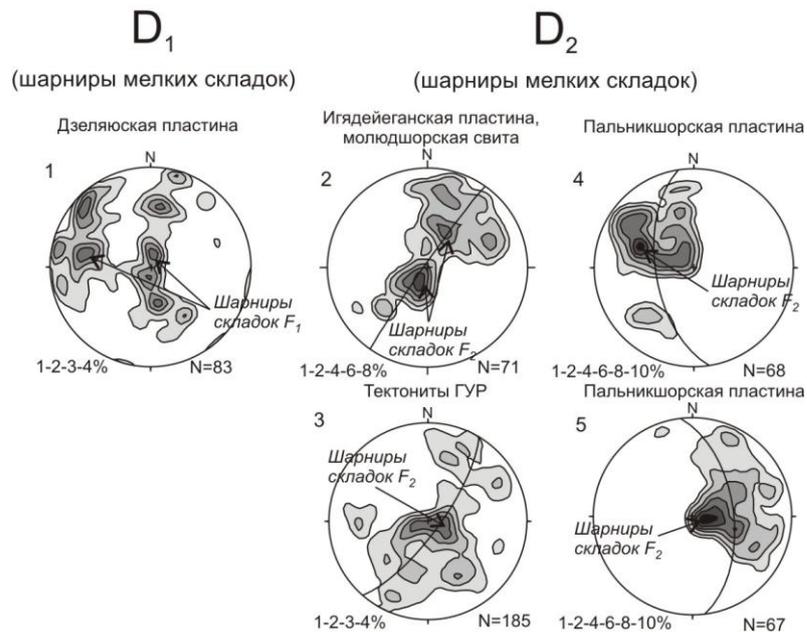


Рис. 3.1.17. Азимутальные проекции линейных структурных элементов (сетка Шмидта, нижняя полусфера).

В левом верхнем углу номер проекции, соответствующий участку структурных измерений на рис. 2.1.5, под стереограммами оцифровка изолиний в процентах и количество замеров.

Ранние деформации стадии D_1 зафиксированы в породах Дзеляюской пластины, именно в ней в отдельных обнажениях удается наблюдать замки мелких (5-20 см) открытых складок, характеризующихся вертикальными, северными, северо-западными и юго-восточными погружениями шарниров (рис. 3.1.17 – 1). Эта ориентировка образовалась, скорее всего, так же как в Хордьюсской пластине в результате смещений неустановленной кинематики до начала коллизионного процесса.

Следующая стадия (D_2) складчатых деформаций представлена в породах моллюдорской свиты (Игядейганской пластины), тектонитах зоны ГУР и Пальникшорской пластины. Мелкие складки F_2 (рис. 3.1.16) характеризуются шарнирами, которые распределены по дуге большого круга (рис. 3.1.17 – 2-5). Большие углы погружения шарниров можно объяснить крутыми ($75-80^\circ$) падениями плоскостных элементов исследуемых геологических тел. Ориентировка шарниров, на наш взгляд, так же вписывается в модель Хансена (см. выше) и маркирует время регионального надвигообразования.

После стадии D_2 блок пород Дзеляю с уже сформированным собственным структурным рисунком вошел в покровную структуру Урала.

Первое защищаемое положение

На основании изучения структурных форм различного типа и кинематики установлена многостадийность деформаций зоны Главного Уральского разлома и прилегающих тектонических единиц. Выявлено, что в процессе эволюции надвиговые деформации сменялись сдвиговыми.

3.2 Анализ анизотропии магнитной восприимчивости

Исследование магнитных свойств горных пород выявило, что их общей особенностью является анизотропия магнитной восприимчивости (АМВ) (Nagata, 1961 и др.). Среди различных причин образования анизотропии магнитной восприимчивости важная роль отведена одноосным давлениям при высокой температуре, сопровождающим кристаллизацию и перекристаллизацию горных пород (Использование магнетизма..., 1986; Tarling, Hrouda, 1993). Явная связь магнитной анизотропии пород с их текстурными особенностями, в частности связь АМВ с упорядочением длинных и коротких осей магнитных минералов показывает, что ее измерение может использоваться для изучения структурных элементов деформированных пород (Использование магнетизма..., 1986; Tarling, Hrouda, 1993; Borradaile, Henry, 1997).

Определение АМВ является быстрым и чувствительным методом для характеристики петроструктуры горных пород. Многочисленные исследования на качественном уровне подтвердили положительную корреляцию между различными параметрами АМВ и деформации горных пород (Owens, 1974; Borradaile, 1991; Tarling, Hrouda, 1993; Parés, Van Der Pluijm, 2004 и др.), но количественные отношения между ними остаются дискуссионными (Burmeister, et al., 2004; Ježek, Hrouda, 2007; Войтенко, 2008).

На изучаемой территории породы в той или иной степени подвержены метаморфическим преобразованиям (не ниже зеленосланцевой фации), вследствие воздействия которых возрастает упорядоченность магнитных зерен. Наиболее логично связать возрастание упорядоченности с возрастанием внешних (тектонических) воздействий, в результате которых происходит пластическая деформация породы, сопровождающаяся закономерным изменением ориентировки зерен и направленной перекристаллизацией ферромагнитных зерен (Использование магнетизма..., 1986; Borradaile, Henry, 1997). Так как форма эллипсоида АМВ

напрямую зависит от действующих напряжений, то наиболее важным для наших исследований представляется положительная корреляция между ориентировкой главных осей эллипсоида АМВ и эллипсоида деформации (Использование магнетизма..., 1986; Borradaile, 1988; 1991; Borradaile, Henry, 1997; Войтенко, 2008 и др.), т.е. максимальная ось эллипсоида АМВ соответствует оси удлинения эллипсоида деформаций, минимальная ось эллипсоида АМВ соответствует оси укорочения эллипсоида деформаций. Если даже оси эллипсоидов АМВ и деформации точно не совпадают, то располагаются в пределах погрешности замеров и самого отбора ориентированного образца (5-10°). С применением критерия Андерсона (см. выше) этот факт позволяет использовать метод для расшифровки кинематики разрывных нарушений и изучения этапности деформационного процесса.

Магнитная восприимчивость горной породы (отношение намагниченности породы к приложенному полю или $K = I / H$) определяется вкладом всех минеральных составляющих, включая диамагнитные, парамагнитные и ферромагнитные зерна. Одним из свойств большинства породообразующих минералов является анизотропия магнитной восприимчивости ($K_{ij} = I_i / H_j$, где I – индуцированная намагниченность, H – внешнее магнитное поле). АМВ зависит от преобладающей кристаллографической ориентировки, формы зерен и состава (Nagata, 1961).

АМВ определяется симметричным тензором второго ранга. Величины трех главных осей эллипсоида АМВ обозначаются: K_1 – максимальная, K_2 – промежуточная, K_3 – минимальная магнитные восприимчивости. Для характеристики АМВ используют следующие параметры:

- среднее значение восприимчивости (mean susceptibility) –

$$K_m = \frac{K_1 + K_2 + K_3}{3} \text{ (СИ} \cdot 10^{-6} \text{) (Nagata, 1961);}$$

- магнитная линейность (magnetic lineation) характеризует интенсивность линейного упорядочения магнитных зерен вдоль направления, параллельного максимальной восприимчивости – $L = \frac{K_1 - K_2}{K_m}$ (Khan, 1962);

- магнитная полосчатость (magnetic foliations) – интенсивность упорядочения зерен в плоскости, ортогональной к направлению магнитной восприимчивости –

$$F = \frac{K_2 - K_3}{K_m} \text{ (Khan, 1962);}$$

- интенсивность (степень) АМВ (corrected anisotropy degree), которая показывает упорядочение магнитных минералов в породе –

$$Pj = \exp \sqrt{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]},$$

$$\text{где } \eta_i = \ln(K_i), (i=1, 2, 3) \text{ и } \eta_m = (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3)/3 \text{ (Jelinek, 1981);}$$

- параметр формы (shape parameter) – $T = [2(\eta_2 - \eta_3)/\eta_1 - \eta_3] - 1$ (Jelinek, 1981), изменяющийся от -1 (удлинённый эллипсоид) до +1 (сплюснённый эллипсоид).

Для определения АМВ из образцов, ориентированных при отборе, были выпилены кубики с ребром 2 см от двух до четырех штук (иногда 6 шт.) в зависимости от размера образца. Оценка АМВ проводилась на приборе KLY-4S (AGICO) с помощью программы Anisoft 4.2 (M.Chadima) в петромагнитной лаборатории МГУ, аналитик Р. В. Веселовский. Для данного участка и для последующих места отбора образцов отображены на схемах опорных участков, приведенных в предыдущей главе.

В районе **массива Рай-Из**¹¹ для выявления магнитных и деформационных характеристик были отобраны ориентированные образцы из пород зоны ГУР по ручью Нырдовоменшор – обр. № 8839, 8843, 8844 и райизко-войкарского комплекса – обр. № 8845, по ручью Кердоманшор из райизко-войкарского (обр. № 8832/1) и кэршорского (обр. № 8831) комплексов, а так же из пород няровейской серии – обр. № 8837 (рис. 2.1.1).

¹¹ Данные анализа анизотропии магнитной восприимчивости приведены в приложении 3.

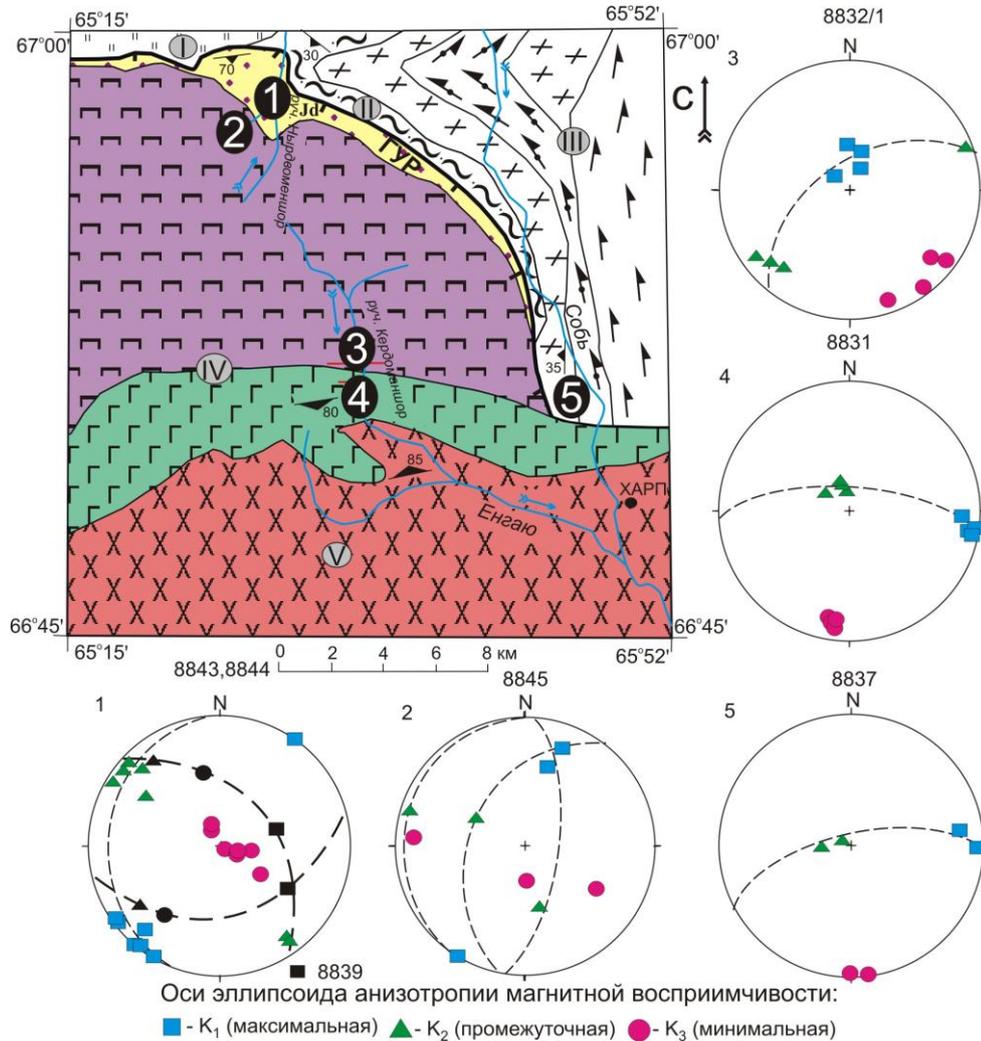


Рис. 3.2.1. Схема геологического строения массива Рай-Из (условные обозначения см. на рис. 2.1.1) и азимутальные проекции с ориентировками главных осей эллипсоидов АМВ (сетка Шмидта, нижняя полуфера).

Дугами большого круга отмечены ориентировки плоскостей магнитной полосчатости (F). Места отбора образцов описаны в тексте и отмечены на схеме белыми цифрами в черных кружках.

Анализируемые породы имеют видимое разбиение на группы по величине средней магнитной восприимчивости и интенсивности АМВ. Различаются только пород зоны ГУР, где петромагнитные характеристики серпентинитов (обр. № 8839) намного «слабее» характеристик амфиболовых кристаллосланцев. Форма эллипсоида АМВ в подавляющем большинстве сплюснутая (рис. 3.2.2).

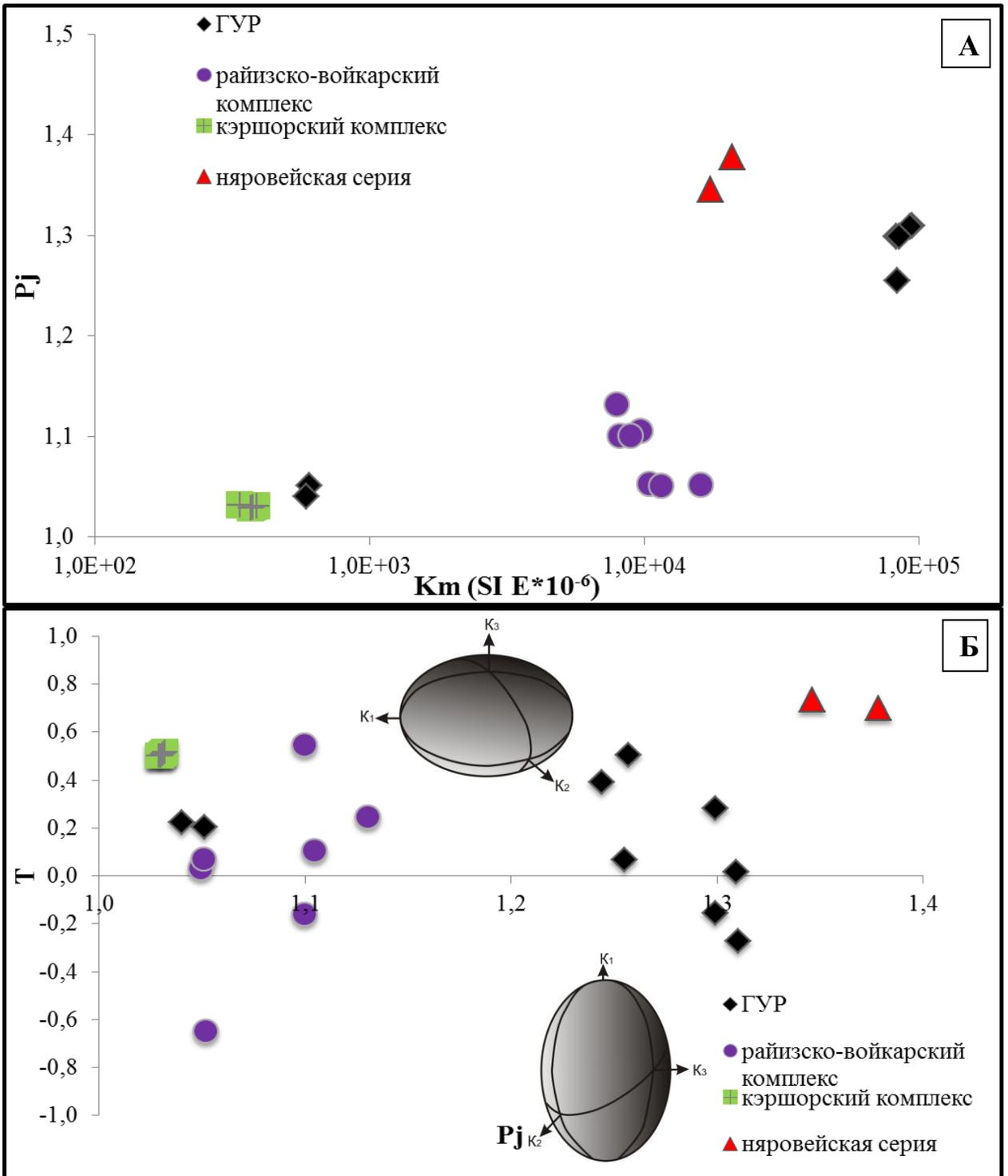


Рис. 3.2.2. Диаграммы распределения интенсивности АМВ и среднего значения магнитной восприимчивости (А); формы эллипсоида АМВ и интенсивности АМВ (Б).

В ходе интерпретации ориентировок главных осей эллипсоидов АМВ установлено, что для пород зоны ГУР минимальная ось преимущественно субвертикальна, а максимальная полого ($0-10^\circ$) погружается на ЮЗ и СВ; из общей картины выбивается обр. № 8839, где ось сжатия погружается под углом 40° на ССЗ и под углом 30° на ЮЗ, а ось растяжения направлена на восток под углом 45° (рис. 3.2.1 – 1). Для пород райизско-войкарского комплекса (руч. Нырдовоменшор)

выявлено, что минимальная ось ведет себя хаотично, а максимальная полого погружается ($5-20^\circ$) на СВ и ЮЗ (рис. 3.2.1 – 2); на руч. Кердоманшор минимальная ось полого погружается ($5-15^\circ$) на ЮВ, а максимальная круто погружается ($70-85^\circ$) на север (рис. 3.2.1 – 3). В габброидах кэршорского комплекса минимальная ось полого погружается ($5-15^\circ$) на юг, а максимальная ($0-10^\circ$) на восток (рис. 3.2.1 – 4), породы няровейской серии характеризуется аналогичной ориентировкой осей эллипсоида АМВ (рис. 3.2.1 – 5) (Сычев, 2012).

По нашим представлениям ориентировка эллипсоида анизотропии для зоны ГУР связана со сбросовыми деформациям. Для пород райизско-войкарского комплекса в северном обрамлении массива Рай-Из расположение эллипсоида анизотропии обнаруживает сдвиговую кинематику, а в южном ограничении массива взбросовую. В кэршорском комплексе и няровейской серии оси укорочения располагаются субмеридионально, а оси удлинения субширотно и погружаются под малыми углами – это расположение связывается нами со сдвиговыми деформациями.

Для выявления магнитных и деформационных характеристик в районе **реки Средний Кечьпель** были отобраны ориентированные образцы из пород Западного покрова (кечьпельская свита) – обр. № 8803 и 8803/2, Хараматалоуской пластины (обр. № 8808, 8808/2, 8808/3), Пальникшорской пластины (обр. № 8800/1а, 8801/4, 8801/3, 8806, 8806/1, 8807, 8805/1, 8805/2.), милонитов в подошве Пайерской пластины (обр. № 8801/1, 8801/2) и самой Пайерской пластины (райизско-войкарский комплекс) – обр. № 8804 (рис 2.1.3).

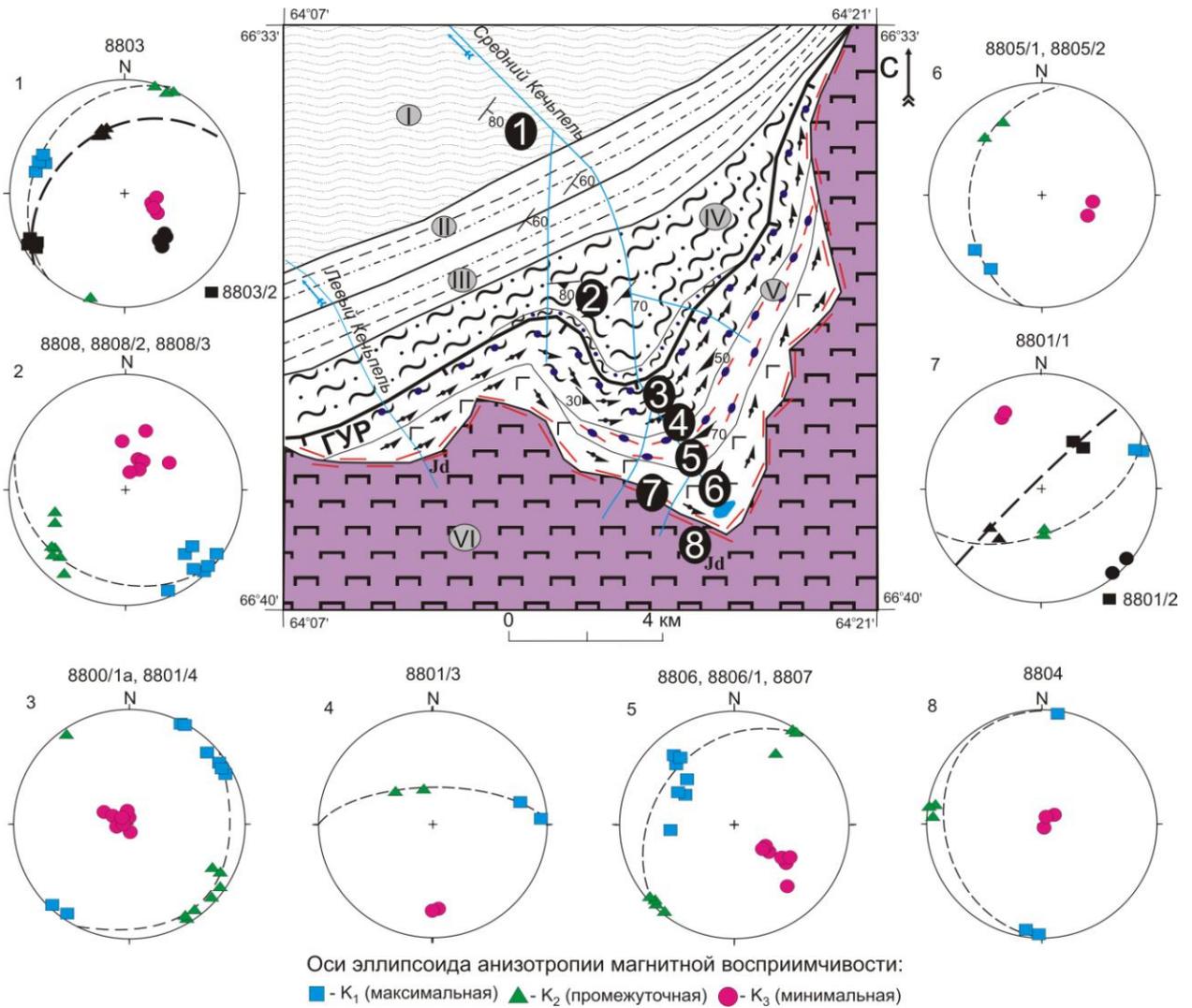


Рис. 3.2.3. Схема геологического строения района реки Средний Кечумель (условные обозначения см. на рис. 2.1.3) и азимутальные проекции с ориентировками главных осей эллипсоидов АМВ (сетка Шмидта, нижняя полусфера).

Дугами большого круга отмечены ориентировки плоскостей магнитной полосчатости (F). Места отбора образцов описаны в тексте и отмечены на схеме белыми цифрами в черных кружках.

В ходе анализа диаграмм основных параметров АМВ выявлено, что породы райизско-войкарского комплекса резко отличаются по величине средней магнитной восприимчивости и интенсивности АМВ. Форма эллипсоида АМВ сплюснутая (рис. 3.2.4).

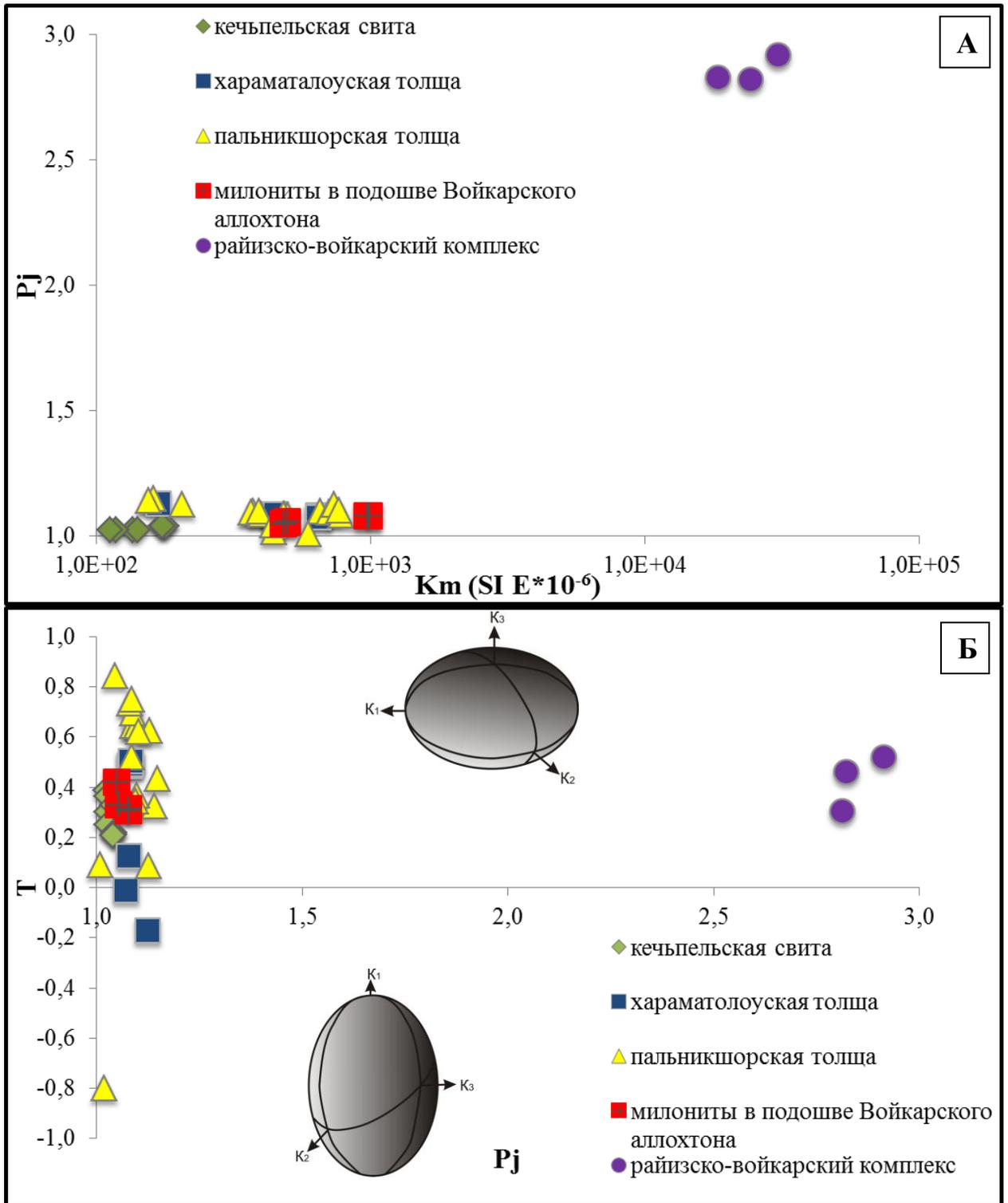


Рис. 3.2.4. Диаграммы распределения интенсивности АМВ и среднего значения магнитной восприимчивости (А); формы эллипсоида АМВ и интенсивности АМВ (Б).

По результатам анализа ориентировок главных осей эллипсоидов АМВ отмечено, что породы кечьпельской свиты характеризуются ЮВ ($\angle 40-70^\circ$) погружением минимальной оси эллипсоида АМВ и пологим ($10-20^\circ$) западным максимальной (рис. 3.2.3 – 1). В хараматалоуской толще минимальная ось погружается ($\angle 50-80^\circ$) на СВ, а максимальная ($\angle 0-30^\circ$) на ЮВ (рис. 3.2.3 - 2). Для

пород пальникшорской толщи выявлено, что минимальная ось магнитной восприимчивости погружается ($\angle 20-60^\circ$) на ЮВ (рис. 3.2.3 – 4, 5, 6), а в непосредственной близости к зоне ГУР субвертикальна (рис. 3.2.3 – 3). Максимальная ось погружается ($\angle 0-45^\circ$) на СВ, СЗ и ЮЗ (рис. 3.2.3 – 3, 4, 5, 6). В милонитах минимальная ось имеет СЗ и ЮВ пологую ($0-25^\circ$) ориентировку, а максимальная СВ (рис. 3.2.3 – 7). В породах райизско-войкарского комплекса минимальная ось эллипсоида АМВ субвертикальна (рис. 3.2.3 – 8), а максимальная располагается субмеридионально и имеет субгоризонтальное погружение ($0-5^\circ$) (Сычев, Куликова, 2011а).

Ориентировка эллипсоида анизотропии в породах Лемвинского аллохтона и Хараматалоуской пластины связана со сбросовыми смещениями. Для пород Пальникшорской пластины эллипсоиды АМВ располагаются неупорядоченно, фиксируют как сбросовые, так и сдвиговые нарушения, что объясняется ее сложной покровно-сдвиговой тектоникой и разнообразием вещественного состава слагающих ее пород. Расположение эллипсоида АМВ в милонитах фиксирует сдвиговую обстановку. В Войкарском аллохтоне субвертикальная ориентировка минимальной оси связана со сбросовыми деформациями. Таким образом, ориентировка главных осей эллипсоидов АМВ для Лемвинского аллохтона, Хараматалоуской пластины, Пальникшорской пластины (вблизи ГУР) и Войкарского аллохтона образовывалась в результате сбросообразования, а для остальных пород в составе Пальникшорской пластины и милонитов в результате сдвиговых деформаций.

Для исследования деформационных характеристик контакта офиолитовых и палеоостроводужных комплексов южной части Полярного Урала в **районе рек Лагортаю и Большая Лагорта** были отобраны ориентированные образцы из пород райизско-войкарского комплекса (обр. № 8814), кэршорского комплекса (обр. 8814/1, 8816, 8816/2), лагортаюского комплекса (обр. № 8811а, 8811в, 8812/2, 8810/4, 8810/5), бластомилонитов на контакте кэршорского и лагортаюского комплексов (обр. № 8810) и собского комплекса (обр. № 8809, 8809/1, 8809/2) (рис. 2.2.13).

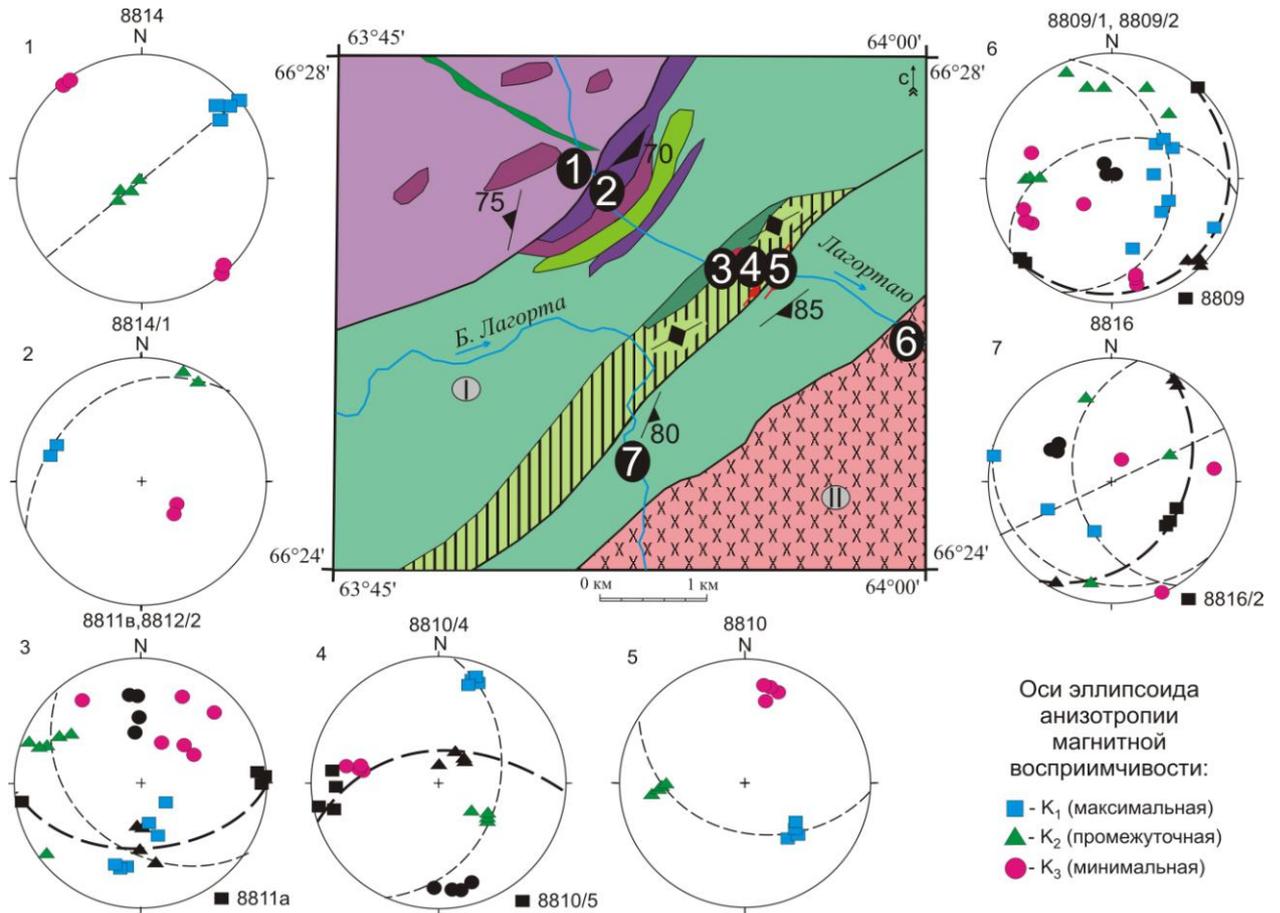


Рис. 3.2.5. Схема геологического строения района реки Лагортаю (условные обозначения см. на рис. 2.2.13) и азимутальные проекции с ориентировками главных осей эллипсоидов АМВ (сетка Шмидта, нижняя полусфера).

Дугами большого круга отмечены ориентировки плоскостей магнитной полосчатости (F). Места отбора образцов описаны в тексте и отмечены на схеме белыми цифрами в черных кружках.

По величине средней магнитной восприимчивости и интенсивности АМВ породы разбиваются на 2 группы. Бластомилониты и породы лагортаюского комплекса имеют сравнительно умеренные значения величин, а породы райизско-войкарского и собского комплекса повышенные значения. Форма эллипсоида АМВ как сплюснутая, так и удлиненная (рис. 3.2.6).

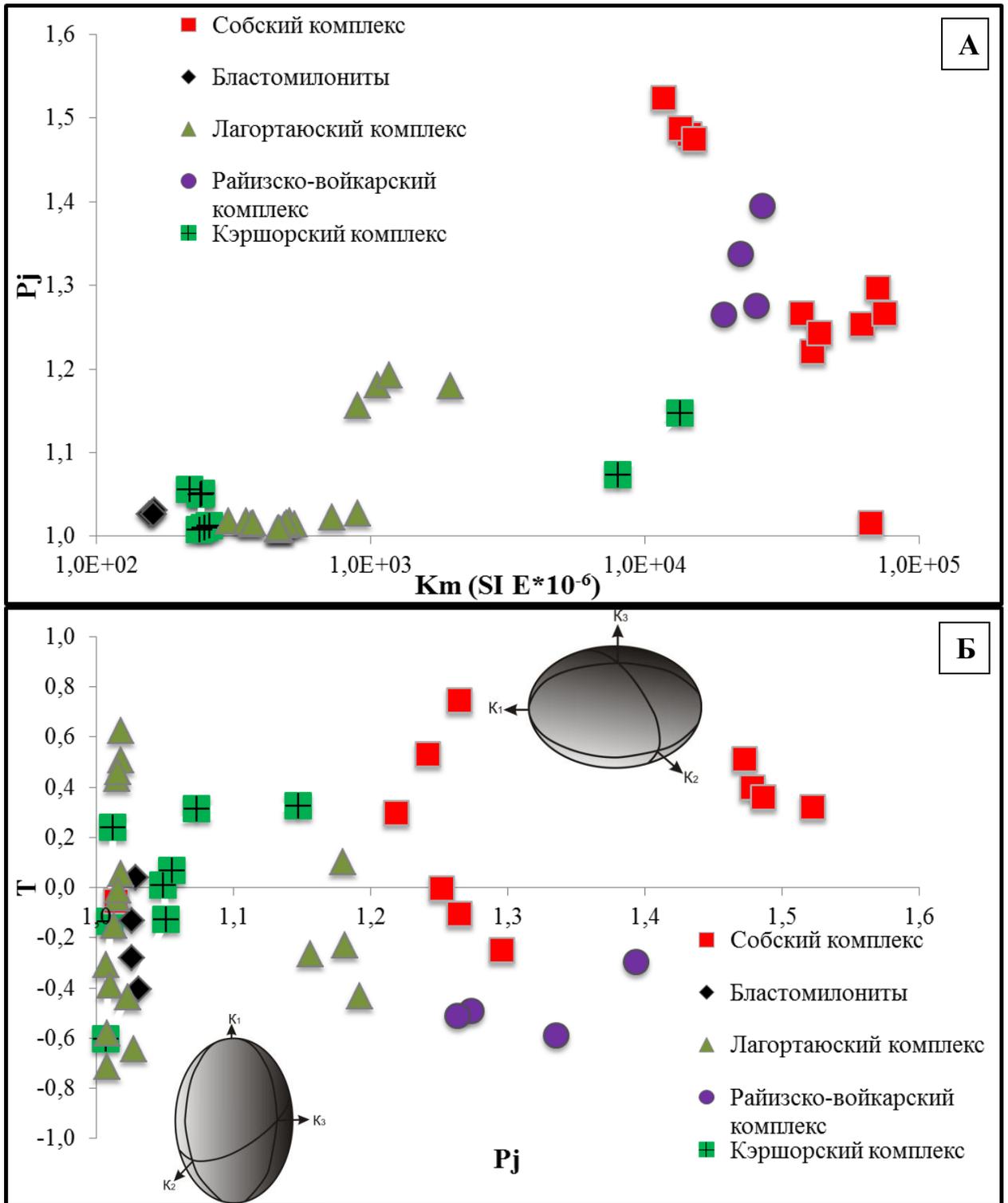


Рис. 3.2.6. Диаграммы распределения интенсивности АМВ и среднего значения магнитной восприимчивости (А); формы эллипсоида АМВ и интенсивности АМВ (Б).

В ходе интерпретации ориентировок главных осей эллипсоидов АМВ установлено, что в гипербазитах райизско-войкарского комплекса минимальная ось простирается с СЗ на ЮВ и полого ($0-5^\circ$) погружается, а максимальная погружается ($\angle 0-5^\circ$) на СВ (рис. 3.2.5 – 1). Для габброидов кэршорского комплекса (на р. Лагортаю) минимальная ось круто ($50-60^\circ$) погружается на ЮВ, а

максимальная ($\angle 20-30^\circ$) на СЗ (рис. 3.2.5 – 2); на реке Большая Лагорта оси располагаются без видимой закономерности (рис. 3.2.5 – 7). В породах комплекса параллельных даек оси эллипсоидов АМВ ведут себя хаотично (рис. 3.2.5 – 3, 4). Для бластомилонитов выявлено, что минимальная ось погружается на ССВ ($\angle 20-30^\circ$), а максимальная ($\angle 35-45^\circ$) на ЮВ (рис. 3.2.5 – 5). В диоритах собского комплекса минимальная ось погружается преимущественно на ЮЗ, а максимальная на восток; из общей картины выбивается обр. № 8809, где ось K_3 субвертикальна, а K_1 простирается с СВ на ЮЗ и полого ($0-5^\circ$) погружается (рис. 3.2.5 – 6) (Сычев, 2013).

В гипербазитовом комплексе ориентировка осей эллипсоида АМВ связана со сдвигообразованием. Пространственная характеристика направлений главных осей эллипсоидов АМВ для образцов из комплекса параллельных даек не дает преимущественной ориентировки, что было показано ранее (Куренков, Диденко, Симонов, 2002), здесь присутствуют как сдвиговые, так и сбросовые деформации. Ориентировки осей эллипсоида в породах кэршорского комплекса фиксируют сбросовые нарушения. Расположение осей эллипсоида в зоне бластомилонитизации, разделяющей кэршорский и лагортаюский комплексы, связано со сдвиговыми смещениями. Для диоритов собского комплекса ориентировка связана с региональным надвигообразованием, последующим разворотом и выполаживанием (обр. № 8809) элементов залегания геологического тела при приближении к фронтальной части надвига, разграничивающего офиолитовые и палеоостроводужные комплексы.

Далее мы рассмотрим три участка, на которых отбиралось сравнительно небольшое количество ориентированных образцов. В районе **массива Хордьюс** образцы были отобраны из пород пальникшорской толщи (обр. № 8703/2, 8704в, 8704/4а) и милонитов в подошве Хордьюсской пластины (обр. №8705а, 8706а). В районе **реки Мокрая Сыня** были отобраны образцы (обр. №С-1 – С-9) из пород молюдшорской свиты и из этой же свиты (обр. №8734/4, 8735) в районе **блока Дзеляю** (рис. 2.1.4, 2.1.9, 2.1.5).

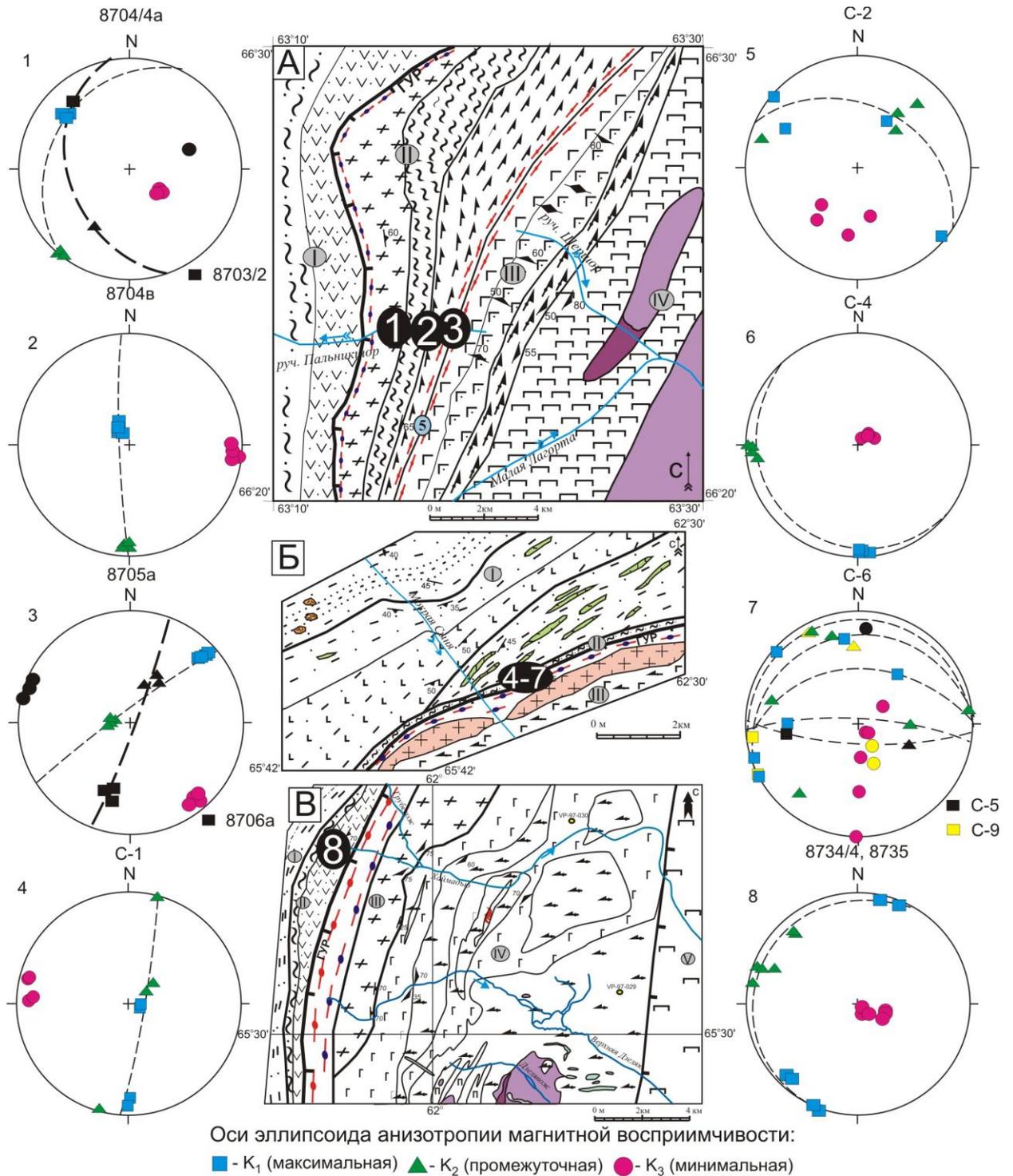


Рис. 3.2.7. Схемы геологического строения района массива Хордюс (А), р. Мокрая Сыня (Б) и блока Дзеляю (В) (условные обозначения см. на рис. 2.1.4, 2.1.9, 2.1.5) и азимутальные проекции с ориентировками главных осей эллипсоидов АМВ (сетка Шмидта, нижняя полусфера).

Дугами большого круга отмечены ориентировки плоскостей магнитной полосчатости (F). Места отбора образцов описаны в тексте и отмечены на схемах белыми цифрами в черных кружках.

Метаморфиты не имеют явного разбиения на группы по величине средней магнитной восприимчивости и интенсивности АМВ. Форма эллипсоида АМВ сплюснутая (рис. 3.2.8).

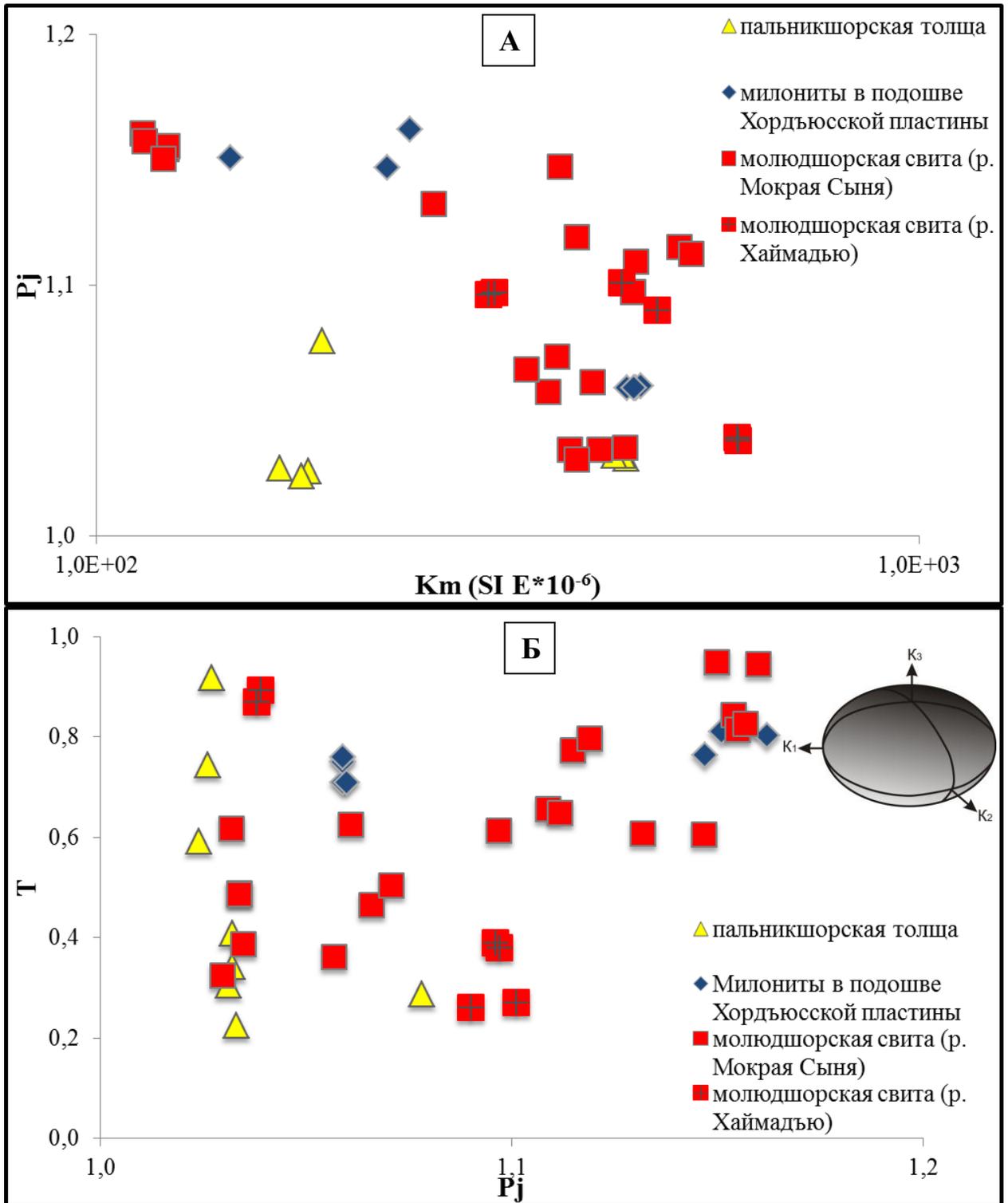


Рис. 3.2.8. Диаграммы распределения интенсивности АМВ и среднего значения магнитной восприимчивости (А); формы эллипсоида АМВ и интенсивности АМВ (Б).

Нами установлено, что в породах пальникшорской толщи минимальная ось эллипсоида АМВ погружается на восток ($\angle 0-70^\circ$), а максимальная ($\angle 20-85^\circ$) на СЗ (рис. 3.2.7 – 1, 2). В милонитах подошвы Хордьюсской пластины минимальная ось простирается с СЗ на ЮВ и полого погружается ($0-10^\circ$), а максимальная с СВ на ЮЗ и тоже полого ($5-25^\circ$) погружается (рис. 3.2.7 – 3). Для образцов,

отобранных из моллюдорской свиты в районе реки Мокрая Сыня, оси эллипсоидов АМВ ведут себя не закономерно (рис. 3.2.7 – 4-7), а в районе блока Дзеляю минимальная ось субвертикальна, а максимальная полого ($0-10^\circ$) погружается на ССВ и ЮЮЗ (рис. 3.2.7 – 8) (Сычев, Войтенко, Куликова, 2011).

Ориентировки эллипсоидов АМВ во фронтальной части пальникшорской толщи связаны со сбросообразованием, а в тыловой части со взбросообразованием. В милонитах подошвы Хордьюсской пластины ориентировка эллипсоидов фиксирует сдвиговые перемещения. В породах моллюдорской свиты наблюдаются в основном сбросовые нарушения.

Все вышеописанные ориентировки эллипсоидов АМВ были сопоставлены со стадиями D_2 , D_4 и D_5 деформационного процесса. Выявлены лишь единичные ориентировки, связанные с надвигообразованием (взбросообразованием), что говорит нам о практически полном затушевывании деформациями стадий D_4 и D_5 надвиговых петроструктур стадии D_2 . Сложнее дело обстоит с деформациями на стадиях D_4 и D_5 , которые по анализу мезоструктурных данных мы интерпретируем как сдвиговые (см. главу 3.1). В ГУР движение происходит не по одной или нескольким плоскостям, а в пределах зоны разлома, которая в некоторых «раздувах» достигает ширины в 15-20 км. При расщеплении этой зоны могут возникать как зоны растяжения, так и сжатия. На стадиях D_4 и D_5 мы выявили сдвиг с растяжением – транстенсию. Следовательно, на поздних стадиях раннего коллизионного этапа происходили сдвиго-сбросовые нарушения. Следует отметить, что хаотичное расположение осей эллипсоида АМВ мы связываем со стадиями D_4 и D_5 , т.к., скорее всего, изменение петрофизических параметров, сформированных на надвиговой стадии, происходило именно в это время (Сычев, Веселовский, 2014).

С помощью анализа АМВ получилась наиболее полная и качественная картина, подтверждающая процесс сдвигообразования (D_4 и D_5) в зонах милонитизации, разграничивающих тектонические единицы, и зонах распространения порфиробластовых структур. В результате исследования кубиков пород, в которых анализировалась анизотропия магнитной восприимчивости, на рентгеновском микротомографе SKYSCAN 1172 (BRUKER), в ресурсном центре «Геомодель» (СПбГУ), получены ориентировки плоскостных элементов породы

расположенные согласно (минимальная ось перпендикулярна плоскостным элементам, максимальная и промежуточная лежат в плоскости) с направлениями главных осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости (рис. 3.2.9), что положительно характеризует утверждение о связи текстур пород и главных осей АМВ, изложенное в начале данного раздела.

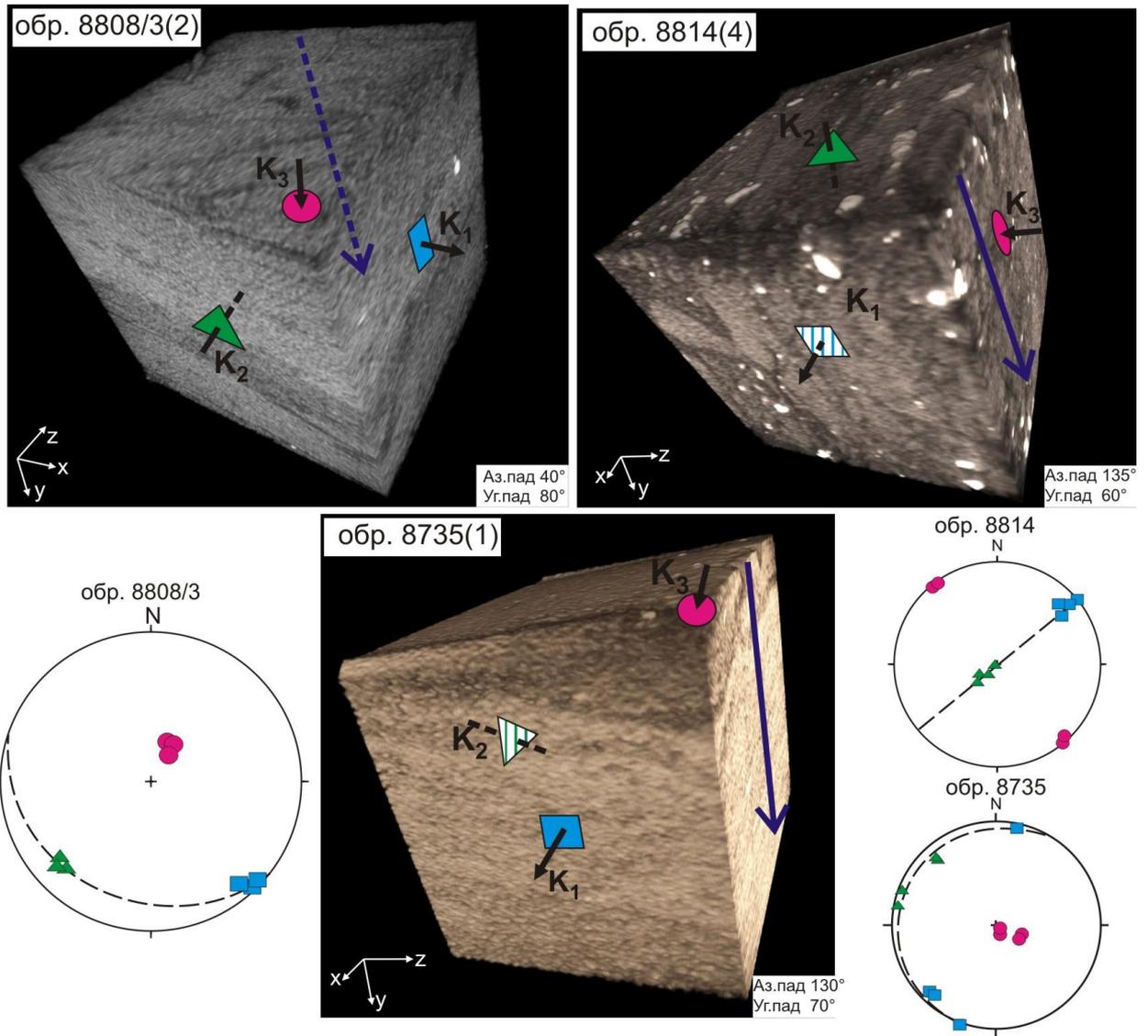


Рис. 3.2.9. Соотношения плоскостных элементов пород, в которых измерялась АМВ с главными осями эллипсоида АМВ.

K1 – минимальная, K2 – промежуточная, K3 – максимальная оси эллипсоида АМВ. Синяя стрелка показывает направление падения образца ориентированного при отборе (изначально располагается горизонтально), в правом нижнем углу элементы залегания образца. Кубик расположен в географической системе координат. Цифра в скобках после номера образца - номер кубика выпиленного из данного образца. Обр. 8808/3 – амфибол-альбит-кварцевый сланец (хараматалоуская толща), обр. 8814 – гарцбургит (райизско-войкарский комплекс), обр. 8735 – плагиоклаз-кварц-хлоритовый сланец (молдшорская свита). Томография выполнена в ресурсном центре «Геомодель» (СПбГУ), аналитик М. В. Никитина.

Второе защищаемое положение

По результатам структурного анализа с учетом данных анизотропии магнитной восприимчивости для зоны Главного Уральского разлома выделено восемь стадий деформационного процесса, из которых региональное распространение имеют стадии D_2 , D_4 , D_5 , D_6 , D_7 и D_8 , а локальное – D_1 и D_3 .

Глава 4. Некоторые особенности метаморфизма зоны Главного Уральского разлома

Нами была поставлена цель – определить связь этапности деформационных процессов с метаморфическими преобразованиями, которые повсеместно запечатлены в породных ассоциациях зоны Главного Уральского разлома. В районе **массива Хордьюс** были отобраны пробы для микрозондового изучения метаморфических парагенезисов из пальникшорской толщи и дзеляюского комплекса.

В результате исследования петрографического (описано выше) и минералогического составов в породах пальникшорской толщи были установлены разнообразные минеральные ассоциации, а также выделены одновременные метаморфические парагенезисы, которые мы связали со стадиями структурного преобразования пород (табл. 4.1).

Таблица 4.1. Минеральные ассоциации пород пальникшорской толщи (химические составы пород приведены в приложении 1). Микрофотографии шлифов приведены на рис. 2.1.8.

Номер образца	Характеристика породы	Минеральная ассоциация
<i>Метаморфические породы раннего коллизионного этапа (D₂)</i>		
8704/7	<u>Клиноцоизитовые амфиболиты</u> мелкозернистые со сланцеватой текстурой и нематобластовой структурой	Amp ₁ +Czo ₁ ±Qtz±Rt – метаморфический парагенезис раннего коллизионного этапа;
8703/8 8704а	<u>Клиноцоизит-хлорит-амфибол-кварцевые кристаллосланцы</u> мелкозернистые сланцеватые с новообразованной лепидонематогранобластовой и участками реликтовой крупнопсефитовой литокластической структурой.	Amp ₁ +Czo ₁ +Qtz ₁ ±Ab ±Rt – метаморфический парагенезис раннего коллизионного этапа; Chl ±Act – наложенный низкотемпературный парагенезис
8704/3	<u>Плагиигранит</u>	Czo-Mu-Ab-Qtz
8704/8	<u>Плагиигранитогаейс</u>	Czo-Amp-Ab-Qtz
8705/1		
8706		
<i>Метаморфические породы постнадвигового этапа (D₄ и D₅)</i>		
8703 8703/3 8704/1а 8704/1	<u>Гранат-амфиболовые и гранат-альбит-кварц-хлорит-амфиболовые кристаллосланцы</u> плотные или сланцеватые, участками микроплойчатые метаморфически расплосованные мелкозернистые породы, иногда с реликтами миндалекаменной текстуры. Структура пород пойкилобластовая с нематогранобластовой, лепидонематогранобластовой структурой основной массы.	Grt+Amp ₂ ±Qtz+Czo ₂ ±Ab – метаморфический парагенезис постнадвигового этапа; Chl±Cal – наложенный низкотемпературный парагенезис
8703/2 8703/5 8703/6 8703/7	<u>Гранат-эпидот-амфибол-альбит-кварцевые кристаллосланцы</u> мелкозернистые линейно-полосчатые породы с пойкилобластовой, иногда бластопорфировой структурой и гранонематобластовой либо лепидогранобластовой структурой основной массы.	Grt+Qtz+Ab+Amp ₂ +Czo ₂ – метаморфический парагенезис постнадвигового этапа Chl±Cal – наложенный низкотемпературный парагенезис

В таблице не приведен парагенезис с глаукофаном и он не рассматривается в тексте работы, т.к. в районе ручья Пальникшор нам не удалось исследовать данную ассоциацию, а на реке Средний Кечьпель по гранат-глаукофановым кристаллосланцам получены слишком низкие P-T условия (давление около 4 кбар), и эти данные мы рассматриваем как невалидные.

В составах минералов, слагающих породы пальникшорской толщи, отмечаются некоторые особенности:

Ранний метаморфический парагенезис представлен ассоциацией клиноцоизит + амфибол (барруазит) + альбит + кварц + рутил + наложенные актинолит + хлорит. Амфибол однообразен во всех безгранатовых амфиболовых кристаллосланцах (рис. 4.1). По составу это барруазит с переменными концентрациями натрия (Na_2O 2.83-3.09 мас. %), алюминия (Al_2O_3 11.08-13.49 мас. %) и повышенной магнезиальностью (X_{Mg} 79-82). В каймах состав соответствует магнезиогорнблендиту, в котором содержание алюминия колеблется от 9.11 до 13.82 мас. % Al_2O_3 , а магнезиальность от 71 до 74 (табл. 4.2).

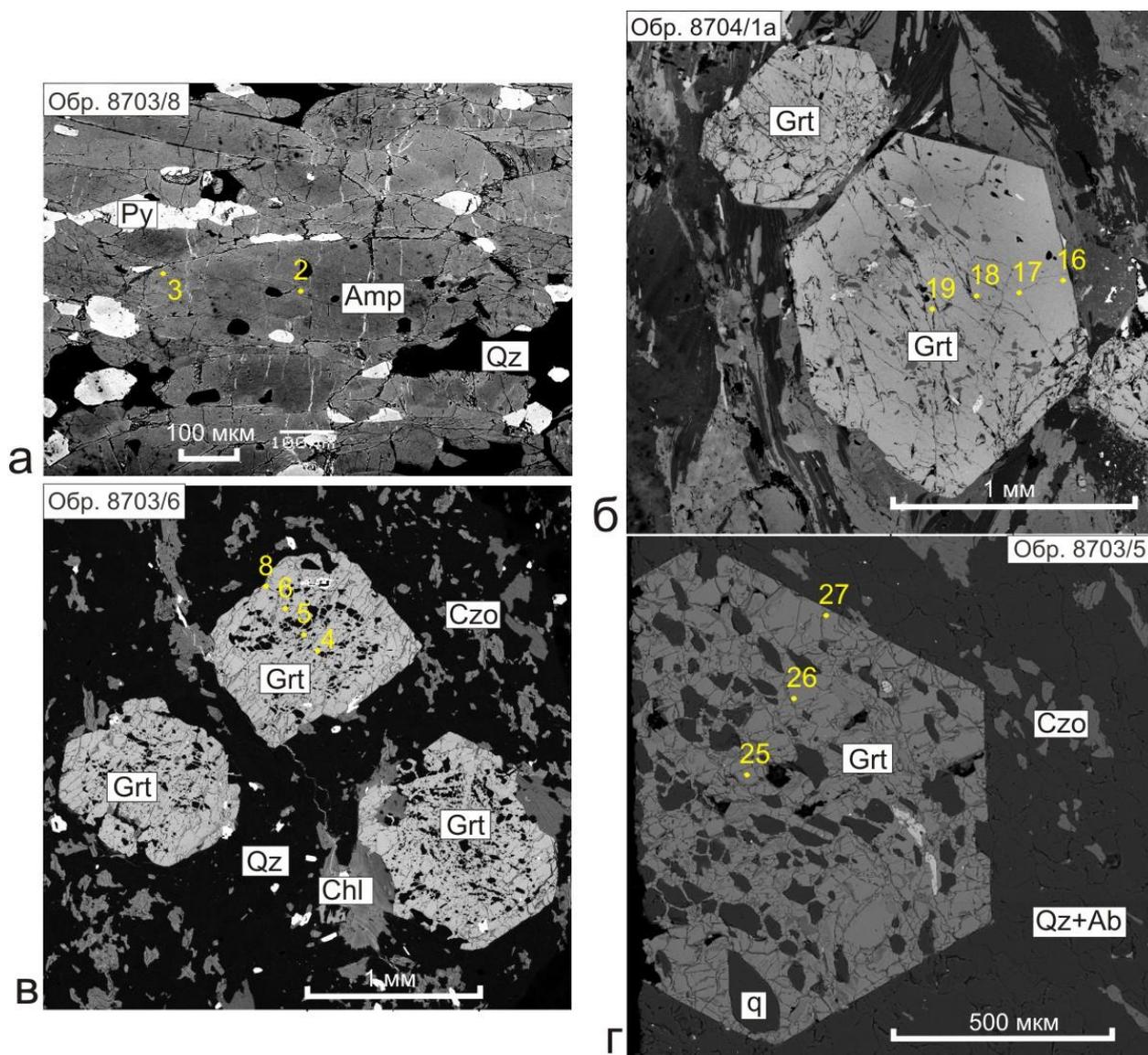


Рис. 4.1. Метаморфические парагенезисы:

а – ранний: клиноцоизит-хлорит-амфибол-кварцевые кристаллосланцы (обр. 8703/8); б-г – поздний: гранат-эпидот-амфибол-альбит-кварцевый (обр. 8703/5, 8703/6) и гранат-альбит-кварц-хлорит-амфиболовый кристаллосланец (обр. 8704/1а). Фотоснимки сделаны на цифровом сканирующем микроскопе в обратнорассеянных электронах (ИЭМ РАН, г. Черноголовка, аналитик Д. А. Варламов).

Таблица 4.2. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты амфиболов из пород пальникшорской толщи.

Компонент	8703/6		8703/5		8704/1		8703/8		8704/7	
	ц	кр	ц	кр	ц	кр	2ц	3кр	ц	кр
SiO₂	45,11	43,70	45,49	43,71	46,2	44,91	48,14	47,72	47,04	46,16
TiO₂	0,30	0,32	0,26	0,51	0,00	0,62	0,00	0,35	0,30	0,41
Al₂O₃	13,34	14,35	12,77	15,33	14,14	13,27	9,61	9,11	13,49	13,82
FeO*	17,77	20,45	19,70	21,58	16,95	20,16	13,86	15,37	10,85	11,35
MnO	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,00	0,35
MgO	8,47	7,86	8,03	7,20	9,42	10,44	12,90	12,49	13,63	13,20
CaO	8,66	10,31	8,36	9,58	9,75	8,76	10,52	10,74	10,36	10,92
Na₂O	3,17	2,92	3,14	3,13	3,54	1,85	2,37	2,10	2,55	2,49
K₂O	0,21	0,32	0,00	0,17	0,00	0,00	0,15	0,24	0,16	0,19
Сумма	97,02	100,53	97,75	101,20	98,77	98,77	97,55	98,52	98,37	98,89
Формульные коэффициенты										
Si	6,65	6,34	6,69	6,30	6,58	6,44	6,93	6,88	6,61	6,51
Al^{IV}	1,35	1,66	1,31	1,70	1,42	1,56	1,07	1,12	1,39	1,49
Al^{VI}	0,96	0,79	0,90	0,91	0,95	0,69	0,56	0,43	0,84	0,81
Ti	0,03	0,03	0,03	0,06	0,00	0,07	0,00	0,04	0,03	0,04
Fe³⁺	0,58	0,65	0,61	0,61	0,58	0,73	0,61	0,55	0,64	0,57
Mg	1,86	1,70	1,76	1,55	2,00	2,23	2,77	2,68	2,85	2,77
Fe²⁺	1,51	1,74	1,67	1,85	1,37	1,29	0,97	1,22	0,54	0,71
Mn	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02
Сум. С	4,94	4,93	4,97	4,97	4,90	5,00	4,91	4,95	4,91	4,92
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,10	0,09	0,14	0,14	0,07	0,40	0,08	0,08	0,09	0,06
Mn	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02
Ca	1,37	1,60	1,32	1,48	1,49	1,35	1,62	1,66	1,56	1,65
Na	0,53	0,29	0,54	0,38	0,45	0,25	0,30	0,24	0,35	0,27
Сум. В	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,37	0,53	0,35	0,49	0,53	0,26	0,36	0,35	0,35	0,41
К	0,04	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,03
Сум. А	0,41	0,59	0,35	0,52	0,53	0,26	0,39	0,40	0,37	0,45
Сумма	15,35	15,52	15,32	15,49	15,43	15,26	15,30	15,34	15,28	15,37

Примечание. ц – анализ в центральной части зерна, кр. – анализ в краевой части зерна.

8703/8, 8704/7 – амфиболы раннего метаморфического парагенезиса; 8703/5, 8703/6, 8704/1 – амфиболы позднего метаморфического парагенезиса.

Клиноцоизит присутствует во всех разновидностях пород. Образует скопления мелких зерен, равномерно распределенных в основной массе. Клиноцоизит содержит эпидотовый минал, количество которого варьирует от 12 до 18 об. % и лишь на краях заметно увеличивается до 16-28 об. % (табл. 4.3).

Таблица 4.3. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты клиноцоизитов из пород пальникшорской толщи.

Компонент	8703/6	8703/5		8704/1a		8704/7		8703/8	
	ц	ц	кр	ц	кр	ц	кр	ц	кр
SiO₂	37,73	37,78	38,63	39,5	40,8	39,12	38,11	38,63	38,56
TiO₂	0,00	0,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al₂O₃	25,88	22,50	25,77	25,83	29,92	28,14	26,81	25,94	22,52
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*	9,55	12,82	9,40	11,86	4,29	6,42	7,95	8,82	13,23
MnO	0,00	0,74	0,46	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	22,91	22,51	23,28	22,81	24,99	23,42	23,12	23,53	23,38
Сумма	96,08	96,79	97,53	95,99	95,99	97,37	96,00	96,92	97,70

Формульные коэффициенты

Si	3,00	3,02	3,02	3,03	3,07	3,04	3,02	3,04	3,05
Ti	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2,42	2,12	2,38	2,34	2,65	2,58	2,50	2,40	2,10
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe³⁺	0,59	0,79	0,57	0,60	0,21	0,34	0,47	0,52	0,80
Fe²⁺	0,05	0,07	0,04	0,16	0,06	0,07	0,06	0,06	0,07
Mn	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,95	1,93	1,95	1,87	2,01	1,95	1,96	1,98	1,98
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
К	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Миналы

xEp	0,19	0,27	0,19	0,21	0,07	0,12	0,16	0,18	0,28
xPmt	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
xCzo	0,81	0,72	0,80	0,79	0,93	0,88	0,84	0,82	0,72

Примечание. ц – анализ в центральной части зерна, кр. – анализ в краевой части зерна.

8703/8, 8704/7 – клиноцоизиты раннего метаморфического парагенезиса; 8703/5, 8703/6, 8704/1 – клиноцоизиты позднего метаморфического парагенезиса

Поздний метаморфический парагенезис выражен ассоциацией: гранат + амфибол (барруазит и ферробарруазит) + клиноцоизит + альбит + кварц + наложенный хлорит. Гранат содержит протогенетические пойкилобластовые включения кварца, альбита, клиноцоизита, рутила (рис. 2.1.8, 4.1), обнаруживая вариации их состава в различных породах толщи. В основных породах (гранатовых амфиболитах) он сложен гроссуляр-спессартин-альмандином ($Alm_{35-38}Sps_{29-30}Grs_{20-24}$) с каймой спессартин-гроссуляр-альмандина ($Alm_{56-60}Grs_{21-25}Sps_{8-10}$), наблюдается отчетливое обогащение минерала магнием, железом от центра зерна к краям и резкое обеднение марганцевым компонентом по краям зерен. Гранат-эпидот-амфибол-альбит-кварцевые кристаллосланцы содержат гроссуляр-спессартин-

альмандиновый гранат ($\text{Alm}_{31}\text{Sps}_{31}\text{Grs}_{27}$) с гроссуляр-альмандиновой каймой ($\text{Alm}_{69}\text{Grs}_{24}\text{Sps}_1$), для наиболее кислых разностей кристаллосланцев характерен наименее марганцевый спессартин-гроссуляр-альмандиновый гранат ($\text{Alm}_{45-52}\text{Grs}_{25-26}\text{Sps}_{14-19}$) с тонкой (до 0.1 мм) каймой гроссуляр-альмандина ($\text{Alm}_{66}\text{Grs}_{24-25}\text{Sps}_{1-2}$) (табл. 4.4).

Таблица 4.4. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты гранатов из пород пальникшорской толщи.

Компонент	8703/6				8703/5			8704/1a			
	4ц.	5пр.	6пр.	8кр.	25ц.	26пр.	27кр.	16кр.	17пр.	18пр.	19ц.
SiO₂	37,01	37,39	37,33	36,89	37,71	37,96	37,88	36,8	37,29	36,6	36,85
TiO₂	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al₂O₃	20,25	20,20	20,56	20,94	20,85	21,00	20,98	21,06	21,11	21,21	20,57
FeO*	17,85	20,59	25,74	31,15	26,84	26,51	31,57	29,87	25,84	22,16	20,71
MnO	13,75	12,94	7,29	0,43	6,14	5,54	0,52	2,49	6,45	10,74	12,59
MgO	0,31	0,39	0,67	1,77	1,00	0,95	1,80	2,04	1,39	1,03	0,67
CaO	9,52	8,62	8,94	8,22	8,39	8,97	8,52	7,74	7,91	8,27	8,6
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	98,69	100,13	100,84	99,57	100,93	100,93	101,27	100	99,99	100,01	99,99
Формульные коэффициенты											
Si	3,02	3,02	2,99	2,96	3,01	3,02	2,99	2,94	2,99	2,94	2,97
Ti	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,95	1,92	1,94	1,98	1,96	1,97	1,95	1,99	2,00	2,01	1,95
Fe³⁺	0,02	0,05	0,05	0,13	0,03	0,00	0,06	0,13	0,02	0,11	0,11
Fe²⁺	1,20	1,34	1,67	1,96	1,76	1,76	2,03	1,87	1,71	1,37	1,29
Mn	0,95	0,88	0,49	0,03	0,41	0,37	0,04	0,17	0,44	0,73	0,86
Mg	0,04	0,05	0,08	0,21	0,12	0,11	0,21	0,24	0,17	0,12	0,08
Ca	0,83	0,74	0,77	0,71	0,72	0,76	0,72	0,66	0,68	0,71	0,74
Na	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Миналы											
Alm	0,31	0,36	0,49	0,66	0,54	0,54	0,68	0,60	0,52	0,38	0,35
Sps	0,31	0,29	0,16	0,01	0,14	0,12	0,01	0,06	0,15	0,25	0,29
Prp	0,01	0,02	0,03	0,07	0,04	0,04	0,07	0,08	0,06	0,04	0,03
Grs	0,27	0,24	0,25	0,23	0,23	0,25	0,23	0,21	0,22	0,23	0,24
Adr	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01

Примечание. ц – анализ в центральной части зерна, пр. – промежуточной, кр. – анализ в краевой части зерна.

В целом у большинства проанализированных нами зерен наблюдается постепенное уменьшение концентрации марганца от центра к краю и резкое ее снижение на самом краю. Установлено, что в гранате с повышением температуры и давления от центра к краю кристалла уменьшается содержание Mn и возрастает Mg, такую зональность интерпретируют как прогрессивную (Соболев, 1964;

Авченко, 1982 и др.). Следовательно, гранаты из метаморфитов пальникшорской толщи показывают в основном прогрессивную зональность.

Амфибол позднего парагенезиса (табл. 4.2) отличается от ранее образовавшегося амфибола более натровым составом (Na_2O 3.17-4.09 мас. %), высоким содержанием алюминия (Al_2O_3 – 13.06-14.37 мас. %) и пониженной магниальностью (X_{Mg} 52-65). Центральные части зерен сложены барруазитом, который на периферии замещается паргаситом и ферропаргаситом, в них содержание алюминия колеблется от 13.27 до 14.31 мас. % Al_2O_3 , а магниальность уменьшается (X_{Mg} 43-55).

Клиноцоизит поздней стадии отличается от клиноцоизита раннего парагенезиса тем, что в нем количество эпидотового минала заметно уменьшается от центров зерен (21-27 %) к краям (0,07-19 %). Содержание этого минала контролируется концентрацией трехвалентного железа, которое отражает температурные условия – при понижении температуры содержание Fe^{3+} возрастает (Миясино, 1976). Следовательно, мы можем предполагать, что тонкие каймы в зернах клиноцоизита также фиксируют прогрессивную стадию преобразования гранатсодержащих кристаллосланцев.

По результатам исследований метаморфических парагенезисов в породах пальникшорской толщи можно говорить о нескольких стадиях метаморфических преобразований первичной вулканогенно-обломочной толщи. Первая (ранняя) стадия (D_2) связана с региональными надвиговыми деформациями на раннем коллизионном этапе формирования структуры Урала, вследствие которых в толще образовалась синметаморфическая полосчатость, фиксируемая по линейной ориентировке амфибола, клиноцоизита, кварца и альбита и сохранившаяся затем при последующих преобразованиях. Результаты термобарометрии (табл. 4.5) по составам минералов (расчет осуществлялся в программе TPF v. 7 (Konilov et al., 1995)) фиксируют максимальные давления в подошве зоны бластомилонитизации, разделяющей пальникшорскую толщу и дзеляюский комплекс. У клиноцоизит-хлорит-амфибол-кварцевых кристаллосланцев и клиноцоизитовых амфиболитов пределы температуры и давления, определенные по составу барруазита, варьируются от 7.2 кбар и 505°C в зоне, граничащей с развитием бластомилонитов, до 4.4 кбар и 510°C на удалении от нее (табл. 4.5 и рис. 2.1.4).

Таблица 4.5. Данные термобарометрии минералов из пород пальникшорской толщи.

Номер образца, минерал	Барометр	Термометр	
	Давление, кбар	температура, °С	
	Hammarstrom J. M., Zen E. An. (1986)	Wells P. R. A. (1979)	Holland T., Blundy J. (1994)
<i>Метаморфические породы раннего коллизионного этапа (D₂)</i>			
8703/8 Амфибол	4.4, 4.0		510, 550
8704/7 Амфибол	7.2, 8.1		505, 520
<i>Метаморфические породы постнадвигового этапа (D₄ и D₅)</i>			
8703/2 Гранат + амфибол	8.8, 8.8	416, 546	
8703/5 Гранат + амфибол	8.3, 9.1	500, 564	
8703/6 Гранат + амфибол	8.5	520	
8703/7 Гранат + амфибол	7.1, 7.1	454, 504	

Примечание. Первая цифра показывает результат анализа в центральной части зерна, вторая в краевой зоне.

Вторая стадия преобразований (D₄ и D₅), во время которой происходило образование граната и частичная перекристаллизация раннего амфибола, связана, на наш взгляд, с прогрессивной деформацией пластины на постнадвиговом этапе, выраженной во внутреннем вращении ранее сформировавшейся синметаморфической полосчатости. Об этом свидетельствует сигмоидальный рисунок пойкилитовых протогенетических включений в гранате. Формирование позднего метаморфического парагенезиса, как показывают термобарометрические расчеты, начиналось при давлении 7.1 – 8.8 кбар и температуре 416-454°С, но постепенно при прогрессивном метаморфизме температура повысилась до 504-564°С (Сычев, Куликова, 2010а; Куликова, Сычев, 2010б). Т. А. Потаповой (Потапова, 1990) для метавулканитов пальникшорской толщи установлен типичный прогрессивный метаморфический тренд от условий поверхности до (ориентировочно) 450°С и 3-4 кбар.

Рассмотрим петрографические и минералогические особенности пород, слагающих **массив Хордьюс** (табл. 4.6).

Минералы массива Хордьюс отличаются рядом особенностей. Для клинопироксена друзитов, принадлежащего к группе авгита, характерны железистость от 34 до 39, количество глинозема в пределах от 5.18 до 6.66 мас. %, содержание Na_2O около 2 мас. %. Амфибол друзитов по составу соответствует эдениту с переменными концентрациями натрия (Na_2O 1.72-2.14 мас. %), алюминия (Al_2O_3 12.08-13.44 мас. %) и пониженной (X_{Mg} 55-56) магнезиальностью (табл. 4.7). Гранат друзитов по составу относится к пироп-гроссуляр-альмандинам и проявляет регрессивную зональность (связана с обрастанием более поздними каймами). Центры кристаллов имеют состав $\text{Alm}_{39-40}\text{Grs}_{25-32}\text{Prp}_{15-24}$, а каймы - $\text{Alm}_{37-39}\text{Grs}_{30-32}\text{Prp}_{16-18}$ (табл. 4.8).

Таблица 4.6. Минеральные ассоциации пород массива Хордьюс (химические составы пород приведены в приложении 2). Микрофотографии шлифов приведены на рис. 2.2.1, 2.2.2, 2.2.3, 2.2.5, 2.2.6.

Номер образца	Характеристика породы	Минеральная ассоциация
<i>Реликтовые магматические породы</i>		
8707/3	<u>Габбронорит</u> с порфиroidной структурой и габбровой структурой основной массы, участками катакlastической, и линейно-полосчатой текстурой	$Srx \pm Opx + Amp + Pl + TiMag(Mag - Ilm) + Ap$ – магматический парагенезис $Amp_1 + Pl_1 + Czo \pm Chl \pm Prg$ – наложенный вторичный парагенезис
8710б 5705/4 5704	<u>Метагаббро</u> с реликтовой гипидиоморфнозернистой и новообразованной гранонематобластовой и коронитовой структурами и линейно-полосчатой текстурой	$Srx + Amp + Pl$ – магматический парагенезис; $Amp_1 + Pl_1 + Czo + Ab + Qtz \pm Chl \pm Srp \pm Prg \pm Rt \pm Ttn \pm Scp$ – наложенный вторичный парагенезис
<i>Породы метаморфизованные до коллизии (D₁)</i>		
8710	<u>Метагаббро</u> с коронитовой структурой	$Srx_1 + Amp_1 + Qtz + Czo_1 + Pl_1 + Czo_2 + Ab \pm Rt$ ранний метаморфический парагенезис
8709/4 8709/5	<u>Друзит (метагаббро)</u> с коронитовой, участками нематобластовой структурой	$Srx_1 + Amp_2 + Grt_1 + Pl_1 + Czo_1 + Czo_2 + Ab \pm Prg \pm Ilm \pm Ttn \pm Scp$ – ранний метаморфический парагенезис
8708/5б	<u>Гранат-клиноцоизит-амфиболовый кристаллосланец</u> с такситовой текстурой и порфиробластовой с гранонематобластовой основной массой.	$Czo_2 + Grt_2 + Amp_3 + Ab \pm Scp$ – поздний метаморфический парагенезис
<i>Метаморфические породы коллизионного этапа (D₃)</i>		
5702/1 8709б	<u>Клиноцоизитовый амфиболит</u> с нематобластовой структурой и линейно-полосчатой текстурой	$Czo_3 + Amp_4 + Ab$ – метаморфический парагенезис коллизионного этапа; $Amp_5 + Czo_4 \pm Chl \pm Cal$ – наложенный низкотемпературный парагенезис

Таблица 4.7. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты амфиболов из метаморфитов массива Хордьюс.

Компонент	8710			8709/4		8708/56		87096	
	18кр	19ц	20кр	6кр	7кр	14ц.	15кр.	24ц	25кр
SiO₂	45,24	44,02	44,13	41,43	42,43	41,85	41,63	45,02	44,32
TiO₂	0,89	0,74	0,71	1,27	1,05	1,05	1,05	0,00	0,00
Al₂O₃	12,87	13,99	13,40	12,08	13,44	15,31	15,27	13,72	14,35
FeO*	14,01	14,10	14,00	16,15	16,41	11,28	10,51	7,21	6,93
MnO	0,47	0,28	0,38	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	12,48	11,46	11,47	9,95	10,71	12,36	11,99	15,15	14,90
CaO	12,03	11,63	11,79	11,50	11,32	11,77	11,85	12,77	11,63
Na₂O	1,33	1,72	1,40	2,14	1,72	2,20	2,22	1,73	1,70
K₂O	0,61	0,82	0,66	0,41	0,60	0,37	0,30	0,00	0,30
Сумма	99,93	98,76	97,94	98,77	98,77	98,77	98,77	98,77	98,77
Формульные коэффициенты									
Si	6,47	6,38	6,45	6,36	6,29	6,17	6,21	6,54	6,48
Al^{IV}	1,53	1,62	1,55	1,64	1,71	1,83	1,79	1,46	1,52
Al^{VI}	0,64	0,77	0,76	0,55	0,64	0,83	0,90	0,89	0,95
Ti	0,10	0,08	0,08	0,15	0,12	0,12	0,12	0,00	0,00
Fe³⁺	0,36	0,32	0,28	0,19	0,43	0,23	0,17	0,09	0,29
Mg	2,66	2,47	2,50	2,28	2,36	2,72	2,67	3,28	3,25
Fe²⁺	1,21	1,33	1,37	1,83	1,45	1,10	1,12	0,75	0,49
Mn	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сум. С	5,00	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	4,97	5,00	4,98
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,10	0,06	0,06	0,05	0,15	0,06	0,02	0,04	0,06
Mn	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,84	1,81	1,85	1,89	1,80	1,86	1,89	1,99	1,82
Na	0,09	0,12	0,08	0,06	0,11	0,08	0,08	0,01	0,11
Сум. В	2,06	2,00	2,02	2,01	2,06	2,00	2,00	2,04	2,00
Na	0,28	0,37	0,31	0,58	0,38	0,55	0,56	0,48	0,37
К	0,11	0,15	0,12	0,08	0,11	0,07	0,06	0,00	0,06
Сум. А	0,39	0,52	0,44	0,66	0,50	0,62	0,62	0,48	0,42
Сумма	15,45	15,50	15,45	15,67	15,55	15,61	15,59	15,51	15,41

Примечание. ц – анализ в центральной части зерна, кр. – анализ в краевой части зерна.

8710 – метагаббро, 8709/4 – друзит, 8708/56 – гранат-клиноцоизит-амфиболовый кристаллосланец, 87096 – клиноцоизитовый амфиболит.

Таблица 4.8. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты гранатов из метаморфитов массива Хордьюс.

Компонент	8709/4				8708/56						
	1ц.	12пр.	13пр.	14кр.	1ц.	2пр.	3пр.	4пр.	5пр.	6пр.	7к.
SiO₂	38,20	38,16	38,00	38,05	37,58	37,87	37,63	38,87	38,76	38,61	37,93
TiO₂	0,00	0,23	0,23	0,00	0,36	0,37	0,33	0,22	0,00	0,03	0,13
Al₂O₃	20,85	22,08	20,08	20,92	21,24	20,32	20,89	21,29	21,92	21,96	20,65
FeO*	24,20	24,20	24,34	23,98	22,91	22,67	23,97	23,50	22,83	21,96	21,41
MnO	0,82	1,05	1,04	1,29	1,72	1,59	1,61	1,23	1,02	0,99	0,61
MgO	6,10	5,37	4,41	3,95	6,01	6,24	6,25	6,75	7,69	7,49	6,88
CaO	9,69	9,88	10,60	12,12	9,26	8,46	8,83	8,60	8,69	9,21	11,02
Na₂O	0,00	0,14	0,27	0,00	0,27	0,28	0,00	0,00	0,23	0,33	0,00
Сумма	99,86	100,13	100,84	99,57	99,57	99,57	99,57	99,57	99,57	99,57	99,57
Формульные коэффициенты											
Si	2,96	2,93	3,00	2,96	2,92	2,99	2,93	2,99	2,93	2,93	2,95
Ti	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01
Al	1,90	2,00	1,87	1,92	1,95	1,89	1,92	1,93	1,95	1,97	1,89
Fe³⁺	0,18	0,14	0,16	0,17	0,22	0,14	0,18	0,07	0,22	0,22	0,19
Fe²⁺	1,39	1,41	1,44	1,39	1,27	1,36	1,38	1,43	1,22	1,18	1,20
Mn	0,05	0,07	0,07	0,09	0,11	0,11	0,11	0,08	0,07	0,06	0,04
Mg	0,70	0,61	0,52	0,46	0,70	0,73	0,73	0,77	0,87	0,85	0,80
Ca	0,80	0,81	0,89	1,01	0,77	0,72	0,74	0,71	0,70	0,75	0,92
Na	0,00	0,02	0,04	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00
Сумма	7,98	8,00	8,00	7,99	7,99	7,99	8,00	7,99	8,00	8,00	8,00
Миналы											
Alm	0,39	0,40	0,41	0,39	0,35	0,38	0,38	0,40	0,33	0,32	0,32
Sps	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,01
Prp	0,24	0,21	0,18	0,16	0,24	0,25	0,25	0,26	0,30	0,30	0,27
Grs	0,25	0,26	0,28	0,32	0,24	0,23	0,23	0,23	0,22	0,24	0,28
Adr	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03

Примечание. ц – анализ в центральной части зерна, пр. – промежуточной, кр. – анализ в краевой части зерна. 8709/4 – друзит, 8708/56 – гранат-клиноцоизит-амфиболовый кристаллосланец.

Амфибол матрикса кристаллосланцев по составу принадлежит к паргаситу с изменчивыми концентрациями алюминия (Al₂O₃ 14.77-15.43 мас. %), натрия (Na₂O 1.89-2.49 мас. %) и магнезиальностью (X_{Mg}) на уровне 69-71 (табл. 4.7). Клиноцоизит образует довольно крупные зональные призматические кристаллы, центры которых сложены маложелезистым клиноцоизитом (Czo₈₀₋₉₂Ep₀₇₋₁₉), а каймы – эпидот-клиноцоизитом (Czo₈₁₋₈₃Ep₁₆₋₁₇) (табл. 4.9). Гранат формирует индивидуальные субизометричные зерна размером от 0.5 до 5 мм, иногда до 10-15 мм, более крупные зерна обычно развиты в ассоциации со скаполитом и клиноцоизитом. Гранат содержит включения рутила, кварца и альбита. По сравнению с гранатом друзитов он более магнезиальный и демонстрирует

прогрессивную зональность, центры зерен сложены гроссуляр-пироп-альмандином ($\text{Alm}_{32-40}\text{Prp}_{23-30}\text{Grs}_{22-27}$), а краевые довольно узкие зоны - пироп-гроссуляр-альмандином ($\text{Alm}_{32-35}\text{Grs}_{28-30}\text{Prp}_{24-27}$) (табл. 4.8 и рис. 4.2).

Таблица 4.9. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты клиноцоизитов из метаморфитов массива Хордьюс.

Компо- нент	8710			8709/4		8708/56		87096	
	21кр.	22кр.	23с.	16ц.	17кр.	12ц.	13кр.	21ц.	23кр.
SiO₂	38,51	37,50	38,83	38,57	37,92	40,36	38,11	39,86	40,59
TiO₂	0,26	0,00	0,06	0,16	0,13	0,33	0,47	0,00	0,00
Al₂O₃	28,09	27,06	32,59	25,49	25,89	25,15	28,14	32,67	32,35
Cr₂O₃	0,00	0,14	0,08	0,00	0,00	0,02	0,22	0,00	0,00
FeO*	7,12	6,66	0,95	9,32	9,07	7,02	6,76	1,81	2,04
MnO	0,12	0,05	0,15	0,28	0,12	0,19	0,00	0,00	0,00
MgO	0,08	0,18	0,05	0,18	0,34	0,32	0,37	0,00	0,00
CaO	23,63	23,40	25,01	23,33	23,86	22,34	23,69	25,18	25,06
Сумма	97,81	94,99	97,72	97,33	97,33	95,73	97,76	99,52	100,04
Формульные коэффициенты									
Si	2,96	2,98	2,95	3,03	2,97	3,21	2,94	2,98	3,03
Ti	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00
Al	2,54	2,53	2,92	2,36	2,39	2,35	2,56	2,88	2,84
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe³⁺	0,57	0,54	0,16	0,58	0,66	0,19	0,49	0,15	0,10
Fe²⁺	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,27	0,00	0,00	0,03
Mn	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04	0,04	0,00	0,00
Ca	1,94	1,99	2,04	1,96	2,00	1,90	1,96	2,02	2,00
Na	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Миналы									
xEp	0,18	0,17	0,05	0,19	0,22	0,07	0,16	0,05	0,03
xPmt	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
xCzo	0,79	0,81	0,94	0,80	0,78	0,92	0,83	0,95	0,97

Примечание. ц – анализ в центральной части зерна, с. – анализ микросимплектитов в сосюритовом агрегате, кр. – анализ в краевой части зерна. 8710 – метагаббро, 8709/4 – друзит, 8708/56 – гранат-клиноцоизит-амфиболовый кристаллосланец, 87096 – клиноцоизитовый амфиболит.

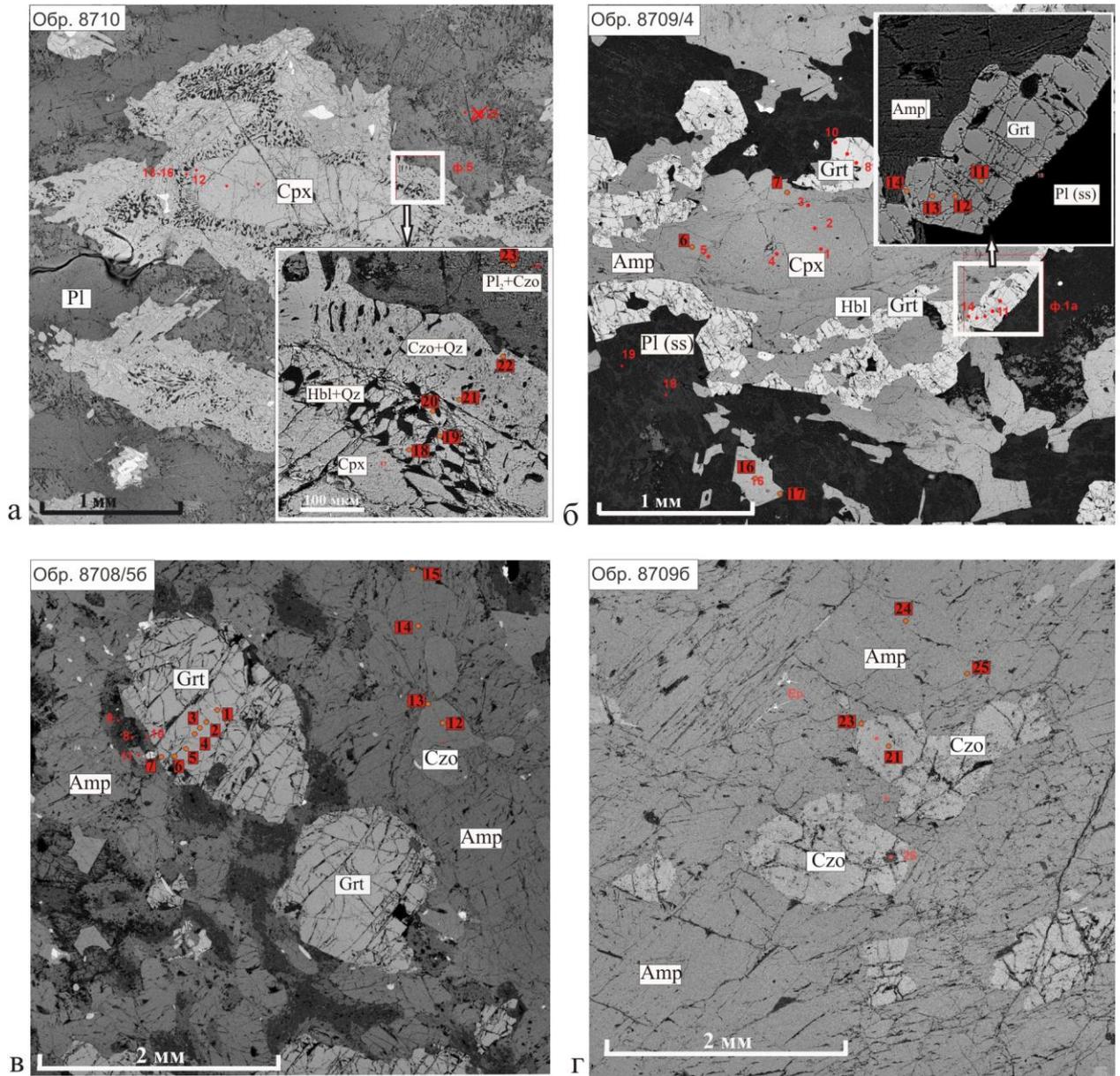


Рис. 4.2. Взаимоотношения минералов в метаморфитах массива Хордюс:

а – друзитовая структура в метагабро – развитие гетерогенной реакционной каймы из симплектитовых сростков (Hbl+Qtz-Czo+Qtz) вокруг кристаллов клинопироксена на границе с плагиоклазом (Pl₁), участками замещенным агрегатом Pl₂+Czo; б – двухслойная Amp-Grt реакционная кайма (друзит) вокруг кристаллов клинопироксена; в – порфиробласты граната среди нематобластового Amp-Czo матрикса в гранат-клиноцоизит-амфиболовом кристаллосланце; г – нематобластовая структура в клиноцоизитовом амфиболите. Фотоснимки сделаны на цифровом сканирующем микроскопе в обратнорассеянных электронах (ИЭМ РАН, г. Черноголовка, аналитик Д. А. Варламов).

Клиноцоизитовый амфиболит с нематобластовой структурой и линейно-полосчатой текстурой сложен призматическими зернами амфибола (чермакита и магнезиогорнблендита) с рассеянными отдельными крупными зернами клиноцоизита (Czo₉₅₋₉₇Ep₀₃₋₀₆) (табл. 4.9). Мелкие зерна эпидот-клиноцоизита встречаются совместно с поздним тремолит-актинолитом.

Для друзитов рассчитанное давление составляет 8-8.2 кбар (расчет осуществлялся в программе TPF (Konilov et al., 1995)), а температура варьирует от

722 до 803 °С, гранат-клиноцоизит-амфиболовые кристаллосланцы образовались при давлении 9.5 кбар и температуре 716 °С, а клиноцоизитовые амфиболиты – при давлении 7.8 кбар и температуре 542 °С (табл. 4.10).

Таблица 4.10. Данные термобарометрии минералов из пород массива Хордьюс.

Номер образца, минерал	Барометр	Термометр	
	Давление, кбар	температура, °С	
	Hammarstrom J. M., Zen E. An. (1986)	Wells P. R. A. (1979)	Holland T., Blundy J. (1994)
<i>Породы метаморфизованные до коллизии (D₁)</i>			
8710 Амфибол	8.2		722
8709/4 Гранат + амфибол	8.0	803	
8708/56 Гранат + амфибол	9.5	716	
<i>Метаморфические породы коллизионного этапа (D₃)</i>			
87096 Амфибол	7.8		542

Примечание. Приведены результаты анализов в центральной части зерна.

Нами установлено, что в породах массива Хордьюс и блока Дзеляю сохранились изменения, относящиеся к самой ранней стадии (D₁) развития тел. По габброидам массива Хордьюс на этой стадии в статических условиях верхов амфиболитовой фации при умеренном давлении образовались друзиты, а по габброидам блока Дзеляю – дупироксеновые гранулиты. Далее при интенсивном проявлении пластических деформаций и продолжающемся прогрессивном возрастании давления друзиты и гранулиты преобразовались в такситовые гранат-клиноцоизит-амфиболовые кристаллосланцы.

Во время коллизионного этапа (на стадии D₃), когда блоки пород встраивались в общую уже сформированную структуру Урала, часть метаморфитов в условиях остывания и декомпрессии перекристаллизовалась в амфиболиты и клиноцоизитовые амфиболиты.

Самый поздний наложенный парагенезис актинолита и хлорита в породах обоих блоков фиксирует позднюю регрессивную метаморфическую стадию,

связанную с выведением комплекса на земную поверхность, вероятно на поздних коллизионных этапах (Куликова, Сычев, 2010а,б, 2011).

А. А. Ефимовым и Т. А. Потаповой также проводились термобарометрические расчеты по породным ассоциациям, слагающим массив Хордьюс (Ефимов, Потапова, 1990, 2000; Потапова, 1990 и другие работы этих авторов). Полученные данные свидетельствуют, что тренды метагабброидных комплексов (западного и восточного) регрессивны по температуре, однако давление нарастает от верхнего предела габбро (7кбар) до собственного гранулитовой фации промежуточного давления (7-11 кбар, 900 °С). Для западной зоны фиксируется еще и гранат-гранулитовая эпоха (10-13 кбар, 850 °С), а весь путь метаморфической эволюции заканчивается столь же высобарической, водонасыщенной, но менее высокотемпературной (750 °С для западной зоны, 650 °С для восточной) амфиболитовой эпохой. Термобарометрические параметры, полученные А. А. Ефимовым и Т. А. Потаповой, отличаются от наших в более высокую сторону, но тренды эволюции схожи. Сходные данные получены и А. М. Пыстиным (Пыстин, 1994).

Глава 5. Эволюция зоны Главного Уральского разлома

В этой главе приводится обобщение результатов изложенных выше, которые привязаны к стадиям деформационных процессов, а те в свою очередь к временным интервалам.

Самая ранняя стадия деформации, связанная с образованием хаотичной складчатости в результате смещений неустановленной кинематики еще до начала коллизионного процесса, имеет локальное распространение и идентифицирована только в Хордьюсской и Дзеляюской пластине (рис. 5.1, 5.2 – 1, 2). На этой стадии образовались такие разновидности метаморфических пород как друзиты и двупироксеновые гранулиты, которые затем частично были преобразованы в гранат-клиноцоизит-амфиболовые кристаллосланцы.

Друзиты образовались при давлении 8 кбар и температуре 803 °С, для кристаллосланцев давление находится на уровне 9.5 кбар, а температура равна 716 °С. Скорее всего, эту стадию преобразований можно связать с началом формирования Полярноуральской островодужной системы на границе кембрия-ордовика (500 млн. лет – время метаморфизма габброидов Дзеляю). В это время происходило заложение субдукционной складки океанической коры венда (578 млн. лет - возраст первичных цирконов из окварцованных габброноритов Дзеляю). Возраст океанической коры 80 млн. лет или менее позволяет предположить достаточную ее пластичность для реализации таких деформаций (Ремизов, 2004).

Этап коллизии	Стадия деформации	Структурный рисунок	Азимутальная проекция		Фото	Процесс	Порода, P-T условия		Возраст
			Мезоструктура	AMB			Пальникшор	Дзеляю	
Постколлизийный	D ₈					Образование трещин отрыва, горообразование и пенепленизация			J-Q
	D ₇			Преобразования не зафиксированы		Взбросо-сдвиг, горстообразование	Преобразования не зафиксированы	T ₃	
D ₆					Сдвиг, субмеридиональное грабенообразование, складкообразование, субширотное горстообразование	T ₁₋₂ ?-T ₃			
Коллизионный	D ₄ и D ₅			Преобразования не зафиксированы		Левый и правый сдвиг, транстенсия	Chl+Act+Ca P↓ T↓ Grt-Amp, Grt-Ab-Qtz-Chl-Amp, Grt-Ep-Amp-Ab-Qtz кристаллосланцы	Преобразования не зафиксированы	P _{1k} -P ₃
	D ₃			Преобразования не зафиксированы		Наложная складчатость, встраивание блоков Хордьюс и Дзеляю в общую структуру	Chl+Act+Ca P↓ T↓ Czo амфиболит		
	D ₂			Преобразования не зафиксированы		Надвиг и складкообразование, коллизия Малоуральской островной дуги и пассивной окраины ВЕК	Czo-Chl-Amp-Qtz кристаллосланец Czo амфиболит	P↓ T↓	C _{1v} -P _{1ar}
	D ₁			Преобразования не зафиксированы		Хаотичное складкообразование, заложение субдукционной складки	Преобразования не зафиксированы	Grt-Czo-Amp кристаллосланец P↑ T↓ Друзит P↑ T↑ Габбронорит	E ₃ ? V ₁

Рис. 5.1. Сводная таблица преобразований, выделенных при изучении зоны Главного Уральского разлома в южной части Полярного Урала.

Постколлизийный этап

Коллизийный этап

Ранний коллизийный этап

Поздний коллизийный этап

этап

D_8

(трещины отрыва)

D_6 и D_7

(оси сжатия и растяжения)

D_4 и D_5

(оси вращения будин и порфиробластов)

D_3

D_2

(шарниры мелких складок)

D_1

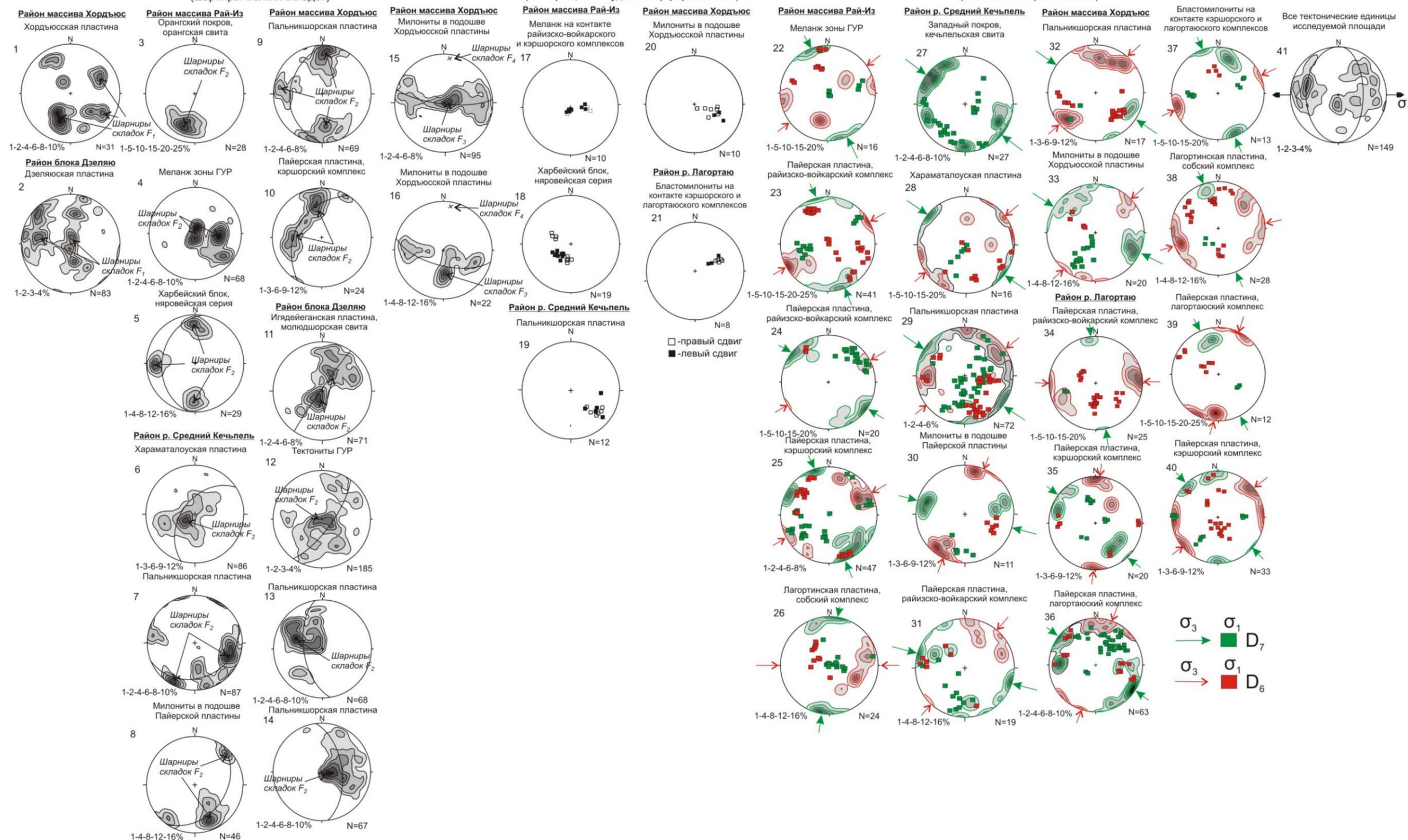


Рис. 5.2. Обобщающий рисунок с азимутальными проекциями линейных и плоскостных структурных элементов замеренных на всех участках исследований (сетка Шмидта, нижняя полусфера).

Под стереограммами оцифровка изолиний в процентах и количество замеров. σ_1 (ось растяжения, показана квадратами), σ_3 (ось сжатия, показана сгущениями) – главные нормальные напряжения. На стереограмме № 41 сгущениями показаны нормали к плоскостям трещин отрыва, а дугами больших кругов генерализованные плоскости самих трещин.

На раннем коллизионном этапе в результате надвигообразования сформировалась складчатость с шарнирами, погружающимися в большинстве случаев полого, распределенными по дуге большого круга (рис. 5.2 – 3-14) и вписывающимися в модель Хансена. Эти деформации фиксируют период основания Уральского орогена и проявлены практически во всех исследуемых геологических объектах. Исключение составляют тектонические единицы, располагающиеся западнее ГУР и тектониты самой зоны разлома. Более крутая ориентировка (рис. 5.2 – 2, 6, 11, 12) шарниров мелкой складчатости и плоскостных элементов образовалась из-за реакции пассивной окраины Восточно-Европейского континента, служащих упором для причленяющихся океанических комплексов, либо из-за наложения более поздних сдвиговых деформаций. В породах Пальникшорской пластины (район блока Дзеляю) не исключается наличие более поздних сдвиговых деформаций. Такие ориентировки шарниров так же вписываются в модель Хансена и маркируют время регионального надвигообразования.

По результатам анализа деформационных характеристик пород на основе петромагнитных данных выявлены предпочтительные и закономерно расположенные ориентировки главных осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости, отвечающие надвиговому парагенезу (рис. 5.3 – 1-3). Максимальные оси эллипсоидов в большинстве своем погружаются субвертикально, минимальные оси лежат в субгоризонтальной плоскости. Эллипсоиды АМВ, характеризующие надвиговые перемещения, редки, скорее всего, это объясняется дальнейшими петроструктурными преобразованиями в конце раннего коллизионного этапа.

Ранний коллизионный этап

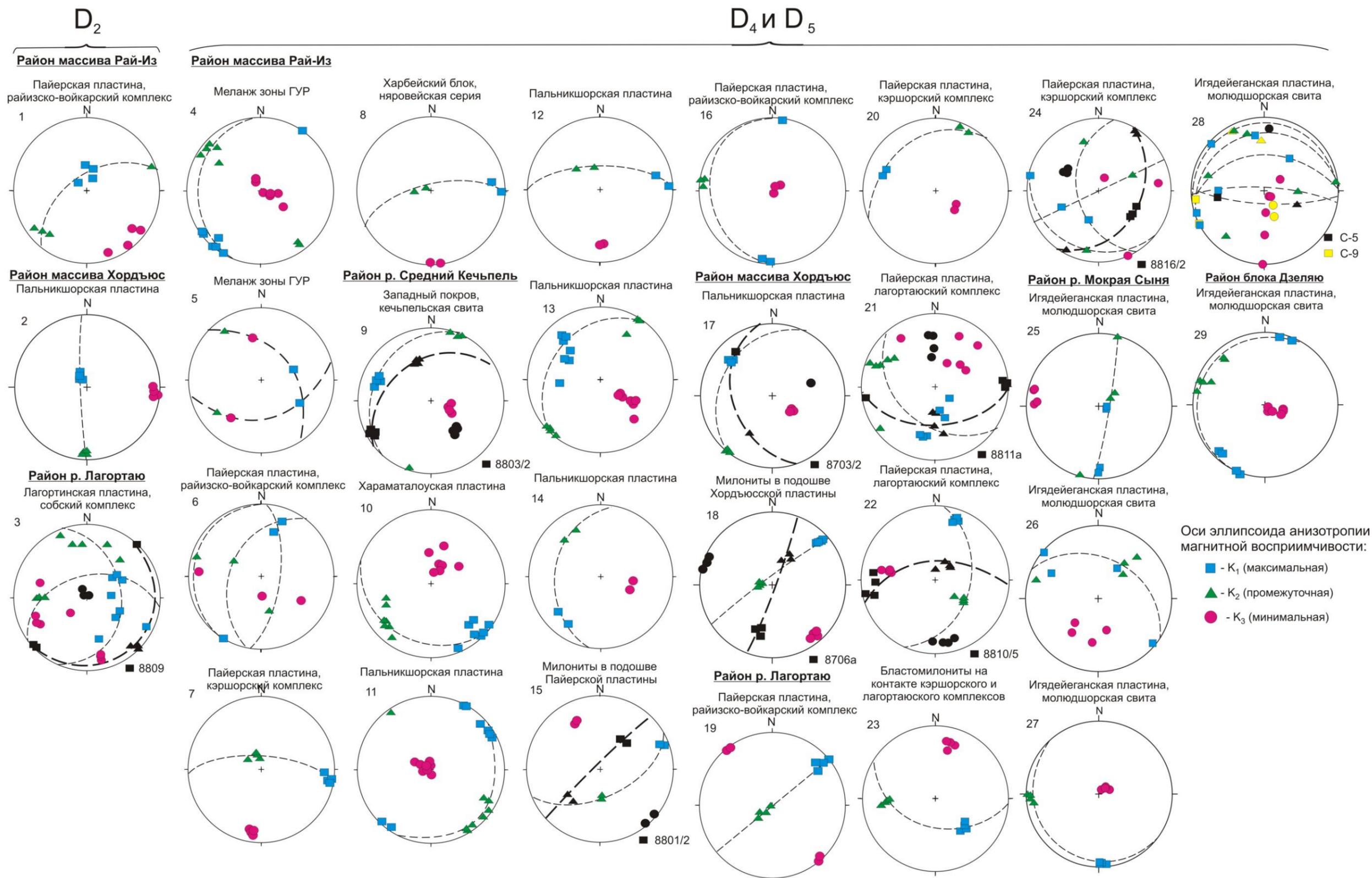


Рис. 5.3. Обобщающий рисунок с азимутальными проекциями ориентировок главных осей эллипсоидов АМВ (сетка Шмидта, нижняя полусфера). Дугами большого круга отмечены ориентировки плоскостей магнитной полосчатости (F).

Кроме вышеперечисленных деформационных преобразований вследствие надвигообразования сформировалась синметаморфическая полосчатость в Пальникшорской пластине (рис. 5.1), фиксируемая по линейной ориентировке амфибола, клиноцоизита, кварца и альбита, и сохранившаяся затем при последующих преобразованиях, а в других геологических телах по расположению прочих минеральных видов. Видимо на этом этапе образовались и глаукофановые сланцы, отмечаемые нами в составе пальникшорской толщи. В районе массива Хордьюс результаты термобарометрии отмечают максимальные давления в подошве зоны бластомилонитизации, разделяющей Пальникшорскую и Хордьюсскую пластины. У пород Пальникшорской пластины пределы температуры и давления варьируют от 7,2 кбар и 505°C в зоне, граничащей с развитием бластомилонитов, до 4,4 кбар и 510°C на удалении от нее.

Возрастной интервал надвигообразования начинается с визе, так как в это время появляются первые свидетельства коллизии пассивной окраины ВЕК с Малоуральской островной дугой. Начало коллизионных процессов маркируется появлением карбонатно-терригенных флишоидов воргашорской, райизской и яйюской свит, в составе которых отмечаются граувакки, содержащие хромшпинелиды, свидетельствующие о возникновении восточного источника терригенного материала (Пучков, 1993, 2000; Puchkov, 2002; Шишкин, 2003ф; Кузнецов и др., 2013 и др.). Верхний возрастной предел принят артинским ярусом ранней перми ввиду окончания накопления флишоидов кечьпельской свиты и начала формирования песчаниковой подсвиты гусиной свиты, имеющей, как и лежащие выше по разрезу геологические единицы грубообломочный состав, характеризующий мелководные условия осадконакопления и начало размыва горной страны (Шишкин, 2003ф).

Затем на том же этапе, но на более поздней стадии, происходило выжимание Хордьюсской и Дзеляюсской пластин с уже сформированным собственным структурным рисунком. Об их встраивании в общую уральскую структуру свидетельствуют структуры тектонитов вдоль западных границ пластин со специфической геометрией (рис. 5.2 – 15, 16), а также интенсивный метаморфизм и согласная с общей тектонической структурой района полосчатость вдоль восточных границ. Тогда же, вероятно, часть метаморфитов в условиях остывания

и декомпрессии перекристаллизовалась в амфиболиты и клиноцоизитовые амфиболиты (давление, рассчитанное для клиноцоизитовых амфиболитов составляет 7.8 кбар, а температура равна 542°C).

Внедрение пород погурейского комплекса возраст, которых условно принимается C_3-P_1 (см. выше) происходило на стадии D_2 и\или D_3 , но не позже, так как отдельные тела плагиогранитов, расположенные в породах пальникшорской толщии смяты в левосдвиговые сигмоиды, что отражено на крупномасштабных картах (Кучерина и др., 1991ф).

В конце раннего коллизионного этапа определяющими были сдвиговые деформации, зафиксированные по лево- и правосдвиговым закрученным будинам и порфиробластам (рис. 5.2 – 17-21) в основном в зонах бластомилонитизации. Последовательность сдвиговых перемещений определить не удалось. В ходе рассмотрения ориентировок главных осей эллипсоидов АМВ установлено, что минимальные оси располагаются как субгоризонтально, так и субвертикально, а максимальные субгоризонтально, либо ведут себя неупорядоченно (рис. 5.3 – 4-29). Эти данные говорят нам о сдвиго-сбросовых деформациях в условиях транстенсии. В это время в породах Пальникшорской пластины происходило образование граната и частичная перекристаллизация раннего амфибола, а так же вращение ранее сформировавшейся синметаморфической полосчатости. На это указывает сигмоидальный рисунок пойкилитовых протогенетических включений в гранате (рис. 5.1). Формирование этого метаморфического парагенезиса, как показывают термобарометрические расчеты, начиналось при давлении 7.1 – 8.8 кбар и температуре 416-454°C, и постепенно при прогрессивном метаморфизме температура повысилась до 504-564°C.

Самый поздний наложенный парагенезис актинолита, хлорита и кальцита в породах Пальникшорской, Хордьюсской и Дзеляюсской пластин фиксирует позднюю регрессивную метаморфическую стадию, связанную с выведением комплексов на земную поверхность, завершая ранний коллизионный этап пликативных деформаций.

Время формирования структур стадий D_3 , D_4 и D_5 принято условно от кунгурского яруса ранней перми до времени начала формирования триасовых грабенов (см. ниже).

На позднем коллизионном этапе хрупких деформаций практически во всех рассматриваемых тектонических единицах выявлены ранние сжимающие напряжения, параллельные простиранию зоны Главного Уральского разлома, и в основном пологопогружающиеся растягивающие (рис. 5.2 – 22-40), что характеризует обстановку сдвига. На наш взгляд, сжимающие напряжения, направленные вдоль орогена были проявлены в триасе. На севере Урала отмечается развитие грабеновых структур (например, Северососьвинский и Салехардский грабены) в основном субмеридионального простирания, заполненных триасовыми осадками с наличием угольных залежей (Пучков, 2010). Структуры подобного типа могли возникнуть в результате сжатия вдоль орогена (рис. 5.4) с формированием отрицательных форм (грабенов и пулл-апартов), но возможно связать грабенообразование и с действием триасового суперплюма. Развитие роев даек мусюрского комплекса северо-западного простирания (рис. 2.2.13), распространенных в пределах офиолитовой и палеоостроводужной ассоциаций и датированных средним триасом (243 млн. лет (Соболев, Соболева, Варламов, 2013)), ставит под вопрос ранне-среднетриасовый возрастной интервал проявления сжимающих напряжений данной направленности. Наиболее вероятным возрастом распространения сжимающих напряжений вдоль Урала нам представляется поздний триас, как раз в это время происходило смятие в складки (древнекиммерийская складчатость) с северо-западными простираниями осевых поверхностей ранне-позднетриасовых осадков Коротаихинской впадины (Государственная..., 2012) и формирование субширотной гряды Чернова, а так же образование правосторонних сдвиговых нарушений северо-западного простирания. Затем сжимающие напряжения ориентированы перпендикулярно простиранию зоны ГУР, а растягивающие как полого, так и субвертикально (рис. 5.2 – 22-40), что подчеркивает вбросо-сдвиговую обстановку. В результате такого пространственного расположения напряжений в поздне-триасовую эпоху была сформирована гряда Чернышева, имеющая субмеридиональное простирание, и, по-видимому, произошло надвигание Уральской структуры на Пай-Хойскую (Шишкин, 2009). В это время происходило «подновление» северо-западной системы сдвигов с проявлением левосдвиговой компоненты. Юрские отложения залегают несогласно на перечисленных выше структурах, не подвержены

деформациям и ограничивают верхний возрастной интервал коллизионного этапа, в течение которого сформировалась Уральская складчато-надвиговая система. Приведенные для позднего коллизионного этапа соотношения структур отчетливо прослеживаются на мелкомасштабных геологических картах последнего поколения (Государственная..., 2007, 2012).

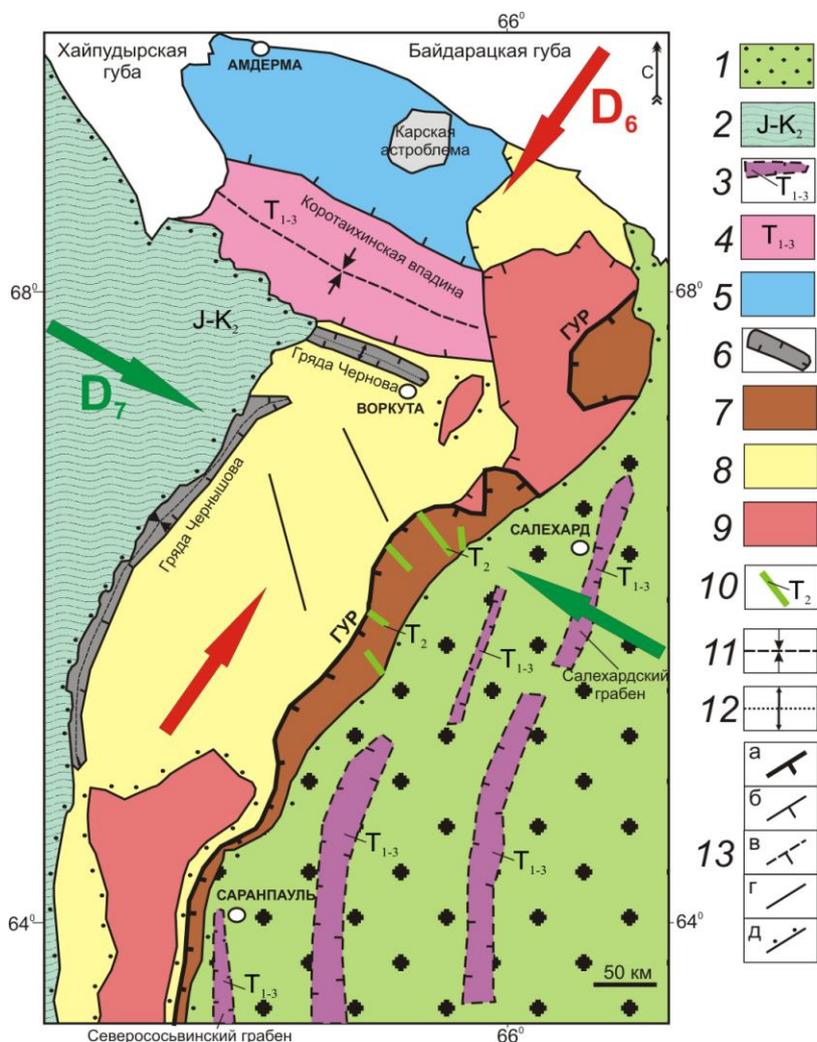


Рис. 5.4. Схема геологического строения севера Урала, отражающая формирование структур позднего коллизионного этапа (разноцветными стрелками показаны сжимающие напряжения).

1 - мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 2 – мезозойский чехол Русской платформы; 3 – триасовые грабены, скрытые под вышележащим чехлом; 4 – триасовые осадки Коротайхинской впадины; 5 – складчато-надвиговая система Пай-Хоя; 6 – горсты Чернова и Чернышева; 7 – палеоокеанические комплексы Тагило-Магнитогорской мегазоны; 8 – палеоконтинентальные образования Западно-Уральской мегазоны; 9 – докембрийские метаморфические образования Центрально-Уральской мегазоны; 10 – среднетриасовые дайки мусюрского комплекса; 11 – осевые поверхности синклиналей; 12 – осевые поверхности антиклиналей; 13 – разрывные нарушения и геологические границы: а – Главный Уральский разлом, б – прочие надвиги и разломы, в – надвиги и разломы предполагаемые, г –сдвиги как левые, так и правые, д – границы несогласного залегания.

В ходе постколлизионного (посттриасового) платформенного этапа после снятия сжимающих напряжений, действующих на Уральский ороген, были сформированы трещины отрыва (рис. 5.2 – 41), характерные для всего Войкарского

офиолитового аллохтона и его западного обрамления. Скорее всего, образование трещин отрыва происходило в плиоцене при новейшем горообразовании (Пучков, 2010), но не исключены и другие возраста.

Третье защищаемое положение

В дотриасовую эпоху (герцинский тектогенез) в южной части Полярного Урала преобладали пластические деформации, а начиная с триаса (раннекиммерийский тектогенез) – хрупкие.

Заключение

Основные результаты работы сводятся к следующему:

Главный Уральский разлом в южной части Полярного Урала проходит в западном обрамлении вулканогенно-осадочных пород пальникшорской толщи, отделяя палеоконтинентальные образования от палеоокеанических. Зона ГУР включает в себя пальникшорскую толщу и интенсивно метаморфизованные породы дзеляюского комплекса.

Структурные события в истории формирования зоны Главного Уральского разлома фиксируют многостадийность происшедших здесь деформаций (выделено восемь стадий). Выявлено, что деформации в наиболее древних метаморфических комплексах (массив Хордьюс и блок Дзеляю) проистекали до начала коллизии, а после формирования общей покровно-надвиговой структуры Урала тела блоков были выжаты в более высокие горизонты коры. Пликативные деформационные процессы в остальных тектонических единицах начались на раннем коллизионном этапе при региональном надвигообразовании и закончились образованием сдвиго-сбросовых деформаций. На позднем коллизионном и постколлизионном этапах были проявлены дизъюнктивные нарушения, которые наложены на все рассматриваемые геологические объекты.

Петромагнитные характеристики пород выявляют минеральные ориентировки, сформированные в результате надвиговых и сдвиго-сбросовых деформаций на раннем коллизионном этапе. Количественные отношения между различными параметрами АМВ и конечной деформации остаются дискуссионными, т. к. в породах изученной территории проведение стрейн-анализа затруднено из-за отсутствия стрейн-индикаторов.

В ходе петрологического исследования пород пальникшорской толщи и дзеляюского комплекса установлены разнообразные минеральные ассоциации, а также выделены разновременные метаморфические парагенезисы, которые связаны со стадиями структурного преобразования пород. Показано, что в дзеляюском комплексе вещественные изменения происходили до коллизии и на коллизионном этапе, а в пальникшорской толще на стадиях надвиго- и сдвигообразования при интенсивном проявлении пластических деформаций в условиях глубинного тектогенеза.

Геологические образования зоны Главного Уральского разлома, расположенные в южной части Полярного Урала, являются уникальным геолого-структурным объектом, позволяющим детально исследовать эволюцию Уральского орогена.

Литература

1. *Авченко О. В.* Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982. 104 с.
2. *Алешков А. Н.* Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1929. 95 с.
3. *Аникина Е. В., Алексеев А. В.* Минералого-геохимическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала) // Литосфера, 2010, № 5. С. 75-100.
4. *Аристов В. А., Руженцев С. В.* Стратиграфия сланцево-кремнистых и вулканогенно-осадочных отложений палеозоя и история геологического развития Полярного Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2000, т. 8, № 2. С. 9-18.
5. *Архангельский А. Д.* К вопросу о покровной тектонике Урала // Бюл. МОИП. отд. геол., 1932, т. 10, вып. 1. С. 105-112.
6. *Баклунд О. О.* Горные породы Полярного Урала и их взаимные отношения // Записки АН, сер. VIII, отд. 28, N 3, СПб, 1912.
7. *Батанова В. Г., Брюгманн Г., Белоусов И. А., Савельева Г. Н., Соболев А. В.* Процессы плавления и миграции расплавов в мантии на основе изучения высоко сидерофильных элементов и их изотопов // XVIII Симпозиум по геохимии изотопов им. ак. А.П. Виноградова: Тез. докладов. М.: ГЕОХИ РАН, 2007. С. 40-41.
8. *Белоусов И. А., Батанова В. Г., Савельева Г. Н., Соболев А. В.* Свидетельство надсубдукционной природы мантийных пород Войкаро-Сыньинского офиолитового массива, Полярный Урал // Докл. РАН, 2009, т. 429, № 2, С. 238-243.
9. *Блохин А. А.* Новые данные о геологическом строении Южного Урала // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1932, т. 10, вып. 1. С. 193-207.
10. *Брянчанинова Н. И.* Серпентины и серпентиниты Полярного Урала: Автореф. дис. ... д-ра. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 2004. 44 с.
11. *Вализер П. М., Ленных В. И.* Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 203 с.
12. *Васильев Н. Ю., Каплин О. А., Сим Л. А.* К тектонофизическим условиям формирования Райизского хромитоносного массива // Вопросы оруденения в ультрамафитах. М.: Наука, 1985. С. 43-52.

13. *Войновский-Кригер К. Г.* Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Сов. геология. 1945. № 6. С. 27-44.
14. *Войновский-Кригер К. Г.* Девонские отложения Лемвинской фациально-структурной зоны и прилегающих районов (западный склон Полярного Урала) // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1962, т. 37, вып. 2. С 103-123.
15. *Войновский-Кригер К. Г.* Ордовик Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, т. 35, вып. 3. С. 51-62.
16. *Войновский-Кригер К. Г.* Очерки тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Приполярного Урала) // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, т. 41, вып. 4, С. 5-29.
17. *Войтенко В. Н.* Корреляция параметров конечной деформации и анизотропии магнитной восприимчивости: сравнение результатов исследования метатурбидитов северо-западного Приладожья // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М. В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. Т. 1. М.: Изд. ИФЗ, 2008. С. 22-25.
18. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 164 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 376)
19. *Гессе В. Н., Водолазский А. И., Гранович И. Б. и др.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 (первое издание). Серия Северо-Уральская, лист Q-41-XXI: Объяснительная записка, 1981. 139 с.
20. *Гессе В. Н., Савельев А. А., Савельева Г. Н.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 (первое издание). Серия Северо-Уральская, лист Q-41-XVI: Объяснительная записка. Свердловск, 1976. 129 с.
21. *Гончаренко А. И.* Сладчатые деформации и петроструктурный анализ древних офиолитов (на примере Западного Саяна и Полярного Урала) // Эволюция офиолитовых комплексов, ч. 1. Общие вопросы, метаморфизм: [Препринт] Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 49-58.
22. *Гончаренко А. И., Чернышов А. И.* Деформации и петроструктура гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геология и геофизика, 1980а, № 10. С. 61-71.
23. *Гончаренко А. И., Чернышов А. И.* Петроструктурные особенности гипербазитов хромитовой зоны массива Рай-Из // Вопросы оруденения в ультрамафитах. М.: Наука, 1985. С. 52-58.

24. *Гончаренко А. И., Чернышов А. И.* Складчатые деформации и петроструктура гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Вопросы петрологии и металлогении Урала, ч. 1. Магматизм отдельных районов. Ультрабазиты и базиты. Вулканизм. Тезисы докладов четвертой Уральской петрографической конференции. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 26-27.
25. *Гончаренко А. И., Чернышов А. И.* Типы складчатых деформаций гипербазитов в офиолитах Полярного Урала. // Докл. АН СССР, 1980б, т. 255, № 1. С. 166-170.
26. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская, Лист R-41 (Амдерма). Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012.
27. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская, Лист Q-41 (Воркута). Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007.
28. *Дембовский Б. Я.* Внутреннее строение Лемвинского аллохтона (западный склон Полярного Урала) // Геотектоника, 1981, № 6. С. 48-53.
29. *Денисова Е. А.* Деформации ультраосновных метаморфитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника, 1982, № 2. С. 32-45.
30. *Дергунов А. Б., Казак А. П., Молдаванцев Ю. Е.* Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитов массива Рай-Из (Полярный Урал) // Геотектоника, 1975, № 1. С. 28-34.
31. *Дергунов А. Б., Молдаванцев Ю. Е.* О строении и тектоническом положении габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала // Геотектоника, 1976, № 3. С. 93-106.
32. *Добрецов Н. Л.* Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР. Н.: Наука, 1974. 429 с.
33. *Дук Г. Г.* Глаукофансланцевые, глаукофанзеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса (геология, петрология, геодинамика). СПб: ИГГД РАН, 1995. 272 с.
34. *Душин В. А.* Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
35. *Елисеев А. И.* Карбон Лемвинской зоны Полярного Урала. Л.: Наука, 1973. 95 с.
36. *Елисеев А. И.* Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 204 с.
37. *Ефимов А. А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.

38. *Ефимов А. А.* Горячий меланж Платиноносного пояса Урала: химическая структура как генетический критерий // *Литосфера*, 2012, № 5. С. 16-32.
39. *Ефимов А. А.* Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // *Литосфера*, 2010, № 5. С. 134-153.
40. *Ефимов А. А., Маегов В. И., Флерова К. В., Яковлева О. М.* Стронций в габбро-гипербазитовых комплексах Урала // *Геохимия*, 1984, № 7. С. 971-984.
41. *Ефимов А. А., Потапова Т. А.* Высокобарические метагабброидные комплексы в офиолитах Полярного Урала: метаморфизм «против часовой стрелки» в связи с зоной палеозойской субдукции // *Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Сборник, посвященный памяти профессора Д. С. Штейнберга (К 90-летию со дня рождения)*. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 233-268.
42. *Ефимов А. А., Потапова Т. А.* О первичном веществе жадеитовых пород Полярного Урала // *Метаморфогенная металлогения Урала: Сб. науч. Трудов*. Свердловск: УрО АН СССР, 1992. С. 128-136.
43. *Ефимов А. А., Потапова Т. А.* Тектоника нижней (метабазитовой) структурной единицы войкарского офиолитового аллохтона на Полярном Урале // *Геотектоника*, 1990, № 5. С. 45-54.
44. *Ефимов А. А., Рябкова Н. И.* О природе западной габбро-амфиболитовой зоны Войкаро-Сыньинского массива // *Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала: Свердловск, 1979. С. 32-51. (Тр. Ильмен. Гос. Заповедника; № 26)*.
45. *Заварицкий А. Н.* Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.; Л.: Изд. Главн. Геол.-разв. Объединения, 1932. 221 с.
46. *Знаменский С. Е., Знаменская Н. М.* Роль сдвиговых дуплексов в региональном структурном контроле позднепалеозойского золотого оруденения Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // *Литосфера*, 2009, № 4. С. 83-92.
47. *Знаменский С. Е., Знаменская Н. М.* Структурные парагенезисы и фазы деформаций Восточно-Уральской мегазоны на широте профиля Уралсейс (URSEIS-95) // *Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис*, 2006. С. 18-29.
48. *Иванов К. С.* Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии при формировании Урала // *Докл. РАН*, 2001, т. 377, № 2. С. 231-234.
49. *Использование магнетизма горных пород при геологической съемке. Под ред. Шолто Л. Е.* Л.: Недра, 1986. 224 с.

50. *Казак А. П., Добрецов Н. Л., Молдаванцев Ю. Е.* Глаукофановые сланцы, жадеититы, везувианиты и нефриты гипербазитового массива Рай-Из // Геология и геофизика, 1976, № 2. С. 60-66.
51. *Казаков А. Н.* Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 237 с.
52. *Камалетдинов М. А.* О клиппенах на Среднем Урале // Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 5. С. 1160–1163.
53. *Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
54. *Камалетдинов М. А.* К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных // Геотектоника, 1965, № 1. С. 106-117.
55. *Карпинский А. П.* К тектонике Европейской России // Известия АН, 1919, № 12-15. С. 37-48.
56. *Карстен Л. А.* Геология зоны Главного Уральского Глубинного разлома на Приполярном Урале. // Изв. АН СССР, сер. геол., 1989а, № 3. С. 133-136.
57. *Карстен Л. А.* Геология метаморфических комплексов в зоне Главного Уральского Глубинного разлома на Приполярном Урале: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1989б. 23 с.
58. *Кейльман Г. А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
59. *Кирмасов А. Б.* Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.
60. *Клюжина М. Л.* Палеогеография Урала в ордовикском периоде. М.: Наука, 1985. 189 с.
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.
62. *Кузнецов Е. А., Захаров Е. Е.* К тектонике восточного склона Урала // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1926, т. 4, вып. 1–2. С. 21-38.
63. *Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Миллер Э. Л., Удоратина О. В., Герелс Дж., Романюк Т. В.* Новые U-Pb-датировки детритных цирконов из песчаников среднего и верхнего палеозоя Полярного Урала: тестирование региональных тектонических моделей // Докл. РАН, 2013, т. 451, № 2. С. 183-188.
64. *Кузнецова Н. С.* Состав и условия формирования мафитов харбейского комплекса (Полярный Урал) // Литосфера, 2008, № 1. С. 51-65.
65. *Куликова К. В., Сычев С. Н.* Глава 2.4. Структурно-метаморфические особенности метагабброидов зоны Главного Уральского разлома (южная часть Полярного

- Урала) // Глубинное строение Тимано-Североуральского региона / Отв. Редактор А.М. Пыстин. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 131-152.
66. Куликова К. В., Сычев С. Н. Доколлизийная метаморфическая история массива Хордьюс (Полярный Урал) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тезисы докладов XI Петрографического совещания. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010а. Т.1. С. 354-355.
67. Куликова К. В., Сычев С. Н. Структурно-метаморфическая эволюция пород зоны Главного Уральского разлома южной части Полярного Урала / Петрология и минералогия севера Урала и Тимана: Сборник статей. Сыктывкар, 2010б. № 6. С. 15–44. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН. Вып. 127).
68. Куренков С. А., Диденко А. Н., Симонов В. А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 490).
69. Ленных В. И. Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 21-42.
70. Ленных В. И., Вализер П. М., Пучков В. Н. Глаукофановые сланцы и амфиболиты в Северо-Западном контакте Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива (Полярный Урал) // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала: Свердловск, 1979. С. 3-31. (Тр. Ильмен. гос. Заповедника; № 26).
71. Ленных В. И., Перфильев А. С., Пучков В. Н. Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпинотипных офиолитовых массивов Урала // Геотектоника. 1978. №4. С. 3-32.
72. 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.
73. Лупанова Н. П., Маркин В. В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклиория (восточный склон Полярного Урала). М.-Л., 1964. 175 с. (Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского АН СССР. Вып. 12).
74. Любоженко Л. Н. Структурно-метаморфическая эволюция пород Хараматалоуского блока: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар. 2003. 17 с.
75. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.:Мир, 1976. 535 с.
76. Молдаванцев Ю. Е. Ассоциации плутонитов и метаморфитов зоны Главного Уральского глубинного разлома в связи с проблемой формирования земной коры /

- Проблемы петрологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973. С. 3-18. (Тр. Ин-та геологии и геохимии; Вып 100).
77. Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С. Проявления метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1962, № 4. С. 50-55.
78. Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 280 с.
79. Нейман-Пермякова О. Ф. Силурийские отложения западного склона Среднего Урала // Известия ГГРУ, 1931, вып. 36, № 57.
80. Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 167 с.
81. Очеретенко И. А., Троценко В. В. Стереографические проекции в структурной геологии. Л.: Недра, 1978. 136 с.
82. Падалка Г. Л. Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале Л.: Изд-во Главсевморпути, 1936. 174 с. (Тр. Арктического ин-та; Т. 47)
83. Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. М.: Наука, 1968. 220 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 182).
84. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской геосинклинали. М.: Наука, 1979, 187 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 328).
85. Петров Г. А. Геология и минералогия зоны Главного Уральского разлома на Среднем Урале (Под ред. В. Н. Огородникова). Екатеринбург: Изд.-во УГГУ, 2006. 195 с.
86. Петров Г. А., Пучков В. Н. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника, 1994, № 1. С. 25-37.
87. Петров Г. А., Ронкин Ю. Л., Попов Н. В., Тристан Н. И., Козлов П. С. Два этапа высокобарического метаморфизма в зоне Главного Уральского разлома на Северном Урале // Геология и геофизика, 2009, № 1. С. 54-57.
88. Петров Г. А., Свяжжина И. А., Рыбалка А. В. Особенности формирования позднепалеозойского орогена на Среднем Урале // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 139-143.
89. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). / Н. Л. Добрецов, Ю. Е. Молдаванцев, А. П. Казак и др. Новосибирск, 1977. 221 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып 368)

90. *Плюснин К. П.* О роли разрывных нарушений в структуре Магнитогорского синклиория // Доклады АН СССР, 1962, т. 143, № 5. С. 1173-1176.
91. *Плюснин К. П.* О системах регионального кливажа Южного и Среднего Урала // Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 6. С. 1333-1336.
92. *Плюснин К. П.* Сдвиговые структуры восточного склона Южного Урала // Геотектоника, 1966, № 4. С. 57-68.
93. *Плюснин К. П.* Шарьяжи западного склона Северного и Среднего Урала, их возраст и структурное положение // Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 4. С. 133-137.
94. *Потапова Т. А.* Высокобарические метабазиты Западно-Войкарской зоны (Полярный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1990. 21 с.
95. *Прямоносов А. П., Степанов А. Е., Телегина Т. В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII (Харп). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2001.
96. Путеводитель экскурсии "Офиолиты Полярного Урала". Четвертая полевая офиолитовая конференция, МПГК, М., 1978. 165 с.
97. *Пучков В. Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 258 с.
98. *Пучков В. Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
99. *Пучков В. Н.* О палеотектонической природе Лемвинской зоны Полярного Урала // Геотектоника, 1973, № 6. С. 54-62.
100. *Пучков В. Н.* Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной косоориентированной коллизии континентов // Геотектоника, 1996, № 5. С. 66-75.
101. *Пучков В. Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
102. *Пучков В. Н.* Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника, 1993, № 3. С. 18-33.
103. *Пушкарев Е. В., Травин А. В., Кудряшов Н. М., Готтман И. А., Серов П. А., Бирюзова А. П., Юдин Д. С.* Изотопная геохронология магматических и метаморфических комплексов Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале и история его становления // Ультрабазит-базитовые комплексы

- складчатых областей и связанные с ними месторождения. Т. 2. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 125-132.
104. *Пыстин А. М.* Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.
105. *Пыстин А. М.* Сравнительная характеристика Хобеинского, Неркаюского и Хордьюского метаморфических комплексов Приполярного и Полярного Урала // *Метаморфизм и тектоника западных зон Урала.* Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 50-59.
106. *Пыстин А. М., Оловянишников В. Г., Ремизов Д. Н., Соболева А. А.* Новые модели тектонического строения и геодинамического развития Тимано-Североуральского региона // *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН,* 2005, № 3. С. 6-11.
107. *Пыстина Ю. И., Пыстин А. М.* Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 167 с.
108. *Ремизов Д. Н.* Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 221 с.
109. *Ремизов Д. Н., Григорьев С. И., Петров С. Ю., Касьянов А. О., Носиков М. В., Сергеев С. А.* Новые данные о возрасте габброидов кэршорского комплекса на Полярном Урале // *Докл. РАН,* 2010, т. 434, № 2, С. 238-242.
110. *Ремизов Д. Н., Куликова К. В., Сычев С. Н., Носиков М. В., Сергеев С. А.* U-Pb-возраст цирконов из плагиогранитов лагортаюского дайкового комплекса на Полярном Урале // *Докл. РАН,* 2012, т. 447, № 5. С. 538-540.
111. *Ремизов Д. Н., Шишкин М. А., Григорьев С. И., Ремизова С. Т., Куликова К. В., Петров С. Ю., Косьянов А. О., Носиков М. В., Матюшков А. Д., Сычев С. Н. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVI (г. Хордьюс). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, (принят к изданию в 2009а г.).
112. *Ремизов Д. Н., Шишкин М. А., Григорьев С. И., Ремизова С. Т., Петров С. Ю., Косьянов А. О., Носиков М. В., Матюшков А. Д., Сычев С. Н. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVII (р. Танью). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, (принят к изданию в 2009б г.).
113. *Ремизов Д. Н., Шишкин М. А., Григорьев С. И., Ремизова С. Т., Петров С. Ю., Косьянов А. О., Носиков М. В., Матюшков А. Д., Сычев С. Н. и др.*

- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XXI,XXII (р. Евыргорт). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, (принят к изданию в 2009в г.).
114. *Родыгин А. И.* Азимутальные проекции в структурной геологии. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1980. 137 с.
115. *Ронкин Ю. Л., Прямоносов А. П., Телегина Т. В., Лепихина О. П.* Дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплексы Полярного Урала: REE и Sm-Nd ограничения // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы научной конференции, 2000. С. 302-305.
116. *Руженцев С. В.* Тектоническая структура Полярного Урала / Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 7-24. (Тр. ГИН РАН; Вып. 500)
117. *Руженцев С. В., Аристов В. А.* Новые данные по геологии Полярного Урала. / Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 25-41. (Тр. ГИН РАН; Вып. 500)
118. *Руженцев С. В., Аристов В. А., Кучерина П. М.* Верхнедевонско-каменноугольные офиолиты и батральная серия Полярного Урала // Докл. РАН, 1999, т. 365, № 6. С. 802-805.
119. *Руженцев С. В., Гаптулкадыров М. М., Аристов В. А.* О возрасте кремнистых и вулканогенно-кремнистых отложений Лемвинской зоны Полярного Урала // Докл. РАН, т. 349, № 1, 1996. С. 78-80.
120. *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.
121. *Савельев А. А.* Структура и условия формирования офиолитовых ультрабазит-базитовых ассоциаций Урала // Геотектоника, 1996, № 3. С. 25-35.
122. *Савельев А. А.* Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника, 1997, № 1. С. 48-58.
123. *Савельев А. А., Савельева Г. Н.* Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника, 1977, № 6, С. 46-60.

124. *Савельев А. А., Самыгин С. Г.* Офиолитовые аллохоны Приполярного и Полярного Урала. // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9-30.
125. *Савельева Г. Н., Суслов П. В., Ларионов А. В.* Вендские тектоно-магматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромитов // Геотектоника, 2007, № 2. С. 23-33.
126. *Савельева Г. Н., Суслов П. В., Ларионов А. В., Бережная Н. Г.* Возраст циркона из хромитов реститовых комплексов офиолитов как отражение магматических событий в верхней мантии // Докл. РАН, 2006, т. 411, № 3. С. 384-389.
127. *Савельева Г. Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 404).
128. *Савельева Г. Н.* Геология и петрология гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1973. 31 с.
129. *Савельева Г. Н.* Офиолиты варисцид Европы и уралид: обстановки формирования и метаморфизм // Геотектоника, 2011, № 6. С. 24-39.
130. *Савельева Г. Н., Савельев А. А., Перцев А. Н.* Метаморфизм в истории офиолитов // Геотектоника, 1995, № 2. С. 15-28.
131. *Савельева Г. Н., Соболев А. В., Батанова В. Г., Суслов П. В., Брюгманн Г.* Структура каналов течения расплавов в мантии // Геотектоника, 2008, № 6. С. 25-45.
132. *Савельева Г. Н., Шляхова Х. Т.* Плагииграниты Войкаро-Сыньинского массива // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР. Сб. № 6, Сыктывкар, 1970. С. 222-231.
133. *Савельева Г. Н., Щербаков С. Н., Денисова Е. А.* Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах. // Геотектоника, 1980, № 3. С. 16-26.
134. *Салдин В. А.* Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 1996. 20 с.

135. *Салдин В. А.* Верхнепалеозойские флишевые формации севера Урала как индикаторы палеодинамики // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2005, № 10 (130). С. 2-5.
136. *Салдин В. А.* Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений Лемвинской зоны Урала // Докл. РАН, 1993, т. 332, № 4. С. 476-478.
137. *Салихов Д. Н., Беликова Г. И.* Габброиды зоны меланжа Главного Уральского разлома // Геологический сборник № 6. Информационные материалы / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 106-125.
138. *Сим Л. А., Юрченко О. С., Сироткина О. Н.* Тектонические напряжения северных частей Урала // Геофизический Журнал, т. 27, № 1, 2005. Киев: Ин-т геофизики. С. 110-120.
139. *Соболев И. Д., Соболева А. А., Варламов Д. А.* Проявление триасового магматизма в Малоуральской зоне Полярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 160-164.
140. *Соболев Н. В.* Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
141. Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Отв. ред. *В. Н. Пучков, Д. С. Штейнберг.* Свердловск: УрО АН СССР. 1990. 229 с.
142. *Сычев С. Н.* Анализ анизотропии магнитной восприимчивости пород в обрамлении массива Рай-Из (Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 21-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 240-243.
143. *Сычев С. Н.* Деформационная история зоны Главного Уральского разлома (южная часть Полярного Урала) // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания Том II. М.: ГЕОС, 2014. С. 211-215.
144. *Сычев С. Н.* Деформационная характеристика пород зоны сочленения офиолитовых и палеоостроводужных комплексов южной части Полярного Урала на основе петромагнитных данных // Материалы III Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 11-15 февраля 2013 г., Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ. С. 830-834.
145. *Сычев С. Н.* Зона западного контакта Дзеляюского террейна (пластины) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 18-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2009а. С. 155-158.

146. *Сычев С. Н.* Определение кинематических характеристик Главного Уральского надвига по данным микроструктурного анализа тектонитов (Полярный Урал, Лемвинская зона) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 17-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 253-257.
147. *Сычев С. Н.* Соотношение хрупких и пластических деформаций зоны сочленения пальникшорской толщи и массива Хордьюс // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009б. С. 160-163.
148. *Сычев С. Н., Веселовский Р. В.* Определение кинематических характеристик пород южной части Полярного Урала на основе данных об анизотропии магнитной восприимчивости // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 51-54.
149. *Сычев С. Н., Войтенко В. Н., Куликова К. В.* Анализ анизотропии магнитной восприимчивости тектонитов зоны Главного Уральского разлома южной части Полярного Урала // Материалы II Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 8-11 февраля 2011 г., Санкт-Петербург, ФГУП «ВСЕГЕИ». С. 42-47 (Общая и региональная геология).
150. *Сычев С. Н., Куликова К. В.* Анализ анизотропии магнитной восприимчивости метаморфитов зоны Главного Уральского разлома (р. Средний Кечпель, Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 20-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2011а. С. 164-168.
151. *Сычев С. Н., Куликова К. В.* Деформации контакта офиолитовых и палеоостроводужных комплексов южной части Полярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2012а, № 1 (205). С. 22-25.
152. *Сычев С. Н., Куликова К. В.* Зона западного контакта массива Хордьюс // Материалы I Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов, посвященной памяти академика А.П. Карпинского, 24-27 февраля 2009 г. Спб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. С.82-85.
153. *Сычев С. Н., Куликова К. В.* Коллизионная эволюция Пальникшорского террейна (Полярный Урал) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и

- платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2010а. С. 326-330.
154. Сычев С. Н., Куликова К. В. Пластические деформации в зоне Главного Уральского разлома (р. Средний Кечпель) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 19-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2010б. С. 171-174.
155. Сычев С. Н., Куликова К. В. Последовательность деформаций в обрамлении массива Рай-Из (Полярный Урал) // Вестник СПбГУ. Сер. 7, 2012б. Вып. 3. С. 53-59.
156. Сычев С. Н., Куликова К. В. Соотношение хрупких и пластических деформаций в зоне Главного Уральского разлома (южная часть Хараматалоуского блока, Полярный Урал) // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти Виктора Ефимовича Хаина, г. Москва, 1-4 февраля 2011 г. – М.: Изд-во Геологический факультет Московского Государственного Университета имени М. В. Ломоносова, 2011б. С. 1829-1833.
157. Сычев С. Н., Куликова К. В. Структурная эволюция зоны Главного Уральского разлома в западном обрамлении Войкаро-Сынинского офиолитового массива // Геотектоника, 2012в, № 6. С. 46-54.
158. Сычев С. Н., Куликова К. В. Структурно-тектоническая позиция массива Хордьюс (Полярный Урал) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2010в. С. 330-334.
159. Тектоническая история Полярного Урала. Отв. ред. Н. В. Короновский. М.: Наука, 2001. 191 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 531).
160. Тишин П. А. Реконструкция надвиговых структур сложнодислоцированных метаморфических серий на примере марункеуского эклогит-амфиболит-гнейсового комплекса (Полярный Урал) // Геология и полезные ископаемые мирового океана, 2006, № 4. С. 137-144.
161. Турков К. А., Куликова К. В. Реконструкция первичного субстрата метаморфитов подошвы Главного Уральского разлома южной части Полярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 19-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 178-180.
162. Удортина О. В., Кузнецов Н. Б., Ларионов А. Н., Шишкин М. А. У-Рв возраст плагиогранитоидов Собского массива (Полярный Урал) / Петрология и

- минералогия севера Урала и Тимана: Сборник статей. Сыктывкар, 2008, № 5. С.52–62. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН. Вып. 124).
163. *Уляшева Н. С.* Вещественный состав и условия формирования метабазитов харбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 2010. 20 с.
164. *Фредерикс Г. Н.* Вопросы тектоники Урала // Вопросы тектоники Урала // Вестник Геолкома, 1927, т. 2, № 4. С. 7-16.
165. *Хабаков А. В.* Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями / 1945. 77 с. (Тр. Горно-геол. упр. Главсевморпути; Вып. 15)
166. *Хаин Е. В., Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Бургат К. –П., Федотова А. А., Ковач В. П., Яковлева С. З., Ремизов Д. Н., Шефер Ф.* U-Pb возраст плагиогранитов офиолитовой ассоциации Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Докл. РАН, 2008, т. 419, № 4. С. 524-529.
167. *Херасков Н. П., Перфильев А. С.* Основные особенности геосинклинальных структур Урала / Проблемы региональной тектоники Евразии. М.: Наука, 1963. С. 35-63. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 92).
168. *Шишкин М. А.* Тектоника севера Лемвинской зоны (Полярный Урал) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2005. С. 385-389.
169. *Шишкин М. А., Астапов А. П., Кабатов Н. В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская, Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.
170. *Шишкин М. А.* Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал) // Геотектоника, 1989, № 3. С. 86-95.
171. *Шишкин М. А.* Тектоническое строение зоны сочленения и взаимоотношения Урала и Пай-Хоя // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 180-182.
172. *Шишкин М. А., Лапшин Н. В.* Докембрийские гипербазиты Полярного Урала // Геология и минералогия докембрия Северо-Востока Европейской платформы и севера Урала. Сыктывкар: ИГ КНЦ УрОРАН, 1996. С. 61.

173. *Шишкин М. А., Малых О. Н., Афанасьева Т. А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XIX,XX (Большая Инта). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, (принят к изданию в 2002 г.).
174. *Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XI (Елецкий). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, (принят к изданию в 2005 г.).
175. *Шмелев В. Р.* Мантийные ультрабазиты офиолитах комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования // *Петрология*, 2011, т. 19, № 6. С. 649-672.
176. *Шмелев В. Р.* Строение и эволюция гипербазитовых массивов Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1990. 25 с.
177. *Шмелев В. Р., Пучков В. Н.* Особенности тектоники гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // *Геотектоника*, 1986, № 4. С. 88-105.
178. *Щербаков С. А.* Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // *Геотектоника*, 1981, № 4. С. 44-56.
179. *Щербаков С. А.* Роль пластических деформаций ультрабазитов на ранних стадиях формирования офиолитовых комплексов Урала // *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 1988, т. 63, вып. 6, С. 96-110.
180. *Щербаков С. А.* Складчатые деформации ультраосновных тектонитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // *Геотектоника*, 1983, № 3. С. 47-59.
181. *Щербаков С. А., Савельева Г. Н.* Структурная эволюция и метаморфизм ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива // *Метаморфизм и тектоника западных зон Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 60-69.
182. *Эз В. В.* Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 191 с.
183. *Юдин В. В.* Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 1994. 285 с.
184. *Язева Р. Г.* Комплекс параллельных даек Полярного Урала. // *Геотектоника*, 1979, № 3. С.49-58.

185. Язева П. Г., Бочкарев В. В. Войкарский вулканно-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.
186. Anderson E. M. The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain // Edinburgh: Oliver and Boyd, Wite Plains, 1951. 206 pp.
187. Borradaile G. J. Correlation of strain with anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) // Pure & Applied Geophysics, 1991, v.135. P. 15-29.
188. Borradaile G. J. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain // Tectonophysics, 1988, v. 156. P. 1–20.
189. Borradaile G. J., Henry B. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy // Earth Science Reviews, 1997, v. 42. P. 49-93.
190. Burmeister K. C., Bannister R. A., Marshak S., Ferré E. C. Comparison of AMS and strain-analysis results; resolving shortening directions in low-strain rocks of a fold-thrust belt // Abstracts with Programs. Geological Society of America, 2004, v. 36. P. 434.
191. Fleuty M. J. The description of folds // Proceedings Geological Association. London, 1964, v. 75. P. 461-492.
192. Groshong R. H. 3-D structural geology: a practical guide to quantitative surface and subsurface map interpretation. 2nd ed. University of Alabama, 2006. 410 p.
193. Hammarstrom J. M., Zen E. An. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer // Amer. Mineral., 1986, v. 71. P. 1297-1313.
194. Hansen E. Strain Facies. Springer-Verlag. New York, 1971. 207 p.
195. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contribs Mineral. and Petrol., 1994, v. 116. P. 433–447.
196. Jelinek V. Characterization of the magnetic fabric of rocks // Tectonophysics, 1981, v. 79. T63–T67.
197. Ježek J., Hrouda F. SUSIE: A program for inverse strain estimation from magnetic susceptibility // Computers & Geosciences, 2007, v. 33, Issue 6. P. 749-759.
198. Khan M. A. The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks // J. Geophys. Res., 1962, v. 67. P. 2873-2885.
199. Konilov A. N., Graphchikov A. A., Kopylov P. N., and Fonarev V. I. TPF: A bank of geological thermometers, barometers and oxygen barometers // Experiment in Geosciences, 1995, v. 4. P. 63-65.
200. Marshak S., Mitra G. Basic methods of structural geology. NJ.: Prentice Hall, 1988. 446 p.
201. Nagata T. Rock Magnetism. Maruzen, Tokyo, 1961. 350 p.

202. *Nicolas A.* Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Dordrecht, Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 1989. 367 p.
203. *Owens W. H.* Mathematical model studies on factors affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks // *Tectonophysics*, 1974, v. 24. P. 115-131.
204. *Parés J. M., Van Der Pluijm B. A.* Correlating magnetic fabrics with finite strain: Comparing results from mudrocks in the Variscan and Appalachian Orogens // *Geologica Acta*, 2004, v. 2, Issue 3. P. 213-220.
205. *Puchkov V.* Paleozoic evolution of the East European continental margin involved into the Urals // *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov (eds.)*. AGU Geophysical Monograph Series. 2002, v. 132. P. 9-32.
206. *Queiroga G., Martins M., Kulikova K., Sychev S., Kuznetsov N., Chemale F. Gr., Dussen I., Dantas E.* First U-Pb dating of a plagiogranit from Voykar massif, Polar Urals, Russia // *VII South American Symposium on Isotope Geology. Short Papers*. Brasilia, 2010. P. 397-400.
207. *Ramsay J. G., Huber M. I.* The techniques of modern structural geology.- V. 2. Folds and fractures. London: Academic Press Inc., 1987. 700 p.
208. *Remizov D. N., Pease V.* The Dzela Complex, Polar Urals, Russia: a Neoproterozoic island arc. In: D. GEE & V. PEASE (eds). *The Neoproterozoic Timanide Orogen of eastern Baltica // Mem. Geol. Soc. London*, 2004, v. 30. P. 107-123.
209. *Sharma M., Wasserburg G. J., Papanastassiou D. A., Quick J. E., Sharkov E. V., Laz'ko E. E.* High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995. Vol. 135. P. 101-114.
210. *Tarling D. H., Hrouda F.* The magnetic anisotropy of rocks. New York: Chapman and Hall, 1993. 217 p.
211. *Van Der Pluijm B. A., Marshak S.* Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics. 2nd ed. NY: McGraw Hill, 2004. 656 p.
212. *Wells P. R. A.* P-T conditions in the Moines of the Central Highlands, Scotland // *Journal of the Geological Society, London*, 1979, v. 136, № 6. P. 663-671.
213. *Whitney D. L., Evans B. W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*, 2010, v. 95. P. 185-187.

Фондовая

1. *Водолазская В. П., Берлянд Н. Г., Шкатова В. К. и др.* Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (совершенствование и межсерийная корреляция Легенд к ГК-200/1000 по Уральскому региону). Информационный отчет по объекту № 64. С-Петербург: ВСЕГЕИ, 2002.
2. *Галиуллин И. З., Ремизов Д.Н., Шишкин М. А. и др.* Отчет по объекту: ГМК – 200 листов Q-41-XVI, XVII, XXI, XXII (Восточно-Войкарская площадь). Лабытнанги: Полярно-Уральское ГГП, 2009.
3. *Дембовский Б. Я., Кузенков Н. А., Зархидзе Д. В. и др.* Легенда Северо-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (ред. В.П. Водолазская). Воркута, 2000. ГУТФИ РК, Сыктывкар.
4. *Кузнецов Н. Б., Руженцев С. В., Савельева Г. Н. и др.* Объяснительная записка к ГГК-200 второго поколения листов Q-41-XVI и Q-41-XVII. Москва, 2000.
5. *Кучерина П. М., Попов И. И., Прямоносов А. П. и др.* Отчет Хараматалоуской партии по объектам: Производство геологического доизучения масштаба 1: 50 000 площади массива Рай-Из и его обрамления. Листы Q-41- 46-Б-в, г, Q-41-47-А-а-3,4, в, г, В, Г; Q-41-48-А и групповой геологической съемки масштаба 1: 50 000 листов Q-41-56-В-б,в,г, Г; Q-41-57-А,Б,В-а и геологического доизучения листов Q-41-56-А,Б,В-а; Q-41-57-В-б,в,г, Г-а, в, г в пределах северо-западной области Войкарского синклиория, проведенных в 1982-1991 гг. п. Полярный, 1991.
6. *Шишкин М. А.* Геология зоны сочленения Елецких и Лемвинских фаций на западном склоне Полярного Урала. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Сыктывкар, 2003.

Приложения

Приложение 1. Химические составы пород пальникшорской толщи.

№ 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	ппп	Сумма
1	8703	52,50	0,72	13,99	2,54	6,73	0,22	9,48	6,37	3,83	0,07	0,10	2,35	98,90
2	8703/2	68,36	0,49	13,72	1,50	3,96	0,15	1,68	2,60	5,89	0,21	0,09	1,39	100,04
3	8712/1	66,07	0,69	15,43	2,48	1,69	0,07	1,27	5,23	3,40	1,52	0,10	2,06	100,01
4	8703/3	49,00	1,73	16,13	4,35	9,54	0,24	6,02	5,57	4,99	0,10	0,08	1,91	99,66
5	8703/5	67,24	0,62	13,99	2,13	3,45	0,14	1,54	3,74	5,38	0,03	0,13	0,75	99,14
6	8703/6	64,54	0,83	14,08	2,90	4,66	0,21	1,25	3,53	6,11	0,09	0,18	1,63	100,01
7	8704a	55,14	0,62	15,71	1,51	4,95	0,21	8,30	7,51	4,42	0,04	0,05	1,64	100,10
8	8704/1a	50,29	1,10	15,35	6,21	8,77	0,44	4,66	5,47	3,75	0,25	0,10	3,71	100,10
9	8704/1	48,92	1,16	15,75	3,63	9,68	0,47	7,38	5,80	3,54	0,09	0,10	2,55	99,07
10	8704/3	75,54	0,41	10,09	1,24	1,77	0,05	1,81	4,21	3,37	0,05	0,06	1,61	100,20
11	8704/7	52,56	0,74	12,52	2,73	5,92	0,22	10,84	9,49	2,94	0,16	0,10	1,90	100,12
12	8704/8	74,00	0,42	13,32	1,01	1,19	0,02	1,02	2,73	5,53	0,07	0,06	1,04	100,40
13	8705/1	76,12	0,28	12,32	1,24	0,66	0,03	0,51	3,18	4,61	0,16	0,05	0,69	99,85
14	8706	71,28	0,41	13,58	1,45	1,31	0,10	1,61	4,09	4,79	0,16	0,07	0,96	99,81

Примечание: анализы выполнены в лаборатории химии Института геологии Коми НЦ УрО РАН рентгенофлуоресцентным методом; аналитик С.Т. Неверов.

Пальникшорская толща: 4,8,9 - гранат-амфиболовые кристалосланцы, 1, 7, 11 - эпидот-амфиболовые кристалосланцы, 2, 3, 5, 6 - гранат-амфибол-альбит-кварцевые

кристалосланцы, 10, 14 - амфибол-альбит-кварцевый кристалосланец, 12, 13 - плагиомигматиты.

Приложение 2. Химические составы пород массива Хордьюс.

№ 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	ппп	Сумма
1	8707/3	49,61	0,38	23,27	2,87	4,69	0,12	2,67	12,34	2,89	0,19	0,09	0,97	100,09
2	8708	40,36	0,01	0,75	3,37	5,49	0,15	42,31	0,66	0,17	0,02	0,09	6,01	99,39
3	8708/1	39,06	0,02	1,27	3,96	3,29	0,12	39,01	0,85	0,19	0,06	0,09	11,57	99,49
4	8709	42,53	0,25	17,15	1,81	5,82	0,11	17,09	10,34	2,07	0,30	0,09	2,41	99,97
5	8710	46,05	0,48	16,43	1,52	7,48	0,16	11,87	12,41	1,55	0,12	0,09	1,94	100,10
6	8709/5	47,11	0,81	21,56	3,79	5,66	0,16	3,01	11,50	3,24	0,52	0,09	2,64	100,09
7	8710/1	47,54	0,34	25,90	2,16	2,54	0,07	2,46	13,39	2,81	0,22	0,09	2,57	100,09
8	8713	44,35	0,69	21,06	5,09	4,06	0,13	6,62	12,77	1,56	0,43	0,09	3,24	100,09
9	8716	40,02	1,01	14,88	5,93	8,67	0,24	11,81	11,52	2,15	0,46	0,09	3,31	100,09
10	8716/1	43,32	0,08	21,75	2,52	1,24	0,07	10,17	16,99	0,36	0,04	0,09	3,46	100,09
11	8717/4	43,22	1,15	23,55	2,65	6,76	0,13	5,54	12,53	1,67	0,10	0,09	2,69	100,08
12	8717/5	46,92	0,38	20,84	3,74	3,71	0,11	5,97	11,53	2,70	0,49	0,09	3,61	100,09
13	5702/1	40,77	1,58	17,78	5,04	8,57	0,20	8,17	13,24	1,88	0,41	0,09	2,37	100,10
14	5704	46,04	0,53	20,57	3,22	5,56	0,16	5,80	12,00	2,64	0,24	0,09	3,23	100,08
15	5705/01	42,61	0,47	22,29	3,01	4,73	0,12	7,83	12,89	1,69	0,29	0,09	4,07	100,09

Примечание: анализы выполнены в лаборатории химии Института геологии Коми НЦ УрО РАН рентгенофлуоресцентным методом; аналитик С.Т. Неверов.

1, 7, 9,10,11 – габбронориты и метаморфизованные габбронориты; 2, 3 дуниты, 4 амфиболиты; 5, 6, 13, 14, 15 – клиноцоизитовые амфиболиты, гранат-клиноцоизитовые амфиболиты, 8, 12 – амфиболизированное габбро.

Приложение 3. Главные величины АМВ и ориентировки осей эллипсоидов АМВ.

№ обр.	Km (10 ⁻⁶ ед. СИ)	L	F	P	Pj	T	K ₁ (dec)	K ₁ (inc)	K ₂ (dec)	K ₂ (inc)	K ₃ (dec)	K ₃ (inc)
C-1(1)	409,81	1,008	1,024	1,032	1,034	0,486	180	10	52	74	272	12
C-1(2)	376,69	1,008	1,024	1,033	1,034	0,484	179	17	45	67	274	16
C-1(3)	384,19	1,010	1,019	1,029	1,03	0,323	90	81	194	2	284	9
C-1(4)	440,21	1,010	1,023	1,034	1,035	0,386	106	81	15	0	285	10
C-2(1)	401,49	1,011	1,046	1,057	1,061	0,623	129	4	36	38	224	52
C-2(2)	354,75	1,018	1,038	1,056	1,057	0,359	32	49	288	12	188	39
C-2(3)	334,28	1,017	1,047	1,064	1,066	0,464	311	3	44	49	218	41
C-2(4)	364,02	1,017	1,051	1,068	1,071	0,503	299	28	42	23	165	53
C-4(1)	453,89	1,017	1,083	1,101	1,109	0,654	173	4	263	12	66	77
C-4(2)	511,95	1,011	1,092	1,104	1,115	0,771	179	8	270	8	43	79
C-4(3)	450,46	1,017	1,073	1,091	1,097	0,612	179	5	270	3	27	84
C-4(4)	529,56	1,018	1,085	1,104	1,112	0,646	177	7	268	8	48	80
C-5(1)	257,39	1,023	1,098	1,124	1,132	0,606	264	36	112	51	4	14
C-6(1)	122,11	1,010	1,126	1,138	1,154	0,841	242	2	332	8	140	82
C-6(2)	114,18	1,004	1,135	1,139	1,16	0,943	38	43	287	21	179	40
C-6(3)	122,15	1,012	1,125	1,139	1,155	0,813	243	2	333	8	142	82
C-6(4)	114,83	1,012	1,127	1,140	1,157	0,824	271	38	90	52	181	0
C-6(5)	121,01	1,003	1,127	1,131	1,15	0,947	312	5	220	21	54	68
C-6(6)	99,16	1,006	1,024	1,030	1,032	0,615	351	24	82	2	175	66
C-9(1)	384,08	1,010	1,096	1,107	1,119	0,795	252	5	343	18	148	71
C-9(2)	366,46	1,026	1,110	1,139	1,147	0,603	263	8	358	30	159	59
8703/2(1)	188,19	1,027	1,049	1,076	1,078	0,287	321	22	211	40	72	43
8704/4a(1)	166,86	1,001	1,023	1,024	1,027	0,918	312	27	222	1	130	64
8704/4a(2)	181,20	1,003	1,021	1,024	1,026	0,744	313	26	221	4	123	64
8704/4a(3)	177,35	1,005	1,018	1,023	1,024	0,592	314	28	222	4	125	61
8704b(1)	439,82	1,010	1,020	1,030	1,031	0,306	319	80	183	7	92	7
8704b(2)	431,57	1,013	1,020	1,033	1,033	0,226	303	75	176	9	84	12
8704b(3)	436,07	1,009	1,022	1,031	1,032	0,408	324	72	186	14	93	12
8704b(4)	425,73	1,010	1,021	1,031	1,032	0,342	318	73	181	13	88	12
8705a(1)	441,42	1,008	1,047	1,055	1,059	0,709	48	12	259	76	139	7
8705a(2)	452,03	1,007	1,047	1,054	1,059	0,751	48	8	267	79	139	7
8705a(3)	458,99	1,008	1,047	1,055	1,06	0,71	47	15	262	72	140	10
8705a(4)	449,58	1,006	1,048	1,054	1,059	0,759	46	19	257	68	140	10
8706a(1)	240,62	1,014	1,131	1,146	1,162	0,802	200	37	34	52	295	7
8706a(2)	225,77	1,015	1,117	1,134	1,147	0,763	194	41	28	48	290	7
8706a(3)	145,44	1,012	1,123	1,136	1,151	0,81	193	30	20	60	284	3
8734/4(1)	481,25	1,032	1,055	1,089	1,09	0,261	204	2	294	19	109	71
8734/4(2)	434,74	1,035	1,062	1,100	1,101	0,27	22	3	291	8	135	82
8735(1)	304,85	1,029	1,065	1,095	1,097	0,38	225	11	318	15	101	71
8735(2)	299,83	1,028	1,064	1,093	1,096	0,389	226	10	319	16	106	71
8735(3)	603,29	1,002	1,032	1,034	1,038	0,869	201	0	291	3	106	87

8735(4)	601,75	1,002	1,033	1,035	1,039	0,893	12	4	282	4	147	85
8800/1a(1)	205,22	1,055	1,066	1,125	1,126	0,087	228	5	138	4	5	84
8800/1a(2)	160,89	1,039	1,102	1,144	1,149	0,435	242	12	333	1	67	78
8800/1a(3)	155,25	1,045	1,090	1,139	1,142	0,325	242	20	332	1	64	70
8801/1(1)	991,22	1,026	1,049	1,076	1,078	0,313	68	11	177	58	332	29
8801/1(2)	974,84	1,026	1,050	1,078	1,079	0,306	69	9	176	61	334	28
8801/2(1)	480,66	1,014	1,034	1,048	1,05	0,419	47	47	232	43	140	2
8801/2(2)	496,62	1,018	1,035	1,053	1,054	0,328	38	48	220	42	129	1
8801/3(1)	653,31	1,029	1,064	1,095	1,097	0,366	87	5	345	64	179	26
8801/3(2)	702,31	1,030	1,062	1,093	1,095	0,343	75	22	311	54	177	27
8801/4(1)	371,89	1,015	1,075	1,091	1,097	0,654	58	2	148	4	303	86
8801/4(2)	367,48	1,014	1,074	1,090	1,096	0,667	57	2	326	5	165	85
8801/4(3)	398,89	1,014	1,068	1,083	1,089	0,644	51	7	142	4	260	82
8801/4(4)	390,40	1,016	1,075	1,092	1,098	0,644	58	2	148	1	274	88
8803(1)	135,82	1,008	1,016	1,024	1,025	0,302	291	25	22	3	119	65
8803(2)	141,42	1,009	1,015	1,025	1,025	0,251	286	22	17	2	112	68
8803(3)	117,99	1,007	1,016	1,023	1,024	0,386	290	23	198	4	99	67
8803(4)	112,27	1,008	1,017	1,025	1,025	0,364	293	24	23	1	115	67
8803/2(1)	173,04	1,016	1,025	1,041	1,042	0,22	240	11	339	41	138	47
8803/2(2)	177,99	1,016	1,025	1,041	1,042	0,21	241	12	342	40	138	48
8803/2(3)	179,66	1,013	1,026	1,039	1,04	0,328	242	9	341	42	142	47
8803/2(4)	173,82	1,016	1,024	1,040	1,041	0,208	243	10	342	44	143	45
8804(1)	24387,95	1,429	1,941	2,772	2,815	0,3	8	2	278	2	131	87
8804(2)	30726,33	1,282	2,174	2,787	2,914	0,515	188	8	279	6	45	81
8804(3)	18560,22	1,314	2,076	2,729	2,824	0,456	184	6	275	5	41	83
8805/1(1)	441,90	1,015	1,002	1,016	1,018	-0,801	217	19	318	31	100	53
8805/2(1)	438,93	1,003	1,037	1,041	1,045	0,844	231	20	332	29	111	53
8806(1)	485,71	1,012	1,069	1,082	1,089	0,696	303	46	33	0	123	44
8806(2)	498,90	1,010	1,065	1,075	1,082	0,733	302	44	33	1	125	46
8806(3)	479,78	1,010	1,069	1,080	1,087	0,752	311	43	219	2	127	47
8806/1(1)	781,49	1,019	1,061	1,081	1,085	0,519	316	26	225	4	127	63
8806/1(2)	732,48	1,021	1,097	1,120	1,128	0,625	319	25	227	4	128	64
8806/1(3)	765,61	1,018	1,079	1,098	1,104	0,62	320	26	228	5	128	63
8807(1)	594,17	1,004	1,005	1,009	1,009	0,089	265	45	30	30	140	30
8808(1)	169,69	1,072	1,050	1,125	1,126	-0,174	130	25	230	21	356	56
8808/2(1)	650,79	1,035	1,045	1,081	1,081	0,12	138	25	246	34	19	46
8808/2(2)	648,14	1,036	1,035	1,073	1,073	-0,014	157	5	251	36	59	54
8808/3(1)	445,55	1,021	1,059	1,081	1,084	0,479	138	9	231	21	27	68
8808/3(2)	455,71	1,020	1,060	1,082	1,085	0,489	134	5	226	21	32	68
8808/3(3)	453,56	1,020	1,060	1,081	1,085	0,501	136	5	228	18	31	71
8809(1)	71165,43	1,175	1,101	1,293	1,296	-0,253	225	4	135	1	32	86
8809(2)	62076,94	1,120	1,118	1,252	1,252	-0,007	43	0	133	5	310	85
8809(3)	75079,90	1,139	1,110	1,265	1,265	-0,108	229	3	138	12	333	78
8809/1(1)	37449,25	1,028	1,207	1,241	1,265	0,742	83	63	337	8	243	25

8809/1(2)	41179,62	1,071	1,134	1,215	1,219	0,294	124	51	355	27	251	26
8809/1(3)	66723,50	1,008	1,007	1,015	1,015	-0,056	116	11	21	23	228	65
8809/1(4)	43647,47	1,050	1,172	1,230	1,242	0,529	111	51	345	25	241	27
8809/2(1)	11728,61	1,152	1,313	1,512	1,523	0,317	51	49	271	34	167	21
8809/2(2)	14550,91	1,123	1,305	1,465	1,479	0,394	51	53	269	31	167	19
8809/2(3)	13519,99	1,134	1,301	1,475	1,487	0,355	63	45	270	42	167	14
8809/2(4)	15166,53	1,096	1,323	1,450	1,473	0,508	164	41	41	31	288	33
8810(1)	159,65	1,014	1,015	1,029	1,029	0,039	128	49	266	33	11	22
8810(2)	155,88	1,014	1,011	1,025	1,026	-0,131	135	42	269	38	20	25
8810(3)	163,30	1,021	1,009	1,030	1,031	-0,407	132	46	268	35	15	23
8810(4)	161,31	1,016	1,009	1,025	1,026	-0,281	143	44	263	28	14	34
8810/4(1)	506,96	1,009	1,010	1,018	1,018	0,055	18	10	121	52	280	36
8810/4(2)	484,45	1,007	1,005	1,013	1,013	-0,151	19	12	124	51	280	37
8810/4(3)	529,61	1,008	1,007	1,015	1,015	-0,044	21	14	128	49	280	37
8810/4(4)	492,51	1,008	1,008	1,016	1,016	-0,012	17	12	131	62	281	25
8810/5(1)	302,98	1,004	1,013	1,018	1,018	0,508	277	15	46	67	183	17
8810/5(2)	367,72	1,004	1,010	1,014	1,015	0,435	259	3	2	77	169	13
8810/5(3)	351,15	1,003	1,014	1,017	1,018	0,626	268	18	49	67	173	14
8810/5(4)	373,72	1,004	1,011	1,016	1,016	0,463	256	15	27	67	162	17
8811a(1)	469,11	1,005	1,002	1,007	1,007	-0,306	87	1	178	60	357	30
8811a(2)	465,03	1,006	1,001	1,007	1,008	-0,713	261	2	170	34	353	56
8811a(3)	458,36	1,006	1,002	1,008	1,008	-0,581	85	6	185	61	352	28
8811a(4)	461,64	1,006	1,003	1,009	1,01	-0,391	90	2	181	45	358	45
8811b(1)	1059,44	1,106	1,066	1,179	1,181	-0,228	195	30	300	24	61	50
8811b(2)	894,81	1,095	1,054	1,154	1,156	-0,265	198	31	290	3	25	59
8811b(3)	1171,58	1,130	1,050	1,186	1,192	-0,431	190	32	292	19	48	52
8812/2(1)	1945,42	1,077	1,095	1,180	1,18	0,103	128	69	233	6	325	20
8812/2(2)	896,09	1,020	1,004	1,025	1,027	-0,642	161	53	305	31	46	18
8812/2(3)	720,38	1,016	1,006	1,022	1,023	-0,438	172	63	290	14	26	23
8814(1)	25600,68	1,190	1,061	1,262	1,274	-0,495	54	22	228	68	323	2
8814(2)	19582,10	1,185	1,056	1,252	1,264	-0,513	46	17	242	73	138	5
8814(3)	22435,12	1,244	1,057	1,315	1,336	-0,593	51	3	236	87	141	0
8814(4)	26936,95	1,237	1,121	1,387	1,394	-0,301	50	11	220	78	320	2
8814/1(1)	8003,70	1,024	1,046	1,072	1,073	0,313	286	26	20	7	124	63
8814/1(2)	13426,49	1,046	1,093	1,144	1,147	0,325	293	28	29	10	136	60
8816(1)	259,59	1,004	1,007	1,012	1,012	0,24	247	43	65	47	156	1
8816(2)	247,66	1,006	1,004	1,010	1,01	-0,135	283	3	192	17	23	73
8816(3)	239,19	1,006	1,001	1,007	1,007	-0,605	200	55	343	29	83	18
8816/2(1)	241,53	1,028	1,022	1,050	1,051	-0,127	112	43	209	7	306	46
8816/2(2)	241,30	1,024	1,025	1,049	1,049	0,009	129	43	34	5	299	46
8816/2(3)	220,10	1,025	1,029	1,055	1,055	0,067	124	43	31	3	298	47
8831(1)	369,94	1,007	1,021	1,029	1,03	0,501	98	7	340	75	189	13
8831(2)	389,62	1,007	1,023	1,031	1,032	0,508	98	10	338	70	191	17
8831(3)	376,19	1,007	1,022	1,030	1,031	0,502	97	9	339	72	190	15

8831(4)	337,26	1,008	1,024	1,032	1,033	0,515	94	15	314	71	188	12
8832/1(1)	9725,23	1,046	1,057	1,105	1,105	0,104	306	77	70	7	162	11
8832/1(2)	7956,76	1,048	1,079	1,131	1,133	0,241	15	66	221	22	127	10
8832/1(3)	8155,07	1,057	1,041	1,100	1,101	-0,163	23	76	235	12	144	7
8832/1(4)	8989,91	1,022	1,076	1,100	1,105	0,542	355	62	228	18	131	21
8837(1)	17333,48	1,040	1,294	1,346	1,381	0,735	90	5	309	84	180	4
8837(2)	20787,62	1,050	1,313	1,378	1,413	0,698	81	18	270	72	172	3
8839(1)	103411,70	1,069	1,164	1,244	1,251	0,39	122	38	233	25	348	42
8839(2)	105790,80	1,058	1,188	1,257	1,269	0,503	74	52	320	18	218	33
8843(1)	82285,68	1,099	1,183	1,299	1,304	0,281	220	3	310	8	108	81
8843(2)	94420,38	1,187	1,103	1,310	1,314	-0,273	211	0	301	4	115	86
8843(3)	92239,40	1,142	1,146	1,309	1,309	0,015	34	0	304	31	125	60
8843(4)	84495,38	1,163	1,117	1,299	1,3	-0,154	222	4	313	7	101	82
8843(5)	83222,93	1,112	1,129	1,255	1,255	0,066	222	11	315	15	97	71
8844(1)	602,23	1,020	1,030	1,051	1,051	0,202	234	1	144	12	329	78
8844(2)	589,69	1,015	1,024	1,040	1,04	0,223	235	2	144	14	334	76
8845(1)	10480,96	1,043	1,009	1,052	1,056	-0,651	16	36	166	51	275	15
8845(2)	11551,47	1,024	1,026	1,050	1,05	0,029	21	19	288	8	176	69
8845(3)	16162,59	1,023	1,027	1,051	1,051	0,067	211	1	301	54	120	36

Примечание. Цифра в скобках после номера образца – порядковый номер кубика выпиленного из этого образца. Анализы выполнены в петромагнитной лаборатории МГУ на приборе KLY-4S, аналитик Р. В. Веселовский.