ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧЕРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. Соболева СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

САВИНСКИЙ Илья Александрович

Метаморфические комплексы HT/MT типа северо-западной части Иртышской зоны смятия (Восточный Казахстан)

25.00.04 – петрология и вулканология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель кандидат геол.-минералогических наук Владимиров Владимир Геннадьевич

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Принятые сокращения	11
Глава 1. Геологическое строение Иртышской зоны смятия. Общая информация	12
1.1 История геологических исследований Иртышской зоны	12
1.2 Общая информация о строении Иртышской зоны. Обоснование выбора объектов исследования	
1.3. Стратиграфия	16
Кыстав-курчумская свита, D_{2gv}	17
Такырская серия, $D_3 - C_1$	17
1.4. Магматизм	18
Базитовый магматизм	20
Гранитоидный магматизм	21
1.5. Метаморфизм	23
Метаморфические породы зеленосланцевого комплекса	26
Высокометаморфизованные породы эпидот-амфиболитовой фации повышенн умеренных давлений	
Высокометаморфизованные породы амфиболитовой фации	28
Метаморфизм пород юго-восточной части Иртышской зоны (Монголия и Китай)	28
1.6. Тектоническая позиция Иртышской зоны смятия в структурах ЦАСП	29
Обзор тектонической и геодинамической позиции ИЗС	29
Возраст тектонических событий ИЗС	34
Иртышская зона смятия на территории Монголии и Китая	36
Глава 2. Методы и методические подходы	38
2.1. Структурно-петрологический анализ	38
Анализ тектонической позиции магматических тел	38
Методические подходы к изотопно-геохронологическому изучению милонитов	40
2.2. Структурно-кинематические исследования	40
Визуализация данных структурного анализа	41
Понятие эталонного «иртышского» стиля деформаций	41
Микроскопические исследования ориентированных образцов	41
Кинематические индикаторы	42
2.3 Изотопные геохронологические исследования	43
Краткая характеристика метода	43

Подготовка образцов для Ar/Ar изотопного датирования	43
2.4 Микрорентгеноспектральный анализ	44
Глава 3. Предгорненско-Верхнеберезовский сегмент ИЗС	46
3.1. Верхнеберезовский участок	48
Габброиды Верхнеберезовского массива (прииртышский комплекс)	48
Метаморфизм пород Верхнеберезовского участка	55
Структурно-кинематический анализ пород Верхнеберезовского участка	62
Выводы	69
3.2. Предгорненский участок	70
Габброиды Предгорненского участка	70
Метаморфизм пород Предгорненского участка	73
Структурно-кинематический анализ пород Предгорненского участка	84
Выводы	91
Глава 4. Чечекская гранито-гнейсовая структура	92
4.1. Геологическое строение Чечекской структуры	92
4.2. Северо-западное обрамление Чечекской гранито-гнейсовой структуры	94
4.3. Краевая зона Чечекской гранито-гнейсовой структуры	98
4.4. Центральная часть Чечекской гранито-гнейсовой структуры	101
4.5. Метаморфизм пород Чечекской гранито-гнейсовой структуры	103
4.6. Габброиды Суровского массива	111
4.7. Возраст метаморфизма пород Чечекской гранито-гнейсовой структуры	111
Выводы	112
Глава 5. Корреляция вещественного состава метаморфических (Иртышс	
смятия) и осадочных (Калба-Нарымской зоны) пород	114
5.1. Вещественный состав метаморфических толщ Иртышской сдвиговой зоны	114
Петрохимия пород Верхнеберезовского участка	114
Петрохимия пород Предгорненского участка	118
Петрохимия гранитогнейсов Чечекской структуры	122
5.2. Обстановки осадконакопления	126
5.3. Редкоэлементный состав	127
5.4. Корреляция вещественного состава метаосадочных толщ ИЗС	128
Reirone	140

Глава 6. Тепловые источники метаморфизма НТ/МТ типа пород северо-за	
части Иртышской зоны смятия	141
6.1. Общая характеристика габброидов прииртышской серии	144
6.2. Петрогеохимическая характеристика габброидов Верхнеберезовского и	
Предгорненского участков	146
6.3. Петрогеохимическая характеристика габброидов Суровского массива	151
Обсуждение результатов и основные выводы	156
Глава 7. Характеристика и типизация метаморфизма НТ/МТ типа в северо-з	ападной
части Иртышской зоны смятия	159
Заключение	164
Список литературы	167
Приложения	181

ВВЕДЕНИЕ

исследований. Происхождение и тектоническая Актуальность позиция высокометаморфизованных пород, расположенных в пределах трансрегиональных тектонических зон, имеет первостепенное значение для расшифровки тектонометаморфической и геодинамической истории, как самих глубинных разломов, так и региона, где они расположены. Эталонным примером в этом отношении может служить Иртышская зона смятия (ИЗС) – крупнейшая сутура Центрально-Азиатского складчатого пояса, отделяющая в своей северной части аккреционно-коллизионные образования Обь-Зайсанского палеобассейна от островодужных комплексов Рудного Алтая. Длительная история Иртышского глубинного разлома привела к формированию в ее пределах коллажа магматических, метаморфических и осадочных пород, претерпевших совместно полистадийные хрупко- и вязкопластичные деформации. Несмотря на более чем столетний период геологического изучения региона, для Иртышской зоны смятия до сих пор остаются актуальными вопросы происхождения метаморфических пород HT/MT типа – их субстрат, возраст и тепловые источники, параметры метаморфизма. На первый план при геодинамических построениях выступают также вопросы корреляции процессов метаморфизма, магматизма и тектонических обстановок.

Объекты исследований. В диссертационной работе к метаморфическим породам НТ/МТ типа Иртышской зоны смятия отнесены породы повышенных ступеней метаморфизма, уровень которых превышает зеленосланцевую фацию. Для характеристики высокометаморфизованных пород Иртышской зоны смятия выбраны два опорных сегмента – Предгорненско-Верхнеберезовский (**ПВС**) и Чечекский (**ЧС**). В пределах Предгорненско-Верхнеберезовского сегмента детально изучены различные типы переходов ставролит-кианитовых сланцев во вмещающие породы (Верхнеберезовский Предгорненский участки). В пределах Чечекского сегмента – проведено всестороннее исследование пород, слагающих купольную гранитогнейсовую структуру. В совокупности, выбранные объекты позволяют охарактеризовать породы северо-западной части Иртышской зоны см, различающиеся в широком диапазоне как по уровню метаморфизма и интенсивности деформаций, так и по возрасту. Вспомогательными объектами являются выходы пород НТ/МТ типа на участках Согра, Подгорное, Огневка.

Цель исследований — **х**арактеристика и типизация метаморфических пород HT/MT типа северо-западной части Иртышской зоны смятия.

Основные задачи:

- 1. Уточнить геологическое строение и провести структурно-петрологическое исследование северо-западной части Иртышской зоны смятия, включая блоки высокометаморфизованных пород.
- 2. Изучить петрографический и петрогеохимический состав кристаллических сланцев и их осадочного обрамления с целью выявления субстрата пород, претерпевших метаморфизм средних и высоких степеней метаморфизма.
- 3. Провести парагенетический анализ, выявить до-, син- и посткинематические парагенезисы кристаллических сланцев, оценить РТ-параметры их метаморфизма.
- 4. Оценить возраст высокометаморфизованных пород северо-западной части Иртышской зоны смятия.
- 5. Изучить петрографический и петрогеохимический состав габброидов прииртышского комплекса и Суровского массива как возможных тепловых источников метаморфизма HT/MT типа Иртышской зоны смятия.
- 6. Провести типизацию высокометаморфизованных пород Иртышской зоны с учетом их тектонической позиции и геодинамических обстановок формирования.

Фактический материал и личный вклад автора. В основе работы лежат результаты полевых исследований 2009-2016 года, а также опубликованные материалы и данные, предоставленные научным куратором (В.Г. Владимиров). При подготовке диссертации проанализирован фактический материал более чем 1500 точек наблюдения, охватывающие выходы метаморфических пород на всем протяжении казахстанского сегмента Иртышской зоны. Это позволило выбрать наиболее информативные объекты и сконцентрировать них структурно-петрологические, петрогеохимические, микрорентгеноспектральные и другие виды анализов горных пород и минералов. Структурно-кинематический анализ включает полевое и камеральное исследование более 500 обнажений, 106 образцов (в т.ч. 83 ориентированных образца), более 200 замеров плоскостных деформационных Парагенетический И линейных структур. микрорентгеноспектральный анализ минеральных ассоциаций проводился в структурно ориентированных шлифах (1120 определений состава минералов по 21 образцам из 15 обнажений). Структурно-петрологический анализ проведен более чем по 100 ориентированным шлифам. Ar/Ar изотопные геохронологические исследования включают 5 определений. Для целей петрогеохимических исследований выполнено 108 анализов методом РФА и 14 анализов ICP-MS магматических и метаморфических пород.

Содержания петрогенных элементов в породах проанализированы атомно-абсорбционным (атомно-абсорбционный спектрофотометр SOLAAR M6 Thermo Elemental) и спектрофотометрическим (спектрофотометрический комплекс Genesys 10S Thermo Fisher Scientific) методами анализа в ИЗК СО РАН (г. Иркутск). Содержания редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS в ИГМ СО РАН на приборе ELEMENT производства компании FINIGAN (аналитики – И.В. Николаева, С.В. Палесский). Анализ состава минералов проводился в ИГМ СО РАН на микроанализаторах «Сатевах-Місго» и «Jeol JXA-100» (аналитик Е.Н. Нигматулина).

Большая часть работ проводилось при непосредственном участии автора, либо самостоятельно. Все петрогеохимические исследования пород, включая анализ и реконструкция субстрата метаморфических пород выполнены автором лично.

Основные защищаемые положения:

- 1. Ставролит-кианитовые сланцы северо-западной части Иртышской зоны смятия претерпели субвертикальное тектоническое экспонирование и наложенный метаморфизм в гипабиссальных условиях. Поздний этап метаморфизма (290-280 млн лет) относится к андалузит-силлиманитовому типу. Он генетически связан с базитовым магматизмом прииртышской серии и представлен продуктами ороговикования как ставролит-кианитовых сланцев, так и отложений такырской серии и кыстав-курчумской свиты.
- 2. Чечекская гранитогнейсовая структура представляет собой купольное образование, сформировавшееся на рубеже 312 млн лет в гипабиссальных условиях при тектоно-магматической активизации Иртышской зоны смятия. Базитовый магматизм (Суровский массив) обеспечил метаморфизм кордиерит-гранат-силлиманитового типа и автохтонное плавление, а тектонический фактор способствовал процессам куполообразования и перемещения гранитоидных масс.
- 3. Первичным субстратом пород высоких и средних ступеней метаморфизма северозападной части Иртышской зоны смятия служили преимущественно отложения (алевролиты и алевропесчаники) такырской серии и кыстав-курчумской свиты Калба-Нарымской структурно-формационной зоны.
- 4. В пределах северо-западной части Иртышской сдвиговой зоны установлены три основных типа метаморфизма HT/MT типа, различающиеся возрастом, тепловыми источниками и происходившие в различных тектонических обстановках. **Первый тип** (кианит-ставролитовый, P = 6-8 кбар, $T = 550-680^{\circ}$ C, возраст -320-340 млн лет) отвечает коллизионным обстановкам сжатия и максимальной мощности коры в регионе. **Второй тип** (кордиерит-гранат-силлиманитовый, P = 4-6 кбар, $T < 750^{\circ}$ C, возраст 312 млн лет)

генетически связан с базитами Суровского массива на пике коллизионных обстановок транспрессии и заложении Калба-Нарымского разлома. **Третий тип** (андалузитсиллиманитовый, P = 3-3.5 кбар, $T = 550-560^{\circ}$ C, возраст - 290-280 млн лет) обусловлен тепловым воздействием базитов прииртышского комплекса при их внедрении в Иртышскую зону в период активизации левосдвиговых деформаций в трансформносдвиговых обстановках.

Научная новизна. Получены новые данные о тектонической позиции, составе, возрасте и первичном субстрате высокометаморфизованных пород в северо-западной части Иртышской зоны смятия. Установлено, что минеральные ассоциации ставролит-кианитовых сланцев северо-западной части Иртышской зоны являются неравновесными и представляют собой продукт процессов полиметаморфизма. Впервые для Иртышской зоны смятия выделены три типа метаморфизма для высокометаморфизованных пород (кианитставролитовый тип, кордиерит-гранат-силлиманитовый тип, андалузит-силлиманитовый тип). Для каждого из типов установлены РТ-условия метаморфизма, определены тепловые источники, обоснованы тектонические обстановки и возраст метаморфизма пород.

Научная (теоретическая) значимость изучения Иртышской зоны смятия заключается в том, что она является крупнейшей сдвиговой зоной (shear zone) Центрально-Азиатского складчатого пояса. Ее эволюция, обстановки и этапы реактивации, синтектонический метаморфизм и магматизм во многом определяют закономерности строения и эволюции всего пояса. Главными особенностями Иртышской зоны являются длительность и многоэтапность процессов деформаций на границах крупных блоков земной коры. Показано, что метаморфические блоки в коллаже сдвиговой зоны — это результат преимущественно субвертикального транспонирования метаморфизованных пород вдоль основных сместителей и неоднократного инъецирования в ослабленные зоны магматических расплавов из мантийных источников.

Практическая значимость. Работа представляет собой пример комплексного изучения эволюции континентальных шовных зон, которое приобретает особое значение при постановке поисково-прогнозных работ в тектонических зонах сдвигового генезиса. Проведенные исследования по типизации типов метаморфизма для высокометаморфизованных пород, характеристике кинематики и возраста деформаций Иртышской зоны смятия позволяют экстраполировать результаты исследований на Российскую часть Иртышской зоны смятия, где она перекрыта осадочными отложениями.

Соответствие результатов работы научным специальностям.

Результаты работы соответствуют пункту 6 (метаморфические породы, фации и формации; эпохи и геодинамические обстановки метаморфизма, тектонометаморфические циклы, эволюция метаморфизма в истории Земли; фазовые равновесия минералов, определение РТ-параметров и реконструкция РТ-трендов; парагенетический анализ метаморфических пород) паспорта специальности 25.00.04.

Апробация работы и публикации. Основные результаты диссертационной работы представлены на всероссийской конференции, посвященной 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г. М. Саранчиной (г. Санкт-Петербург, 2012); на 45-ом тектоническом совещании (г. Москва, 2013); на Байкальской молодежной научной конференции по геологии и геофизике (Горячинск, 2015). Результаты исследований по теме диссертации изложены в 11 работах, из них 3 статьи в журналах из списка ВАК.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, 7 глав, Заключения, 5 приложений и списка литературы (168 наименование), содержит 79 рисунков и 14 таблиц, всего 180 страниц без учета приложений.

Благодарности. Автор выражает благодарность научному руководителю к.г.-м.н. В.Г. Владимирову за предоставленные материалы, совместные исследования и полевые работы, а также специалистам ИГМ СО РАН: д.г.-м.н. А.Э. Изоху, д.г.-м.н. А.Г. Владимирову, Н.Н. Круку, д.г.-м.н. С.Н. Рудневу, Д.Г.-М.Н. д.г.-м.н. О.М. Туркиной, И.И. Лиханову, Γ.Γ. Д.Г.-М.Н. Д.Г.-М.Н Лепезину, к.г.-м.н. С.В. Хромых, к.г.-м.н. В.П. Сухорукову и всем сотрудникам лаборатории № 211 ИГМ СО РАН за ценные советы, консультации и обсуждение материалов.

Работа выполнена при финансовой поддержке и в рамках: 1) Базовый проект фундаментальных исследований ИГМ СО РАН № VIII.72.2.2; 2) проекты РФФИ: № 16-35-00243 («Происхождение Чечекской купольной структуры: метаморфическая и геохимическая зональность, тепловые источники, тектонический контроль»); № 15-35-20815 «Эволюция механизмов мантийно-корового взаимодействия в истории развития позднепалеозойского магматизма Центральной Азии (на примере Алтайской коллизионной системы герцинид)»; 4) Проект ПФИ СО РАН – ДВО РАН – УрО РАН (проект 77) «Магматизм, метаморфизм и рудогенерирующий потенциал алтаид и уралид»; 5) Интеграционный проект в рамках Программы ОНЗ 10.3. «Процессы крупномасштабного внутриконтинентального растяжения»; 6) Комплексная программа фундаментальных

исследований СО РАН ОНЗ 10.1 № II.2П «Интеграция и развитие»; 7) Проект № 5.1688.2017/ПЧ Министерства образования и науки РФ.

Статьи в рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК:

- 1. **Савинский, И.А.** Вещественный состав и изотопные характеристики гнейсогранитов Чечекской купольной структуры (Иртышская зона смятия, Восточный Казахстан) / И.А. Савинский // Литосфера. 2016. № 5. С. 81–90.
- 2. **Савинский, И.А.** Природа субстрата метаморфических пород и гранитоидов Чечекской купольной структуры (Иртышская сдвиговая зона) / И.А. Савинский, В.Г. Владимиров, П.Д. Котлер // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2016. \mathbb{N} 2 (26). С 121–134
- 3. **Савинский И.А.** Чечекская гранитогнейсовая структура (Иртышская зона смятия) / И.А. Савинский, В.Г. Владимиров, В.П. Сухоруков // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. 1(21). С. 15–22.

Избранные материалы тезисов конференций и совещаний:

- 1. **Савинский И.А.**, Владимиров В.Г. Первичный субстрат гранитоидов Чечекской купольной структуры (Иртышская зона смятия, Восточный Казахстан) // Корреляция алтаид и уралид (магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения): материалы третьей международной науч. конф. (г. Новосибирск, 29 марта 1 апреля 2016 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. С. 152-153.
- 2. Владимиров В.Г., **Савинский И.А.**, Травин А.В. Кинематика Иртышской сдвиговой зоны на границе 285-280 млн лет // Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения: материалы второй Российско-Казахстанской международной конференции. Новосибирск, 2014. С. 73-76.
- 3. **Савинский И.А.**, Владимиров В.Г. Тектоническая позиция ставролит-дистеновых сланцев Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) // ІІІ Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов памяти акад. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург, 11-15 февраля 2013 г.): материалы конференции. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. С. 93-96.

Принятые сокращения

ЦАСП – Центрально-Азиатский складчатый пояс

ИЗС – Иртышская зона смятия

ПВС – Предгорненско-Верхнеберезовский сегмент ИСЗ

ЧС – Чечекский сегмент ИСЗ

ppl (plane polarized light) — микрофотография шлифа в проходящем свете xpl (cross polarized light) — микрофотография шлифа в скрещенных николях

Сокращения минералов

(согласно Whitney, Evans, 2010)

	(cornaciio withiney, Li	ans, 201	.0)
Ab	– альбит	Ky	– кианит
Act	– актинолит	Mag	– магнетит
An	– анортит	Ms	– мусковит
And	– андалузит	Mrg	– маргарит
Bt	– биотит	Opx	– отропироскен
Cpx	– клинопироксен	Or	– ортоклаз
Chl	– хлорит	Pl	– плагиоклаз
Crd	– кордиерит	Qz	– кварц
Ep	– эпидот	Rt	– рутил
Fibr	– фибролит	Scp	–с каполит
Fsp	– полевой шпат	Sil	– силлиманит
Grt	– гранат	Sp	– шпинель
Gross	s— гроссуляр	St	– ставролит
Hbl	– роговая обманка	Tur	– турмалин
Il	– ильменит	Vol	– волластонит
Kfs	– калиевый полевой шпат		

Структурные обозначения

L – линейность растяжения, в том числе минеральная линейность

S – ранняя или синхронная с деформациями сланцеватость

C – плоскость скалывания (кливаж и др.)

C – сопряженная плоскость скалывания

C/C /S – структура растяжения сдвигового генезиса (shear band)

S_e – директивность снаружи монокристаллов

 \mathbf{S}_i – директивность внутри монокристаллов

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИРТЫШСКОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ. ОБЩАЯ ИНФОРМАЦИЯ

1.1 История геологических исследований Иртышской зоны

Изучением Иртышской зоны смятия занимаются с начала XX века. Наиболее ранние характеристики ее строения можно найти в монографиях В.П. Нехорошева [1939, 1956, 1967] и Н.А. Елисеева [1933, 1938]. Ключевыми работами по метаморфизму являются исследования Б.Я. Хоревой [1954, 1955, 1961, 1962, 1963], В.И. Васильевой [1959, 1962, 1963, 1966], С.П. Гавриловой [1959], Р.К. Григайтис [1962], позднее эти вопросы были отражены в работах П.В. Ермолова [1977, 1980, 1981, 1984, 2013] и Н.В. Полянского [1979, 1980]. Исследования магматических комплексов ИСЗ изложены в работах А.М. Марьина [1966, 1981] и В.С. Кузебного [1975, 1981]. Обзорными ключевыми работами по корреляции схем магматизма и вопросам стратиграфии Обь-Зайсанской области являются монографиях В.П. Ермолова [1977, 1981, 1983, 2013], В.В. Лопатникова [1982] и Г.Н. Щерба (ред.) [1998]. Геофизические исследования приведены в монографиях под редакцией Г.Н. Щерба [1998].

В современных исследованиях, благодаря широкому использованию изотопных методов, основное внимание уделяется возрасту, масштабам и геодинамической природе Иртышской сдвиговой зоны. Обзор изотопных исследований метаморфических пород можно найти в обзорной работе П.В. Ермолова [2013]. Вопросы термической эволюции ИСЗ отражены в диссертационной работе А.В. Травина [2016]. Проблемам корреляции магматизма Обь-Зайсанской области посвящены работы С.В. Хромых [2013, 2014, 2016] и А.Г. Владимирова [2008].

Вопросы металлогении Иртышской зоны наиболее детально рассмотрены в работах Б.А. Дьячкова [1994, 2009], Г.Н. Щерба (ред.) [1998]. Современные картировочные работы проведены О.В. Навозовым (ТОО «Топаз») [Навозов, 2011, Навозов, 2009].

Исследованиями кинематики ИСЗ, взаимосвязи процессов метаморфизма и деформаций занимался В.Г. Владимиров, А.В. Травин, Н.А. Берзин, С.В. Зиновьев. Одной из ключевых зарубежных работ по эволюции ИЗС является [Sengőr, Natal'in, 1993]. Построением региональных тектонических и геодинамических моделей занимались Н.Л. Добрецов [1979, 1995, 2003], М.М. Буслов [2003, 2013] Н.А. Берзин [1994, 1996] и другие.

История изучения и актуальные вопросы метаморфизма пород Иртышской зоны детально рассмотрены в разделе 1.5 настоящей главы.

1.2 Общая информация о строении Иртышской зоны. Обоснование выбора объектов исследования

Иртышская сдвиговая зона (ИСЗ) или зона смятия (ИЗС) (рис. 1.1) представляет собой глубинный разлом шириной от 1,5 до 20 км, протягивающийся по территории России, Восточного Казахстана (г. Рубцовск, г. Усть-Каменогорск) в Китай (г. Фуюн) и далее в Монголию более чем на 1000 км.

Начиная с ранних этапов геологического изучения Иртышской тектонической зоны, всеми исследователями отмечается ее крайне сложное и неоднородное строение. Зона глубинного разлома представляет собой коллаж литологически разнородных блоков и чешуй, отличающихся степенью вовлечения в деформационные процессы и уровнем метаморфизма. В последнем случае, в строении ИЗС традиционно выделяют блоки матрикс низкотемпературных высокометаморфизованных пород, заключенные В бластомилонитов. высокометаморфизованных Переходы OT слабонеметаморфизованным породам МОГУТ быть как постепенные, так И резкие, нарушениями. контролируемые метаморфизма разрывными Уровень высокометаморфизованных пород варьирует в широких пределах как по температуре (от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации), так и давлению (от роговиков до фаций повышенных давлений). К важным элементам строения Иртышской зоны следует также отнести базитовые и гранитоидные комплексы Калба-Нарымской зоны, наблюдаемые как пределах ИЗС, так и в ее юго-западном обрамлении.

Главной целью диссертационной работы является характеристика и типизация высокометаморфизованных пород в северо-западной части Иртышской зоны смятия. Выбор для исследований лишь северо-западной части ИЗС обусловлен рядом причин. С одной стороны, это объясняется доступностью региона и уровнем его изученности (см. предыдущий раздел), что позволяет опираться на глубокую проработку материала и обилие опубликованных геологических материалов. С другой стороны, нужно отметить, что северо-западная часть Иртышской сутурной зоны имеет уникальные, присущие только ей черты геологического строения. Это касается 1) литологического состава осадков, вовлеченных в деформации; 2) ярко проявленный «Иртышский» стиль кинематики деформаций пермского возраста; 3) принадлежность и участие ИЗС в эволюции Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна; 4) наличие в обрамлении сутуры крупнейшего Калбинского гранитоидного батолита и широкое развитие базитового магматизма; 5) многообразие блоков высокометаморфизованных пород, различающихся

как по параметрам метаморфизма, так и общей геологической ситуацией. Геодинамическая ситуация и интерпретация дана в главе 1.6.

При подготовке диссертационной работы выполнены исследования метаморфических пород на всем протяжении северо-западной части Иртышской зоны вдоль ее границы с Рудным Алтаем, начиная от Курчумского выступа на юге и Предгорненским блоком на севере. Опираясь на собранные и опубликованные материалы, было установлено, что для выполнения целей и задач настоящей работы (см. Введение) наиболее информативны два сегмента ИЗС (Предгорненско-Верхнеберезовский и Чечекский), включающие основные типы высоких и средних ступеней метаморфизма и тектонические обстановки их формирования (рис. 1.1).

Предгорненско-Верхнеберезовский сегмент уникален для характеристики кианитсодержащих метаморфических пород ИЗС. В виде отдельных пластин они присутствуют
как в шовной зоне, так и в ее непосредственном обрамлении. В первом случае
(Предгорненский участок) это ставший уже классическим примером постепенный
(барровианского типа) переход от ставролит-кианитовых в зеленые сланцы. Второй
(Верхнеберезовский участок) — тектоническое экспонирование и ороговикование
кианитовых сланцев.

Чечекский сегмент Иртышской зоны позволяет рассмотреть кордиерит-гранатсиллиманитовые сланцы и мигматиты, появление которых связывается с формированием так называемой Чечекской гранито-гнейсовой купольной структуры. Данный объект интересен с различных позиций. Это характеристика как высокометаморфизованных пород, так и проявление корового синтектонического автохтонного и параавтохтонного гранитоидного магматизма.

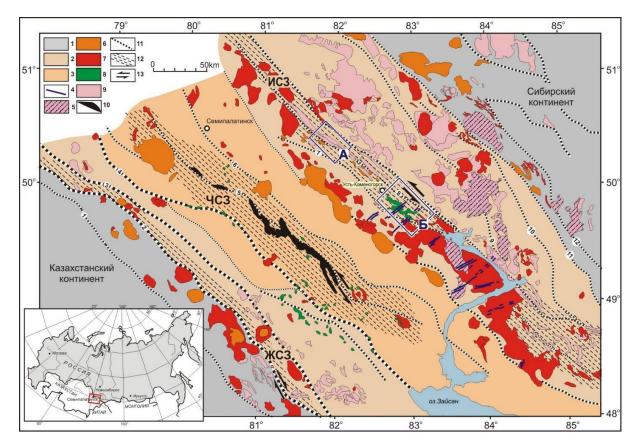


Рис. 1.1. Положение Иртышской сдвиговой зоны в структурах Зайсанской складчатой области [Владимиров и др., 2008].

1 — каледониды Сибирского и Казахстанского континентальных блоков, нерасчлененные; 2 — герцинские террейны Зайсанской складчатой области, отвечающие активным континентальным окраинам, нерасчлененные; 3 — Чарский палеоокеанический террейн; 4-8 — герцинские магматические комплексы (4 — базитовые дайковые пояса P₁; 5 — гранитоидные батолиты P₁; 6 — субщелочные палеовулканические структуры и гранит- лейкогранитные массивы повышенной редкометалльности, P₁; 7 — гранитоидные батолиты калбинского (жарминского) типов, а также бимодальные по составу палеовулканические структуры и плагиогранитоиды кунушского типа, P₁; 8 — субщелочные габброиды и пикритоиды аргимбайского и максутского типов, P1; 9 — девонраннекаменноугольные батолиты в бортах Зайсанской складчатой области, нерасчлененные, 10 — офиолиты Чарского шва; 11 — проникающие разломы указаны цифрами по их простиранию (1 — Аркалыкский, 2 — Жарминский, 3 — Жанан-Бугазский, 4 — Боко-Байгузинский, 5 — Чарский, 6 — Западно-Калбинский, 7 — Калба-Нарымский, 8 — Иртышский, 9 — Кедрово-Бутачихинский, 10 — Локтевско-Зыряновский, 11 — Белорецко- Маркакульский, 12 — Локтевско-Караиртышский), 12 — главные сдвиговые зоны с объёмным вязко- и хрупкопластичным течением горных масс (ЖСЗ — Жарминская, ЧСЗ — Чарская, ИСЗ — Иртышская), 13 — кинематика сдвиговых деформаций.

Районы проведения работ: A - Предгорненско-Верхнеберезовский сегмент ИСЗ, Б - Чечекский сегмент ИСЗ.

1.3. Стратиграфия

Стратиграфические исследования в пределах Иртышской зоны смятия осложнены и, в ряде случаев, невозможны. Учитывая протяженность и многократную реактивацию ИЗС, следует ожидать преобразование и потерю своих идентификационных признаков осадочных свит и пачек, вовлеченных в активную область тектонической зоны. Исходя из комплекса геологических данных, Иртышская зона сложена тектонизированными породами Калба-Нарымской структурно-формационной зоны (D2-C1).

По данным В.В. Лопатникова [Лопатников и др., 1982] Калба-Нарымская зона представляет собой переслаивание графит-глиноземистого метаморфического комплекса андалузит-силлиманитового типа и песчано-черносланцевого комплекса неметаморфизованных пород такырской и кыстав-курчумская свит, метаофиолитов и метаморфических пород высоких давлений кианит-силлиманитового типа. Следует сразу отметить, что подобный взгляд на строение толщи является ошибочным, поскольку включает в себя тектонически совмещенные контрастные по температуре и давлению метаосадочные комплексы, относящиеся к Иртышской зоне (более детально см. главу 3).

В юго-западной части в зоне обрамления Калбинского батолита осадочные породы представлены неметаморфизованными терригенными разностями (C_{1-2}), которые традиционно расчленяются на три комплекса: флишоидный (C_{1v2-3}), граувакковый (C_1) и молассовый (C_2) [Лопатников и др., 1982].

Наиболее эродированный геологический разрез можно наблюдать в районах сочленения Иртышской сдвиговой зоны с восточной частью Калбинского батолита [Титов и др., 2000]. Считается, что в раннюю рифтогенную стадию пояс представлял собой крупный прогиб, выполненный преимущественно карбонатно-терригенными и углеродисто-терригенными отложениями кыстав-курчумской (D_{2gv}) свиты и такырской (D₃ – C₁) серии. В среднюю коллизионную стадию ограниченно проявились молассовые образования [Дьячков и др., 2009].

Современные геолого-съемочные работы на территории Калба-Нарымской зоны были проведены в 2012-2014 гг. ТОО ГРК «Топаз» (Восточный Казахстан, г. Усть-Каменогорск) [Навозов и др 2009; Навозов и др., 2011], в ходе которых было принято следующее строение толщ: кыстав-курчумская (D_{2gv}) свита и такырская серия (D_3 - C_1). Последняя включает две свиты: аблакеткинская (D_3 - C_1 t) и бурабайская (C_1 v). Суммарная мощность осадочной толщи колеблется от 7 до 10 км. Ниже, опираясь преимущественно на материалы [Навозов и др 2009; Навозов и др., 2011], приведена краткая характеристика толщ Калба-Нарымской структурно-формационной зоны.

Кыстав-курчумская свита, D_{2gv}

Кыстав-курчумская свита (D_{2gv}) относится к углеродисто-известковистотерригенной формации [Щерба и др., 1998]. Данная свита выделяется в юго-восточной и в северной частях Калба-Нарымской зоны, где она представлена темно-серыми алевропесчаниками, чёрными глинистыми сланцами с линзами известняков. Мощность свиты оценивается в 1000-1500 м. Возраст свиты обосновывается находками в её отложениях фауны живетского возраста (табуляты, ругозы) [Навозов и др., 2009; Навозов и др., 2011].

Tакырская серия, $D_3 - C_1$

Выше по разрезу на породах кыстав-курчумской свиты залегают черносланцевые толщи такырской серии (D₃-C₁). Это наиболее распространённые осадочные породы в пределах Калба-Нарымской области. Отложения такырской серии прослеживаются широкой полосой от границы с Китаем на юго-востоке, до г. Семипалатинска на северозападе. Общая мощность серии оценивается в 3000-3500 м. Взаимоотношения с нижележащей кыстав-курчумской свитой повсеместно тектонические, хотя в Нарымском хребте В.П. Нехорошевым описан постепенный переход между этими стратонами [Геология СССР. Т. XLI. Восточный Казахстан, 1967]. Возраст отложений такырской серии фаунистически не обоснован и оценивается на основе палинологических анализов и геологических взаимоотношений с фаунистически охарактеризованными свитами. По данным последнего геологического картирования на территории Восточного Казахстана [Навозов и др., 2009; Навозов и др., 2011], в составе такырской серии выделяются две свиты: аблакеткинская (D₃-C₁t) и бурабайская (C₁v).

Аблакеткинская свита (*D*₃-*C*₁t) представляет собой существенно алевролитовую толщу с небольшими прослоями мелкозернистых песчаников, которая простирается на северо-запад в северо-восточной части Калба-Нарымской зоны. По литологическим характеристикам она подразделяется на две подсвиты. Для нижней подсвиты характерен глинистый, углисто-глинистый состав алевролитов, с тонкими прослоями известняков. Мощность достигает 900 м. Верхняя подсвита характеризуется только углисто-глинистыми алевролитами и появлением маломощных прослоев мелкозернистых песчаников, мощность до 600 м [Навозов и др., 2009; Навозов и др., 2011]. Свита представлена темно-серыми и чёрными сланцами с прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников мощностью до 10-20 см. Породы тонко рассланцованы и интенсивно кливажированы.

Бурабайской свита (C_{IV}) согласно залегают с породами аблакеткинской свиты. Граница между свитами проводится по смене однородной чёрной углисто-глинистой толщи

на сероцветную песчаниковую толщу. Породы бурабайской свиты широко распространены на территории Калба-Нарымской зоны и выходят на поверхность в виде полосы северозападного простирания шириной до 20 км. Данная свита имеет однородный алевропесчанистый состав. Породы сильно рассланцованы и интенсивно кливажированы. Осадки бурабайской свиты являются вмещающими для гранитоидов Калбинского батолита. Бурабайская свита по литолого-текстурным особенностям также подразделяется на две подсвиты: нижнюю – существенно песчаниковую мощностью 950-1000 м и верхнюю – алевролитовую мощностью до 600 м [Навозов и др., 2009; Навозов и др., 2011].

Согласно современным представлениям [Крук и др., 2016], Калба-Нарымская зона является фрагментом преддугового прогиба, заполненного мощными осадочными толщами. Существуют все основания считать, что они были вовлечены в деформации Иртышской зоны. Нижнюю возрастную границу тектонизированных толщ можно провести по милонитизированным осадкам кыстав-курчумской свиты (D2gv) с фаунистическими находками живетского возраста (табуляты, ругозы). Более молодыми и, одновременно, наиболее распространенными отложениями являются породы такырской серии (D3-C1). В совокупности, это предоставляет возможность и дает все основания для проведения сравнительных петрогеохимических исследований милонитов и бластомилонитов Иртышской зоны с алевролитами и алевропесчаники такырской серии и терригенными пачками кыстав-курчумской свиты. Результатом подобных работ будет выявление первичной природы (субстрата) как милонитов и бластомилонитов Иртышской зоны, так и включенных в меланж высокометаморфизованных пород.

1.4. Магматизм

Принятые в диссертационной работе подразделения и корреляции магматических комплексов для Калба-Нарымской зоны и ИЗС опираются в первую очередь на работы А.М. Марьина [1966-1970], В.В. Лопатникова [1982], Б.А. Дьячкова [1994], П.В. Ермолова [1977-2013] и материалы геологического доизучения площадей масштаба 1: 200 000 (ГДП-200) территории Западно-Калбинской и Калба-Нарымской зон (ТОО ГРК «Топаз», г. Усть-Каменогорск) [Навозов и др., 2011].

Предшественниками магматические комплексы ИЗС выделяли и относили то к комплексам Рудного Алтая, то выделяли среди комплексов и структур Большого Алтая. Рассматривая магматизм Иртышской зоны смятия, А.М. Марьин [1981] выделил, так называемую, доорогенную габбро-гранитоидную ассоциацию пород — *прииртышскую серию*. В нее были включены интрузии различного состава, объединенные в семь групп от

ранних к поздним: І) гипербазитовый (дунит-гарцбургитовый); ІІ) габбро-диабазамфиболитовый, включающий группы дифференцированных слабо не дифференцированных габбро-диабазовых интрузивов (осихинский тип), дифференцированных габбро-диабазовых интрузивов (зевакинский тип) и амфиболитов южно-алтайского (или вавилонского) типа; III) габброидный, разделяющийся на группу собственно габброидных пород (грубо расслоенный габбро-лабрадорит-диоритовый комплекс бесбугинского типа) и реоморфических гранитоидов и гранитоподобных пород (анатектитов) карчигинского и чечекского типов; IV) диоритовый; V) тоналитплагиогранитовый, объединяющий группу массивных интрузивно-магматических гранитоидов (сарытауский тип) и гнейсовидных мигматических гранитоидов (югонтский тип); IV) гранит-сиенитовый с гранитовой (жерновинский тип граносиенит-сиениткарбонатитовой группой (азутауский тип) тел; VII) комплекс поздних послегранитовых даек пестрого состава.

По данным А.М. Марьина [Марьин, 1966] магматические и ультраметагенные породы ИЗС образуют пояс длиной более 450 км при ширине от 10-15 до 30-50 км. В его пределах, по Марьину, обособляются Курчумско-Кальджирская габбро-амфиболитовая, Каменско-Согринская гнейсо-гранитовая, Глубоковско-Приреченская габбро-диорит-плагиогранит-гранитовая, Вавилонско-Бакайская гипербазит-габбро-диабазовая и Бесбугинская габбро-диорит-тоналит-плагиогранит-гранитовая цепочки массивов, трассирующие положение мантийно-коровых глубинных разломов [Марьин, 1966].

В.С. Кузебный [Кузебный и др., 1981] для Иртышской зоны и ее обрамления выделил следующие комплексы: малые интрузии диоритов-гранодиорит-порфиров; малых интрузий порфиров-порфиритов; диабаз-диоритовая (катойский); гранито-гнейсовая (иртышский); габбро-плагиогранитная ассоциация.

Всеми исследователями было отмечено, что метаморфические комплексы (в том числе и глубокометаморфизованные блоки) Иртышской зоны структурно сопряжены не только с Калбинским батолитом, но и с базитовыми телами прииртышского комплекса. Как следствие, возраст метаморфизма считался среднепозднепалеозойским на основании динамотермального преобразования девонских и нижнекаменноугольных отложений со стороны многочисленных интрузивов [Кузебный и др., 1981; Марьин, 1981; Стучевский, 1974]. Авторы отмечали повышенную роль интрузивных базитов и гранитоидов в формировании интенсивно смятых и глубокометаморфизованных пород. Иртышская зона смятия разделялась ими на три подзоны с возрастом от среднего девона до нижнего карбона, при этом положение массивов магматических пород контролировалось

структурами Иртышской зоны смятия, за исключением единичных массивов в смежных структурно-формационных зонах.

Ниже приведена краткая характеристика базитового и гранитоидного магматизма Иртышской зоны смятия.

Базитовый магматизм

Базитовый магматизм в Калба-Нарымской зоне проявлен в виде небольших массивов вдоль Калбинского батолита на протяжении всего Иртышского линеамента.

По данным В.В. Лопатникова базитовый магматизм Калба-Нарымской зоны включает следующие подразделения. Из базитов в кунушской серии он выделяет кушбарлыкский комплекс (C_I) - габбро, габбро-диабазы, а также нерасчлененные габброиды (C_{2-3}) - оливиновые габбро-нориты, габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты, пикриты, пикрит-диабазы, дуниты.

Кушбарлыкский комплекс (С1), раннее Б.Я. Хоревой назывался прииртышским [Хорева, 1959], а В.С. Кузебным и А.М. Марьиным с амфиболитизированными габбродиабазами, амфиболитами и гетерогенными гранитоидами объединялась в прииртышскую интрузивную серию (комплекс) (С1), а другая часть комплекса описана под названием катойского комплекса (впервые описан в Курчумском блоке). Базиты, судя по геологическому положению имеют раннекарбоновый возраст и коррелируется с саурской серией, развитой в Зайсанской складчатой области. Отмечается, что породы этого комплекса интенсивно метаморфизованы и деформированы. Их внедрение связывается с периодами, предшествующими или синхронными с тектонической активизацией Иртышской зоны.

Габброиды нерасчлененные (C_{2-3}) — это отдельные массивы и останцы в отложениях среднего палеозоя, а также среди более молодых гранитоидов калбинского и калгутинского комплексов. Исходя из геологической позиции (отсутствие взаимоотношений с базитами кунушской серии, нет признаков наложенного регионального метаморфизма), возраст нерасчленённых габброидов В.В. Лопатниковым был отнесен к среднему и верхнему карбону, коррелируя их с габброидами *аргимбайского и максутского комплексов* Западно-Калбинской и Жарма—Саурской зон.

В работах Г.Н. Щерба, Б. А. Дьячкова, Н. И. Стучевского [Щерба и др., 1998] в структурах Большого Алтая на сочленении Иртышско-Фуюнского аккреционного поднятия и Калба-Нарым-Бурчумского прогиба были выделены цепочечные гипабиссальные интрузии габбро-диабазовов *вавилонский комплекса* (C_1).

В центральной части Калбинского батолита проявлены дайки основного состава *миролюбовского комплекса*, которые имеют постбатолитовую природу.

Таким образом, габброидные тела (габбро, габбро-диабазы, диориты) непосредственно Иртышской зоны смятия представлены небольшими телами северо-западного простирания. По морфологии габброидных интрузивов выделяются согласные (силлы, лополиты, лакколиты) и несогласные интрузивы (дайки и штоки) [Марьин, 1966]. Размеры тел колеблются от 5 до 100 м².

Большинство габброидных тел имеют признаки наложенных процессов – они рассланцованы, будинированы и метаморфизованы в амфиболиты. Это говорит о тектонический активности зоны при их внедрении и становлении, либо о наложенных процессах.

Одним из самых крупных габброидных массивов в северо-западной части ИЗС является Суровско-Таловский массив (район г. Усть-Каменногорска). По данным Е.А. Юрченкова [Юрченков, 1981] он включает две группы базитов: ранняя габброидная (оливиновые габбро-нориты, габбро-диориты, диориты) и поздняя пикритоидная (пикриты, оливиновые пикрит-диабазы, дуниты, пироксениты).

На данный момент нет единого мнения, к какому комплексу можно отнести базиты и связные с ними гранитоиды Иртышской зоны смятия. Предыдущие исследователи подчеркивают отсутствие раннепермских базитовых интрузий, возраст проявлений магматизма для этой части зоны оценивается в большой диапазон, от С1 до С2-3. По авторским представлениям, небольшие тела габброидов вдоль линеамента и Суровский габброидный массив имеют различные возраста. В диссертационной работе проведен петрографический и петрогеохимический состав габброидных пород прииртышского серии и Суровского массива. Проанализирована их тектоническая позиция и геодинамическая обстановка формирования, а также как возможные тепловые источники высоких и средних ступеней метаморфизма ИЗС.

Гранитоидный магматизм

Самым крупным магматическим образованием Калба-Нарымской зоны и ИЗС является Калба-Нарымский гранитоидный пояс батолитового типа, который сложен гранитами калгутинского, кунушского, калбинского, монастырского и каиндинского комплексов. Он располагается преимущественно юго-западнее Иртышской зоны смятия и трассирует ее практически на всем протяжении цепью интрузивов протяженностью более

500 км. Его формирование связывается с поздней стадией внутриплитной активизации Алтайской коллизионной системы.

Гранитоидный пояс, по геолого-геофизическим данным, размещается в головной части глубокой подвижной зоны, крутопадающей на северо-восток под Рудный Алтай [Дьячков, 1994]. По геофизическим данным установлено, что гравиметрическом поле Калба-Нарымской зоны выражена линейной отрицательной аномалией высокой интенсивности. Протяженность аномалии около 450 км, ширина 50-70 км. Согласно расчетам П.В. Серикова и Г.Н. Щука [Щерба и др., 1998], средняя мощность коры для Калба-Нарымской зоны достигает 47 км (± 6 км). Поверхность Мохоровичича на северозападе района залегает на глубине 45 км, а на его юго-восточном фланге погружается на глубину до 50 км. Глубина залегания "базальтового слоя" больше, чем в смежных зонах: в Центральной Калбе 24- 26 км, С-3 Калбе 21-22 км, в Нарыме 18-20 км.

Слагающие батолит интрузивные породы представлены преимущественно типичными гранитоидами S-типа [Лопатников и др., 1982]. Их субстратом являются породы метатерригенного состава — алевропесчаники, алевролиты и черные сланцы такырской серии D₃-C₁. Породы кунушского комплекса отличаются по составу и могут быть отнесены к плагиогранитоидам высокоглиноземистого ряда [Лопатников и др., 1982; Хромых и др., 2016].

По результатам изотопного датирования и геологическим данным гранитоиды Калбинского батолита отнесены к постколлизионным. Возраст главной фазы определяется как раннепермский. Вместе с тем магматическая активность продолжалась до среднего триаса включительно.

Первоначально, длительность формирования батолита оценивалась в период до 100 млн лет. Однако, позднее по результатам U-Pb и Ar/Ar датирования [Хромых и др. 2016; Травин, 2016] было установлено, что период их становления существенно меньше и укладывается в ~ 30 млн лет (310-280 млн лет — от начала позднего карбона до конца ранней перми). Основываясь на U-Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопных данных, можно выделить три этапа формирования батолита: 1) 310-300 млн лет (калгутинский и кунушский комплексы); 2) 297-292 млн лет (гранодиориты 1-й фазы калбинского комплекса); 3) 288- 281 млн лет (граниты 2-й фазы калбинского комплекса, каиндинский и монастырский комплексы) [Хромых и др. 2016; Травин, 2016].

Значения 40 Ar/ 39 Ar возрастов ~ 270 млн лет могут быть интерпретированы как результат более позднего закрытия K-Ar изотопной системы в биотите (T = 350-300 °C) при подъеме батолита с глубины формирования к поверхности. Считается [Хромых и др. 2016;

Травин, 2016], что подъем батолита происходил синхронно с тектоническими событиями в ходе реактиваций Иртышской сдвиговой зоны в период 280-275 и 270-265 млн лет [Травин и др., 2001].

При этом следует подчеркнуть, что гранитоидный пояс в основном удален от сдвиговой зоны примерно на 20 км, и не огнейсован, однако, в районе Бухтарминского водохранилища гранитоиды непосредственно примыкают к сдвигу и сильно деформированы [Владимиров и др. 2005].

При характеристике магматизма Иртышской зоны необходимо учитывать геодинамическую позицию последней – это сутурная зона, сложенная тектонизированной толщей осадков преддугового прогиба на границе с островодужными комплексами (D2-C3) Рудноалтайского террейна. В диссертационной работе материалы, связанные с магматизмом, рассмотрены с учетом их тектонического положения и как возможные тепловые источники метаморфизма высоких и средних ступеней.

1.5. Метаморфизм

Первые описания кристаллических сланцев Иртышской зоны встречаются в конце 19-го века в работах Д.П. Богданова [Богданов, 1883], где слагающие ее породы рассматриваются в качестве древнейших на Алтае.

В публикациях Н.А. Елисеева «Об Алтайских диафторитах» [Елисеев, 1933] и «Петрография Рудного Алтая и Калбы» [Елисеев, 1938] дается одно из первых детальных описаний минералогии метаморфических пород, метаморфической и тектонической зональность Иртышской зоны.

В 1939 году В.П. Нехорошев отмечает, что породы Иртышского глубинного разлома сложены интенсивно смятыми сланцами, надвинутыми по крутопадающему сместителю на Рудно-Алтайский террейн. Он отмечает, что тектонизированные сланцы прииртышской зоны насыщены послойными магматическими дайками, которые испытали гидротермальную переработку [Нехорошев, 1939].

В 60-х годах прошлого века детальные исследования метаморфизма ИЗС были продолжены Б.Я. Хоревой, В.И. Васильевой и С.П. Гавриловой [Хорева, 1954-1961; Гаврилова, 1959; Васильева, 1963]. Они напрямую связывали интенсивность дифференциальных тектонических движений, обеспечивающих проницаемость для флюидной фазы, с локальным проявлением высокоградиентного метаморфизма и кислого магматизма жильного типа.

В работах Б.Я. Хоревой [Хорева, 1954, 1961, 1963] вводится понятие «Иртышская зона смятия» и дается детальная характеристика ее внутренней структуры. С.П. Гаврилова [Гаврилова, 1959], опираясь на оценку уровня метаморфизма, относит Иртышскую зону смятия к «сложной шовной антиклинальной структуре, в ядре которой наблюдаются тектонические клинья докембрийских пород».

В.И. Васильева [Васильева, 1959-1963] продолжает развитие взглядов Б.Я. Хоревой об Иртышской зоне как зоне смятия – шовной антиклинальной структуре. Основной акцент при этом делается на происхождение глубокометаморфизованных пород – оно связывается с динамо- и контактовым метаморфизмом. Она выделяет Согринско-Предгорненскую, Кумлорзинско-Малокрасноярскую и Маркакульскую зоны пород с повышенным уровнем метаморфизма. В пределах Согринско-Предгорненской зоны она особо отмечает выходы гнейсов и кристаллических сланцев с постепенным (зональным) переходом к слабо метаморфизованным породам. Здесь же, В участках интенсивного развития синкинематических гнейсовидных гранитов, происходит увеличение объема метаморфических пород, что, по ее мнению, связано с прогревом со стороны гранитоидов. Синкинематичность гнейсовидных гранитов доказывалась по их согласному залеганию в толще кристаллических сланцах, имеющих выдержанное северо-западное простирание и крутое преимущественно северо-восточное или вертикальное падение. Кроме того, указывались признаки «тонких» гранитных инъекций вдоль плоскостей сланцеватости кристаллических сланцев в условиях интенсивных пластических деформаций [Васильева, 1963]. По мнению В.И. Васильевой формирование динамоконтактовых кристаллических сланцев и гнейсов Иртышской зоны смятия является длительным процессом полиметаморфизма с изменением термических условий вдоль ослабленных зон, внедрением гнейсовидных гранитов, вызвавших прогрессивный контактовый метаморфизм вмещающих пород, неоднократным проявлением метасоматоза, носящего регрессивный характер.

Уже в послевоенное время Прииртышскую территорию уже рассматривают в качестве протяженной долгоживущей зоны милонитов. Г.Д. Ажгирей и П.Ф. Иванкин [Ажгирей, Иванкин, 1952] представляли, что это область динамометаморфизма, которая имеет симметричное строение. В ее центральной части выделяли центральную кристаллическую полосу шириной до 2 км. Узкие полосы кристаллических сланцев и гнейсов различного состава, как правило, зажаты между гранитоидами жильного типа. Исследователи особо обращали внимание на их структурно-деформационные особенности.

В начале 80-х годов Б.М. Чиков с соавторами [Чиков, Деев, Зиновьев, 2008; Чиков, Зиновьев, 1996; Чиков, Соловьев, 1983] продолжает развитие взглядов Г.Д. Ажгирея и особое внимание уделяется вязкопластичному характеру течения пород Иртышской зоны, как региональной линеаментной структуры пластинчато-чешуйчатого строения.

В.В. Лопатников, в свою очередь, выделяет *Вавилонско-Бражинский комплекс* метаморфических пород умеренных давлений. Он отмечает резкую смену РТ-условий – на контактах в интервале от 3-5 м. Такие градиентные зоны проявляются как в форме фазовых минеральных превращений, так и в смене типа зональности граната от прогрессивной к регрессивной, тем самым фиксирует тектоническую границу с *высокобарическими комплексами*.

Таким образом, было установлено, что выходы высокометаморфизованных пород распределены неравномерно, в целом имеют вытянутую в северо-западном простирании форму по протяженности Иртышской сдвиговой зоны. Различными исследователями [Нехорошев, 1938,1939,1956; Елисеев, 1933, 1938; Ажгирей, Иванкин, 1952] отмечается, что пластины (блоки, чешуи, выступы, линзы, полосы) высокометаморфизованных пород совмещены на одном эрозионном уровне с породами зеленосланцевой фации, слабометаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными породами.

Дискуссия о возрасте и генезисе глубокометаморфизованных блоков пород, погруженных в зеленосланцевый матрикс Иртышской зоны смятия, имеет более чем полувековую историю.

Согласно одной концепции, они имеют палеозойский возраст и образовались в результате теплового воздействия габброидов и гранитоидов, внедрившихся в зону смятия [Хорева, 1963; Владимиров, 1987; Чиков, Зиновьев, 1996; Нехорошев, 1939]. Согласно другой, глубокометаморфизованные литоны (амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма) являются эксгумированными фрагментами докембрийского фундамента [Касин, 1938; Ермолов, Полянский, 1980; Беспаев и др., 1997]. Некоторые исследователи полагают, что высокометаморфизованные пластины имеют докембрийский возраст, а тектоническое выведение связывают с формированием ИЗС и крупными перемещениями по латерали вдоль Рудного Алтая [Берзин, Кунгурцев 1996; Берзин и др. 1994; Буслов и др. 2003].

По мнению других исследователей, глубокометаморфизованные блоки ИЗС могут являться метаморфическим образованиям Курчумского блока докарбонового возраста, которые были вовлечены в зону сдвиговых деформаций, отколовшись от Алтае-Монгольского микроконтинента [Буслов и др., 2013]. С другой стороны, они возможно

представляют собой тектонические блоки корневых частей сдвиговой зоны [Владимиров, 1990; Владимиров и др. 2012].

Существует несколько схем метаморфизма Иртышской зоны. Так, С.П. Гаврилова [1959] выделяла два комплекса по составу и условиям метаморфизма: известковисто-глиноземистый умеренных давлений андалузит-силлиманитового типа и кремнисто-глиноземистый высоких давлений дистен-силлиманитового типа. Для них характерны следующие минеральные парагенезисы: ортоклаз-скаполит (мейонит) - клинопироксенплагиоклаз-кварц, клинопироксен-гроссуляр-волластонит, клинопироксен-амфиболортоклаз-мейонит-плагиоклаз-кварц, амфибол - плагиоклаз, биотит-силиманит-кварц-плагиоклаз-ортоклаз. Состав известковисто-глиноземистого комплекса юго-восточной части ИЗС подробно изучен Б.Я. Хоревой и Р.К. Григайтис.

Подробная характеристика вещественного состава метаморфических пород содержится также в трудах Г.В. Назарова, Е.С. Шуликова, В.А. Аристова и других геологов.

В диссертационной работе за основу взята схема расчленения метаморфических пород по фациальному принципу. В диссертации рассматриваются в основном метапелитовые комплексы, так как они наиболее информативны, как для оценки РТ-параметров метаморфизма, так и при анализе деформационных процессов.

Метаморфические породы зеленосланцевого комплекса

Зеленосланцевый комплекс – это наиболее распространенный тип метаморфических пород, наблюдающийся как в обрамлении, так и в пределах Иртышской зоны смятия. В первом случае, они представлены преимущественно филлитовидными алевропесчаниками и песчаниками с признаками нижних ступеней зеленосланцевого метаморфизма. В пределах Иртышской зоны смятия ситуация иная. Здесь это низкотемпературные бластомилониты и милониты, окаймляющие кристаллические сланцы и гнейсы средних и высоких ступеней метаморфизма. Тектонизированные зеленые сланцы ИЗС не содержат реликтовой слоистости, однако, по характеру переслаивания можно заключить, что первичные породы представляют собой чередующиеся алевролиты и песчаники, иногда с существенной долей известковистого материала.

Наибольшее распространение имеют известковистые альбит-эпидот-актинолитовые кристаллические сланцы, подчиненное – биотитовые и мусковит-хлоритовые кристаллические сланцы.

Минеральный состав пород зеленосланцевой фации метаморфизма в Иртышской зоне достаточно выдержан: Qtz+Al+Chl+Ep+Bt+Act. В некоторых разновидностях

встречается Grt, что указывает как на возможное их развитие в зоне высокотемпературной субфации, либо на диафторез глубокометаморфизованных пород.

Типичные минеральные ассоциации хлоритовых и хлорит-актинолитовых сланцев: Pl+Act+Ep, Qtz+Pl+Act+Bt+Ms, Qtz+Pl+Act+Bt+Chl, Qtz+Pl+Chl, Qtz+Pl+Ms.

Условия метаморфизма отвечают средне- и высокотемпературной субфациям зеленосланцевой фации.

Возраст пород зеленосланцевого комплекса на большей части рассматриваемой территории на основе сборов фауны в известняках и данных спорово-пыльцевого анализа в зеленых сланцах датируется средним девоном. На правом берегу р. Ульба в чешуе зеленых сланцев определены спорово-пыльцевые комплексы С3–Р1, а в зеленых сланцах непосредственно юго-восточнее рассматриваемой территории найдена силурийская фауна (данные М.Ф. Микунова). Взгляды на возраст зеленосланцевого метаморфизма различен и может варьировать от РZ₁₋₂ [Ермолов, 1984] до перми [Травин и др., 2001].

Высокометаморфизованные породы эпидот-амфиболитовой фации повышенных и умеренных давлений

К группе высокометаморфизованных пород Иртышской зоны традиционно относят кианит-ставролитовые сланцы. По данным П.В. Ермолова [Ермолов, 1984] они характеризуются умеренными температурами И повышенными давлениями: Qtz+Ky+Ab+Mu, Qtz+Ab+Cld+Ky+Ms (Бражихинский блок, $T=400^{\circ}C$, P=6 кбар); Bt+Cord+St+Pl+Grt+Ky, Qtz+Ky+Mu+Gr+Pl+Bt, Pl+Hbl+Grt+Ep+Qtz, Qtz+Pl+Bt+Gr+Crd+St+Ky; Qtz+Pl+Ms+Bt+Gr+Ky; Qtz+Pl+Hrb+Gr+Ep (Согринско-Предгорненский блок. $T = 400-420^{\circ}C$. P = 6-8 кбар); Bt+Cord+St+Pl+Grt+Ky, Qtz+Ky+Mu+Grt+Pl+Bt, Pl+Hbl+Grt+Ep+Qtz (Вавилонско-Бражихинский $T = 500-650^{\circ}$ C, P = 6-8 кбар). К этой же группе, но характеризующиеся умеренными давлениями, был отнесен метаморфический комплекс андалузит-силлиманитового типа (район Васильевской переправы, пос. Огневка и др.).

Помимо разделения пород по уровню метаморфизма, П.В. Ермолов [1984, 2013], опираясь на предположения о субстрате метаморфических пород, выделяет известковистоглиноземистый комплекс (типичные минеральные ассоциации: Qtz+Pl+Bt+Grt, Qtz+Pl+Crd+Bt+Grt, Qtz+Pl+Hbl+Fsp+Ep). а также зональный графит-глиноземистый комплекс андалузит-силлиманитового типа с ассоциациями: Qtz+Pl+Bt+And+Grt, Qtz+Pl+Bt+Ms+St+Grt, Qtz+Pl+Cpx+Hbl+Grt, Qtz+Pl+Bt+Sil, Qtz+Pl+Bt+Ms+Crd+Grt (метаморфизованная такырская свита, $T = 550-650^{0}C$). Появление ассоциаций Gr+Bt+Sill,

Gr+Bt+Cord П.В. Ермолов [1984] связывает с метаморфизмом пород в нижних частях графит-глиноземистого комплекса Gr+Bt+Sill, Gr+Bt+Cord.

Высокометаморфизованные породы амфиболитовой фации

Метаморфизм амфиболитовой фации известен на Бухтарминском участке в районе пос. Подгорное, где он представлен мигматизированными силлиманит-гранат-кордиеритовыми гнейсами. К этой же группе относят гнейсы и мигматиты Согринской пластины, которая сложена двумя чешуями метабазитового и метапелитового состава (метапелиты – Qtz+Pl+Kfs+Bt+ Sil+Ky+St+Grt+Mag+Rt).

К данной группе пород П.В. Ермоловым [1984] отнесены также метабазитовые прослои Согринской пластины, которые содержат клинопироксен, гроссуляр, скаполит и плагиоклаз (Fsp+Pl+Cpx+Scp+Qtz, Pl+Cpx+Gross+Vol, Bt+Sill+Qtz+Pl+Fsp, Qtz+Fsp+Pl+Bt+Grt+Sill, Qtz+Pl+Bt+Or+Gr+Sil, Согринско-Убинская пластина, $T = 700-750^{0}C$, P = 7-8 kb).

Pb/Pb и U/Pb изотопные данные цирконового концентрата из гранулитов района пос. Согра показывают следующие значения возраста: $Pb^{207}/Pb^{206} = 1005$ млн лет, $Pb^{206}/U^{238} = 505$ млн лет, $Pb^{207}/U^{235} = 605$ млн лет [Ермолов, 1984].

Метаморфизм пород юго-восточной части Иртышской зоны (Монголия и Китай)

Юго-восточная часть Иртышской зоны (Бодончиский блок, Монголия) имеет сходные черты — здесь также породы высоких ступеней метаморфизма находятся в обрамлении зеленых сланцев. Бодончинский блок представлен следующими ассоциациями: **зеленосланцевые породы** - Bt+Chl+Ms+Pl+Gr+Qtz±Ep и Hbl+Chl+Pl+Qtz; **ставролит-кианитовые сланцы** - Grt+St+Ky+Fibr+Bt+Ms+Pl+Qtz ($T = 550-675^{\circ}C$, P = 5.5-7.7 кбар); **гранат-биотит-силлиманитовые сланцы** — Qtz+Pl+Bt+Sil+Grt ($T = 630-710^{\circ}C$, P = 5.8-7.5 кбар), Gr-Sil-Bt ($T = 550-600^{\circ}C$, P = 5.0-6.5 кбар) [Nakano, 2015]). В последней группе проявлены процессы мигматизации ($T = 600-745^{\circ}C$ и P = 5.5-7.6 кбар).

В последние годы выполнены многочисленные работы по типизации метаморфизма и анализу эволюции китайского сегмента Иртышской зоны [Wang et al., 2006, 2009; Wang W. et al. 2014; Li et al., 2014; Tong et al., 2014]. Был выделен *кианитовый тип*, *характеризующийся ассоциациями* Bt+Gr+St+Ky+Sil с небольшими зонами Gr-Cord пород, а также *андалузитовый тип*, включающий 1) биотитовую, гранатовую и ставролитовую зоны в низкотемпературных условиях; 2) ставролит-андалузитовые и андалузит-силлиманитовые зоны средних температур; 3) силлиманитовую и гранат-кордиеритовую зоны в высокотемпературных условиях.

Породы высоких степеней метаморфизма представлены *UHT-гранулитами* с ассоциациями Gr-Opx-Sil-Cord-Bt-Pl-Qtz+Sp+Il и Bt-Pl-Qtz+Sil. Считается, что эти породы были эксгумированы по PT-траектории против часовой стрелки [Li et al., 2014] — первоначально происходил прогрев пород до 940°С и возрастание общего давлений до 7.8-10 кбар, затем следовала стадия охлаждения до температур 700-800°С и падение давлений до 4-5 кбар. Возраст этих процессов относят к рубежу 277±2 млн лет.

Существующие представления о высокометаморфизованных породах Иртышской зоны смятия позволяют говорить, что это породы как минимум двух вещественных комплексов, метаморфизованных в различное время в широком диапазоне как по температуре (от низов эпидот-амфиболитовой фации до гранулитов), так и давлению (от роговиков до фаций повышенных давлений). Цель диссертационной работы является проведение типизации высокометаморфизованных пород северо-западной Иртышской зоны. Помимо параметров метаморфизма в задачи работы входит идентификация субстрата, оценка возрастных рубежей проявления термальных событий, их привязка к тектоническим и геодинамическим обстановкам. Для решения этих задач в диссертационной работе используется, как правило, комплексный подход, опирающийся на парагенетические И структурно-петрологические исследования структурно ориентированных образцов, изотопные и микрорентгеноспектральные исследования, а также полевые исследования.

1.6. Тектоническая позиция Иртышской зоны смятия в структурах ЦАСП

Обзор тектонической и геодинамической позиции ИЗС

Иртышская зона смятия — это крупнейшая сутура в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса [Sengőr, Natal'in, 1996; Берзин, Кунгурцев 1996; Берзин и др. 1994; Буслов и др. 2003, 2013; Добрецов и др., 1979, 1994, 2003; Владимиров и др., 2008, Борукаев, 1997; Сенников, 1994; Сенников, 2003]. В составе Объ-Зайсан-Гобийского герцинского орогена она является фрагментом Алтайской аккреционно-коллизионной системы, к которой относятся структурно-вещественные комплексы Восточного Казахстана и Рудного Алтая, развивавшиеся в период от позднего палеозоя до раннего мезозоя. В своей северо-западной части ИЗС разделяет островодужные комплексы Рудного Алтая и аккреционно-коллизионные образования Калба-Нарымской зоны.

По существующим представлениям [Берзин, и др. 1994; Sengor et. al., 1993 и др.], заложение Иртышского разлома связано с закрытием Обь-Зайсанского палеоокеанического

бассейна (C₁v-C₃) в результате косой коллизии Джунгарской микроплиты с Сибирским континентом. ИЗС часто рассматривается также как система разломов, сформировавшихся в позднем карбоне – перми в период коллизии Казахстанского и Сибирского континентов [Буслов и др., 2003].

В середине 90-х годов Е.А. Елкиным и Н.В. Сенниковым с соавторами для западной части Алтае-Саянской складчатой области были проведены палеотектонические реконструкции геодинамических обстановок девона [Елкин, Сенников, 1994] (рис. 1.6.1). В том числе, было показано, что в среднем и позднем девоне (D2gv2-D3) в данном регионе происходила резкая перестройка в субдукционном процессе, которая выразилась прежде всего в резком смещении вулканического фронта на запад и раскрытии окраинных морей. В Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зонах развиты комплексы преддугового прогиба (турбидиты D3-C1) и аккреционных призм. Образования аккреционных призм претерпели сдвиговые деформации и в современной структуре образуют Чарскую и Иртышскую зоны смятия, ограничивающие с запада и востока турбидиты преддугового прогиба [Елкин, Сенников, 1994].

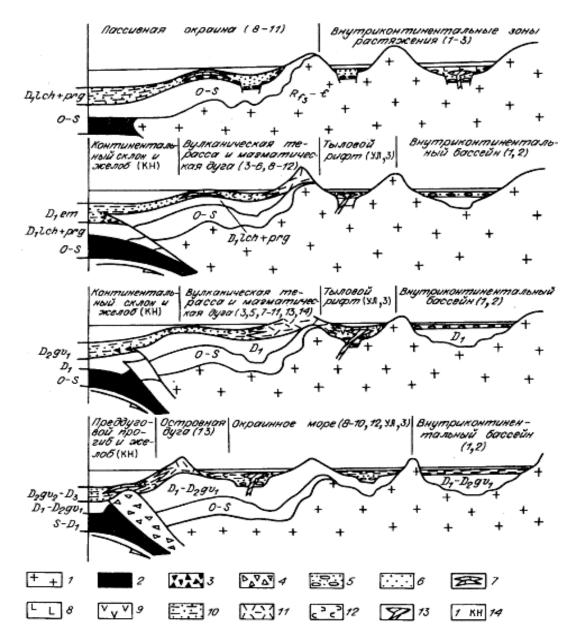


Рис. 1.6.1. Палеотектонические реконструкции для геодинамических обстановок девона: пассивной окраины $(O - D_{1prg})$ активной окраины $(D_{1em} - D_{2gv1})$, энсиалической островодужной $(D_{2gv2} - D_3)$ [Елкин, Сенников, 1994]:

1 — каледониды Алтае-Саянской области, 2 — офиолиты (O — D₁) Палеоазиатского океана, 3 — олистостромы, 4 — аккреционный клин восточной части Калба-Нарымской зоны, 5 — прибрежноморские осадки и моласса, 6 — мелководные морские осадки, 7 — рифогенные известняки карбонатных платформ, 8 — внутриплитные бимодальные вулканические серии, 9 — вулканиты бимодальной из зоны тыловых рифов, 10 — турбидиты, 11- вулканогенные образования, 12 — туфы, 13 - дайки и силы преимущественно основного состава, маркирующие зоны растяжения, 14 — цифры соответствуют номерам опорных разрезов в табл. 2. Буквами обозначены: УЛ — Уйменско-Лебедская зона, КН — Калба-Нарымская зона.

Учитывая коллизионное воздействие на Рудный Алтай со стороны Алтае-Монгольского микроконтинента, время заложения Иртышской зоны по геологическим данным может укладываться в период D_3 - C_1 .

К концу карбона палеоокеан полностью закрывается [Ермолов и др., 1977, 1981, 1983; Добрецов и др., 1979; Полянский и др., 1979; Берзин, Кунгурцев, 1996; Владимиров и др., 1999, 2005; Буслов и др., 2003], в этот период происходят интенсивные деформации окраинно-континентальных комплексов, а также реактивация крупных сдвиговых зон, в том числе Иртышской сдвиговой зоны [Владимиров, 2012].

В постдевонский период истории формирования Иртышской зоны смятия некоторыми авторами выделяются два этапа: позднекарбоново-раннепермский (после внедрения габбро-диоритов - до внедрения калбинских гранитов) и собственно пермский (после внедрения калбинских гранитов).

Б.Я. Хорева связывает заложение Иртышской сдвиговой зоны с этапом тектонической активизацией Курчумского блока на период позднего девона, который сопровождается формированием интрузий прииртышского комплекса и деформированием пород среднего девона [Хорева, 1963].

П.В. Ермолов с соавторами считают, что верхней границей заложения ИСЗ является этап внедрения прииртышского габбро-плагиогранитного комплекса С₁ [Ермолов, 2013]. Они особо отмечают [Ермолов и др., 1984; Ермолов, Полянский, 1980] отсутствие рудно-алтайских структур западнее Иртышского разлома, что, по их мнению, указывало на значительные перемещения вдоль разлома, исчисляемые сотнями километров. Как следствие, первичная структура и первоначальная рудно-петрографическая зональность бывшей Рудно-Алтайской активной континентальной окраины сохранились лишь фрагментарно. П.В. Ермолов также рассматривает ИЗС и Калба-Нарымскую зону совместно в составе единой структуры (Калба-Нарымский террейн) в качестве континентальной окраины [Ермолов, 2013].

В.В. Лопатников включает Иртышскую зону смятия в состав Калба-Нарымской структурно-формационной зоны, где она рассматривается в качестве краевого надвига, отделяющего Калба-Нарымскую зону от отложений Рудного Алтая. В свою очередь, Калба-Нарымская зона рассматривается как экспонированный древний кристаллический фундамент континентального типа. Он отмечает чешуйчатое покровно-складчатое строение ИЗС, на что указывает, по его мнению, резко выраженные градиенты РТ-параметров метаморфизма пород на контактах между разнофациальными комплексами [Лопатников и др., 1982].

В этот же период существовали и другие взгляды на строение и происхождение Иртышской зоны. Так, В.С. Кузебный, А.М Марьин и Н.И. Стучевский отделяют Иртышскую зоны от Калба-Нарымской зоны по Калба-Нарымскому разлому [Кузебный и др., 1981; Марьин, 1981; Стучевский, 1974]. Собственно, Иртышская зона разделяется авторами на три подзоны с возрастом от среднего девона до нижнего карбона. Возраст метаморфизма принят ими среднепозднепалеозойским, на основании динамотермального преобразования девонских и нижнекаменноугольных отложений под влиянием тектонических дислокаций и интрузивов. Авторы отмечают повышенную роль интрузивных базитов и гранитоидов, а также большое распространение интенсивно смятых и глубокометаморфизованных пород.

Позднее, главные фазы левосдвиговых деформаций в Иртышской зоне смятия получили подтверждение при структурно-петрологическом изучении горных пород и мультисистемном изотопном датировании (U-Pb, Ar-Ar методы) [Травин и др., 2001, 2016]. Структурно-петрологические исследования и Ar-Ar датирование синтектонических слюд и амфиболов из бластомилонитов по сланцам, амфиболитам и гранитам позволили А.В. Травину с соавторами уточнить основные периоды реактивации разломов, их кинематику и возраст термального прогрева пород (рис. 1.6.2) [Травин и др., 2001]. По их данным, имели место два основных эпизода крупноамплитудных левосдвиговых вязко- и хрупкопластичных деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (285–270 млн лет и 270–260 млн лет соответственно) [Травин и др., 2001]. Первый возрастной рубеж в ~281 млн лет подтвержден также U/Pb методом по циркону из гранито-гнейсов Согринской пластины [Zhang, 2012].

В настоящее время, рассматривая Иртышскую сдвиговую зону как элемент Алтайской коллизионно-сдвиговой системы, предпринимаются попытки подойти к проблеме ее происхождения и эволюции с учетом плейт- и плюмтектонических факторов [Владимиров и др., 2008]. В частности, считается, что ее формирование было обусловлено, с одной стороны, аккреционно-коллизионными процессами (структурообразующий фактор), а с другой, воздействием Таримского и Сибирского плюмов, которые выполняли роль энергетических источников [Владимиров и др., 2008]. В совокупности, эти факторы обеспечили специфику строения, длительность и разнообразие проявлений мантийного и корового магматизма, интенсивность сдвиговых деформаций и специфику метаморфизма пород континентальной коры [Владимиров и др., 2008].

Возраст тектонических событий ИЗС

На основании палеотектонических построений традиционно принималось [Şengör et al., 1993], что структурно-вещественные комплексы Иртышской сдвиговой зоны претерпели два главных этапа деформаций. Возраст раннего тектонического этапа оценивался в 270 млн лет, а кинематика его движений считалась правосдвиговой. Возраст более позднего этапа относился к периоду 255–250 млн лет, а деформации – к левосдвиговым [Şengör et al., 1993].

На современном этапе геологических исследований был накоплен достаточно большой объем геохронологических данных по территории Казахстана, Китая и Монголии, позволившие уточнить ранние представления о возрасте и кинематике тектонических событий.

За последнее десятилетие разными авторами на территории Китайского Алтая для постколлизионного этапа было выполнено около полусотни датировок (Ar/Ar, U/Pb, Th/Pb). Основной объем датирования проведен для Иртышского комплекса (район г. Фуюн и г. Циньхе). Так, в метаморфических породах района Циньхе (Qinhe Area) по биотиту и мусковиту установлен возраст порядка 250 млн лет, а по биотитам и амфиболам из слюдистых сланцев, амфиболитов и ортогнейсов метаморфической зоны Фуюн (Fuyun) — от 244 до 265 млн лет. Французскими и китайскими геологами [Laurent-Charvet et al., 2002, 2003; Wang et al., 2006, 2007, 2009, 2014; Li et al., 2014; Tong et al., 2014] Ar/Ar изотопным методом получены сходные возрастные рубежи: 280-290 млн лет.

Масштабные Ar/Ar геохронологические исследования проведены также на территории Казахстана [Травин и др., 2001; Травин, 2016]. Они позволили обосновать основные термальные этапы ИСЗ – 280 и 260 млн лет.

Совокупность опубликованных данных по термохронологии пород Иртышской зоны позволило А.В. Травину в 2016 году [Травин, 2016] представить наиболее полную тектонотермальную историю глубинного разлома и прилегающих территорий.

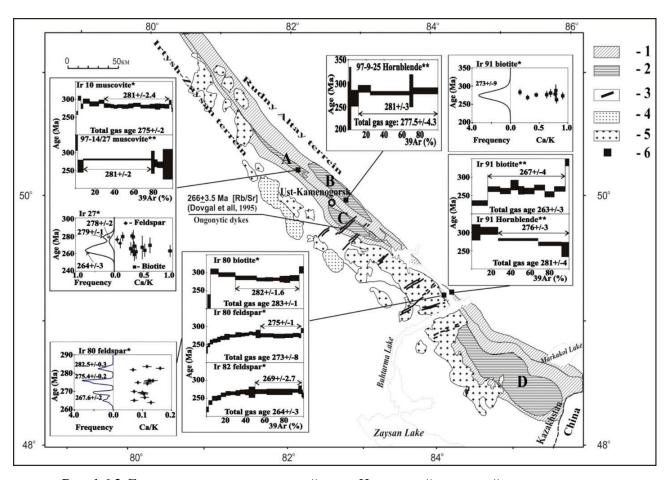


Рис. 1.6.2. Геологическая схема северной части Иртышской сдвиговой зоны, с вынесенными точками опробования и результатами Ar/Ar изотопного датирования бластомилонитов ИСЗ [Травин др., 2001].

1 - бластомилониты зеленосланцевой фации; 2 - тектонические линзы глубокометаморфизованных пород (А – Предгорненская, В - Согринская, С - Чечекская, D – Курчумская); 3 - дайки онгонитов, а также основных пород и лампрофиров; 4 - Монастырский гранитоидный комплекс; 5 - Калбинский гранитоидный комплекс; 6 - точки отбора образцов. На врезках в координатах доля выделенного ³⁹Ar - возраст показаны результаты ступенчатого прогрева, в координатах Ca/K - возраст показаны результаты лазерной абляции. На диаграммах с результатами лазерной абляции дополнительно показана интегральная плотность вероятности (для 95% интервала доверительной вероятности).

На основании сопоставления термических истории фрагментов Алтайского орогена А.В. Травиным [2016] показано (рис. 1.6.3), что верхняя граница интенсивных левосдвиговых деформаций в пределах Восточно-Казахстанского участка Иртышской сдвиговой зоны и Китайского Алтая - 282±1 млн лет, а интегральная амплитуда смещения в пределах ИСЗ не должна превышать n*10 км.

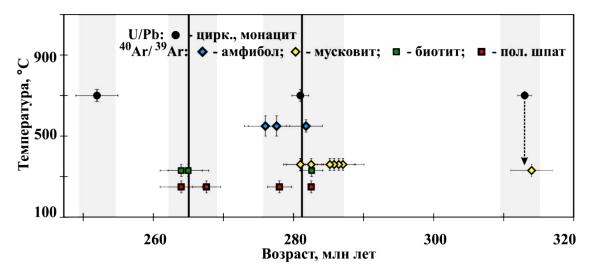


Рис. 1.6.3. Термическая эволюция пород Иртышской зоны смятия по данным [Травин и др., 2001; Zhang et al., 2012; Хромых и др. 2014; Савинский и др., 2015].

Иртышская зона смятия на территории Монголии и Китая

В Монголии продолжением Иртышской зоны является Эргис-Булганский разлом [Zhang X. et al., 1996]. Он ограничивает Бодончинский блок, который относится к Целскому террейну [Windley et al., 2002; Badarch et al., 2002]. Согласно [Badarch et al., 2002] Бодончинский блок ограничен с юга преддуговым бассейном (блок Бааран), а с севера – девонским аккреционным клином (блок Турген).

Метаморфизм пород в монгольском сегменте Иртышской зоны связывается с позднедевонской коллизией, приведшей к метаморфизму с инвертированным распределением изоград и выплавкам гранитоидов [Xiao et al., 2004, 2009]. В пределах Булганского разлома обособлены метаморфические комплексы первого этапа андалузитсиллиманитового типа с возрастом 385±5 млн лет (U-Pb метод) [Бибикова и др., 1992] и второго этапа (кианит-силлиманитовый тип) с возрастом 365±2 млн лет.

Проведенные позднее термохронологические реконструкции термической истории данного региона [Полянский и др.,2011; Nakano et al, 2015; Травин, 2016] показали, что возрастных рубежей, характерных для северо-западной части ИЗС (312, 286-278 млн лет), в пределах Бодончинского блока не существует.

Иртышский комплекс, являющейся частью Китайский сектора Алтайского орогена [He et al., 1990; Windley et al., 2002; Xiao et al., 2004, 2009; Wang et al., 2006, 2009], представляет собой коллаж пород докембрийского фундамента и девонско-карбоновых вулканокластических пород, метаморфизованных в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. В структурах этого комплекса расположена собственно Иртышская зона смятия, которая отделяет палеозойский субдукционно-аккреционный комплекс

Китайского Алтая от девонско-карбоновых внутриокеанических островодужных систем Восточной и Западной Джунгарии [Cai et al., 2011a, 2011b, 2012; Windley et al., 2002, 2007; Xiao et al., 2004, 2009]. Вдоль южной части ИСЗ Джунгарская плита состоит из вулканокластического материала, метаморфизованного до фации зеленых сланцев.

Считается [Qu, Zhang, 1991; Cai et al., 2011a, 2011b, 2012; Windley et al., 2002, 2007], что вдоль Иртышского «тектонического шва» на период ~320 млн лет произошло присоединение Джунгарского террейна к Алтае-Монгольскому террейну. Затем на период ~275 млн лет активизируются пластичные деформации с левосторонней кинематикой, вследствие вращения по часовой стрелке Сибирского кратона и поступательным движением на север Джунгарского террейна. Поздний этап эволюции ИСЗ приходится на период ~275-250 млн лет. В данный период активно проявлен магматизм (мафитультрамафитовые комплексы, бимодальные интрузивы, мафические и кислые дайки, граниты А-типа и I-А-типа), который связывают с воздействием Таримского плюма.

Существует несколько взглядов на деформационную историю ИЗС, с одной стороны ряд авторов [Qu, Zhang, 1991; Zhuang, 1993; Laurent-Charvet et al., 2002, 2003] считают, что формирование зоны связанно с левосторонним растяжением и косым сближением Восточной и Западной Джунгарии и Китайского Алтая. Другие авторы [Briggs et al. 2007, 2009] предполагают, что ИСЗ - это надвиговый пояс со взбросовой кинематикой. В более поздних работах на продолжении Иртышской зоны на Китайской территории [Li et al., 2015] выделяют три деформационных этапа эволюции Иртышской зоны: 1) D₁ — этап сжатия, коллизионное утолщение коры; 2) D₂ — субгоризонтальное растяжение, связанного с гравитационным коллапсом (syn-collisional extension); D₃ — этап транспрессии с левосторонней кинематикой.

В совокупности, существующие данные, касающиеся геологии Иртышской зоны, в том числе ее геологического строения и стратиграфии, закономерностей магматизма и метаморфизма, тектонических и геодинамических обстановок, позволяют в существенной мере опираться при решении основных задач диссертационной работы.

ГЛАВА 2. МЕТОДЫ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ

Сдвиговые зоны или зоны смятия (shear zones) являются важными структурными элементами земной коры и верхней мантии. Как правило, они представляют собой системы сопряженных сдвиговых зон, трассирующих границы крупных континентальных и/или океанических блоков. Заложение и эволюция зон смятия тесно связана с длительными процессами коллизионных событий. Как следствие, любое изменение тектонического и геодинамического режима в эволюции коллизионных областей отражается на характеристиках зон смятия, включая их протяженность, вовлечение в деформации новых объемов корово-мантийного материала, изменение кинематики, тепло- и флюидопроницаемости, проявление полистадийных тектоно-метаморфических и тектономагматических событий. Специфика формирования Иртышской зоны смятия в полной мере отвечает перечисленным выше признакам, что во многом предопределило комплекс методических подходов и методов, используемых при подготовке диссертационной работы структурно-петрологические исследования, структурно-кинематический, парагенетический, микрорентгеноспектральный, изотопно-геохронологический, петрогеохимический и другие методы анализа горных пород и тектонических структур. Основы некоторых из них кратко изложены ниже.

2.1. Структурно-петрологический анализ

Структурно-петрологический анализ — это комплекс методов и подходов, получивших широкое распространение с конца прошлого века. Он включают в себя, как элементы классического структурного и тектонического анализа, где основное внимание уделяется морфологическому описанию и картированию тектонических структур, так и методы смежных дисциплин. При структурно-петрологическом анализе главный акцент делается на реконструкции условий и характеристике деформационных процессов, их взаимосвязи с другими геологическими процессами. Как следствие, он дополнительно опирается на структурно-кинематический и стрейн анализы, парагенетические и петрогеохимические исследования пород различной глубинности и происхождения. Ниже кратко охарактеризованы структурно-петрологические подходы к анализу тектонической позиции магматических тел, вопросы полистадийности и возраста деформаций.

Анализ тектонической позиции магматических тел

В настоящее время не вызывает сомнение, что внутрисдвиговые деформации контролируют области растяжения, создавая благоприятные условия для формирования и

последующей консолидации расплавов магматических камер, направленного транспорта флюида и термальных потоков.

Концепция о синтектоническом генезисе магматических тел, приуроченных к сдвиговым зонам, существует достаточно давно, начиная с работ [Суворов, 1963]. Структурно-петрологические модели формирования такого рода рассматриваются в многочисленных работах. В частности, в них были рассмотрены вопросы о появлении магмоподводящих каналах в зонах косой субдукции при косом растяжении [Tobish, Gruden, 1995]; внедрении крупных магматических масс по крупномасштабным Р-сколам ш [Tikoff, Teisier, 1992]; эволюции деформаций в магматических камерах в сдвиговых условиях [Хиари и др., 1997]. В работе [Sawyer, 1994] была рассмотрена структурно-петрологическая модель эволюции магматических тел в условиях сдвига, что позволило авторам сделать акцент о «присдвиговых» магматических камерах. В работе [Тевелев, 2002] дан анализ тектоники и кинематики сдвиговых зон. На современном этапе при изучении метаморфических пород, а именно зон бластомилонитизации, помимо вещественного изучения требуется проводить комплексное структурно-петрологическое исследование, как, например, это сделано при изучении эклогит-амфиболит-гнейсового Марункеуского комплекса (Полярный Урал) [Тишин, 2006]

В первой главе диссертации было показано, что в пределах Иртышской сдвиговой зоны многими исследователями отмечается тесная пространственная связь между габброгранитным магматизмом (прииртышская серия) и положением в разломной зоне глубокометаморфизованных пород (Предгорненский, Верхнеберезовский и Чечекский участки). В дальнейшем в диссертационной работе будут приведены данные, которые указывают на тесную связь магматизма и средне- и высокоградного метаморфизма с эпизодами тектонической активности ИЗС.

Для оценки возраста и синхронности тектонических и магматических событий использовался методический подход, предложенный В.Г. Владимировым. В основе метода лежит оценка синкинематичности минералообразования, связанного с процессами ороговикования. В случае положительного решения о синхронности, результаты изотопных геохронологических исследований возраста интрузий распространяются и на деформации, а обстановки и условия минералообразования позволяют обсуждать условия внедрения и становления интрузий.

Для реализации метода проводилось структурно-петрологическое исследование деформаций как внутреннего строения интрузивов, так и связанные с ними зоны ороговикования. В первом случае, изучение внутреннего строения интрузивов позволило

интерпретировать тектонические события при внедрении и консолидации массивов. Индикаторами при этом являются: следы течения, магматическая полосатость и ориентированные структуры реликтов метаморфического протолита и др. Во втором случае – анализ синкинематичности минералообразования позволяет обсуждать одновозрастность тектонических и магматических событий, а также синтектонический генезис интрузивов, отсутствие процессов позднего экспонирования магматических тел [Владимиров и др., 2009].

Поскольку зоны смятия могут иметь несколько периодов реактивации, то в наложенные деформации может вовлекаться весь структурный блок, который включает породы интрузивного массива, контактовый ореол и вмещающие породы. Поэтому необходимо определить до-, син- и пост-тектонические минеральные парагенезисы в массиве и в обрамлении. Минеральные парагенезисы, связанные с ороговикованием, могут быть вовлечены в деформации с формированием структур сдвигового генезиса.

Структурно-петрологическая характеристика внутреннего и внешнего строения массива может также дать сведения о его ротации и напряженном состоянии при хрупковязкопластичных деформациях в сдвиговой зоне.

Методические подходы к изотопно-геохронологическому изучению милонитов

При проведении изотопного датирования отдельное внимание уделялось синхронности датируемых минералов и деформаций. Для установления возраста тектонических событий использовались только монофракции минералов, кристаллизация которых происходила в синтектонических условиях [Владимиров и др., 2009; Травин и др., 2001]. В случае синкинематичности минералообразования (мусковита, биотита, амфиболов и т.д.) результаты датирования экстраполировались на соответствующие деформации. В частности, датирование синтектонических минералов контактового метаморфизма позволяет делать возрастную оценку внедрения и консолидации интрузива. Таким образом, можно получить новые данные, касающиеся возраста и тепловых источников метаморфизма и деформаций пород при реактивации Иртышской сдвиговой зоны. Использование вышеописанных методических подходов для данных объектов позволяет выделить типы метаморфизма, проявленные в ИЗС и связать их с определенными тектоническими региональными этапами.

2.2. Структурно-кинематические исследования

Определение кинематики деформаций тектонических зон является ключевым методом при изучении периодов их реактивации, идентификации этапов, построении

тектонических моделей, включая идентификацию областей, благоприятных для внедрения расплавов, транспорта флюида. Поскольку Иртышская зона смятия рассматривается как система сдвиговых зон с масштабным проявлением хрупко- и вязко-пластичных деформаций, то объектами, информативными для структурно-кинематического анализа становятся картируемые структуры и индикаторы в пределах обнажения, а также признаки течения и деформирования породы на микроуровне — агрегаты и отдельные минералы.

Визуализация данных структурного анализа

Полевые исследования с построением геологических разрезов и детальным картированием опорных обнажений позволяют отразить морфологию и внутреннее строение геологических объектов. Однако, для более точной характеристики геометрии и внутреннего строения используется метод анализа структурных элементов с применением стереографических проекций [Ramsay, 1967; Ramsay, Huber, 1987; Родыгин, 1992]. С этой целью при документировании опорных обнажений и отборе ориентированных образцов производится измерение плоскостных и линейных структурных элементов. Для визуализации пространственных данных и расчета параметров складчатых и разрывных нарушений используют стереографические проекции [Ramsay, 1967; Вознесенский и др., 1980; Ramsay, Huber, 1987]. Для обоснованного (вероятностного) определения главных элементов структур используют адаптированные ДЛЯ сферической статистические методы [Ramsay, Huber, 1987; Родыгин, 1992; Владимиров, Жираковский, 1988 и др.].

Понятие эталонного «иртышского» стиля деформаций

В основе методического подхода, который используется в диссертационной работе, лежит характеристика эталонного «иртышского» стиля деформаций, включающего в себя структурно-кинематическую характеристику деформаций, уровня метаморфизма пород и возраст реактивации Иртышской сдвиговой зоны. Сравнение структурно-петрологических данных по различным участкам Чечекского и Предгорненско-Верхнеберезовского сегментов ИСЗ с эталонным «иртышским» стилем позволяет оценить степень и характер их генетического родства, более обоснованно подойти к построению тектонической модели эволюции самой Иртышской сдвиговой зоны.

Микроскопические исследования ориентированных образцов

При интерпретации кинематики и полистадийности деформаций, помимо прямых полевых исследований, важны микроскопические структурные исследования. В рамках

структурной петрологии и микротектоники они дают возможность корреляции минералообразования и деформирования породы.

Использование структурно-кинематического анализа несколько усложняет отбор образцов и подготовку шлифов. Ориентированные шлифы изготавливаются параллельно направлению сдвига и перпендикулярно плоскостям скалывания. В основном, это плоскости параллельные направлению минеральной или агрегатной линейности и перпендикулярные сланцеватости (гнейсовидности, кливажу).

Корректность микроструктурного анализа в большой степени зависит от правильности отбора образцов и выбора направления для изготовления шлифа. В первую очередь, необходимо определить основные тектонические структуры в исследуемом регионе. В этом случае отбор ориентированного образца будет не случайным и может отражать либо региональную ситуацию, либо локальные вариации структуры. То же самое касается и выбора ориентировки шлифа - только в случае соответствия шлифа направлению тектонического транспорта возможно получить достоверные кинематические критерии [Напmer, 1991; Passchier, 1998].

На обнажении составляется схема расположения основных структур с масштабом и ориентировкой в пространстве, указывается ориентация основных структурных элементов (простирание, падение, линейность (оси складок, линейность пресечения, минеральная линейность, оси складок излома, оси будин и т.п.)), определяются минеральные ассоциации и относительный возраст структур.

Образец должен быть из коренного обнажения, ориентированным и достаточным для описания и измерения плоскостных и линейных особенностей в лабораторных условиях и для изготовления шлифов.

Для микроструктурного анализа из отобранных образцов по направлению минеральной или агрегатной линейности и перпендикулярно плоскостям скалывания породы изготавливаются ориентированные пластинки и шлифы [Hanmer, 1991; Passchier, 1996; Trouw, 2010].

Кинематические индикаторы

Наиболее информативные деформационно-метаморфические индикаторы для кинематического анализа, проявленные как на обнажениях, так и в шлифах, можно объединить в несколько групп. Среди тектонитов наиболее четкими кинематическими индикаторами обладают милониты, образование которых происходит путем пластичного разрушения за счет рекристаллизации. Наиболее распространенные индикаторы, которые

используются в работе, изложены в работах [Simpson, 1986; Hanmer, 1991; Родыгин, 1991; Passchier, 1996; Trouw, 2010; Кирмасов, 2011 и др.].

2.3 Изотопные геохронологические исследования

В процессе Ar/Ar изотопного датирования термальных геологических событий используются минералы с различной температурой закрытия K-Ar изотопной системы, что позволяет получить дополнительную геохронологическую информацию, касающуюся тектонического экспонирования метаморфических и магматических пород [Травин и др., 2001]. С этой целью структурно-петрологическими методами предварительно доказывается синкинематичность K-содержащих минералов из бластомилонитов и тектонизированных сланцев и гнейсов. После этого отбирается соответствующая минеральная фракция и анализируется спектр стандартными методами.

Краткая характеристика метода

Ar/Ar метод был предложен как модификация калий-аргонового метода (University of California, Berkeley, www.berkeley.edu). Метод основан на преобразовании ⁴⁰К в радиоактивный 40 Ar. В природе изотоп 40 К распадается на 40 Ar и 40 Ca с периодом полураспада 1,25 миллиарда лет. Чтобы выявить соотношение изотопов ⁴⁰К и ⁴⁰Ar образец подвергают нейтронной бомбардировке. ⁴⁰К при этом преобразуется в ³⁹Аг, имеющий период полураспада 269 лет и в природе практически не встречающийся. Соотношение ³⁹К κ^{40} К в природных образцах постоянно, поэтому соотношение 39 Ar/ 40 Ar, полученное с помощью масс-спектрометра, позволяет, собственно, установить возраст образца. Преимуществом Ar/Ar метода является то, что он позволяет контролировать степень сохранности калий-аргоновой изотопной системы в датируемом образце и, таким образом, дает внутренний контроль надежности датировки. Кроме того, для Ar/Ar метода требуется очень мало датируемого материала, что позволяет анализировать единичные минеральные зерна. Главное преимущество Ar/Ar метода перед классическим K-Ar – локальность анализа вплоть до микронных точек. Однако для определения возраста пород Ar/Ar методом необходим хорошо аттестованный стандарт (минерал известного возраста) [Mitchell, 1968; Fleach, 1977, Юдин, 2008].

Подготовка образиов для Ar/Ar изотопного датирования

Образцы пород размельчаются и просеиваются. Для анализа используются фракции размером крупнее 100 мк, поскольку при меньшем размере зерен начинает сказываться

потеря части образовавшихся во время облучения атомов ³⁹Ar за счет эффекта отдачи, пробег которых оценивается в 78±20 нм [Mitchell, 1968; Fleach, 1977, Юдин, 2008].

Начальное выделение минералов производится с использованием магнитной сепарации и, при необходимости, тяжелых жидкостей. После выделения чистота минеральных фракций, как правило, контролируется визуально под бинокулярным микроскопом и доводится вручную до 100%. После этого образцы промываются последовательно в ацетоне, этаноле и в деионизованной воде с ультразвуком.

В зависимости от чувствительности используемого масс-спектрометрического оборудования, возраста, содержания калия образцы массой от 1 до 200 миллиграмм и мониторы для определения нейтронного потока заворачиваются в алюминиевую фольгу и помещаются в кварцевые ампулы. Мониторы располагают между образцами и по краям ампул. В качестве мониторов используются стандартные образцы: роговая обманка ММhb-1 с возрастом 523.1 млн лет [Renner и др., 1998], санидин FCT-3 с возрастом 28.02 млн лет [Renner и др., 1998] и многие другие. В каждом конкретном случае подбирается стандарт, подходящий по возрасту к исследуемым образцам.

Образцы изотопной лаборатории АЦ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) облучаются на научном реакторе ВВР-К типа научно-исследовательского института ядерной физики (г. Томск).

2.4 Микрорентгеноспектральный анализ

В областях активных тектонических деформаций происходит изменение состава и количества флюида, в том числе перераспределение флюида со стороны интрузивных образований. Такие особенности зон смятия влекут за собой вариации в оценках РТ-параметров метаморфизма на разных участках зоны. Поэтому, необходимо коррелировать полученные данные РТ-параметров с геологическими и структурнопетрологическими данными по минеральным ассоциациям [Каргополов, 1997; Владимиров и др., 2005]. В работе [Азимов, 2011] дан обзор методов по геотермобарометрии, подчеркивается что классическая геотермобарометрия основанная на зависимости предельной растворимости компонентов в минеральных фазах от температуры и давлений имеет вопросы о достижимости химического равновесия и имеет трудности в сопоставлении разных термометров. Для целей определения РТ-параметров при структурно-деформационных исследований используется методы расчета всех мыслимых реакций между минералами и использование согласованной термодинамической базы данных [Holland, Powell, 1998; Азимов, 2011]. Важно определить равновесные ассоциации

относительно уровня метаморфизма и этапов деформации в пределах зоны. При выборе корректных ассоциаций для определения РТ-параметров необходимо обращать внимание на взаимоотношения минералов, их структурно-деформационное расположение, состав, степень деформации, как в породе, так и в шлифе. Состав метаморфических минералов (Grt, Bt, Pl и др.) отражает физические условия (температуру и давление) их возникновения и роста [Соболев, 1964; Ушакова, 1980; Лепезин, Королюк, 1985; Кориковский, Перчук, 1983]. Исследование состава петрогенных минералов в диссертационной работе проводился с использованием методов микрорентгеноспектрального анализа.

Микрорентгеноспектральный анализ — это методика получения данных о элементном составе вещества (минералов) на образцах микронных размеров. Методика основана на том, что исследуемый образец с помощью электронного микрозонда облучается узким направленным потоком электронов высокой энергии, при этом облучаемое вещество испускает рентгеновское излучение определенного спектра. Каждый элемент излучает на характерном для него наборе частот, и соответственно, может быть по нему идентифицирован, концентрации элементов определяются по интенсивности излучения при сравнении с известными эталонами.

Для выполнения качественного микрозондового анализа поверхность образца должна быть отполирована и очищена. Неровности приводят к нетипичному рассеиванию рентгеновских лучей и значительным ошибкам в определении концентрации элементов. Для того чтобы на поверхности образца не накапливался заряд, на него напыляют тонкую токопроводящую пленку, обычно углерод или золото [Конникова, Сидорова, 1974].

На основании полученных данных и специализированных программ (например, THERMOCALC (http://www.esc.cam.ac.uk/astaff/holland/thermocalc.html)) рассчитываются РТ-параметры образования кристаллизации минеральных парагенезисов [Holland, Powell, 1998].

Исходными данными для ПО THERMOCALC являются активности миналов, которые можно вычислять при помощи специально предназначенной для этого программы АХ тех же авторов (http://www.esc.cam.ac.uk/astaff/holland/ax.html). Кроме расчета самих активностей, АХ выдает также неопределенности их вычисления, которые используются при дальнейшей работе. Наличие большого количества статистических параметров вообще является характерной особенностью этого программного комплекса. [Александров, 2005; Селятицкий, 2009].

ГЛАВА 3. ПРЕДГОРНЕНСКО-ВЕРХНЕБЕРЕЗОВСКИЙ СЕГМЕНТ ИЗС

Предгорненско-Верхнеберезовский сегмент является первым из двух опорных сегментов Иртышской зоны смятия, рассматриваемых в диссертационной работе. Он располагается в 45 км северо-западнее г. Усть-Каменогорск между поселками Первомайский и Белоусовка. В поперечном направлении (с юго-запада на северо-восток) он начинается от поселка Таврическое, включает обнажения правого борта р. Иртыш, склоны и скальные выходы вокруг поселков Березовка, Верхнеберезовский, Красная Заря и Предгорное.

Предгорненско-Верхнеберезовский сегмент (ПВС) (рис. 3.1) представляет собой сечение ИЗС, в пределах которого обнажены слабометаморфизованные черносланцевые отложения такырской серии (D₃) и карбонатно-терригенные образования кыстав-курчумской (D₂) свиты, роговики на контакте с габброидами прииртышского комплекса (по [Марьин, 1966-1981]), граниты и лейкограниты калбинского комплекса, метаморфические породы зеленосланцевого и высокобарического комплексов (по [Ермолов и др., 1984]), низко- и высокотемпературные милониты и бластомилониты пара- и ортопород. Породное многообразие Предгорненско-Верхнеберезовского сегмента можно охарактеризовать на примере Предгорненской и Верхнеберезовской пластин (блоков) [Владимиров, 2012; Савинский, 2013]. Их особенностью, как было описано в предыдущих главах, является то, что слагающие их высокометаморфизованные породы заключены в матрикс зеленых сланцев в присутствии и возможном термальном воздействии габброидных интрузий.

Габброидные тела данного сегмента Иртышской зоны относятся к *прииртышской серии* [Кузебный и др., 1981; Марьин, 1981; Стучевский, 1974]. Они представляют собой цепочки вытянутых возможно «безкорневых» (?) интрузивных тел (силлы, лакколиты, лополиты, дайки). Цепочки массивов протягиваются согласно региональному северозападному простиранию ИЗС и находятся как в осевой части зоны, так и в её обрамлении. Морфология самих массивов зачастую определяется их структурным положением на конкретных участках (Верхнеберезовский и Предгорненский).

В первой главе были отражены существующие взгляды на происхождение высокометаморфизованных блоков пород ИЗС, как на инородные тела. В данной главе диссертационной работы приведены результаты комплексных геологических исследований Предгорненского и Верхнеберезовского участков (рис. 3.1), которые были направлены на получение дополнительной информации о параметрах метаморфизма высокометаморфизованных породы, включая их переход к слабометаморфизованным

породам. Важной задачей была также идентификация полиметаморфизма, в том числе связанное с инъецированием кислых и основных магматических расплавов.

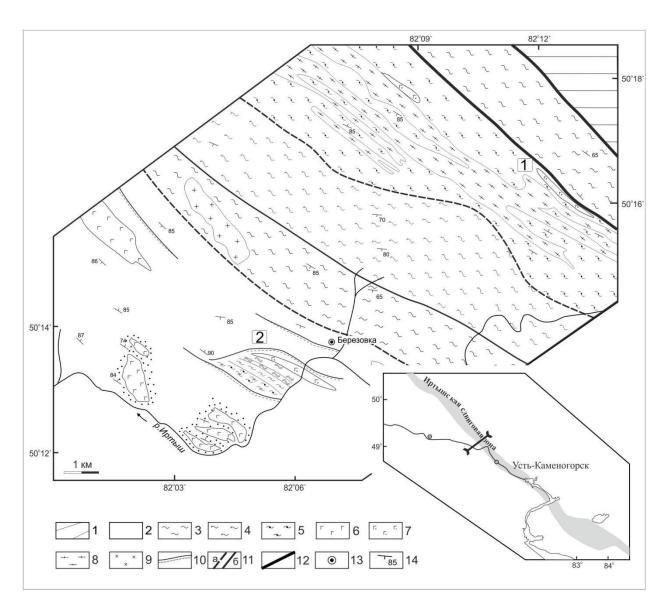


Рис. 3.1. Схема геологического строения Предгорненско-Верхнеберезовского сегмента Иртышской сдвиговой зоны (с использованием материалов [Назаров и др., 1982]):

1 - породы Рудноалтайского террейна; 2 - черносланцевый комплекс (Такырская свита); 3-5 - милониты и бластомилониты ИСЗ: 3 - хлоритовые сланцы, 4 - роговообманковые сланцы и гнейсы, 5 - гранат-ставролит-кианитовые сланцы, 6-9 - магматические породы прииртышского комплекса: 6 - габброиды, 7 - метагабброиды, 8 - гнейсограниты калбинского (?) комплекса, 9 - граниты; 10 - зона дробления и милонитизации, 11 - дизъюнктивные нарушения (а - предполагаемые, б - достоверные с кинематикой), 12 - глубинный разлом, 13 - населенные пункты, 14 - элементы залегания. Цифры на схеме: 1 - Предгорненский участок, 2 - Верхнеберезовский участок.

3.1. Верхнеберезовский участок

Отличительной особенностью Верхнеберезовского участка является то, что объект располагается в краевой части Иртышской зоны на продолжении Калба-Нарымского разлома, вдоль которого находится и южная граница Чечекского сегмента (рис. 1.1). Исследование этого участка позволяет охарактеризовать процессы деформирования и происхождение кианит-андалузитовых сланцев на удалении от осевой части Иртышской сдвиговой зоны, в том числе: 1) определить структурно-деформационное положение всех пород Верхнеберезовского участка; 2) оценить РТ-условия и полистадийность минералообразования метаморфических пород.

Основной объем исследований проводился вдоль Верхнеберезовского разреза между поселками Таврическое и Березовка на правобережье р. Иртыш. Здесь обнажаются габброиды Верхнеберезовского массива, пегматиты и глиноземистые сланцы андалузитсиллиманит-кианитового типа (рис. 3.1). Следует отметить, что на удалении от габброидов распространены лишь слабометаморфизованные и, как правило, не деформированные отложения такырской серии (D₃). В этом разделе показано, что тектоническое экспонирование и ороговикование кианитовых сланцев может быть связано с внедрением и становлением габброидных массивов.

Габброиды Верхнеберезовского массива (прииртышский комплекс)

На ВБ участке закартированы несколько выходов габброидных тел. По характеру залегания - это дайки и маломощные интрузивы (до 500-600м). Тела располагаются как среди выходов кианитовых сланцев, так и среди слабометаморфизованных осадочных пород.

Как отмечает Г.В. Назаров [1982], на противоположном от разреза берегу р. Иртыш по геофизическим аномалиям фиксируется крупное базитовое тело, поэтому, возможно, что разрозненные участки коренных выходов габброидных тел являются одним крупным массивом (площадью до 4 км²). Соответственно, метаосадочные породы могут располагаться в провесах кровли массива.

В составе интрузивов преобладают мелко-среднезернистые, реже крупнозернистые амфиболовые, амфибол-пироксеновые габбро. В краевых фациях находятся мелкозернистые амфибол-пироксеновые диориты и габбро-диориты. Отличительная особенность массивов - активная амфиболизация [Марьин, 1967]. Наблюдается преобладание минералов роговой обманки И крупных плагиоклаза. разновидностями пород наблюдаются как постепенные, так и рвущие соотношения. На контакте с кианит-андалузитовыми сланцами в мелкозернистых габброидах отчетливо проявлена директивность и рассланцевание (рис. 3.2). На удалении от контакта наблюдаются среднезернистые габбро с трещинами, выполненными более лейкократовыми разновидностями (рис. 3.3, рис. 3.4). Такой характер текстур габброидного массива может свидетельствовать о продолжении деформаций после их внедрения и становления.

Полевым наблюдениям не противоречат также и микроструктурные исследования (рис. 3.5 - рис. 3.7). В петрографических шлифах наблюдаются поздние парагенезисы роговой обманки и плагиоклаза, которые образуют длинные шлейфы (рис. 3.5 - рис. 3.7). Вдоль шлейфов происходит рекристаллизация зерен роговой обманки и грануляция минералов плагиоклаза. Результатом этого является полосчатая текстура, выраженная чередованием роговообманковых и плагиоклазовых минеральных слоев [Kruse, Stunitz, 1999]. Кристаллы пироксена превосходят остальные минералы по прочности и образуют син- или до-деформационные порфиробласты (структуры «снежного кома») (рис. 3.5). Плагиоклаз второй син-деформационной генерации кристаллизуется в трещинах растяжения пироксенового порфиробласта (рис. 3.6). Таким образом, можно предположить, что внедрение и становление базитовых расплавов происходило в сдвиговых условиях, продолжительность которых превышала длительность консолидации габброидной интрузии.

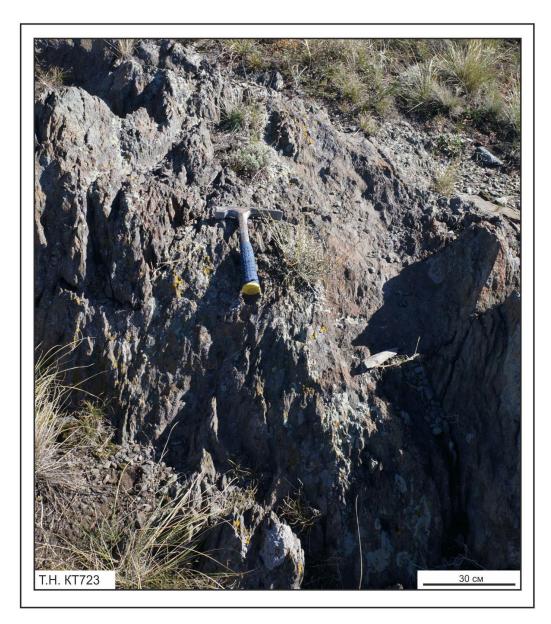


Рис. 3.2. Директивность и рассланцевание в мелкозернистых габброидах на эндоконтакте габброидного массива (Верхнеберезовский участок, обнажение КТ723).

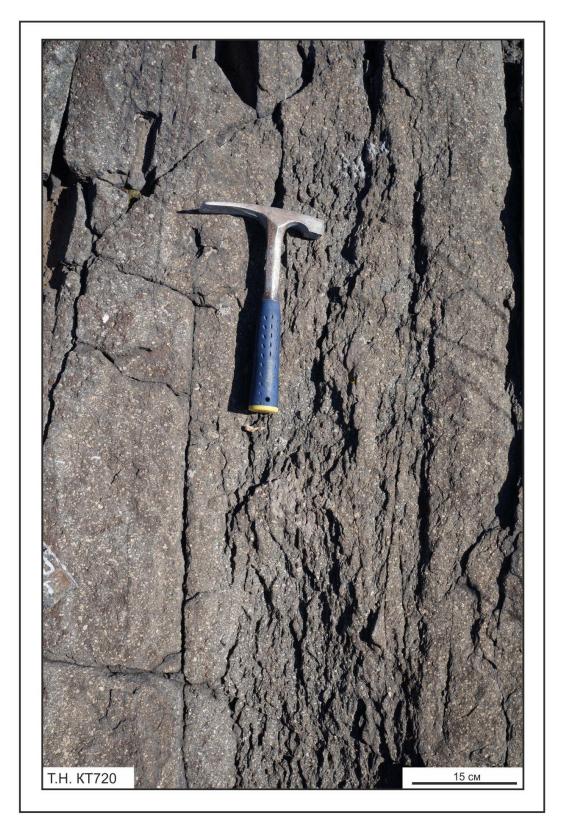


Рис. 3.3. Среднезернистые массивные габброиды с локальными зонами проявления директивности и рассланцевания, обусловленные ориентированным расположением роговой обманки (Центральная часть габброидного массива, Верхнеберезовский участок (обнажение КТ720).

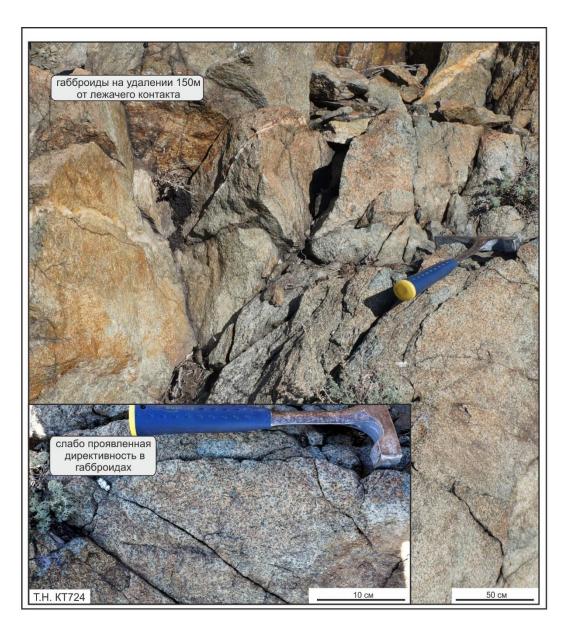


Рис. 3.4. Центральная часть габброидного массива Верхнеберезовского участка (обнажение КТ724).

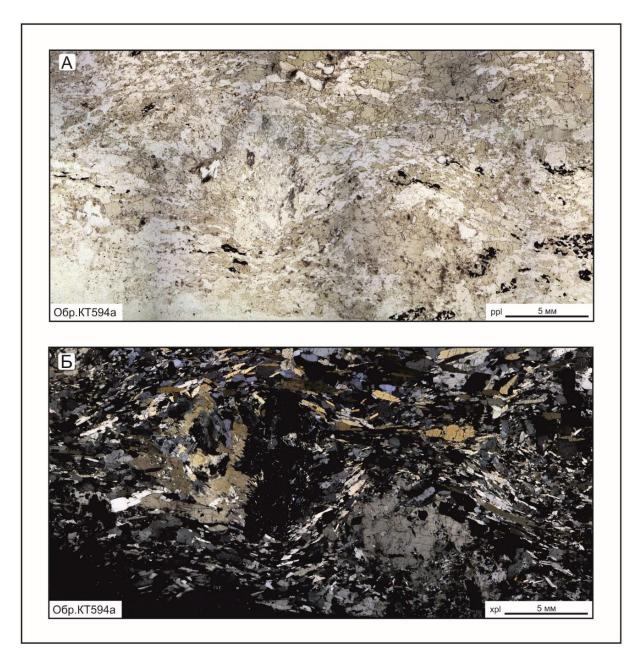


Рис. 3.5. До-/ син-деформационные порфиробласты пироксена, образующие структуры снежного кома. Габброиды из центральной части Верхнеберезовского массива, минеральная ассоциация - Cpx+Hbl+Pl. Шлиф КТ594а. А – микрофотография в проходящем свете, Б – в скрещенных николях.

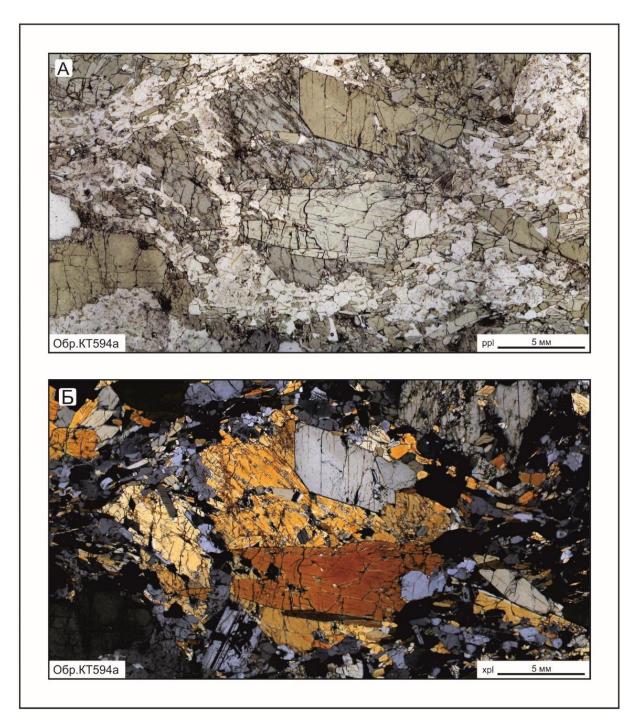


Рис. 3.6. До-деформационные порфиробласты пироксена и син-деформационный генезис плагиоклаза, приуроченного к трещинам растяжения. Габброиды из центральной части Верхнеберезовского массива, минеральная ассоциация - Cpx+Hbl+Pl. Шлиф КТ594а. А – микрофотография в проходящем свете, Б – в скрещенных николях.

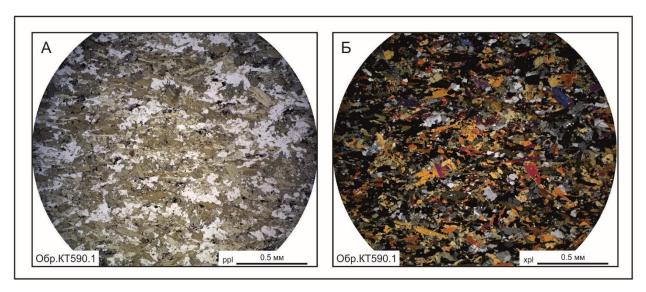


Рис. 3.7. Краевая часть габброидного массива Верхнеберезовского участка, минеральная ассоциация - Cpx+Hbl+Pl (шлиф КТ590.1, A – микрофотография в проходящем свете, Б – в скрещенных николях).

Метаморфизм пород Верхнеберезовского участка

Достаточно давно известно [Годовиков, 1983 и др.], что для метапелитов участка Верхнеберезовский характерны минеральные ассоциации, отвечающие «тройной точки» сосуществования глиноземистых минералов – кианита, андалузита и силлиманита. Однако до настоящего времени не было данных, однозначно указывающих, что существующий здесь минеральный парагенезис Ky+And+Sil отвечает нонвариантной точке, либо это неравновесная ассоциация. Кроме того, важно было определить последовательность минералообразования и максимальное количество минеральных ассоциаций, уточнить параметры метаморфических преобразований (РТ-условия, полистадийность) и их связь с деформационными процессами.

С этой целью была отобрана серия образцов, в том числе структурно ориентированных, были изготовлены и детально изучены петрографические структурно ориентированные шлифы, дальнейшем по котором был выполнен микрорентгеноспектральный (микрозонд Camebax, анализ аналитик К.Г.-М.Н. Е.Н. Нигматулина). Дополнительно информативных ДЛЯ образцов выполнен рентгенофазовый анализ (дифрактометр ДРОН-4, аналитик к.г.-м.н. Н.А. Пальчик) и ИКспектрометрия (прибор Specord 75JR, В.Н. Столповская). Полученные результаты приведены в таблице 3.1 (маргарит обнаружен только методами ИК-спектрометрии и РФА).

Ρl Kfs Sil Образец Grt Bt Ms Mrg Ky Chl And КТ590в КТ590д KT590/1 KT591a КТ591б КТ591в КТ591г KT592a КТ592б КТ592в КТ592г КТ592д KT594a КТ594б KT595 KT598a КТ598б KT582 KT587 KT706 KT707 KT708 KT709 KT710 KT711 KT716

Таблица 3.1. Минеральные ассоциации в метапелитах Верхнеберезовского участка

Образцы КТ590-КТ592 отобраны в одном и том же скальном обнажении протяженностью 40 метров, они имеют сходные ассоциации, поэтому они объединены в минеральную ассоциацию: Qz + Pl + Kfs + Grt + Bt + Ms + Mrg + Sil + Ky + And + Chl.

Вторая группа образцов (КТ594-КТ598), также сближена между собой в пространстве (170 метров) и имеют сходный между собой минеральный состав — минеральная ассоциация: Qz + Pl + Kfs + Grt + Bt + Chl.

При микроскопическом изучении шлифов можно наблюдать последовательное замещение: кианит → андалузит → силлиманит → мусковит (рис. 3.8 A, Б). Биотит кристаллизуется как в основной массе породы, так и в зонах пониженного давления и трещинах растяжения. Состав гранатов относительно стабилен и характеризуется слабой зональностью по MnO и FeO* (падение от центра к краю до вес. 3% содержания MnO и возрастание FeO*) (Приложение A, рис. 3.8, 3.9, 3.10).

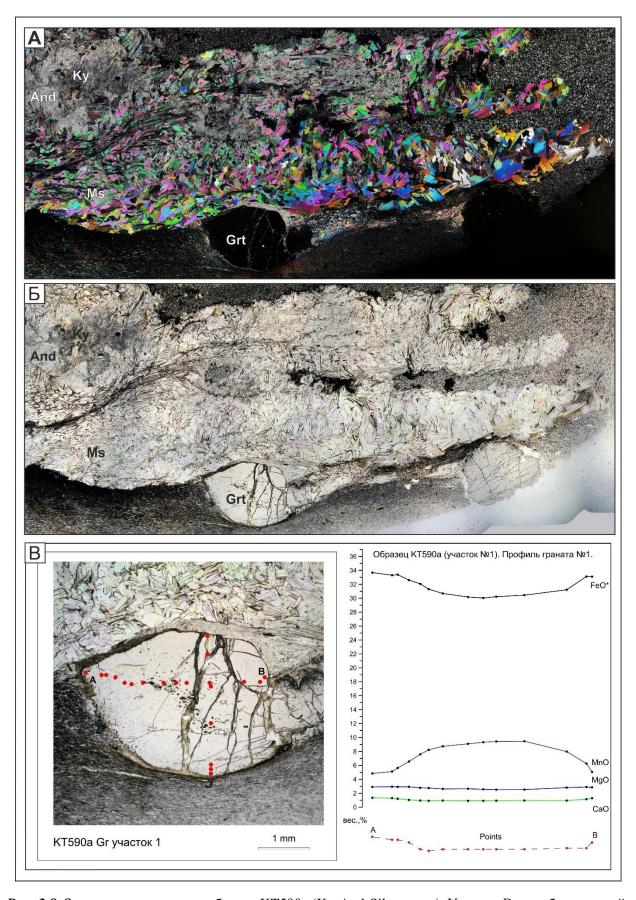


Рис. 3.8. Зональность граната в образце KT590a (Ку-And-Sil сланцы). Участок Верхнеберезовский.

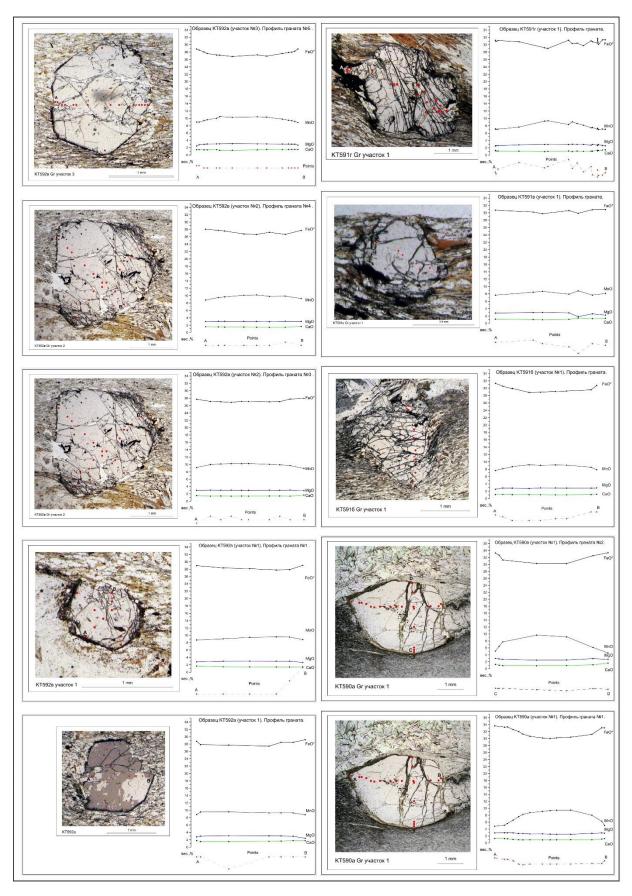


Рис. 3.9. Зональность граната в представительных образцах участка Верхнеберезовский.

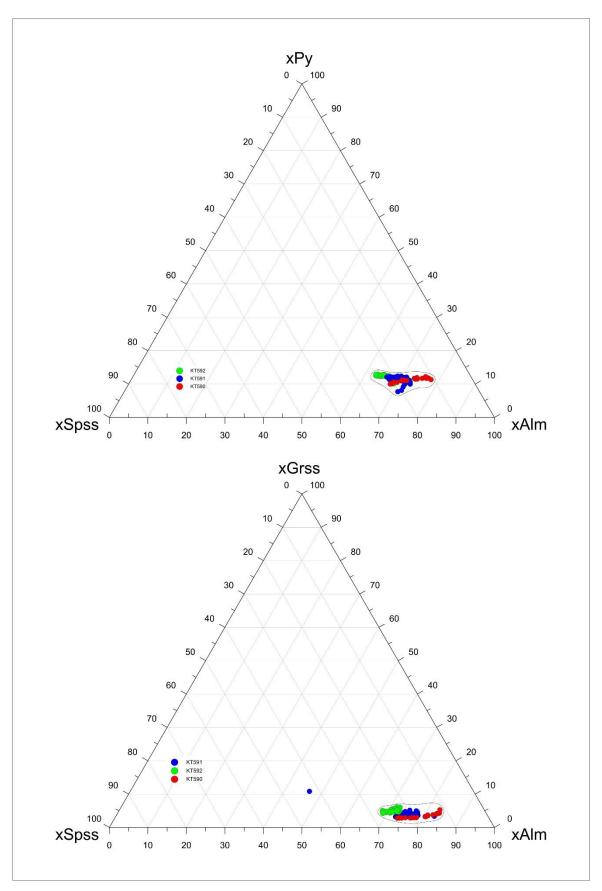


Рис. 3.10. Состав граната в представительных образцах участка Верхнеберезовский.

Таблица 3.2. Результаты расчета РТ-параметров метаморфизма (Верхнеберезовский участок)

Образец	T	Tsd	P	Psd	Cor	Выборка
Оценка РТ параметров для ранних парагенезисов						
KT5916	588	15	4.8	0.2	0.945	Выборка 5: Pl+Bt+Ms+Grt (+Qtz+And+Ky)
KT5916	589	15	4.8	0.2	0.945	Выборка 6: Pl+Bt+Ms+Grt
1110/10		15	1.0			(+Qtz <u>+</u> And+Ky) Выборка 7: Pl+Bt+Ms+Grt
KT5916	588	15	4.8	0.2	0.944	(+Qtz+And+Ky)
KT5916	579	11	4.6	0.7	0.561	Выборка 8: Pl+Bt+Ms+Grt (+Qtz+Ky+Fe-staurolite)
КТ591в	594	16	4.9	0.2	0.946	Выборка 11: Pl+Bt+Ms+Grt (+Qtz <u>+</u> And+Ky)
КТ591в	593	16	4.9	0.2	0.946	Выборка 12: Pl+Bt+Ms+Grt (+Qtz <u>+</u> And+Ky)
КТ591г	623	17	5.3	0.2	0.952	Выборка 16: Pl+Bt+Ms+Grt (<u>+</u> And+Ky)
KT592a	617	16	5.2	0.2	0.950	Выборка 19: $Pl+Bt+Ms+Grt$ ($\pm And+Ky$)
КТ592в	593	16	4.9	0.2	0.946	Выборка 20: $Pl+Bt+Ms+Grt$ ($+And+Ky$)
Xav, N=10	596		5			
Std	14		0.2			
Оценка РТ параметров для поздних парагенезисов						
KT5916	547	8	3.3	0.2	-0.194	Выборка 1: Pl+Bt+Ms+Grt (+Qtz+And+Sil)
KT5916	557	10	3.1	0.2	-0.198	Выборка 2: Pl+Bt+Ms+Grt (+Qtz+And+Sil)
КТ591б	557	11	3.2	0.2	-0.199	Выборка 3: Pl+Bt+Ms+Grt (+Qtz+And+Sil)
КТ591б	546	8	3.3	0.2	0.748	Выборка 8: Pl+Bt+Ms+Grt (+Qtz+And+Sil)
КТ591в	550	9	3.2	0.2	-0.199	Выборка 9: Pl+Bt+Ms+Grt (+Qtz+And+Sil)
КТ591в	549	10	3.3	0.2	-0.196	Выборка 10: Pl+Bt+Ms+Grt (+Qtz+And+Sil)
КТ591г	563	8	3.0	0.2	-0.198	Выборка 13: Pl+Bt+Ms+Grt (+And+Sill)
КТ591г	563	8	3.0	0.2	-0.198	Выборка 14: Pl+Bt+Ms+Grt (+And+Sill)
КТ591г	563	8	3.1	0.2	-0.200	Выборка 15: Pl+Bt+Ms+Grt (+And+Sill)
KT592a	546	11	3.3	0.2	-0.196	Выборка 17: Pl+Bt+Ms+Grt (+And+Sill)
KT592a	559	10	3.1	0.2	-0.199	Выборка 18: Pl+Bt+Ms+Grt (+And+Sill)
КТ592в	549	8	3.3	0.2	-0.199	Выборка 21: Pl+Bt+Ms+Grt (+And+Sil)
Xav, N=12	554		3			
Std	7		0.1			

Для расчета параметров метаморфизма в ПО Thermocalc (v.3.2.1) составлена 21 выборка (образцы КТ591-КТ592). Представительные результаты, представлены в таблице 3.2. и на рисунке 3.11 и в Приложении А.

Результаты расчетов показали, что минеральная ассоциация для данных образцов не является равновесной, что подтверждается и микроскопическими наблюдениями.

Первая группа (наиболее ранние ассоциации с кианитом и маргаритом) отвечает более повышенным давлениям и температурам (средние значения, N=10): T=596°±14°C, P=5.0+0.2 кбар. Такие же оценки РТ-условий метаморфизма характерны и для ставролит-кианитовых сланцев Предгорненского участка.

Вторая группа (с андалузитом и силлиманитом) имеет более умеренные параметры (средние значения, N=12): $T=554^{\circ}\pm7^{\circ}$ C, $P=3.0\pm0.1$ кбар. Низкие давления, непосредственная близость массива габброидов (500-700 метров) указывают на процессы ороговикования.

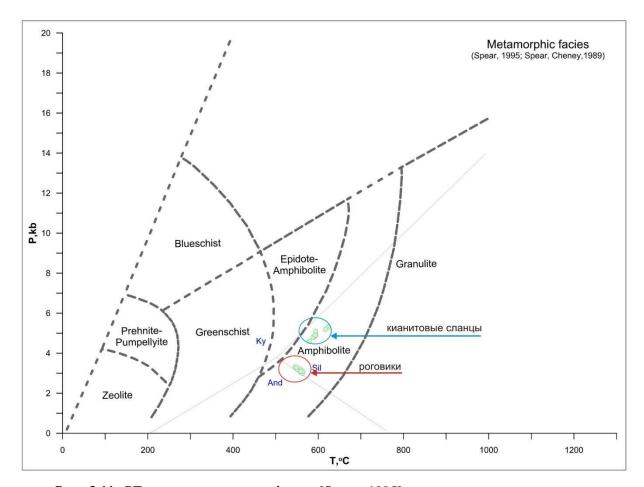


Рис. 3.11. РТ-параметры метаморфизма [Spear, 1995] андалузит-силлиманит-кианитовых сланцев Верхнеберезовского участка ПВС ИСЗ.

Структурно-кинематический анализ пород Верхнеберезовского участка

При постановке структурно-кинематических исследований в первую очередь стоял вопрос о соотношении на Верхнеберезовском участке процессов деформирования пород и полистадийности минералообразования.

С этой целью были проведено полевое детальное документирование обнажений, которое показало, что кианитовые сланцы претерпели субвертикальное тектоническое экспонирование в верхние уровни коры (уровень отложений такырской свиты).

Линейные, плоскостные структурные элементы кливажа и сланцеватости указывают на субвертикальную ориентировку транспорта материала при практически полном отсутствии субгоризонтальной сдвиговой компоненты (рис. 3.12 и рис. 3.13).

Из особенностей минералогического состава, следует отметить длиннопризматические кристаллы хиастолита, развивающиеся по кианиту и достигающие в размерах до 10-15 см (рис. 3.12). Доминирующая ориентировка кристаллов андалузита отвечает вертикальной компоненте кинематики деформаций (см. рис. 3.12). Вокруг кристаллов хиастолитов имеются реакционные каймы, которые состоят короткостолбчатого мусковита, подчеркивающие процессы на ретроградной стадии метаморфизма. Гранат ранней генерации в процессе тектонического экспонирования пород претерпел механическое разрушение и растворение (рис. 3.14).

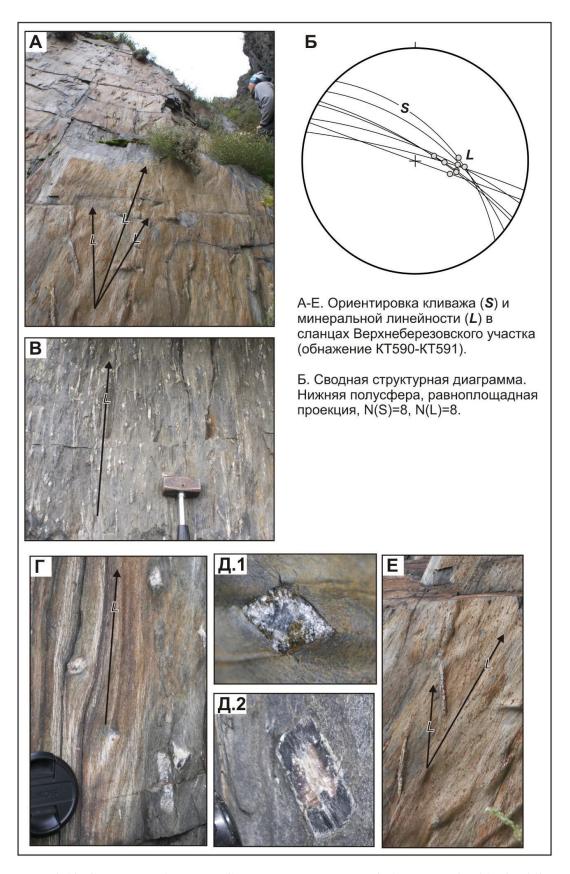


Рис. 3.12. Скальные обнажения Grt-Sil-And-Ky сланцев (обнажение КТ590, КТ591).

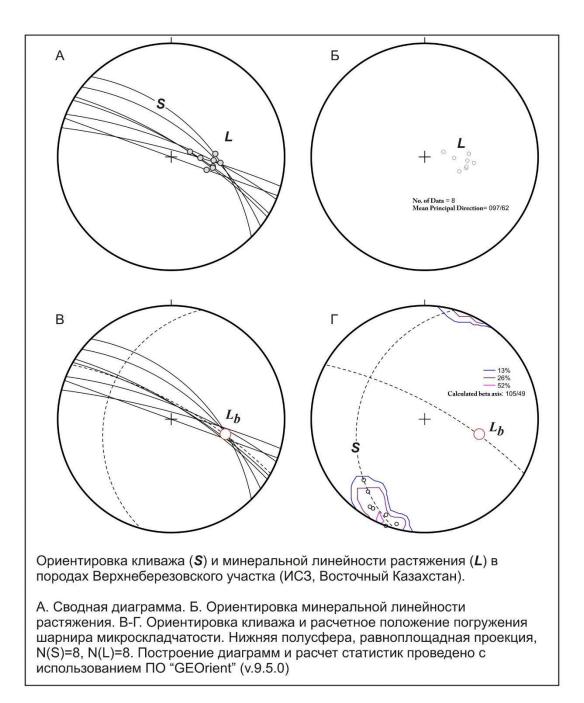


Рис. 3.13. Структурный анализ деформаций пород Верхнеберезовского участка.

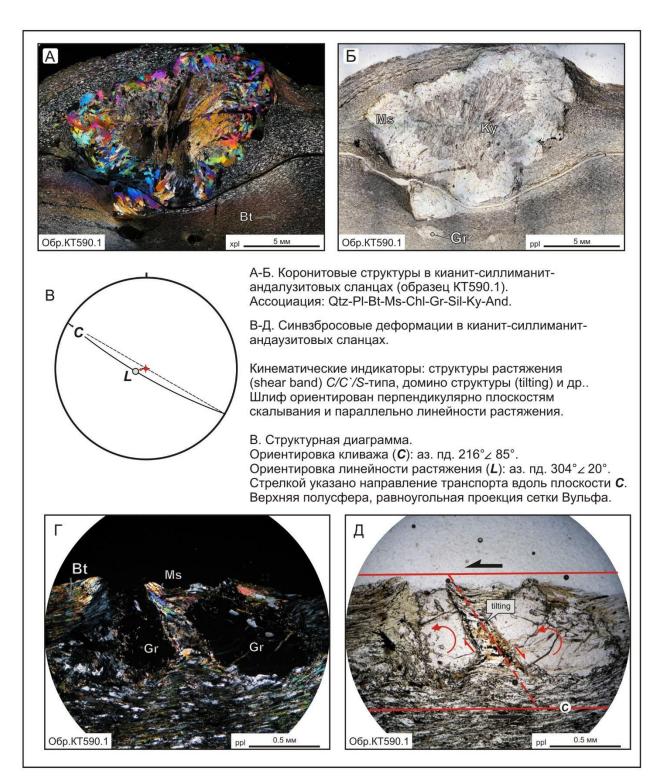


Рис. 3.14. Структурно-кинематический анализ деформаций в образце КТ590.1

Для Верхнеберезовского участка по мусковитам из кианитовых сланцев (оторочка хиастолита/кианита/силлиманита) и пегматитов методом ступенчатого отжига определен возраст закрытия K/Ar изотопной системы: 285.2 ± 3.5 (Ar/Ar, образец KT590A, мусковит, вал, рис. 3.15) и 286.5 ± 3.6 млн. лет (Ar/Ar, образец KT597, мусковит, вал, рис. 3.16). В обоих случаях он идентичен.

При интерпретации возраста необходимо иметь в виду, что в образце КТ590А мусковит развивается по андалузиту из минерального парагенезиса роговиков, а в образце КТ597 — мусковит из крупных слюдистых пакетов в пегматитах жильного типа, формирующихся в зонах тектонического растяжения. Компактное расположение габброидов прииртышского комплекса, роговиков и пегматитов в толще слабо- и неметаморфизованных отложений такырской серии позволяет говорить о синхронном синтектоническом внедрении базитов, экспонировании и последующем ороговиковании кианитовых сланцев. Верхняя возрастная граница этих событий отвечает возрастному рубежу 285 млн лет. В качестве альтернативы можно предположить, что полученные возраста отвечают более позднему прогреву пород, однако это сложно допустить, поскольку исследованные образцы и обнажения достаточно локальны и расположены среди неметаморфизованных отложений такырской свиты, но вблизи контактов с габброидами.

Полученные возрастные определения полностью укладываются в диапазон датировок, полученным ранее по бластомилонитам пара- и ортопород Иртышской сдвиговой зоны (см. раздел 1) [Травин и др., 2001].

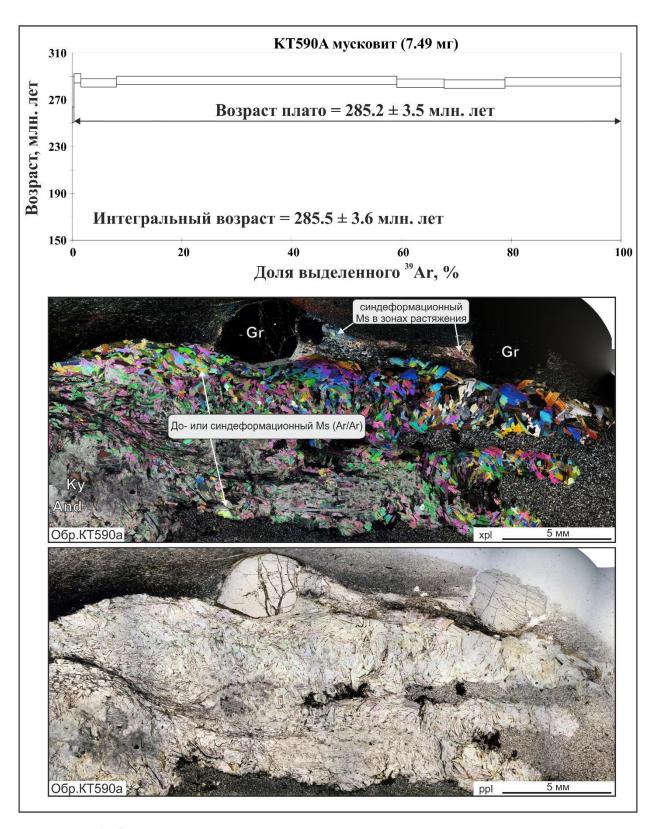


Рис. 3.15. Геохронологические исследования кианит-андалузит-силлиманитовых сланцев Верхнеберезовского участка ПВС ИСЗ (Восточный Казахстан).

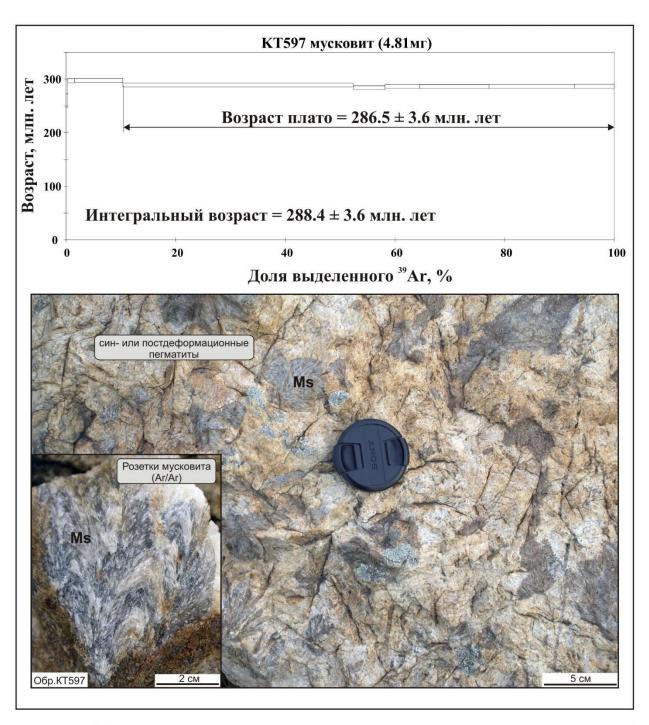


Рис. 3.16. Геохронологические исследования пегматитов Верхнеберезовского участка ПВС ИСЗ (Восточный Казахстан).

Выводы

Изучение метаморфических пород Верхнеберезовского участка позволяет сделать следующие выводы.

- Ky-And-Sil ассоциации в породах Верхнеберезовского участка не являются равновесными и отражают процессы полиметаморфизма.
- Существуют ранние парагенезисы Grt-Ky-St(?)-Bt-Mrg с параметрами метаморфизма $T=582\text{-}610^{0}$ С и P=5 кбар и поздние парагенезисы Grt-And-Sil-Ms-Bt с параметрами $T=547\text{-}561^{0}$ С и P=3-3.5 кбар.
- Ранние Grt-Ky-St(?)-Вt ассоциации относятся к парагенезисам высокометаморфизованных ставролит-кианитовых сланцев, тогда как поздние Grt-And-Sil-Ms-Вt типа отвечают роговикам по кианит-ставролитовым сланцам в экзоконтакте габброидов Верхнеберезовского массива.
- Субвертикальная кинематика деформаций указывает на процессы тектонического экспонирования кианитовых сланцев. Скорее всего, с этим же тектоническим эпизодом связано и внедрение габброидов.
- По данным проведенных изотопных исследований возраст ороговикования пород, а значит выведение на современный эрозионный срез кианит-андалузитовых сланцев не превышал рубежа 285.2+3.5 млн лет.

3.2. Предгорненский участок

Происхождение ставролит-кианитовых сланцев Иртышской В пределах тектонической зоны остается дискуссионным до настоящего времени. Одним из наиболее информативных в этом плане объектом является блок (пластина) ставролит-кианитовых сланцев Предгорненского участка. Уникальность данного объекта отмечалась большинством исследователей [Нехорошев, 1939; Хорева, 1963; Васильева, 1963; Ермолов, 1980, 1984, 2013; Владимиров, 1987, 1990 и др.]. Ключевым моментом в геологическом строении Предгорненского участка Иртышской зоны является наличие «постепенного» перехода от ставролит-кианитовых сланцев к слабо- и неметаморфизованным милонитам. Формально его можно отнеси к зональному комплексу барровианского типа.

В данном разделе представлены результаты комплексных исследований пород Предгорненского участка с позиции не только методов метаморфической петрологии, но и структурно-кинематического анализа. Это позволило провести точную границу между ставролит-кианитовыми сланцами и вмещающими бластомилониты, уточнить параметры метаморфизма зеленосланцевого комплекса, а также структурно-кинематические характеристики деформаций непосредственно в осевой зоне ИЗС. Особо подчеркнем, что именно бластомилониты зеленосланцевого комплекса отражают в чистом виде термодеформационные процессы Иртышской сдвиговой зоны, которые происходили в верхних уровнях коры, а сейчас представлены нам на современном эрозионном срезе.

Предгорненский участок расположен на склоне сопки Круглая, полого снижающегося в направлении поселка Верхнеберезовский в 3 км западнее поселка Предгорное. В геологическом плане участок исследования представляет собой разрез, пересекающий северо-восточную границу Предгорненской пластины метаморфических пород высокобарического комплекса (по [Ермолов, 1980, 1984, 2013]).

Габброиды Предгорненского участка

В ходе картировочных работ Предгорненского участка установлены цепочки небольших габброидных тел, которые приурочены к разломам северо-западного простирания. По петрографическому и петрогеохимическому составу они относятся к габброидам прииртышской серии (C_I) (см. главу 5 и 6). Однако, их особенность заключается в том, что они располагаются в осевой части ИСЗ и, как следствие, сильно амфиболизированны и милонитизированны (рис. 3.19).

В составе интрузивов преобладают мелко-среднезернистые, реже крупнозернистые амфибол-пироксеновые габбро. Краевые фации представлены лейкократовыми

мелкозернистыми габброидами (рис 3.17, рис. 3.18). Структурно-кинематический анализ деформаций свидетельствует об их внедрении в сдвиговых условиях (рис. 3.19).



Рис. 3.17 Характер деформаций в центральной части габброидных массивов (Т.Н. КТ704)

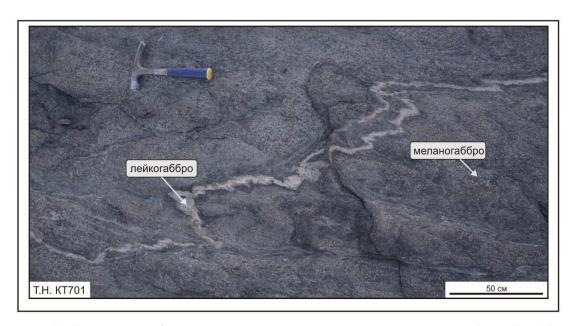


Рис. 3.18 Характер деформаций в краевой части габброидных массивов (Т.Н. КТ701)

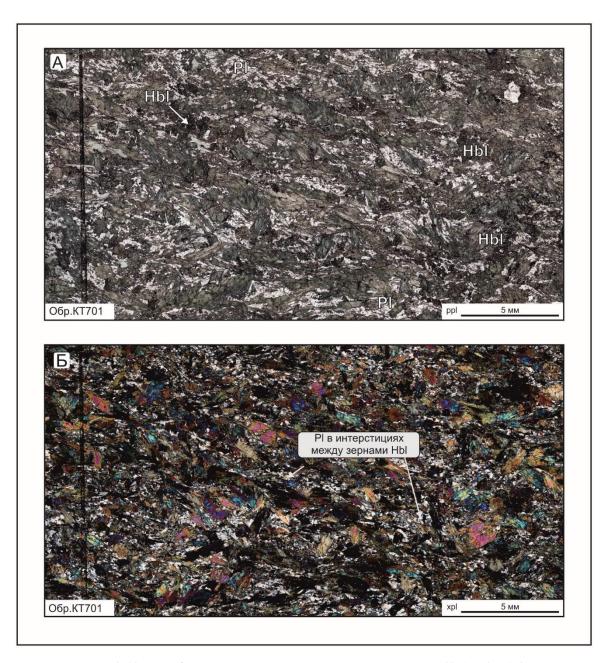


Рис. 3.19. Шлиф из краевой части габброидного массива (Обр. КТ701)

Метаморфизм пород Предгорненского участка

Высокометаморфизованные породы Иртышской зоны смятия, представляют собой тектонические блоки и пластины, которые заключены в матрикс из бластомилонитов и милонитов фации зеленых сланцев. Преимущественно это хлоритовые и хлоритактинолитовые сланцы – Pl-Act-Ep, Qz-Pl-Act-Ms, Qz-Pl-Act-Bt-Chl, Qz-Pl-Chl, Qz-Pl-Ms) (рис. 3.20) [Владимиров, 1990]. Породы зеленосланцевого комплекса северо-восточнее Предгорненской пластины также представлены актинолитовыми и хлорит-мусковитовыми сланцами. Наличие ассоциаций хлорита с мусковитом, мусковита с биотитом говорит о средних и высокотемпературных ступенях зеленосланцевой фации. Парагенезисы с гранатом Qtz-Ab-Chl-Ms-Grt встречаются только в породах из приконтактовой с силлиманитовыми гнейсами зоны, что дополняет существующую картину «постепенности» переходов от неметаморфизованных пород к гнейсам амфиболитовой фации метаморфизма. [Владимиров, 1990]. Появление мнимой зональности связано с тем, что после тектонического совмещения разнородных по уровню метаморфизма толщ повторный термальный прогрев привел к диафторезу высокобарических комплексов и проградному метаморфизму зеленосланцевого [Владимиров, 1990; Савинский, 2013], что хорошо согласуется с данными о существовании как минимум двух термальных этапов в эволюции Иртышской сдвиговой зоны [Травин и др., 2001].

Для идентификации границы между двумя метаморфическими комплексами, уточнения параметров их метаморфизма, корреляции деформационных процессов и метаморфогенного минералообразования вдоль разреза было отобрано более 30 ориентированных образцов. Длина разреза в крест простирания ИСЗ составила 500 м. Для представительных образцов (КТЗ5, КТ42, КТ43, КТ47, КТ52 и КТ55) был проведен микрорентгеноспектральный анализ состава минералов (Grt, Bt, Ms, Chl, St и др.) и рассчитаны параметры метаморфизма (см. Приложение Б) (ПО Thermocalc v3.2.1) (рис. 3.21).

Вдоль всего профиля был уточнен минералогический состав (таблица 3.3) и выделены три типа минеральных ассоциаций: Qz+Pl+Bt+Ms+Chl+Grt+St+Sil+Ky, Qz+Pl+Bt+Ms+Grt+Chl, Qz+Pl+Chl+Ms. При переходе из зоны бластомилонитов, отвечающих ассоциации Qz+Pl+Bt+Ms+Chl+Grt+St+Sil+Ky, в зону слабометаморфизованных пород (Qz+Pl+Chl+Ms), отмечено последовательное исчезновение крупных порфиробласт Ky, St, исчезает Sil, появляется Grt второй генерации.

Таблица 3.3. Минеральные ассоциации в метапелитах Предгорненского участка

Образец	L,m	H,m	Pl	Kfs	Grt	Bt	Ms	Sil	Ky	St	Chl
KT035*	8	482				8					-
KT738	10	485			-						{
KT042*	164	476						9			1 1
KT040	175	475									
N47	175	475									-
KT039	190	473									
KT038	198	472									\vdash
KT037	206	471									-
KT036	220	469			-						-
KT043*	226	468									
KT046	236	464									-
KT044	248	464									
KT048	254	458									\vdash
KT045	268	460									-
KT047*	274	456									\vdash
KT049	276	453									
KT051	289	447					_				
KT050	290	450									\vdash
KT052*	316	442									
KT056	326	435			-		-				
KT692	326	435									
KT053	331	440									
KT054	350	434									
KT055*	360	433									

L - Расстояние от центра ставролит-кианитовой пластины на северо-восток

Н - абсолютная высота отбора образцов

^{* -} образцы для которых проведены микрозондовые исследования

В таблице 3.4 (рис. 3.27) приведены результаты расчета параметров метаморфизма вдоль разреза (отдельно для составов граната из центральной и краевой частей зерен).

Установлено, что в направлении к зеленосланцевому комплексу происходит не уменьшение температур и давлений, а их возрастание, а потом скачкообразное падение при переходе тектонической границы (~ КТ47-КТ49) (рис. 3.21):

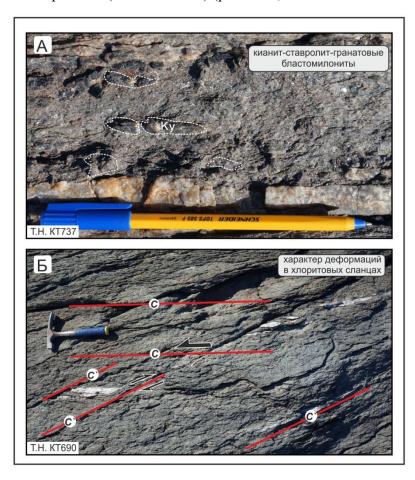


Рис. 3.20. Разрез Предгорненского участка. (А) Гранат-ставролит-кианитовые сланцы Предгорненского блока (обнажение КТ737); (Б) Обрамление глиноземистых сланцев -хлорит-мусковитовые сланцы зеленосланцевого комплекса ИС3.

Следует отметить, что пиковые параметры метаморфизма отвечают таковым, рассчитанным для зерен граната, «законсервированного» внутри кристалла кианита (образец КТ43, рис. 3.22).

Для гранатов пород участка Предгорненский характерен сложный или «нарушенный» тип зональности, отражающий его полистадийный рост (рис. 3.23-3.26). Как правило, это выражается в различиях центральной и краевой частей граната. Центральные части гранатов зональны (рис. 3.23-3.26), содержат многочисленные

включения, иногда распределенные по спирали, что указывает на их синкинематический рост (рис. 3.24). Краевые части таких гранатов однородны, в них отсутствуют или существенно меньше включений (рис. 3.23-3.26).

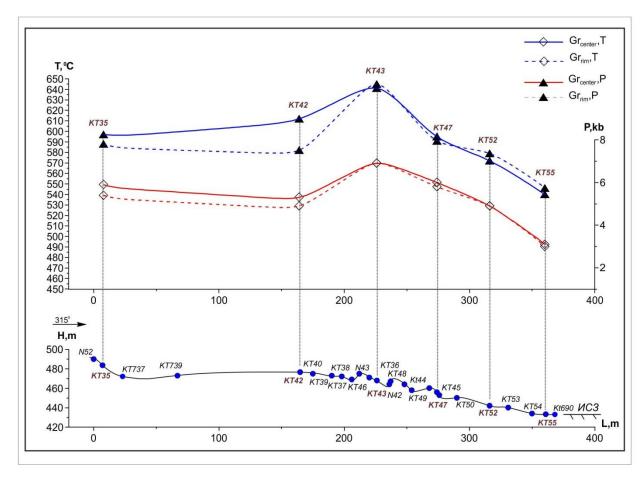


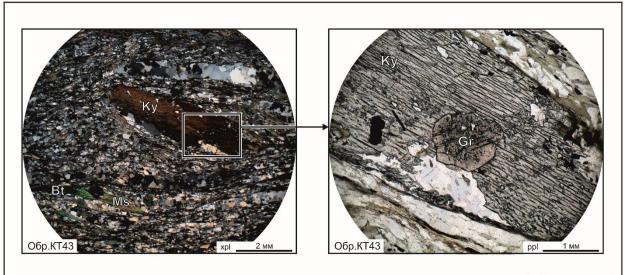
Рис. 3.21. Разрез Предгорненский, значение температур и давлений по направлению от высокометаморфизованных сланцев к низкотемпературным милонитам ИЗС.

Таблица 3.4. Результаты расчета РТ-параметров метаморфизма (Предгорненский участок)

	Образец КТ035										
N	Участок	T	Tsd	P	Psd	Cor	Выборка				
1	1	594	18	5,7	0,4	0,969	Qtz- Pl - Bt - Ms - $Grtt (+Ky+Sil)$				
2	1	578	24	4,9	1,1	0,906	Qtz- Pl - Bt - Ms - $Grt (+Sil)$				
3	2	602	18	5,9	0,4	0,970	Qtz- Pl - Bt - Ms - $Grt(+Ky+Sil)$				
4	2	583	24	4,8	1,0	0,904	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt (+Sil)				
5	3	581	29	5,3	1,1	0,776	Qtz- Pl - Bt - Ms - $Grt(+Ky+Sil)$				
6	3	579	29	5,0	1,1	0,777	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt (+Sil)				
7	4	611	21	6,9	1,0	0,788	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt-Ky				
8	4	613	21	7,0	1,0	0,786	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt-Ky				
	Xav, N=8	593		6							
	Std	14		1							
Образец КТ042											
N	Участок	T	Tsd	P	Psd	Cor	Выборка				
9	3	616	30	5,7	1,8	0,744	Qtz- Pl - Ms - Chl - $Grt (+Bt+Ky)$				
10	3	614	28	5,3	1,6	0,756	Qtz- Pl - Ms - Chl - $Grt (+Bt)$				
11	3	572	30	4,9	1,5	0,590	Qtz-Pl-Ms-Chl-Grt (без Вt, Ку)				
12	4	610	29	5,1	1,7	0,764	Qtz- Pl - Ms - Chl - Grt + Bt (+ Ky)				
13	4	580	25	5,0	1,3	0,633	Qtz-Pl-Ms-Chl-Grt (без Вt, Ку)				
							11. 4 /				
14	6	607	34	4,8	2,0	0,782	Qtz- Pl - Ms - Chl - Grt (+ Bt + Ky)				
	6	607 574	34 31	4,8 4,7	2,0 1,6	0,782 0,641	• /				
14						· '	Qtz-Pl-Ms-Chl-Grt (+Bt+Ky) Qtz-Pl-Ms-Chl-Grt (+Bt+Ky) Qtz-Pl-Ms-Chl-Grt (6e3 Bt,				
14 15	6	574	31	4,7	1,6	0,641	Qtz-Pl-Ms-Chl-Grt (+Bt+Ky) $Qtz-Pl-Ms-Chl-Grt (+Bt+Ky)$				

Образец КТ043									
N	Участок	T	Tsd	P	Psd	Cor	Выборка		
17	3	638	47	5,3	2,3	0,765	Qtz- Pl - Bt - Ms - Grt + St (+ Ky)		
18	3	639	43	5,2	2,1	0,757	Qtz- Pl - Bt - Ms - Grt + St (+ Ky)		
19	4	669	42	8,0	1,8	0,776	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St		
20	4	667	37	7,6	1,6	0,775	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St		
21	4	609	33	6,2	1,8	0,715	Qtz- Pl - Bt - Ms - Grt + St (+ Ky)		
22	4	609	30	5,9	1,7	0,710	Qtz- Pl - Bt - Ms - Grt + St (+ Ky)		
23	5	622	32	6,7	1,3	0,800	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St		
24	5	656	43	7,7	1,7	0,818	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St		
25	6	656	43	7,7	1,7	0,818	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St		
26	6	656	42	7,6	1,7	0,817	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St		
27	7	635	38	7,3	1,5	0,808	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St		
28	7	632	35	7,1	1,4	0,808	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St		
29	8	650	40	6,9	1,6	0,808	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St		
30	8	648	39	6,7	1,6	0,809	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St		
	Xav, N=14	642		7					
	Std	19		1					
Образец КТ047									
N	Участок	T	Tsd	P	Psd	Cor	Выборка		
31	2	589	13	6,1	0,8	0,676	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St+Chl		
32	2	580	13	5,8	0,8	0,684	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St+Chl		
33	3	607	21	5,9	1,2	0,689	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St+Chl		
34	3	606	19	5,6	1,1	0,697	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St+Chl		
35	11	592	13	6,0	0,8	0,676	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St+Chl		
36	11	592	13	5,9	0,8	0,677	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St+Chl		
37	13	593	13	6,1	0,8	0,677	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St+Chl		
38	13	592	13	5,9	0,8	0,681	<i>Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St+Chl</i>		
39	14	593	13	6,1	0,8	0,674	<i>Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St+Chl</i>		
40	14	586	13	5,6	0,8	0,696	<i>Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+St+Chl</i>		
	Xav, N=10	593		6					
	Std	8		0					
				Обр	азец К	Γ052			
N	Участок	T	Tsd	P	Psd	Cor	Выборка		
41	1	571	16	4,9	0,8	0,633	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+Chl+St		
42	1	581	16	5,0	0,8	0,627	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+Chl+St		
43	3	572	17	4,9	0,9	0,642	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+Chl+St		
44	3	577	17	4,9	0,9	0,640	Qtz- Pl - Bt - Ms - Grt + Chl + St		
	Xav, N=4	575		5					
	Std	4		0					

	Образец КТ055									
N	Участок	T	Tsd	P	Psd	Cor	Выборка			
45	1	544	34	3,5	1,6	0,654	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+Chl			
46	1	544	33	3,4	1,6	0,659	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+Chl			
47	2	549	30	3,5	1,5	0,660	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+Chl			
48	2	545	30	3,5	1,5	0,660	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+Chl			
49	5	543	52	2,3	2,4	0,730	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+Chl			
50	5	545	52	2,4	2,4	0,730	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+Chl			
51	6	521	46	2,9	2,1	0,678	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+Chl			
52	6	546	41	2,9	2,0	0,689	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+Chl			
53	7	540	49	3,2	2,3	0,654	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+Chl			
54	7	548	46	2,8	2,2	0,694	Qtz-Pl-Bt-Ms-Grt+Chl			
	Xav, N=10	543		3						
	Std	8		0						



Гранат, законсервированный в кристалле кианита в ставролит-кианитовых сланцах (образец КТ43). Шлиф ориентирован перпендикулярно плоскостям скалывания и параллельно линейности растяжения. Accoциация: Qtz-Pl-Bt-Ms-Chl-Gr-St-Ky-Turm.

Рис. 3.22. Минеральная ассоциация метаморфизма Gr-St-Ky типа.

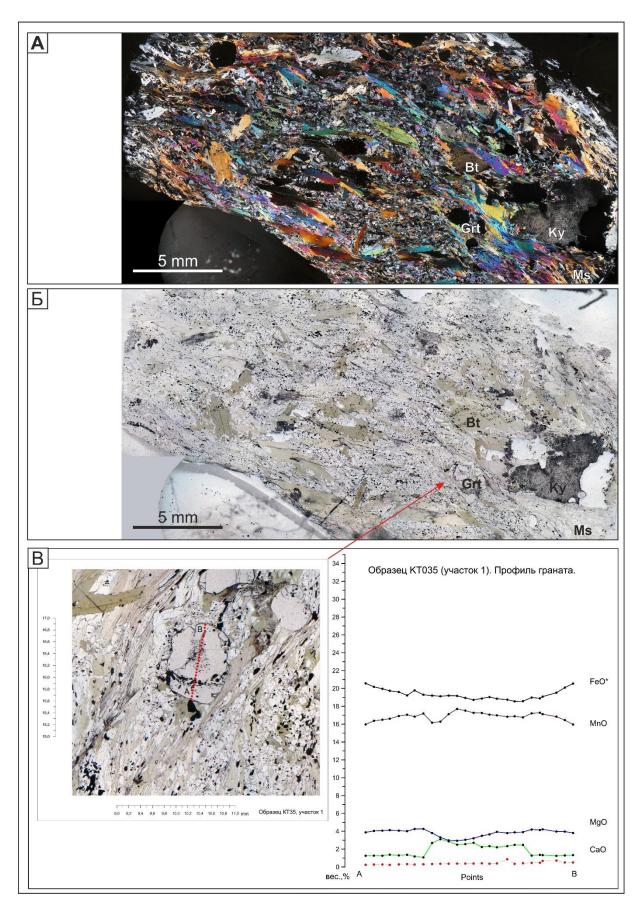


Рис. 3.23. Зональность граната в образце КТ035 (Ку сланец). Участок Предгорненский.

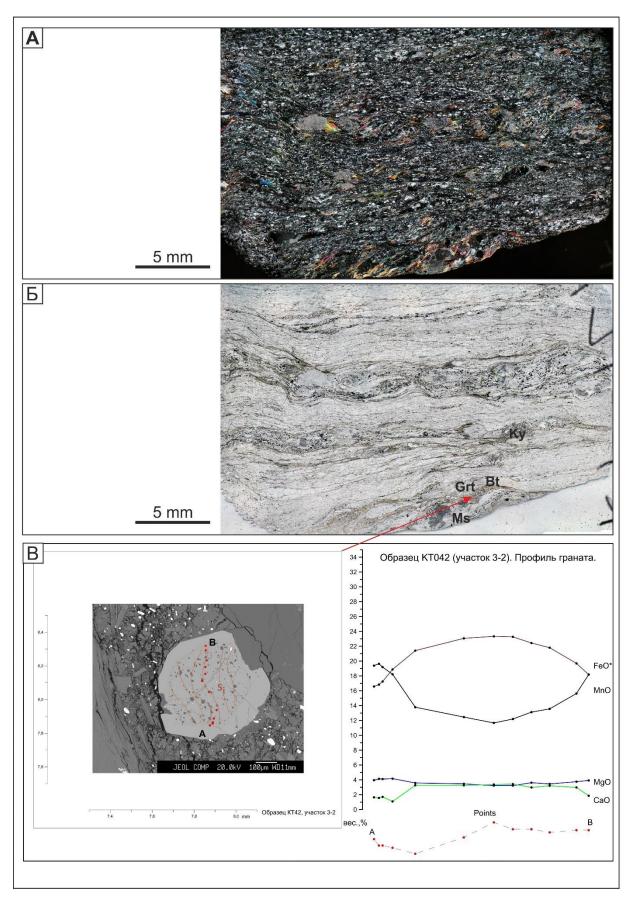


Рис. 3.24. Зональность граната в образце КТ042 (Ку сланец). Участок Предгорненский.

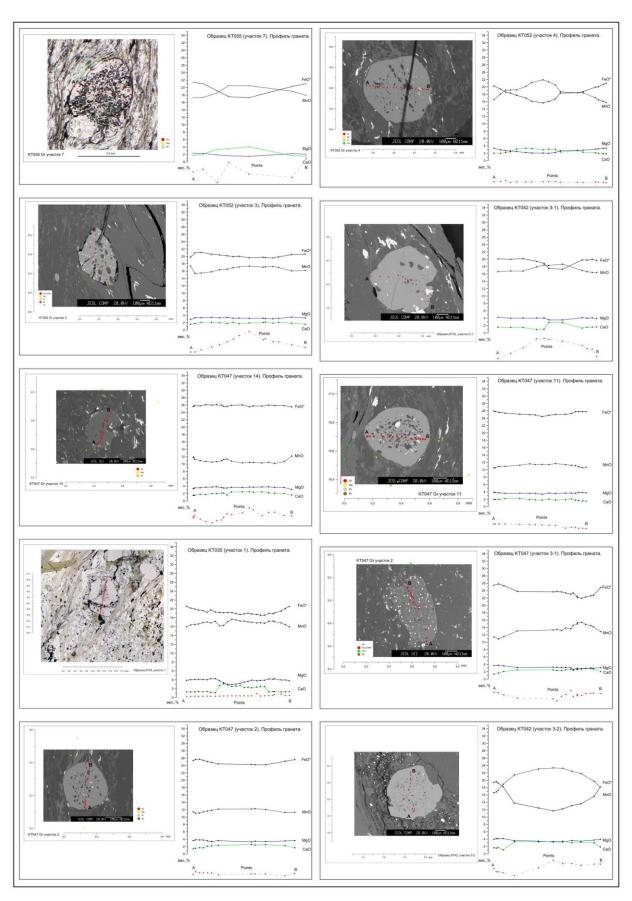


Рис. 3.25. Зональность граната в представительных образцах участка Предгорненский.

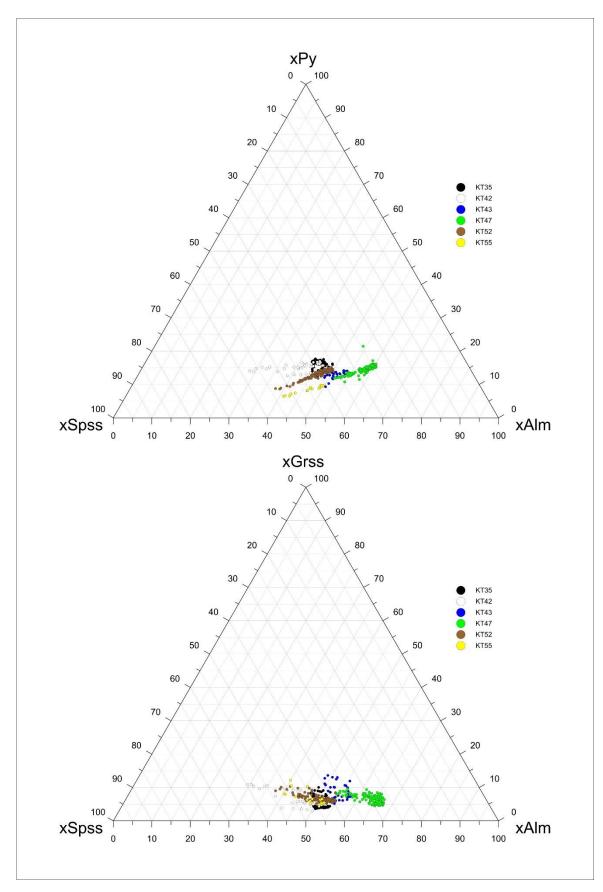


Рис. 3.26. Состав граната в представительных образцах участка Предгорненский.

Проведенные оценки средних температур и давлений (ПО Thermocalc v3.2.1), показали, что РТ-параметры метаморфизма кианитовых сланцев укладываются в диапазон по температуре от 571°C до 669°C и по давлению от 5.9 до 8 кбар (таблица 3.4).

Выяснилось, что несмотря на то, что РТ-параметры метаморфизма зеленых сланцев существенно ниже, чем в кианитовых сланцах – 544°C-548°C и 2.3-3.5 кбар – их вряд ли можно отнести в область зеленосланцевого метаморфизма (рис. 3.22, таблица 3.4, см обр. КТ055). В тоже время, их совпадение с результатов Верхнеберезовского участка позволяет говорить о процессах локального прогрева (ороговикования) на границе толщ различной компетенции.

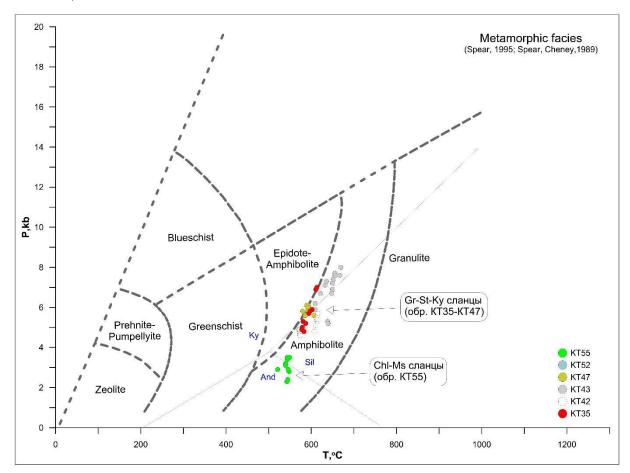


Рис. 3.27. РТ-параметры метаморфизма [Spear, 1995] опорного разреза Предгорненского участка Предгорненско-Верхнеберезовского сегмента ИСЗ.

Структурно-кинематический анализ пород Предгорненского участка

При постановке структурно-кинематических исследований в бластомилонитах Предгорненского участка необходимо было получить статистически обоснованные данные, позволяющие говорить об «иртышском» стиле деформаций. Он проявлен как в высокотемпературных (инородных) блоках, так и во вмещающем их матриксе.

Большинство образцов ставролит-кианитовых и хлоритовых сланцев характеризуются монотонным залеганием и сходным типом деформаций — это вязко- и хрупкопластичные деформации с левосторонней кинематикой (рис. 3.28 - 3.33). На это указывают отчетливо проявленные кинематические индикаторы — структуры растяжения С/С'/S и С/S типа, слюдяные рыбки, домино-структуры. Доминируют деформации с левосторонней кинематикой. Отдельные отклонения с правосторонней кинематикой носят локальный характер, что связано с макроструктурами типа домино (tilting) вдоль тектонической границы ставролит кианитовых и хлоритовых сланцев (рис. 3.28, 3.34).

Структурные наблюдения показывают преобладание «иртышского» стиля деформаций (рис. 3.35), индикаторам левосторонних сдвигов могут служить доминоструктуры поздних кварц-турмалиновых жил (рис. 3.36)

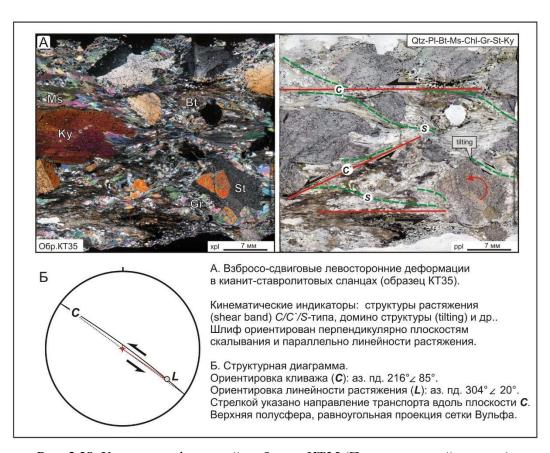


Рис. 3.28. Характер деформаций в образце КТ35 (Предгорненский участок).

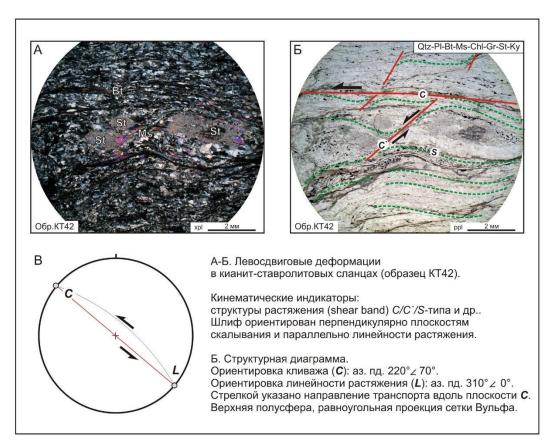


Рис. 3.29. Характер деформаций в образце КТ42 (Предгорненский участок).

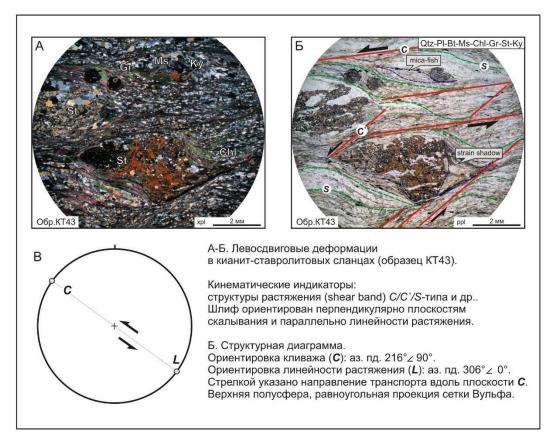


Рис. 3.30. Характер деформаций в образце КТ43 (Предгорненский участок).

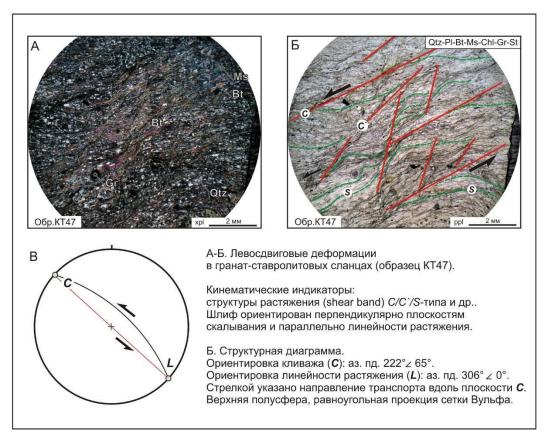


Рис. 3.30. Характер деформаций в образце КТ47 (Предгорненский участок).

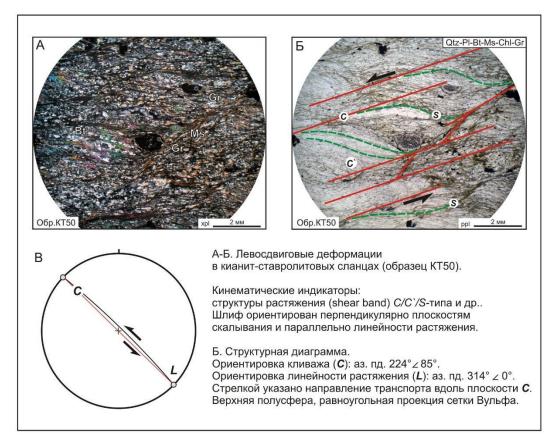


Рис. 3.32. Характер деформаций в образце КТ50 (Предгорненский участок).

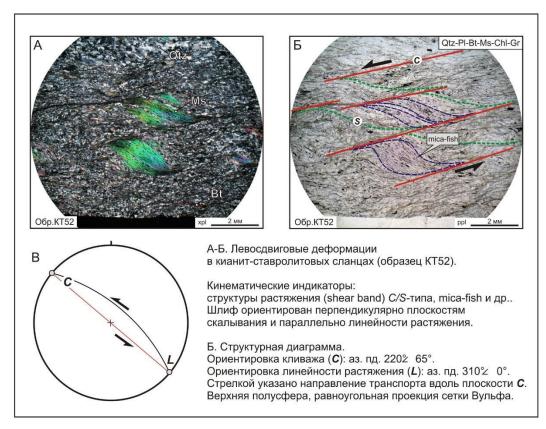


Рис. 3.33. Характер деформаций в образце КТ52 (Предгорненский участок).

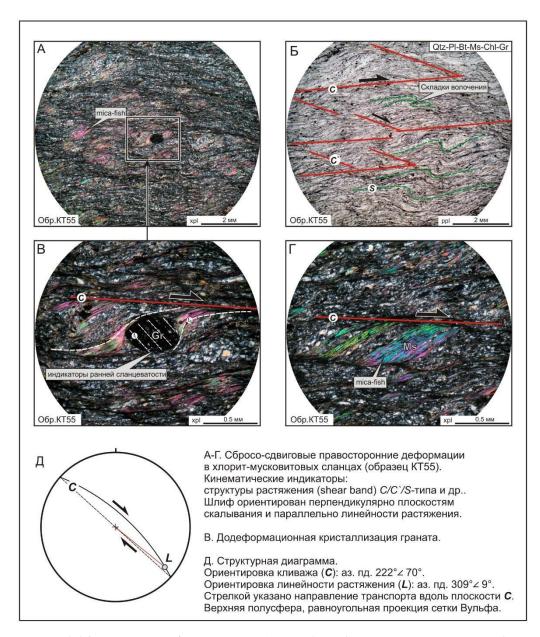


Рис. 3.34. Характер деформаций в образце КТ55 (Предгорненский участок).

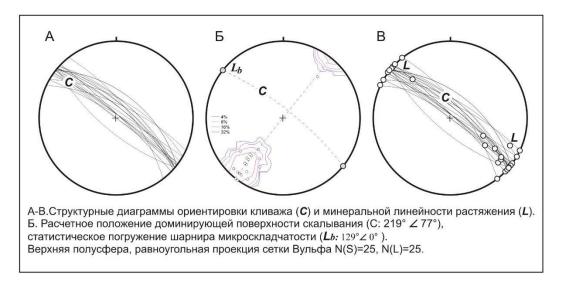


Рис. 3.35. Структурный анализ деформаций пород Предгорненского участка.

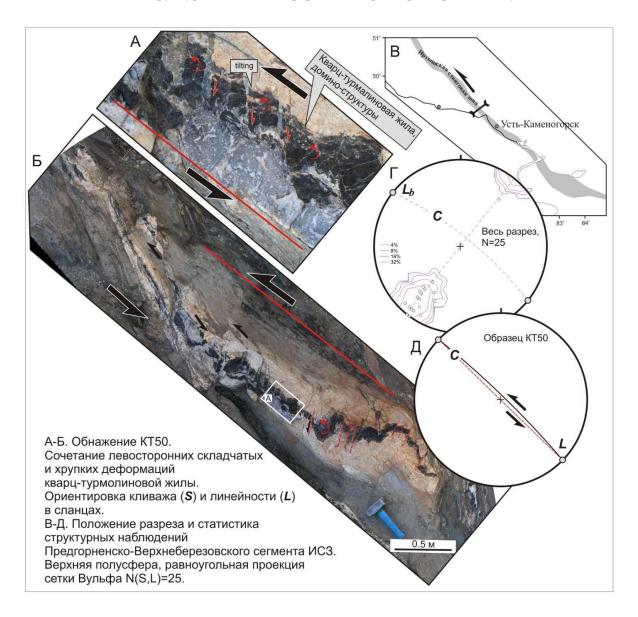


Рис. 3.36. Структурный анализ деформаций пород Предгорненского участка.

Выводы

Изучение метаморфических пород Предгорненского участка позволяет сделать следующие выводы.

- Сдвиговые деформации ИЗС в пределах Предгорненского участка отвечают левосторонней кинематике. Одиночные индикаторы деформаций с правосторонней кинематикой приурочены к границе Grt-St-Ky и Chl-Ms сланцев, где могут проявиться элементы домино-структур.
- Опираясь на оценки параметров метаморфизма и микроструктурный анализ, установлено положение и подтвержден тектонический характер контакта Gr-St-Ky и Chl-Ms сланцев, являющейся одновременно границей Предгорненского блока и бластомилонитов Иртышской сдвиговой зоны.
- При переходе от Grt-St-Ky к Chl-Ms сланцам происходит скачкообразное изменение параметров метаморфизма. В направлении к границе Grt-St-Ky блока температура остается статистически однородной (от 550 до 650 градусов), тогда как давление возрастает до 8 кбар. В Chl-Ms бластомилонитах температура метаморфизма несколько ниже (T=500-550°C), а давление менее 4 кбар.
- Полученные ранее оценки возраста метаморфизма 280 и 260 млн. лет (теплового прогрева бластомилонитов ИСЗ) [Травин и др., 2001] отвечают возрасту реактивации тектонической зоны, но не возрасту метаморфизма Gr-St-Ку сланцев, что предполагалось и ранее, но не было доказано.

Совокупность полученных геологических данных по Верхнеберезовско-Предгорненскому сегменту ИЗС позволило сформулировать первое защищаемое положение: «Ставролит-кианитовые сланцы северо-западной части Иртышской зоны смятия претерпели субвертикальное тектоническое экспонирование и наложенный метаморфизм в гипабиссальных условиях. Поздний этап метаморфизма (290-280 млн лет) относится к андалузит-силлиманитовому типу. Он генетически связан с базитовым магматизмом прииртышской серии и представлен продуктами ороговикования как ставролит-кианитовых сланцев, так и отложений такырской серии и кыстав-курчумской свиты.»

ГЛАВА 4. ЧЕЧЕКСКАЯ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВАЯ СТРУКТУРА

Высокометаморфизованные породы Чечекского сегмента слагают гранитогнейсовую структуру в одноименном блоке ИЗС, ограниченном с севера – Иртышско-Маркакульским, с юга – Калба-Нарымским разломами (рис. 4.1).

Это уникальная куполовидная структура, заключенная по периферии серповидным телом габброидов Суровского массива. Последний, судя по геофизическим данным и бурению [Марьин, 1981; Юрченков, 1981], представляет собой лополит, южные контакты которого погружаются на север с углами 40-500, а восточный и западный контакты – полого на восток. Мощность чашеобразного габброидного тела на севере оценивается в 450 м.

Чечекский блок непосредственно примыкает к Калба-Нарымскому разлому (рис. 4.1) и находится, на первый взгляд, «в стороне» от зоны интенсивных тектонических движений вдоль Иртышско-Маркакульского разлома. Это не случайно, поскольку допустить сохранность такой крупной структуры в зонах полистадийной милонитизации было бы сложно.

Следующим важным моментом, делающим данный объект уникальным, касается происхождения крупных масс гнейсогранитов на гипабиссальном уровне глубинности, а также тепловых источников и тектонических обстановок гранитообразования [Савинский, 2015].

4.1. Геологическое строение Чечекской структуры

Чечекский блок имеет неправильную форму (14*7 км). Он вытянут в юго-восточном направлении вдоль простирания ИЗС (рис.4.1). Практически по всему периметру за исключением северо-западной и западной части Чечекскую структуру облекает сложно построенный Суровский габброидный массив (прииртышский комплекс (?) по [Кузебный и др., 1979]). С юга и юго-запада от Суровского массива залегают углистые алевролиты и песчаники такырской серии (D₃-C₁tkr), которые отделены от габброидов по разрывным нарушениям, либо их контакты перекрыты четвертичными отложениями. С севера метаосадочные породы представлены карбонатизированными алевролитами и песчаниками кыстав-курчумской свиты (D₂gvks). Милониты и бластомилониты Иртышской сдвиговой зоны расположены в северном обрамлении структуры в направлении к Иртышско-Маркакульскому разлому, а также в северо-западном и юго-восточном направлении согласно простиранию ИЗС (рис. 4.1.).

Породы, слагающие Чечекскую куполовидную структуру, как правило, относят к группе гранитоидов и гранитоподобных пород (анатектитов), претерпевших реоморфизм и

перекристаллизацию [Марьин и др., 1981 и др.]. Морфологически это неправильное в плане тело с согласной или полусогласной куполовидной кровлей, заключенное в субстрат из роговиковых кристаллических сланцев и гнейсов, покоящихся на ложе из габброидных пород [Марьин, 1966].

Для характеристики высоких и средних ступеней метаморфизма и купольной структуры было проведено картирование, а также структурно-кинематические, парагенетические, термохронологические и петрогеохимические исследования по всей площади Чечекского сегмента.

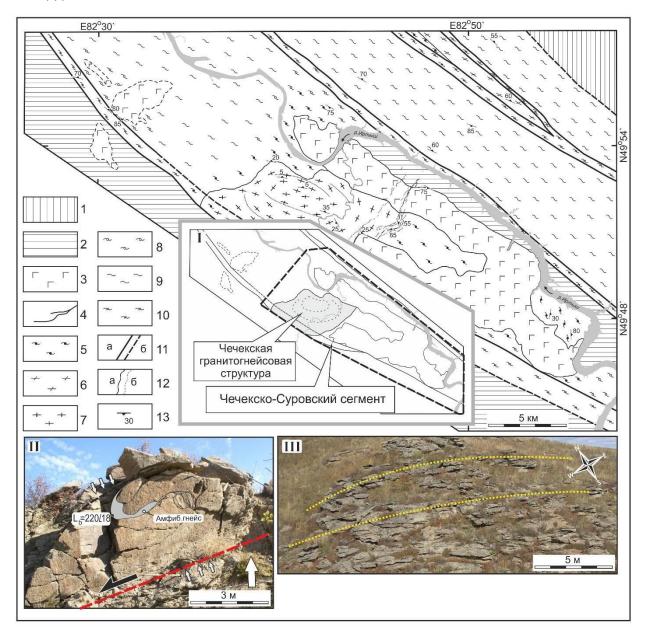


Рис. 4.1. Геологическая схема Чечекско-Суровского сегмента Иртышской сдвиговой зоны, Восточный Казахстан (с использованием материалов [Довгаль, 1995; Юрченков, 1981]).

1 - карбонатно-терригенными отложениями кыстав-курчумской свиты (D_{2gv}) ; 2 - углеродисто-терригенными отложения такырской свиты $(D_3 - C_1)$; 3 - нерасчлененные

габброиды, диориты и габбро-нориты (C_1 - P_1); 4 - топазовые цинвальдит-лепидолитовые граниты и онгониты 5-7 – синколлизионная структурно-метаморфическая формация 5 - бластомилониты метапелитового состава (биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-гранатсиллиманитовые сланцы И гнейсы); 6 - бластомилониты метабазитового (роговообманковые сланцы и гнейсы, амфиболиты); 7 - гранитогнейсы и реоморфизованные гранитоиды; 8 - нерасчлененные син- и постколлизионные биотитовые сланцы и их бластомилониты; 9-10- поздне- и постколлизионные синсдвиговые образования (P_{1-2}): 9 - хлоритактинолитовые и хлорит-мусковитовые бластомилониты; 10 - катаклазиты; 11 - разломы и границы зон (а - установленные, б - предполагаемые); 12 - геологические границы (а - установленные, б – предполагаемые или внутренние, подчеркивающие структуру и залегание пород); 13 - залегание пород.

На врезках: І – положение Чечекской гранито-гнейсовой структуры в Чечекско-Суровском сегменте ИСЗ; ІІ – соскальзывание вышележащих горизонтов в краевой части Чечекской гранито-гнейсовой структуры (обнажение КТ648); ІІІ – пологое залегание пород в центральной части Чечекской гранито-гнейсовой структуры (обнажение Э-32).

4.2. Северо-западное обрамление Чечекской гранито-гнейсовой структуры

В северо-западном обрамлении Чечекской гранито-гнейсовой структуры среди отложений черносланцевой толщи такырской серии обнажаются габброиды Уланского массива (рис. 4.1).

Первоначально Уланский массив был отнесен к сложно построенному Суровскому габброидному лополиту, но проведение структурно-петрологического анализа роговиков позволило поставить вопрос о его возможном отнесении к прииртышскому комплексу. В отличие от Суровского массива здесь в метаосадочных породах распространены деформации сдвигового генезиса с левосторонней кинематикой, в залегании пород доминируют крутые углы падения и северо-западные простирания (рис. 4.2). В совокупности, данный структурный стиль полностью отвечает стилю дислокаций, доминирующему в Иртышской зоне смятия. В направлении же к контакту Уланского габброидного массива они изменяются от сдвигового к взбросовому типу, а с приближением до 200 метров к контакту интрузива происходят закономерные микроструктурные и минеральные превращения, отражающие тепловое воздействия со стороны тела габброидов (ороговикование). Хрупко-пластические деформации сменяются более высокотемпературными сопровождающимися вязко-пластичными, перекристаллизацией лейкосомы И кристаллизацией новообразованных высокотемпературных минералов (Crd+And) (рис. 4.3). При этом в монокристаллах кордиерита можно наблюдать структуры вращения типа «снежный ком», а в агрегатах кварца исчезают признаки деформационного волнистого погасания.

Существование ассоциаций Qz+Pl+Kfs+Bt+Ms+And в присутствии с кордиеритом (обр. КТ609) указывают на температуры более 600 градусов и давления менее 3 кбар.

Таким образом, в краевой северо-западной части Чечекской структуры зафиксировано активное внедрение габброидов в условиях сдвиговых деформаций иртышского стиля с тепловым воздействием (ороговикованием) вмещающих пород метаосадочных пород такырской серии.

В тоже время, сохранившиеся контакты с габброидами, изменение стиля деформаций в непосредственной близости от магматического тела и исчезновение признаков сдвиговых деформаций на удалении от габброидов указывают на то, что в данной части Иртышской зоне смятия длительность деформаций была незначительна. Деформации происходили лишь в период внедрения габброидов и не возобновлялась в более поздние периоды. Можно предположить, что данные события отвечают кратковременному эпизоду разгрузки напряжений в земной коре, приуроченных к краевой части Иртышской тектонической зоны.

Структурные и минеральные изменения в роговиках, пространственная близость к Калба-Нарымскому разлому позволяют провести параллели между Уланским и Верхнеберезовским габброидными массивами.

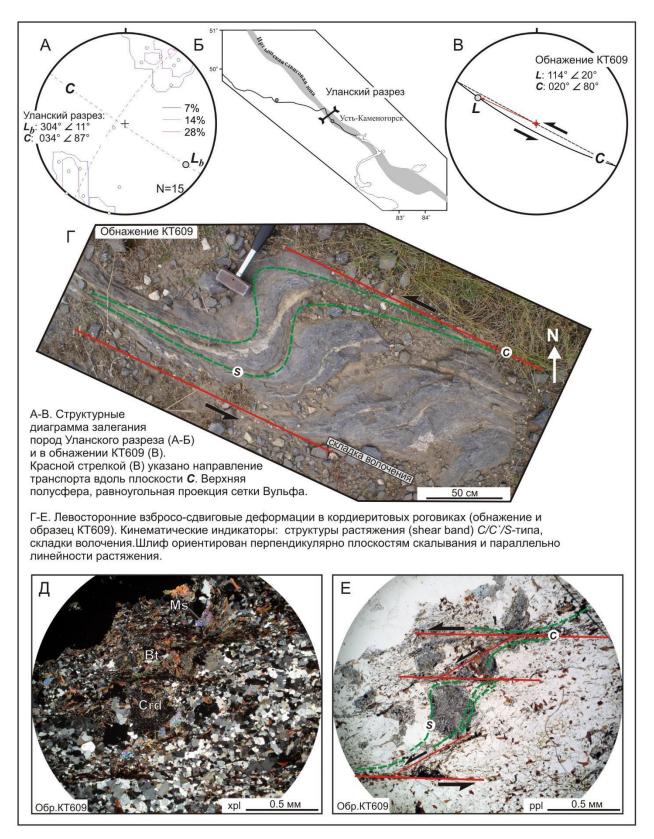


Рис. 4.2. Характер деформаций пород в роговиках Уланского массива (обнажение КТ609).

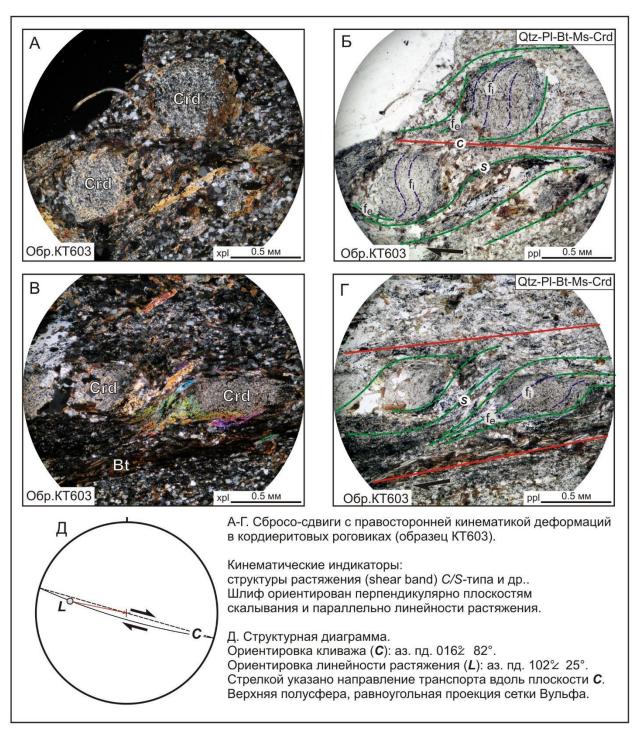


Рис.4.3. Характер деформаций пород в роговиках Уланского массива (обнажение КТ603).

4.3. Краевая зона Чечекской гранито-гнейсовой структуры

Под краевой частью Чечекской гранито-гнейсовой структуры мы понимаем область перехода от гнейсогранитов, занимающих ее центральную часть, к сланцам и гнейсам обрамления. Здесь наблюдаются пологие структуры, сформировавшиеся в процессе межслоевого соскальзывания горизонтов биотитовых-роговообманковых гнейсов (т.н. КТ648, рис. 4.4). Складки межслоевого скольжения сопровождаются вязким будинированием как более компетентных горизонтов Qz-Pl-Hbl состава, так и достаточно пластичных существенно кварцевых прослоев (рис. 4.5). Наличие роговой обманки с плагиоклазом, двуслюдяные ассоциации указывают на условия метаморфизма, достигающие эпидот-амфиболитовой фации.

Полученные данные однозначно указывают на кардинальное изменение характера деформаций при переходе от пород обрамления (сдвиги) к краевой части Чечекской структуры — сбросы, связанные с аплифтингом подстилающих толщ. Одновременно с деформационными изменениями исчезают и признаки ороговикования пород со стороны габброидов, однако уровень метаморфизм пород однозначно выше уровня, характерного для основной массы милонитов и бластомилонитов Иртышской зоне смятия.

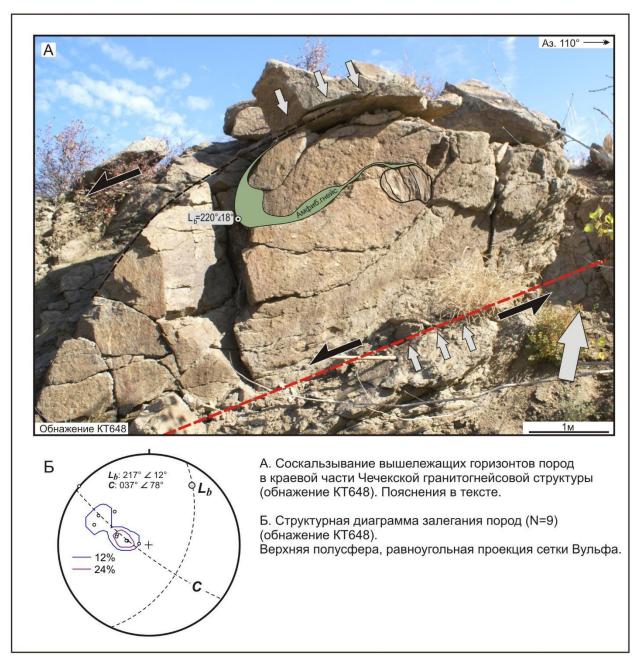


Рис. 4.4. Характер деформаций пород в краевой части Чечекской гранито-гнейсовой структуры (обнажение КТ648).

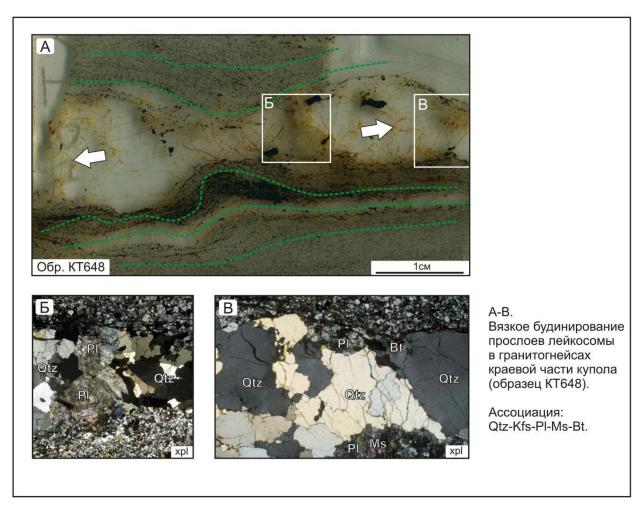


Рис. 4.5. Характер деформаций пород в краевой части Чечекской гранито-гнейсовой структуры (обнажение КТ648).

4.4. Центральная часть Чечекской гранито-гнейсовой структуры

Центральная часть Чечекской гранито-гнейсовой структуры включает в себя однородные породы, отвечающие по минеральному и химическому составу гранитоидам [Марьин и др., 1981]. Наличие в породе граната, силлиманита (фибролита) и кордиерита указывают на их коровое (первично осадочное) происхождение.

При пересечении центральной части Чечекской структуры в рельефе отчетливо проявляется куполообразная форма (рис. 4.1, 4.6). Она обеспечивается гнейсогранитами, имеющих соответствующее залегание и «бронирующих» склон.

Для пород центральной части купольной структуры характерно неоднородное проявление деформаций. Они либо отсутствуют, либо имеют пятнистый или послойный характер. В последнем случае деформации проявляются в виде структур течения в кварцевых лейкократовых прослоях и отвечают по кинематике взбросовым движениям. Сочетание гранобластового характера текстур, коронитовых структур вокруг граната и рудиментных признаков деформаций указывает на продолжительный период теплового воздействия на породы, в процессе которого они подверглись перекристаллизации и частичному плавлению, а деформационные структуры были частично или полностью затушеваны. Наличие коронитовых структур вокруг зерен граната (т.н. Э32, рис. 4.7) говорит о том, что перекристаллизация минеральных агрегатов происходила не на регрессивной, а на проградной ветви метаморфизма.

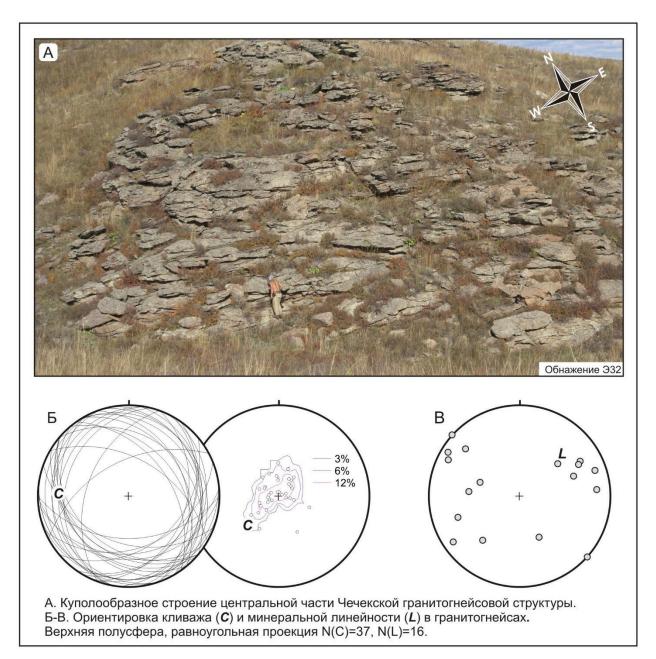


Рис. 4.6. Характер деформаций пород в центральной части Чечекской гранито-гнейсовой структуры (обнажение Э32).

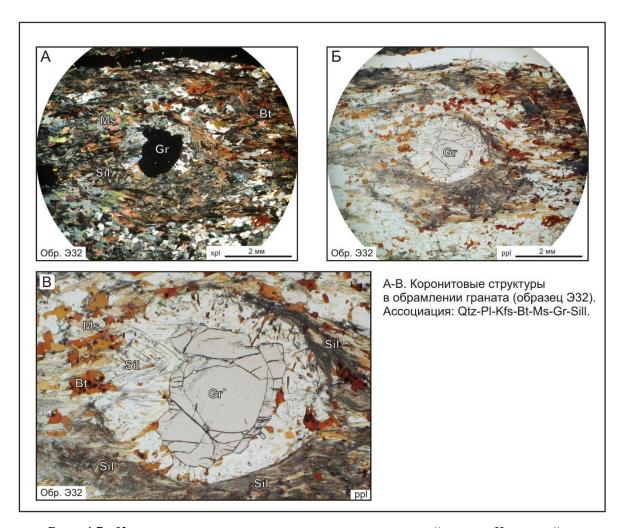


Рис. 4.7. Коронитовые структуры в породах центральной части Чечекской гранито-гнейсовой структуры (обнажение ЭЗ2).

4.5. Метаморфизм пород Чечекской гранито-гнейсовой структуры

Для характеристики метаморфизма пород Чечекской гранито-гнейсовой структуры были отобраны представительные образцы из ее центральной и краевой частей. Микрорентгеноспектральные исследования состава породообразующих минералов проводились в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) на микроанализаторах «Сатевах-Місто» и «Jeol JXA-100» (аналитик Е.Н. Нигматулина). Расчет параметров метаморфизма пород был выполнен с использованием программы Thermocalc (v.3.28) (см. Приложение В) [Holland, Powell, 1998].

Состав и зональность гранатов сходны с таковыми Верхнеберезовского участка (рис. 4.8-4.11). Это слабая зональность центральных частей монокристаллов, осложненная регрессивными оторочками (4.8-4.9).

Таблица 4.1. Результаты расчета РТ-параметров метаморфизма (Чечекский участок)

Образец КТ629-1										
Участок	T	Tsd	P	Psd	Cor	Выборка				
1	435	82	4,7	1,6	0,452	Выборка 7: Bt - Gr - Ms + Pl + Sil				
Образец КТ642										
Участок	T	Tsd	P	Psd	Cor	Выборка				
2	673	41	4,1	1,4	0,761	Выборка 3: Gr - Bt + Ms +Pl				
3	674	40	4,1	1,5	0,757	Выборка 1: Bt - Gr+ Ms +Pl				
4	700	40	5,2	1,3	0,746	Bыборка 2 : $Gr + Bt + Ms + Pl$				
Xcp(3)	682	15	4,5	0,6						
					Образец 3	9-32				
Участок	T	Tsd	P	Psd	Cor	Выборка				
5	655	39	4,0	1,3	0,913	Выборка 22: Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
6	655	39	4,0	1,3	0,913	Выборка 23: Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
7	657	42	3,5	1,4	0,909	Выборка 32: Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
8	657	42	3,5	1,4	0,910	Выборка 33: Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
9	667	41	3,8	1,3	0,900	Выборка 20: Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
10	671	42	4,0	1,4	0,901	Выборка 24: Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
11	677	41	4,2	1,4	0,897	Выборка 34: Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
12	682	40	4,4	1,3	0,889	Выборка $28: Bt - Gr + Ms + Pl + Sil$				
13	688	44	4,3	1,5	0,909	Выборка 25 : Bt - Ms - Gr + Pl + Sil				
14	690	40	4,7	1,3	0,887	Выборка 26 : Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
15	693	40	4,8	1,3	0,886	Выборка 29 : Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
16	695	40	4,9	1,3	0,880	Выборка 21: Bt - Gr + Ms + Pl + Sil				
17	702	39	5,2	1,3	0,873	Выборка 18: Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
18	714	39	5,6	1,3	0,869	Выборка 14: Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
19	722	39	5,9	1,3	0,866	Выборка 27: Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
20	722	39	6,0	1,3	0,870	Выборка 31 : Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
21	722	39	6,1	1,3	0,869	Выборка 30: Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
22	724	39	6,0	1,3	0,870	Выборка 15 : Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
23	726	38	6,2	1,3	0,865	Выборка 19: Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
24	729	38	6,2	1,3	0,863	Выборка 35: Bt - Ms - Gr+Pl + Sil				
Xcp(3)	692	27	4,9	1,0						

Результаты расчетов свидетельствуют о том, что поле устойчивости парагенезиса Qz+Pl+Kfs+Bt+Ms+Sil+Grt в гнейсогранитах Чечекской структуры находится в интервале: T=665-720°C, P=3-4 кбар. На рисунке 4.12 показано положение отдельных оценок PT-параметров для представительных образцов Э-32, Э-32/2 и КТ642. Как можно видеть, распределение соответствующих точек на PT-диаграмме проходит на уровне верхней границы амфиболитовой фации вдоль моновариантной кривой Qz+Ms=Al₂SiO₅+Kfs+V, в интервале устойчивости парагенезисов Qz+Pl+Ms=Sil+Kfs+V и Qz+Pl+Bt+Sil=Grt+Kfs в присутствии расплава [Spear, 1995], что отвечает, как расчетным, так и прямым геологическим наблюдениям (см. выше). Флюидный режим при формировании гранитного вещества в зональных метаморфических поясах при температурах 700°C рассмотрены в работе [Макрыгина, 2015]

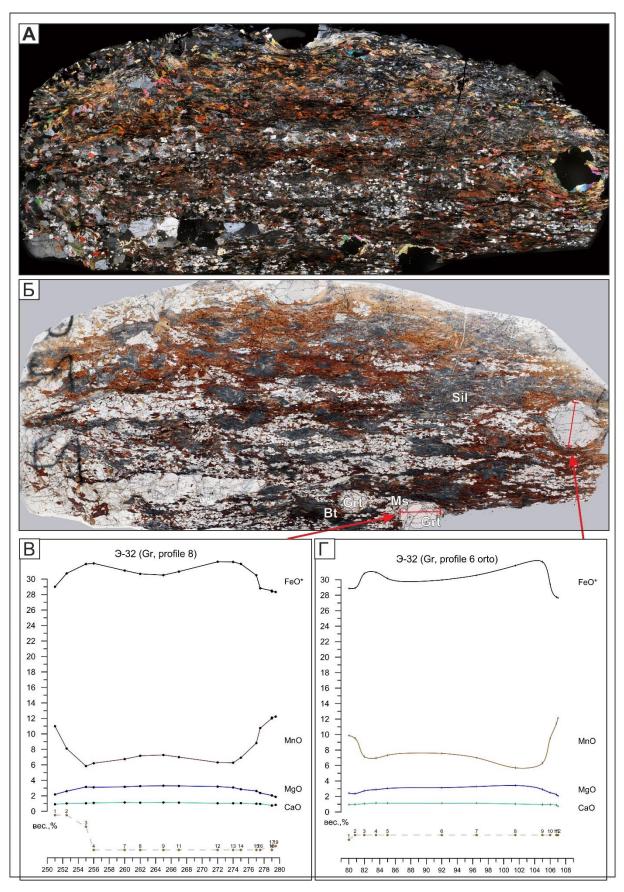


Рис. 4.8. Зональность граната в образце ЭЗ2 (Grt-Sil сланец, Участок Чечек).

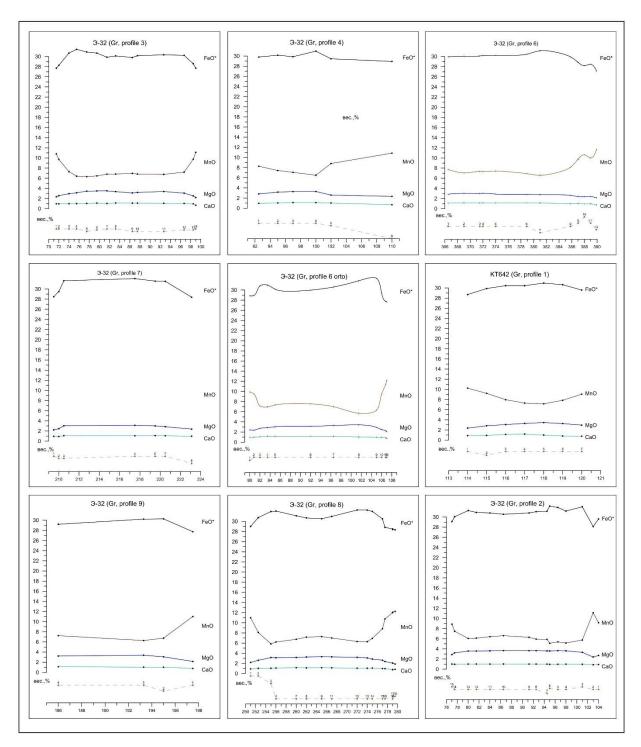


Рис. 4.9. Зональность граната в представительных образцах участка Чечек.

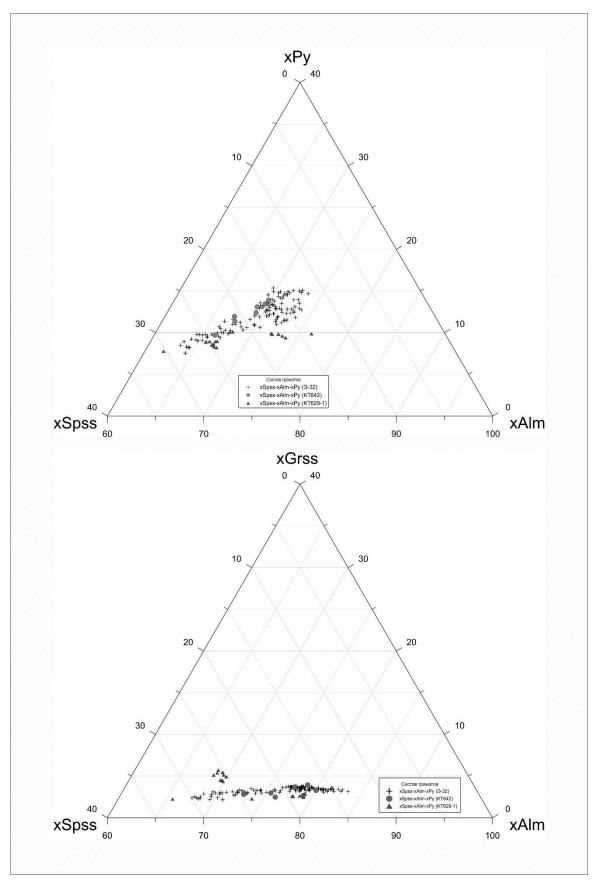


Рис. 4.10. Состав граната в представительных образцах участка Чечек.

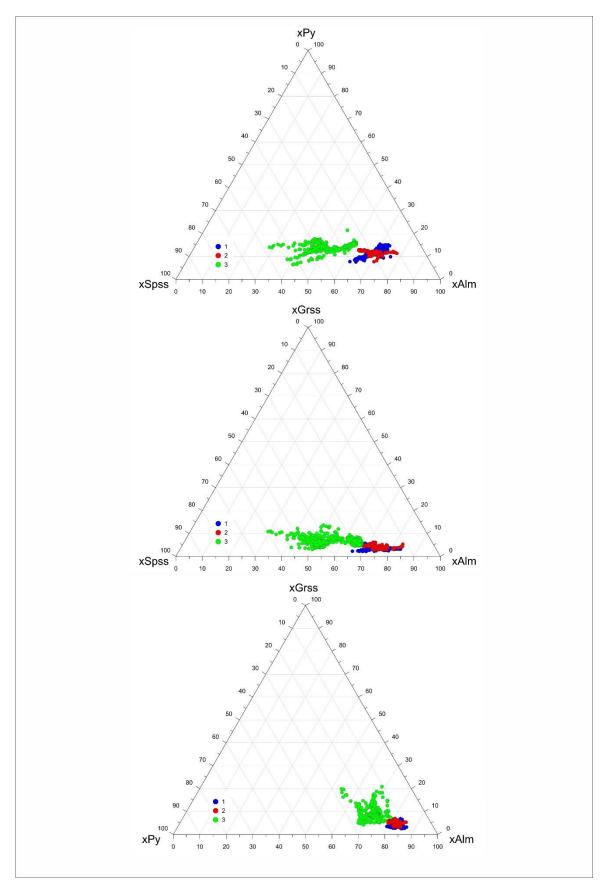


Рис. 4.11. Состав граната в представительных образцах участка северо-западной части Иртышской зоны смятия (участки 1 - Чечек, 2 - Верхнеберезовский, 3 - Предгорненский).

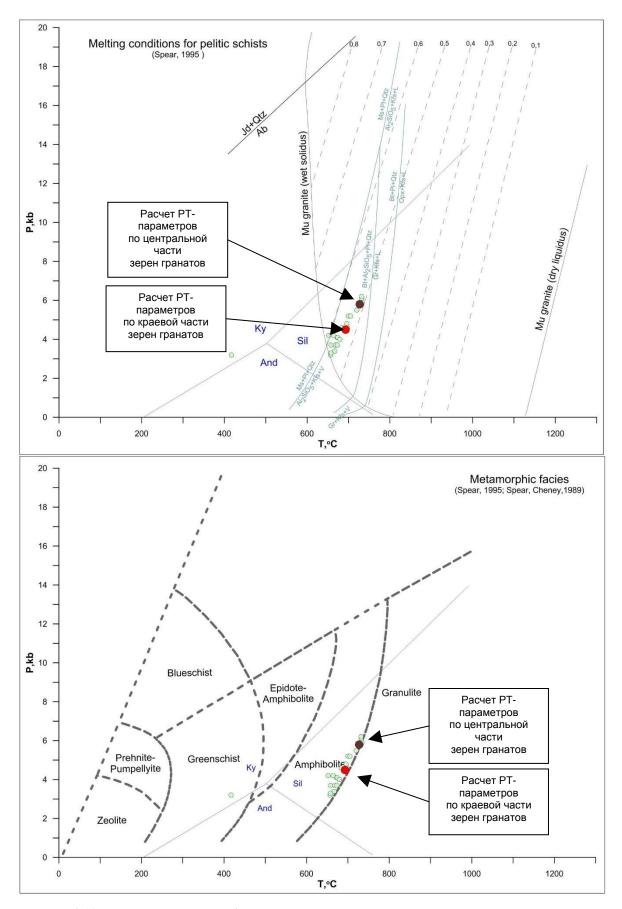


Рис. 4.12. Параметры метаморфизма пород Чечекской гранито-гнейсовой структуры.

4.6. Габброиды Суровского массива

Как было описано выше (см. глава 4.1) Суровский массив «облекает» гнейсограниты Чечекской структуры и имеет форму «чашеобразного» лополита. Он вытянут вдоль ИЗС северо-западном направлении до 20 км, в поперечном разрезе имеет ширину до 8 км.

На юго-западе массива в области Калба-Нарымского разлома (см. рис. 4.1) картируются отдельные тела перидотитов, пироксенитов и меланогаббро с подчиненным количеством мезо- и лейкогаббро. Северная ветвь сложена преимущественно лейко- и мезогаббро с прослоями меланогаббро и габброанортозитов. В центральной ее части обнажены оливиновые габбро и габбронориты, лейкотроктолиты и анортозиты, количество которых постепенно уменьшается на юго-восток.

Основная часть пород массива представлена перидотит-габбровой серией, в подчиненном значении – амфиболовые габбронориты [Хромых, 2016].

Петрографические и петрогеохимические составы приведены в главе 6. По данным измерений изотопных отношений получено значение возраста в 313±1 млн лет. Внедрение двух фаз массива происходило субсинхронно, дифференциация происходила либо в глубинных камерах, либо в очаге генерации расплавов [Хромых, 2016].

Исходя из его структурного положения, можно предположить, что происхождение Чечекского купола связано с эпизодом его внедрения и становления Суровского массива, что обеспечило необходимый прогрев и проплавление вышележащих толщ.

Сложная форма и неоднородный состав массива объясняется непосредственным расположением в пределах ИЗС. На юге, где массив примыкает к Калба-Нарымскому разлому, обнаружены деформации со взбросовой кинематикой, тогда как на севере массива деформации с левосторонней кинематикой. Можно предположить, что формирование и вскрытие глубинных магматических камер происходило в период активных вертикальных движений при коллизионных событиях в раннем карбоне.

4.7. Возраст метаморфизма пород Чечекской гранито-гнейсовой структуры

Возраст метаморфизма оценивался методом 40 Ar/ 39 Ar изотопного датирования в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Результаты термохронологических исследований монофракции биотита представлены на рисунке 4.13. Графики ступенчатого нагрева показывают хорошее плато с возрастом закрытия изотопной системы 312.3 ± 2.9 млн лет, что отвечает позднему карбону. Полученные цифры существенно отличаются от полученных ранее для бластомилонитов Иртышской сдвиговой зоны, когда были выделены

два раннепермских тепловых импульса, синхронных с деформациями сдвигового генезиса с левосторонней кинематикой: 283-276 и 272-265 млн лет [Травин и др., 2001].

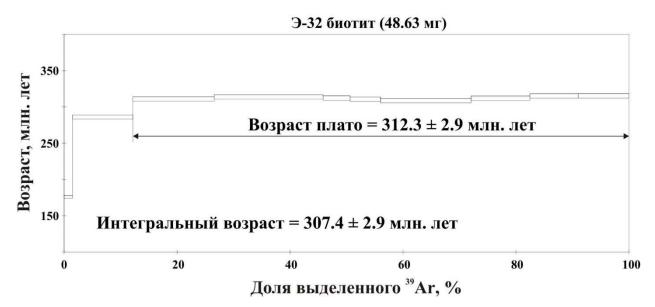


Рис. 4.13. Геохронологические исследования (т.н. Э32) центральной части Чечекской гнейсогранитовой структуры.

Выволы

Результаты исследования Чечекского сегмента Иртышской зоны смятия позволило сделать следующие основные выводы.

- С высокой долей вероятности можно говорить о купольной природе Чечекской гранито-гнейсовой структуры. Она явно выражена в рельефе, имеет гранитоидный состав, отличается по характеру деформаций и уровню метаморфизма от вмещающих метаосадочных образований, как обрамления, так и своей краевой части. Формирование купольной структуры сопровождалось вздыманием центральной гранито-гнейсовой части и соскальзыванием верхних горизонтов и перекрывающих метаосадков в краевых частях.
- Исходя из геологической ситуации, происхождение Чечекского купола непосредственно связано с эпизодом внедрения и становления Суровского габброидного массива, который обеспечил необходимый прогрев и проплавление вышележащих толщ, а после консолидации (312.3+2.9 млн лет) бронирование и «защиту» от поздних (~280 и ~260 млн лет) масштабных сдвиговых деформаций вдоль Иртышской сдвиговой зоны.
- Проведенные исследования позволили непротиворечиво увязать комплекс данных, касающихся морфологии Суровского габброидного массива (лополит), времени куполообразования, кинематики деформаций и тепловых источников

высокоградиентного метаморфизма (базитовый магматизм). Это позволяет утверждать, что до рубежа 310 млн лет в пределах ИЗС левосдвиговые тектонические движения отсутствовали. Иными словами, рубеж в 312 млн лет является верхней границей коллизионных событий и началом постколлизионного периода с ростом тектонических движений с левосторонней сдвиговой кинематикой.

Проведенные исследования позволяют сформулировать второе защищаемое положение: «Чечекская гранитогнейсовая структура представляет собой купольное образование, сформировавшееся на рубеже 312 млн лет в гипабиссальных условиях при тектоно-магматической активизации Иртышской зоны смятия. Базитовый магматизм (Суровский массив) обеспечил метаморфизм кордиерит-гранат-силлиманитового типа и автохтонное плавление, а тектонический фактор способствовал процессам куполообразования и перемещения гранитоидных масс».

ГЛАВА 5. КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ (ИРТЫШСКОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ) И ОСАДОЧНЫХ (КАЛБА-НАРЫМСКОЙ ЗОНЫ) ПОРОД

Для выяснения происхождения высокометаморфизованных пород Иртышской зоны необходимо было решить, являются ли они инородными блоками, вовлеченными в процессы сдвиговой тектоники, или это продукты метаморфизма осадочных комплексов, непосредственно прилегающих и слагающих Иртышскую зону смятия (такырская серия и кыстав-курчумская свита). С этой целью были проведены петрогеохимические исследования, в задачи которых входило следующее: 1) корреляция вещественного состава высокометаморфизованных пород Предгорненского, Верхнеберезовского и Чечекского блоков с осадочным обрамлением ИЗС; 2) реконструкция природы протолитов высокометаморфизованных пород [Rollinson, 1993; Скляров и др., 2001].

5.1. Вещественный состав метаморфических толщ Иртышской сдвиговой зоны

В данный раздел включен авторский материал петрогеохимических составов метапелитов северо-западной части ИЗС (см. Приложение Г). Статистические характеристики и используемые пересчеты приведены в Приложение Д. Данные составов метаморфических толщ приведены также в работах П.В. Ермолова, Б.Я Хоревой и небольшое количество химических анализов приведены монографии В.В. Лопатникова. Поскольку объём данных предшественников не велик, то в работу не включался, но, в целом, эти данные укладываются в общий тренд.

Петрохимия пород Верхнеберезовского участка

Минералогический состав кристаллических сланцев и гнейсов Верхнеберезовского участка имеет две минеральных ассоциации: Qz+Pl+Kfs+Grt+Bt+Ms+Mrg+Sil+Ky+And+Chl и Qz+Pl+Kfs+Grt+Bt+Chl. В целом, породы практически не содержат кальциевых минералов и отвечают метапелитам.

Поля петрохимических составов пород Верхнеберезовского участка изображены на вариограммах Харкера [Harker, 1909] (рис. 5.1, таблица 5.1, Приложение Γ -1). Содержание петрогенных элементов имеет следующие интервалы (мас. %, n=15): SiO₂ – 59.07-68.31; TiO₂ – 0.62-0.87; Al₂O₃ – 14.96-17.35; Σ Fe₂O₃ – 3.97-7.65; MnO – 0.04-0.12, MgO – 0.95-3.18; CaO – 0.62-2.16; Na₂O – 1.59-4.89; K₂O – 2.08-4.90; P₂O₅ – 0.11-0.29.

На дискриминационной диаграмме М.М. Хиррона [Herron, 1988] большинство составов пород также попадают в область глинистых сланцев, часть точек соответствуют ваккам (рис 5.2. A).

Для реконструкции протолита кристаллических сланцев Верхнеберезовского участка использована петрохимическая классификационная диаграмма [Неелов, 1977] (рис. 5.2. Б). По степени дифференциации осадочного материала, глиноземистому модулю ($a = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$), интервал значений от 0.26 до 0.35, они соответствуют группам алевритов (IV) и алевропелитовых аргиллитов (V). С учетом параметра, отражающего количественноминералогический состав обломочного материала и количество алеврито-пелитового цемента ($b = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Fe}\text{O} + \text{Mn}\text{O} + \text{Mg}\text{O} + \text{Ca}\text{O}$), попадают в подгруппы полимиктовых алевролитов (IVa), граувакковых алевролитов и пелит-алевролитовых аргиллитов (IVб); алевропелитовых аргиллитов (Va), карбонатистых и железистых аргиллитов (Vб) [Юдович, 2000].

Значения гидролизатного модуля (ГМ), отражающего степень химического выветривания ((Al₂O₃+TiO₂+Fe₂O₃+FeO)/SiO₂), для метапелитов Верхнеберезовского участка укладываются в диапазон от 0.29 до 0.43, что соответствует глинистым породам. По значению железного модуля (ЖМ), характеризующий относительную железистость ((FeO+Fe₂O₃+MnO)/(Al₂O₃+TiO₂)), интервал значений 0.24 – 0.4 классифицирует породы как нормально-железистые. По значениям модуля нормированной щелочности (НКМ - (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃) сланцы и гнейсы Верхнеберезовского участка находятся в интервале 0.31-0.5, что характеризует их от верхней границы нормально-щелочных до повышенно-щелочных. Этот модуль показывает преобладание в породе количества полевых шпатов в присутствии малоглиноземистых силикатов [Юдович, 2000].

На петрохимической диаграмме $TiO_2 - TM$ (TiO_2/Al_2O_3) [[Юдович, 2000; Юдович, 1977] (рис. 5.2 В) точки состава метапелитов попадают в область гидрослюдистых и монтмориллонитовых типов глинистых отложений.

Таблица 5.1. Содержание петрогенных элементов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных образцах андалузит-силлиманит-кианитовых сланцев Верхнеберезовского участка

Участок	Верхне	березов	ский (n	=16)	N₂			
Стат.	средн.	min.	max.	SD	KT590/1	KT713-1		
SiO ₂	63,25	59,07	68,31	2,19	62,16	59,99	63,05	
TiO ₂	0,75	0,62	0,87	0,06	0,87	0,84	0,71	
Al ₂ O ₃	16,26	14,96	17,35	0,85	17,04	17,24	15,10	
Fe ₂ O ₃	2,19	1,14	3,49	0,60	5,55	7,64	6,74	
FeO	3,71	1,42	5,41	0,68	3,09	3,74	4,55	
MnO	0,08	0,04	0,12	0,02	0,06	0,09	0,12	
MgO	2,38	0,95	3,18	0,63	1,87	3,08	2,58	
CaO	1,41	0,62	2,16	0,38	0,80	0,95	1,81	
Na ₂ O	2,87	1,59	4,89	0,64	1,79	1,63	2,62	
K ₂ O	3,10	2,08	4,90	0,60	4,00	3,64	4,90	
п.п.п					5,35	4,39	2,32	
Сумма					99,50	99,51	99,93	
Rb					119,22	100,23		
Sr					101,16	129,84		
Y					37,12	29,92		
Zr					272,79	182,83		
Nb					15,33	10,39		
Cs					4,24	4,30		
Ba					524,48	466,50		
La					41,67	31,03		
Ce					91,44	65,62		
Pr					11,37	8,69		
Nd					41,22	31,93		
Sm					7,45	6,27		
Eu					1,38	1,33		
Gd					6,46	5,73		
Tb					1,08	0,94		
Dy					6,70	5,32		
Но					1,33	1,13		
Er					3,96	3,17		
Tm					0,62	0,52		
Yb					4,25	3,28		
Lu					0,62	0,49		
Hf					8,16	5,94		
Ta					1,15	0,75		
Th					12,91	9,79		
U					3,99	3,48		
(La/Yb)n					6,60	6,38		
(Gd/Yb)n					1,23	1,41		

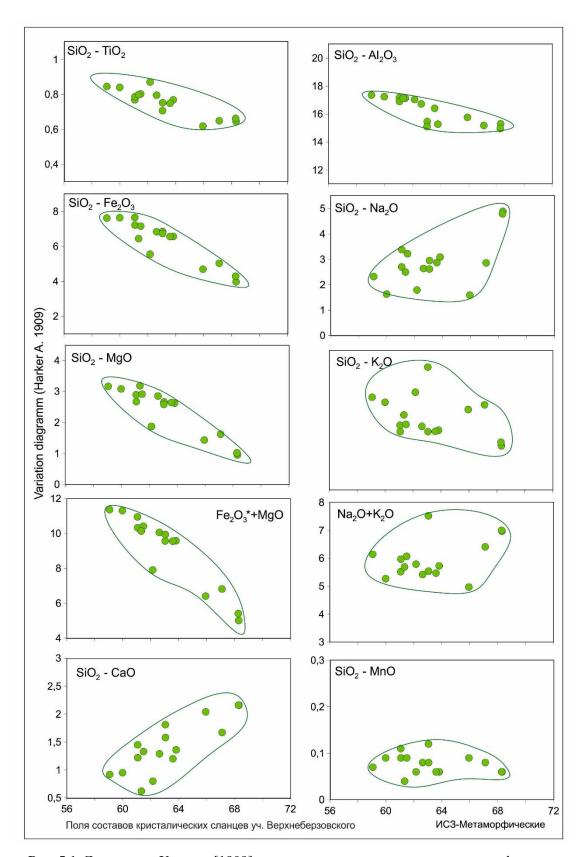


Рис. 5.1. Диаграммы Харкера [1909] петрохимических составов для метаморфических пород Верхнеберезовского участка ИСЗ.

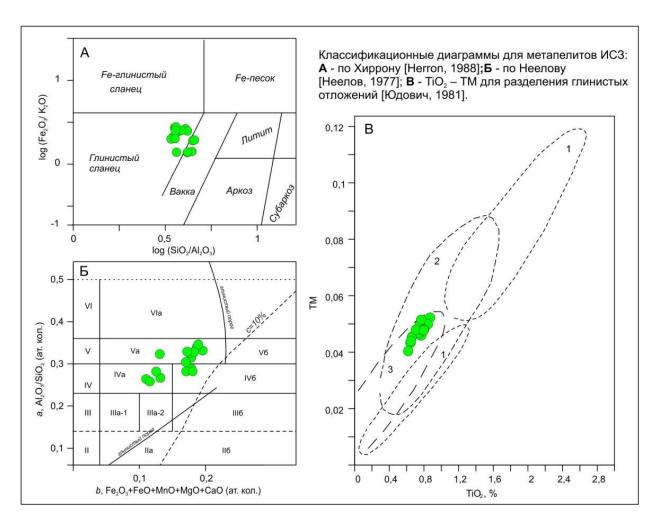


Рис. 5.2. Классификационные диаграммы петрохимических составов для метаморфических пород Верхнеберезовского участка ИСЗ.

Петрохимия пород Предгорненского участка

Минералогический состав кристаллических сланцев, гнейсов и хлоритовых сланцев Предгорненского участка включает три минеральных ассоциации: Qz+Pl+Bt+Ms+Chl+Grt+St+Sil+Ky, Qz+Pl+Bt+Ms+Grt+Chl, Qz+Pl+Chl+Ms. Данный состав пород также отвечает метапелитам.

Поля петрохимических составов пород Предгорненского участка изображены на вариограммах Харкера [Harker, 1909] (рис 5.3, таблица 5.2). Содержание петрогенных элементов имеет следующие интервалы (n=13): по SiO_2 - от 63.14 мас. % до 71.48 мас. %; по TiO_2 - от 0.57 мас. % до 0.74 мас. %; по Al_2O_3 - от 12.66 мас. % до 15.98 мас. %; Σ Fe₂O₃ - от 5.33 мас. % до 7.81 мас. %; MnO - от 0.16 мас. % до 0.26 мас. %, MgO - от 2.93 мас. % до 3.95 мас. %; CaO – от 0.57 мас. % до 1.19 мас. %; Na₂O – от 0.99 мас. % до 2.20 мас. %; K_2O_3 – 1.88 мас. % до 3.36 мас. %; E_2O_3 – от 0.08 мас. % до 0.21 мас. % (см. Приложение E_3O_3

.

На дискриминационной диаграмме М.М. Хиррона [Herron, 1988] большинство точек состава попадает в область вакк, а часть в область глинистых сланцев (рис 5.4 A). Для анализа исходного протолита ставролит-кианитовых, кианитовых и хлорит-мусковитовых гнейсов Предгорненского участка применена петрохимическая классификационная диаграмма [Heeлoв, 1977] (рис 5.4. (Б)). По степени дифференциации осадочного материала, глиноземистому модулю ($a = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$), интервал значений колеблется от 0.21 до 0.30, что соответствует группам полимиктовых псаммитолитов (III) и алевролитов (IV). С учетом параметра, отражающего количественно-минералогический состав обломочного материала и количество алеврито-пелитового цемента ($b = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Fe}\text{O} + \text{Mn}\text{O} + \text{Mg}\text{O} + \text{Ca}\text{O}$), попадают в подгруппы аркозовых и полимиктовых песчаников (IIIa), граувакковых песчаников и карбонатно-железистых полимиктовых песчаников (IIIб), полимиктовых алевролитов (IVa), граувакковых алевролитов и пелит-алевролитовых аргиллитов (IVб).

Диапазон Γ M = 0.28-0.36 отвечает глинистым породам, по модулю ЖМ = 0.39-0.48 относятся к нормально-железистой серии. По модулю НКМ нормальной щелочности (НКМ = 0.21-0.32), что относится к стандартной смеси гидрослюд и полевых шпатов.

На петрохимической диаграмме $TiO_2 - TM$ (TiO_2/Al_2O_3) (рис 5.4 В) точки состава кристаллических сланцев имеют терригенный протолит состава - гидрослюда + монтмориллонит.

Таблица 5.2. Содержание петрогенных элементов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (Γ) в представительных образцах кианитставролит-силлиманитовых сланцев Предгорненского участка

Участок	Преді	горненс	кий (n=1	№				
Стат.	средн.	min.	max.	SD	KT35/1	Г35/1 КТ43 Н		
SiO ₂	69,21	67,08	71,48	1,11	67,08	71,48	68,87	
TiO ₂	0,63	0,57	0,73	0,03	0,73	0,60	0,63	
Al ₂ O ₃	13,78	12,66	15,65	0,51	15,65	13,68	13,59	
Fe ₂ O ₃	6,32	5,33	7,48	0,37	7,48	5,33	6,64	
MnO	0,20	0,16	0,26	0,02	0,19	0,20	0,17	
MgO	3,20	2,93	3,95	0,18	3,95	2,95	2,93	
CaO	0,76	0,57	1,19	0,10	0,74	0,66	0,92	
Na ₂ O	1,40	0,99	2,20	0,23	0,99	1,13	1,81	
K ₂ O	2,43	1,88	3,25	0,24	2,34	2,39	2,49	
п.п.п					1,05	1,45	1,75	
Сумма					100,39	100,07	100,00	
Rb					152,29			
Sr					120,57			
Y					39,83			
Zr					304,37			
Nb					17,89			
Cs					12,70			
Ba					612,55			
La					34,20			
Ce					71,90			
Pr					8,92			
Nd					32,63			
Sm					5,96			
Eu					1,37			
Gd					5,24			
Tb					0,96			
Dy					6,24			
Но					1,47			
Er					5,01			
Tm					0,85			
Yb					5,55			
Lu					0,83			
Hf					9,40			
Ta					1,42			
Th					11,97			
U					3,44			
(La/Yb)n					4,16			
(Gd/Yb)n					0,76			

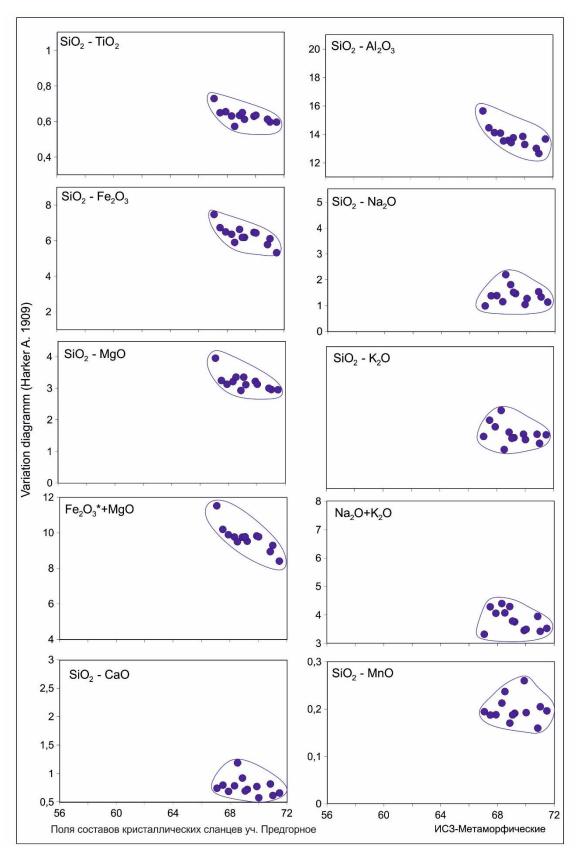


Рис. 5.3. Диаграммы Харкера [1909] петрохимических составов для метаморфических пород Верхнеберезовского участка ИСЗ.

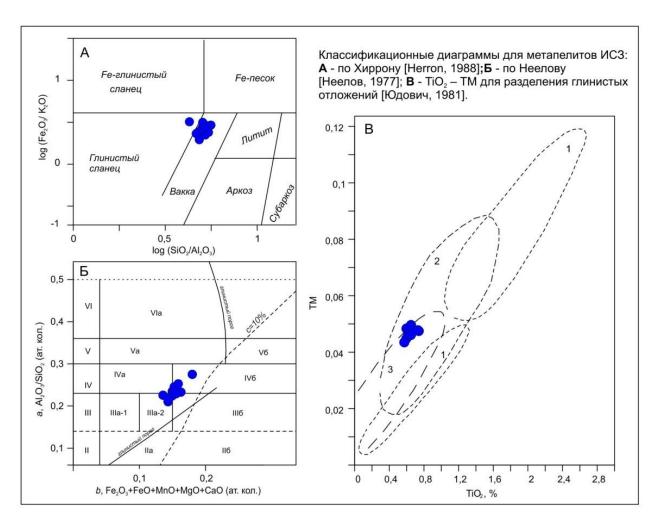


Рис. 5.4. Классификационные диаграммы петрохимических составов для метаморфических пород Верхнеберезовского участка ИСЗ.

Петрохимия гранитогнейсов Чечекской структуры

Основной объём пород Чечекской структуры занимает гнейсограниты чечекского типа. Они имеют Qz+Pl+Kfs+Bt+Ms+Sil+Grt минеральный состав, содержат шлиры биотитграфитовых скоплений в ассоциации с Bt+Grt+Sil+Crd. Также встречаются лейкократовые скопления кварц-полевошпатового состава с гранатом. Средневзвешенное содержание петрогенных элементов в гнейсогранитах чечекского типа составляет (мас. %, n=11): SiO₂ -64.67; TiO₂ -0.71; Al₂O₃ -16.65; Σ FeO -5.65; MnO -0.11, MgO -1.67; CaO -1.54; Na₂O -2.75; K₂O -3.76; P₂O₅ -0.15 (рис. 5.5, таблица 5.3, (см. Приложение Γ -3)) [Савинский, 2016; Савинский, Владимиров, 2016].

На диаграмме Хиррона [Herron, 1988] отношение $log(Fe_2O_3*/K_2O)-log(SiO_2/Al_2O_3)$ для гнейсогранитов и осадочных пород отвечают сланцам и ваккам (рис 5.6 A).

Первичный состав протолита гнейсогранитов Чечекской структуры изображена на петрохимической классификационной диаграмме [Неелов, 1977] (рис 5.6. (Б)). По степени дифференциации осадочного материала, глиноземистому модулю ($a = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) имеет

широкий интервал значений a = 0.21 - 0.38, что соответствует группам полимиктовых псаммитолитов (III), алевролитов (IV), алевропелитовых аргиллитов (V) и пелитовых аргиллитов (VI). С учетом параметра, отражающего количественно-минералогический состав обломочного материала и количество алеврито-пелитового цемента ($b = \text{Fe}_2\text{O}_3+\text{Fe}\text{O}+\text{Mn}\text{O}+\text{Mg}\text{O}+\text{Ca}\text{O}$), попадают в подгруппы аркозовых и полимиктовых песчаников (IIIa), полимиктовых алевролитов (IVa), граувакковых алевролитов и пелиталевролитовых аргиллитов (VIa).

Значения гидролизатного модуля (Al₂O₃+TiO₂+Fe₂O₃+FeO)/SiO₂) для пород Чечекской структуры варьируют в диапазоне 0.26-0.46, что отвечает интервалу характерному для типичных глинистых пород и граувакк. Значения алюмокремниевого модуля (Al₂O₃/SiO₂) в гнейсогранитах варьирует в пределах 0.19-0.32, а для осадков изменяются в интервале 0.2-0.3, что также характерно для глинистых пород. Величина фемического модуля ((Fe₂O₃+FeO+MgO)/SiO₂) в гнейсогранитах отвечает 0.7-0.18, а железного модуля (FeO+Fe₂O₃+MnO)/(Al₂O₃+TiO₂) в диапазоне 0.27-0.46. Такие величины этого модуля отвечают типичным терригенным песчаникам и алевролитам. Значения железного модуля в большинстве осадочных пород укладываются в интервал 0.27–0.45, что характеризует их как нормально-железистые и попадают в область аркозовых песчаников и граувакк (рис 5.6 В).

Таблица 5.3. Содержание петрогенных элементов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных образцах гнейсо-гранитов Чечекского участка

Участок	Чечекский (n=23) №							
Стат.	средн.	min.	max.	SD	Э16	Э16 Э 32-2 I		
SiO ₂	65,56	59,86	70,04	2,41	63,80	66,69	64,02	
TiO ₂	0,68	0,54	0,90	0,08	0,77	0,62	0,84	
Al_2O_3	16,19	13,26	19,11	0,82	17,01	16,28	17,46	
Fe ₂ O ₃	5,40	4,11	7,89	0,87	5,74	4,82	6,32	
MnO	0,11	0,07	0,29	0,03	0,12	0,10	0,12	
MgO	1,59	0,92	3,00	0,39	1,66	1,31	2,01	
CaO	1,64	1,15	2,65	0,23	1,35	1,37	1,35	
Na ₂ O	2,88	1,97	3,74	0,38	2,43	2,53	2,32	
K ₂ O	3,52	1,15	4,59	0,58	4,18	4,47	4,59	
п.п.п					2,58	1,66	1,65	
Сумма					99,95	100,17	100,97	
Rb					120,85	130,71		
Sr					294,58	317,80		
Y					32,52	26,22		
Zr					269,30	214,03		
Nb					16,54	13,18		
Cs					7,25	7,73		
Ba					854,19	991,44		
La					45,11	39,21		
Ce					89,63	78,75		
Pr					11,63	9,82		
Nd					41,14	34,91		
Sm					7,24	6,53		
Eu					1,43	1,52		
Gd					6,19	5,23		
Tb					0,97	0,83		
Dy					5,44	4,86		
Но					1,13	0,91		
Er					3,28	2,69		
Tm					0,51	0,44		
Yb					3,44	2,77		
Lu					0,54	0,43		
Hf					8,03	6,27		
Ta					1,32	1,13		
Th					14,14	12,12		
U					4,25	3,88		
(La/Yb)n					8,83	9,56		
(Gd/Yb)n					1,45	1,53		

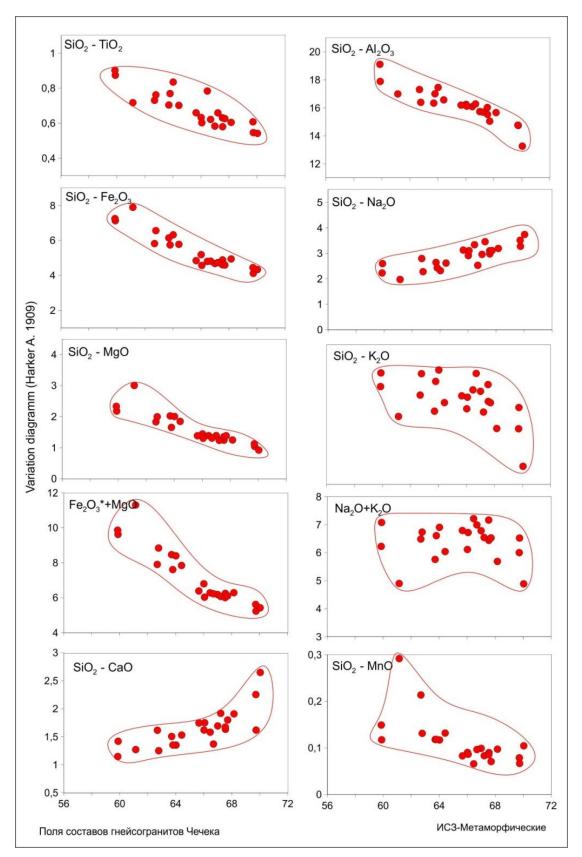


Рис. 5.5. Диаграммы Харкера [1909] петрохимических составов для метаморфических пород Чечекского участка ИСЗ.

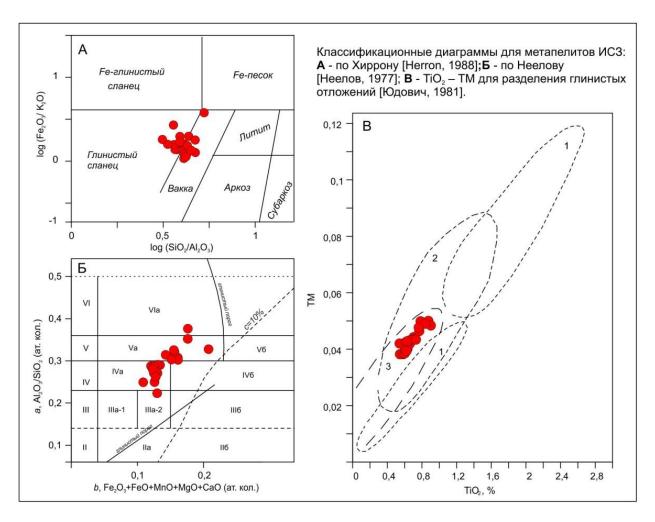


Рис. 5.6. Классификационные диаграммы петрохимических составов для метаморфических пород гнейсогранитов Чечекского купола ИСЗ.

5.2. Обстановки осадконакопления

На классификационной диаграмме тектонических обстановок М.Р. Бхатия [Bhatia, 1983], составы метапелитов северо-западной части ИЗС тяготеют к океаническим островным дугам и континентальным островным дугам (рис. 5.7 A, Б). На диаграмме [Roser, Korsch 1986] отношение log(K₂O/Na₂O)-SiO₂ для метапелитов попадают в область океанических островных дуг и активной континентальной окраины (рис. 5.7 B).

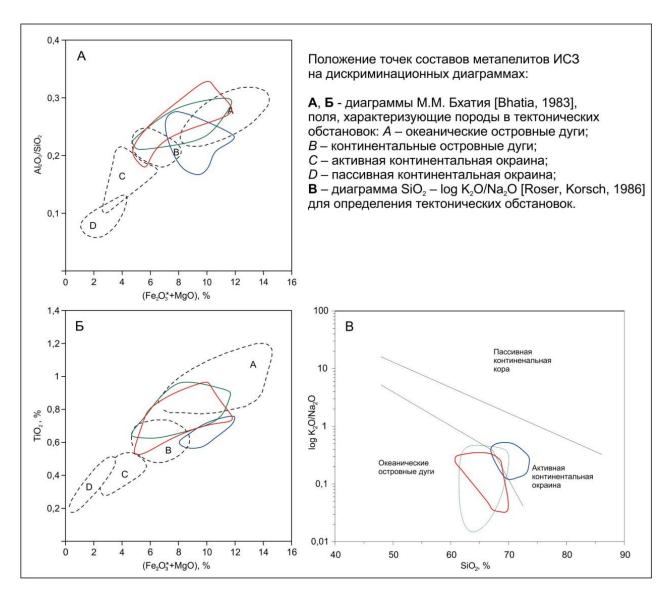


Рис. 5.7. Классификационные диаграммы тектонических обстановок осадконакопления метаосадочных пород северо-западной части ИЗС. Поля составов — Верхнеберезовский участок (зеленый цвет), Предгорненский участок (синий цвет), Чечекский участок (красный цвет).

5.3. Редкоэлементный состав

Концентрации редкоземельных элементов метапелитов метаморфических пород Верхнеберезовского, Предгорненского и Чечекского участков не выявляют особых различий (рис. 5.8.). Спектры редкоземельных элементов и имеют пологий наклон выделяется минимум по Eu. Мультиэлементные спектры практически идентичны с PAAS (постархейский глинистый сланец) по [Taylor, Mclennan, 1985], имеет минимумы по Ba, Ta, Nb, Sr, Hf, Ti.

По анализам редкоземельных и редких элементам видно полное совпадение значений для пород всех трех участков. Основанием для сравнения петрохимических составов метапелитов (Верхнеберезовского и Предгорненского участков), гнейсогранитов

Чечекской структуры с осадочными сериями пород являются геологическое положение и минеральный состав.

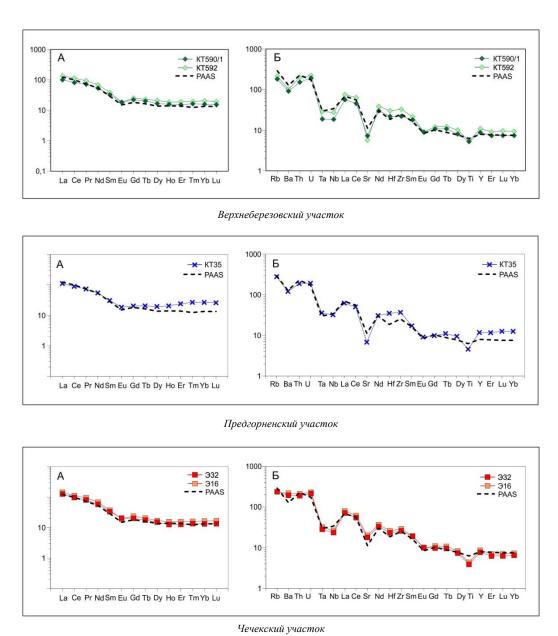


Рис. 5.8. Редкоэлементный состав метапелитов северо-западной части ИЗС.

5.4. Корреляция вещественного состава метаосадочных толщ ИЗС

Как видно из диаграмм (рис. 5.9) больших расхождений вещественного состава между Верхнеберезовским, Предгорненским и Чечекским участками не наблюдаются. Небольшое отклонение в поле составов имеется для кристаллических сланцев Предгорненского участка, в то время как метапелиты Верхнеберезовского и гнейсы Чечекского участков практически совпадают.

Геологическая позиция, сходные обстановки осадконакопления, близость химического состава высокометаморфизованных пород между собой позволяют продолжить их сравнение с целью выявления общего субстрата. В связи с этим, в данном разделе проведено их сравнение со слабо- и неметаморфизованными отложениями Калба-Нарымской структурно-формационной зоны Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна.

При сопоставлении гистограмм распределения терригенных толщ кыставкурчумской и такырской серии, не выявлено резких отличий среди составов песчаников и алевролитов кыстав-курчумской, аблакеткинской и бурабайской свит (рис. 5.10). Далее, при сопоставлении петрохимических составов терригенных толщ кыстав-курчумской и такырской серии с метаморфическими породами Верхнеберезовского и Чечекского участков выявлено полное совпадение, однако метаморфические породы Предгорненского участка отличаются с более повышенными содержаниями кремнезема и немного заниженными содержаниями щелочей (рис. 5.11).

Не было также найдено отличий в составах пород слагающих такырскую серию, а именно аблкеткинской и буробайской свит. Однако наблюдаются перекрытие составов песчаников и алевролитов такырской серии (рис. 5.12).

Петрохимические составы осадочных пород Калба-Нарымской структурноформационной зоны обрамления ИЗС были исследованы П.Д. Котлером [2015] и оценивались только статистически, без дробного разделения на алевролиты, песчаники или глинистые сланцы (n=77) аблакеткинской и буробайской свит, приведены в таблице 5.4. Для SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃*+MgO, CaO распределение вероятностей, характеризуется двумя четко выраженными пиками. В меньшей степени они выражены для Na₂O+K₂O (рис. 5.15).

Полученные данные не противоречат геологическим, поскольку в составе осадочных толщ северной части Калба-Нарымской зоны наблюдаются пластины актинолит-хлоритовых сланцев, залегающих среди черносланцевых отложений кыстав-курчумской свиты ($D_{2g}v$) [Котлер и др., 2015]. Кремнекислотность пород варьирует в интервале 44-52 мас. % SiO₂ (среднее 50,5 мас. %). Породы имеют повышенные содержания фемических компонентов ($TiO_2 - 1,2$ мас. %; $Fe_2O_3*+MgO - 14-20$ мас. %)) [Котлер и др., 2015]. Основная группа анализов осадочных пород легла в диапазон по кремнию в 54-74 мас.%, (среднее 63,08 мас. %); по титану -0,5-1 мас.%; по сумме Fe_2O_3*+MgO в 2-11мас. %.

Для гранитоидных пород это прямые данные, указывающие на коровый, авто- и параавтохтонный характер гнейсогранитов. Вариации составов метаморфических пород всех участков, наблюдаемые на гистограммах и полях составов (рис.5.13, 5.14, 5.15),

предельно близко коррелируются с осадочной серией пород (желтое внизу) такырской серии и кыстав-курчумской свиты (таблица 5.5). Породы кыстав-курчумской свиты имеющей более известково-щелочной и карбонатный состав (пик слева внизу), нами не рассматривается (рис. 5.15). По проведенным петрогеохимическим исследованиям осадочных серий подтверждается схожесть составов, что указывает на отсутствие перемены источников сноса, а именно на вулканические комплексы Алтайской активной континентальной окраины [Котлер и др., 2015].

Таблица 5.4. Алевролиты и песчаники кыстав-курчумской свиты и такырской серии (обрамление высокометаморфизованных пород)

Тип пород	абл	акетнинс	и песчаник кой свиты ерии (n=9)	l	Алевролиты и песчаники буробайской свиты такырской серии (n=33)				Алевролиты и песчаники курчумской свиты (n=13)			
Стат.	средн.	min.	max.	SD	средн.	min.	max.	SD	средн.	min.	max.	SD
SiO_2	63,66	57,67	69,28	1,88	64,40	58,37	71,97	2,73	65,03	61,07	72,07	2,55
TiO ₂	0,72	0,64	0,82	0,04	0,73	0,52	0,91	0,08	0,68	0,54	0,83	0,05
Al_2O_3	16,75	14,85	19,40	1,07	16,36	14,13	18,46	1,32	15,01	9,42	17,95	1,96
Fe_2O_3	5,03	3,89	6,39	0,56	5,32	2,22	7,88	0,03	5,39	3,96	6,58	0,68
MnO	0,07	0,05	0,12	0,01	0,08	0,02	0,27	0,70	0,10	0,01	0,26	0,05
MgO	1,60	1,05	2,08	0,21	1,92	0,67	3,20	0,60	2,13	0,93	3,50	0,84
CaO	1,46	1,06	1,75	0,21	1,45	0,24	2,87	1,02	4,45	0,36	12,27	3,00
Na ₂ O	3,02	1,67	4,50	0,61	3,03	0,92	4,72	0,90	2,46	0,37	5,07	1,39
K_2O	3,61	1,91	5,10	0,59	3,04	1,13	4,80	0,04	1,73	0,37	3,55	0,93
P_2O_5	0,19	0,14	0,25	0,03	0,18	0,09	0,52	0,04	0,15	0,11	0,19	0,02
H_2O	0,58	0,31	0,93	0,14	0,42	0,14	0,96	0,17	0,41	0,13	1,04	0,23
п.п.п.	3,33	1,62	4,49	0,70	3,29	1,12	6,27	1,30	2,60	1,16	5,40	1,32
Сумма	99,77	99,56	100,13	0,14	99,90	99,54	100,44	0,18	99,83	99,54	100,13	0,17

Таблица 5.5. Корреляция содержаний петрогенных компонентов (мас. %) терригенных и метаморфических пород ИСЗ

Тип пород	кыста	в-курчум	и песчанин ской свит ерии (n=55	Высокометаморфизованные породы северо-западной части ИСЗ (n=52)					
Стат.	средн.	min.	max.	SD	средн. тіп. тах.				
SiO_2	64,41	55,54	72,39	2,79	65,76	59,07	71,48	2,94	
TiO ₂	0,72	0,52	0,94	0,08	0,69	0,54	0,90	0,08	
Al_2O_3	16,10	9,42	19,66	1,24	15,61	12,66	19,11	1,19	
Fe ₂ O ₃	5,29	2,22	7,88	1,05	5,91	3,97	7,89	0,93	
MnO	0,08	0,01	0,27	0,03	0,12	0,04	0,29	0,05	
MgO	1,91	0,67	3,50	0,68	2,24	0,92	3,95	0,77	
CaO	2,21	0,24	12,27	1,34	1,35	0,57	2,65	0,40	
Na ₂ O	2,94	0,37	5,07	1,08	2,51	0,99	4,89	0,71	
K ₂ O	2,78	0,37	5,10	1,01	3,12	1,15	4,90	0,67	
P ₂ O ₅	0,17	0,09	0,52	0,04	0,15	0,08	0,29	0,04	
H_2O	0,44	0,13	1,04	0,19	0,06	0,00	0,33	0,08	
п.п.п.	3,10	1,12	6,27	1,25	2,31	0,47	5,35	0,87	
Сумма	99,85	99,54	100,44	0,18	99,82	99,05	100,97	0,31	

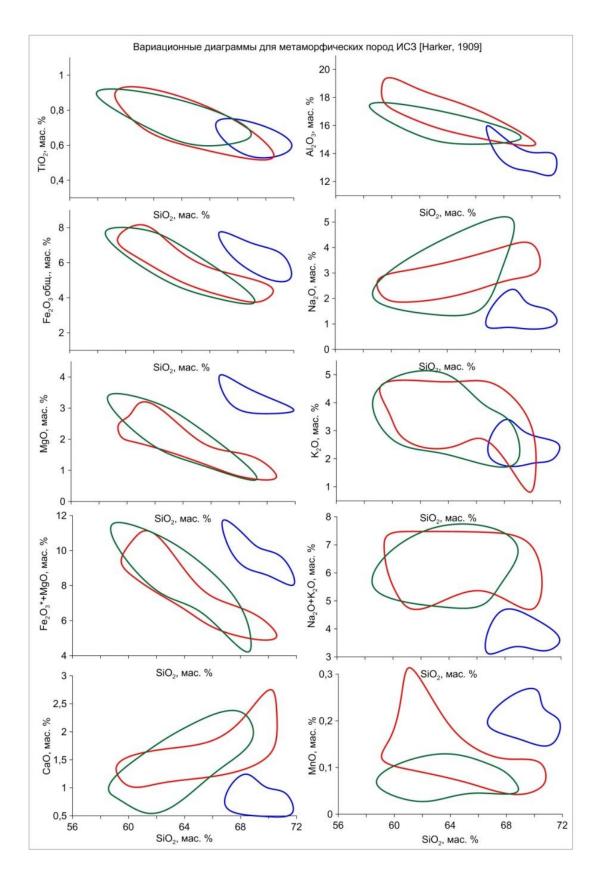


Рис. 5.9. Поля петрохимических составов метапелитов северо-западной части ИЗС: зеленое – Верхнеберезовский участок, синее – Предгорненский участок, красное – Чечекский участок .

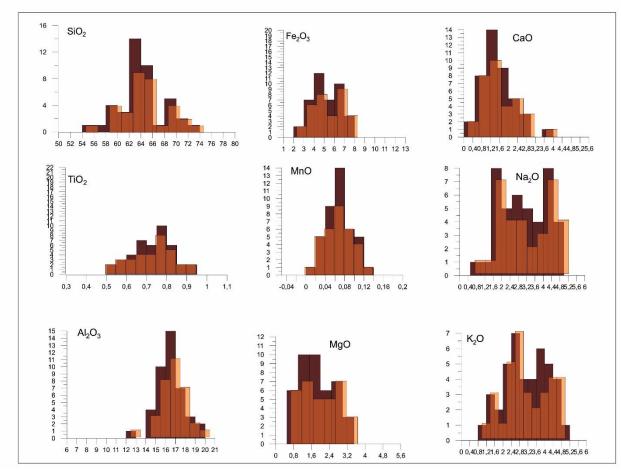


Рис. 5.10. Гистограммы распределения осадочных пород кыстав-курчумской и такырской серии пород (темно-коричневые гистограммы) и алевролитов и песчаников аблакеткинской и буробайской свит (светло-коричневые гистограммы)

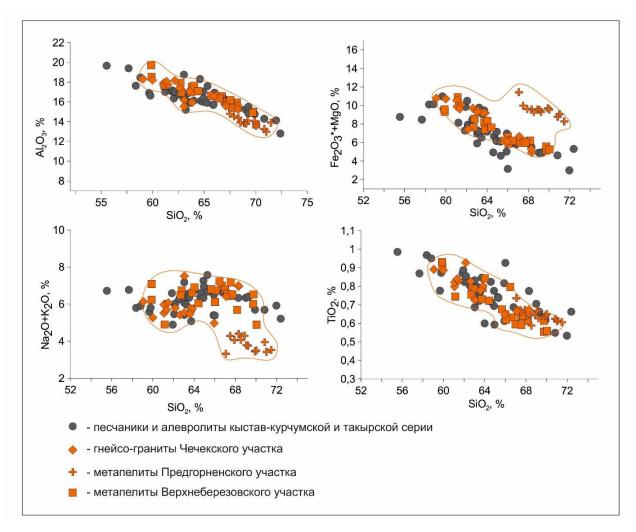


Рис. 5.11. Корреляция осадочных и метаморфических пород ИЗС

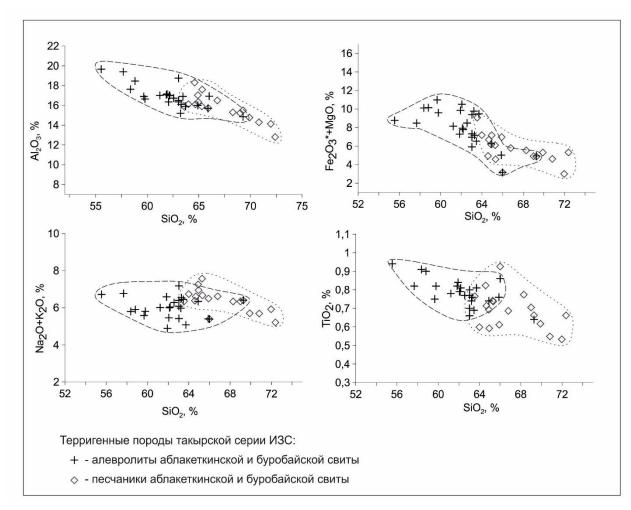


Рис. 5.12. Терригенные породы такырской серии (алевролиты и песчаники) ИЗС

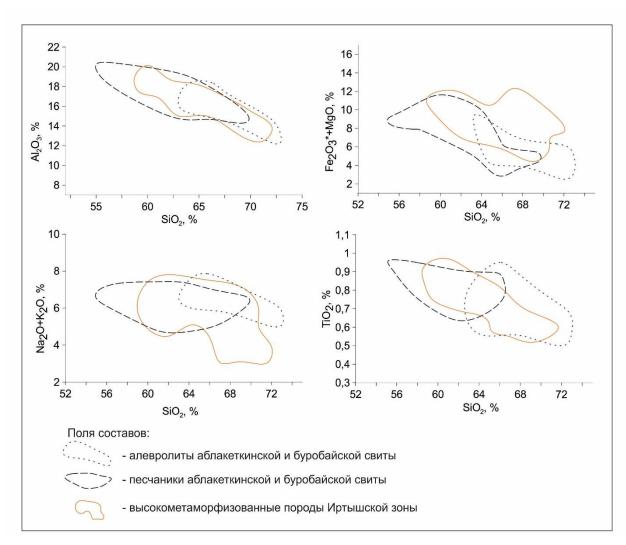


Рис. 5.13. Корреляция алевролитов и песчаников такырской серии и высокометаморфизованных пород Иртышской зоны смятия

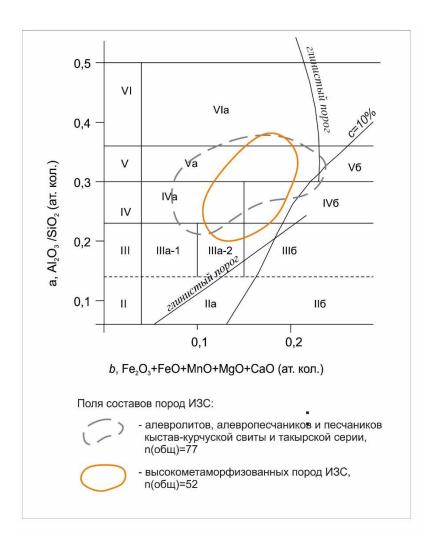


Рис. 5.14. Петрохимической классификационная диаграмма по [Неелов, 1977] для высокометаморфизованных и осадочных пород Иртышской зоны смятия

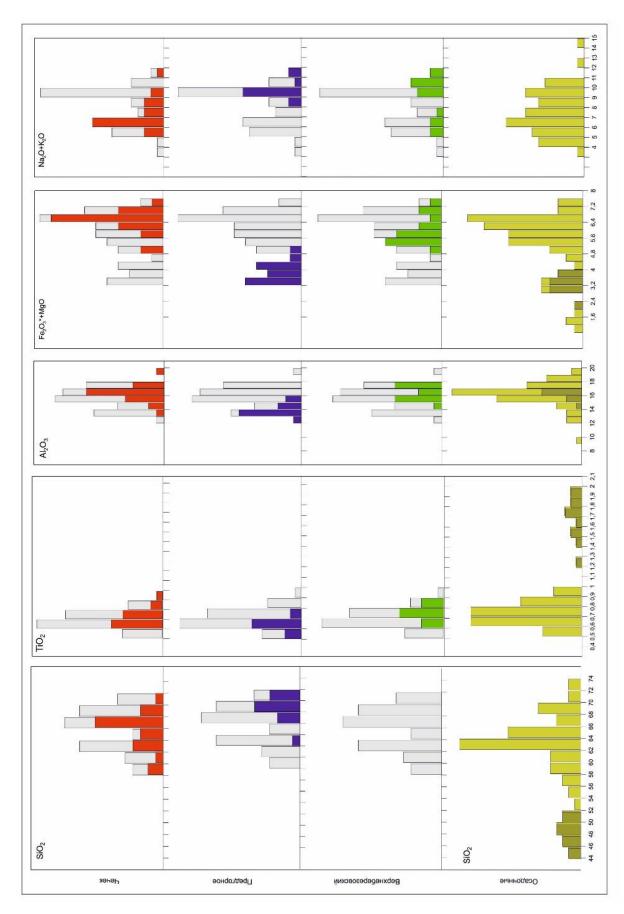


Рис. 5.15. Гистограммы распределения составов метаморфических и осадочных пород ИЗС

Выводы

Результаты петрогеохимических исследований состава высокометаморфизованных пород Иртышской зоны смятия позволили сделать следующие выводы.

- Первичным субстратом для гранитоидных пород Чечекской купольной структуры могли служить песчаники, алевролиты и песчаники, соответствующие такырской серии пород (алевро-песчанистый состав). Более тугоплавкие диатектиты и амфиболитовые гнейсы могут отвечать известковистой пачки в осадочной серии аблакеткинской свиты или соответствовать отложениям кыстав-курчуской свиты.
- Первичным субстратом для высокоглиноземистых метаморфических пород Верхнеберезовского, Предгорненского, Согринского и Подгорненского участков могли служить алевролиты и алевропесчаники такырской серии пород.
- Вещественный состав мигматитов и гранитогнейсов Чечекской структуры родственен составу Верхнеберезовского и Предгорненского участков. Вариации в их составе могут носить фациальную природу.

Проведенные петрогеохимические исследования позволили сформулировать **третье защищаемое положение**: «Первичным субстратом пород высоких и средних ступеней метаморфизма северо-западной части Иртышской зоны смятия служили преимущественно отложения (алевролиты и алевропесчаники) такырской серии и кыстав-курчумской свиты Калба-Нарымской структурно-формационной зоны».

ГЛАВА 6. ТЕПЛОВЫЕ ИСТОЧНИКИ МЕТАМОРФИЗМА НТ/МТ ТИПА ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИРТЫШСКОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ

Ключевым моментом при реконструкциях метаморфизма Иртышской зоны смятия является идентификация тепловых источников, достаточных для проявления высоких и средних ступеней метаморфизма на мезо- и гипабиссальных уровнях земной коры. Отсутствие данной информации ранее послужило основой ДЛЯ отнесения высокометаморфизованных пород к инородным тектоническим блокам, либо к отторженцам фундамента [Нехорошев, 1939; Хорева, 1963; Владимиров, 1987; Чиков, Зиновьев, 1996 и др.]. Недостаточная статистика определений параметров метаморфизма также приводила к ошибочным взглядам о возможном тепловом воздействии со стороны лейкогранитов и гранитов калбинского комплекса.

При рассмотрении условий проявления высоких и средних ступеней метаморфизма на гипабиссальном и мезоабиссальном уровне коллизионных зон смятия, следует учитывать следующие возможные тепловые источники — это увеличение температур и давлений при синколлизионном возрастании мощности коры, тепловое воздействие со стороны интрузий (гранитоидов и базитов), а также процессы динамометаморфизма при активизации тектонических движений.

мошности земной обеспечивает Синколлизионное возрастание коры согласованное возрастание как температур, так и давлений до параметров, достаточных для появления минеральных ассоциаций с кианитом и ставролитом [Скляров, 2000]. К сожалению, К моменту завершения диссертационной работы известных термохронологических работ, позволяющих оценить возраст длительность И орогенических событий в данном регионе нет. Поэтому, можно взять наши предельные оценки параметров кианитового метаморфизма: $P \sim 8$ кбар, $T \sim 680^{\circ}$ C (возраст - не моложе 312 млн лет). При геотермическом градиенте 30° C /1 км необходимая мощность коры составит не более 22 км, что вполне реалистично для коллизионных орогенных областей. Общее давление может возрастать также в связи режимом транспрессии в коллизионной зоне.

Таким образом, синколлизионное возрастание мощности земной коры может обеспечить метаморфизм умеренных температур и повышенных давлений. Однако, встает вопрос позиции этих пород среди слабо- и неметаморфизованных пород на возрастной рубеж 280 млн лет. Такие примеры проявления зафиксированы и описаны в третьей главе. В этой же главе приведены данные структурного анализа, однозначно указывающие, что

кианитовые сланцы были тектонически экспонированы в период пермской активизации (C₃-P₁).

Динамометаморфизм, а именно возрастание температуры вдоль сдвиговых зон за счет фрикционного тепла, маловероятен для метаморфизма высоких и средних ступеней. Проведенные микроструктурные, микрорентгеноспектральные и парагенетические исследования синкинематического минералообразования показали, что в условиях шлифа, образца и обнажения мы можем наблюдать выдержанность химического состава в высокоградных минеральных парагенезисах, что подтверждается воспроизводимостью оценок РТ-параметров как минимум в масштабах, обнажения. В тоже время, в пределах этих же обнажений наблюдаются активные синметаморфические деформации с признаками суперпластичности за счет межзернового скольжения по зонам скалывания (С, С/С`-тип), но не оказывающие какого-либо влияния на оценки параметров метаморфизма в пределах ошибки аналитических методов.

Несомненно, можно допустить аномальное возрастание температур и давлений за счет деформационных событий, но, скорее всего, это возможно только в случае землетрясений и появления специфических пород – псевдотахилитов. При длительной же милонитизации пелитовых толщ происходят реакции дегидратации с выделения флюида и водной фазы, которые приводят к «сбросу» сил трения (сброс напряжения) и понижению энергии деформаций. С учетом скорости геологических процессов в данном регионе появления псевдотахилитов вряд ли возможно.

Тепловое воздействие со стороны гранитоидных интрузий можно рассмотреть на примере Предгорненско-Верхнеберезовского сегмента ИЗС.

Геологическое картирование высокометаморфизованных пород на Верхнеберезовском участке показало отсутствие проявлений гранитоидного магматизма среди кианитовых сланцев и ороговикованных пород такырской серии. В процессе работ была зафиксирована всего лишь маломощная пегматитовая жила, но она обнажается непосредственно вблизи контакта габброидного массива.

Влияние теплового воздействия со стороны гранитоидов можно предположить только на Предгорненском участке, где к кианит-ставролитовым сланцам максимально приближены лейкограниты калбинского комплекса. Однако, материалы, изложенные в третьей главе, не позволяют предполагать, что они оказали тепловое воздействие, так как их формирование происходит в более низких условиях температур и давлений, чем зафиксированные в высокометаморфизованных породах. К тому же лейкограниты не могут

обеспечить необходимое тепловое воздействие, исходя из фиксируемых процессов полиметаморфизма.

Тепловое воздействие со стороны габброидных интрузий. В главах 3 и 4 было показано, что среди неметаморфизованных пород такырской серии и кыстав-курчумской свиты наблюдаются блоки высоких и средних ступеней метаморфизма с признаками ороговикования и наложенного метаморфизма. Единственным тепловым источником, который мог бы обеспечить соответствующий тепловой фон, можно считать синтектонические базитовые расплавы. Исходя из геологической ситуации и изотопногеохронологических данных, возраст базитовых интрузий в данном регионе имеет верхнюю возрастную границу 312 (Суровский массив), либо 285 млн лет (Верхнеберезовский массив и др.), что послужило основанием для сравнения этих групп.

Независимо от характеристик базитового магматизма ИЗС, следует остановиться на морфологии зон ороговикования — это зоны конформные контактам базитовых тел (Суровский, Улановский, Верхнеберезовский массивы и др.), а также «пятна» и цепочки локального проявления высоких и средних ступеней метаморфизма силлиманитандалузитового типа (Предгорное, Согра, Огневка, Подгорное и др. участки).

«Пятнистый» характер метаморфизма HT/MT типичен и распространен по всей ИЗС. Его появление можно объяснить их расположением над кровлей габброидных тел, что весьма вероятно, поскольку параллельно этим зонам, как правило, расположены многочисленные мелкие и внемасштабные тела габброидов прииртышского серии.

Особое место среди роговиков занимает гранитогнейсовая купольная структура в Чечекском блоке. В четвертой главе было показано, что происхождение купольной структуры и проявление метаморфизма высоких и средних ступеней генетически связано с эпизодом внедрения и синтектонического становления Суровского габброидного массива на период 312 млн лет, который обеспечил необходимый прогрев и проплавление вышележащих осадочных толщ (такырская серия и кыстав-курчумская свита)

На примере Суровского массива можно проследить процессы длительного внедрения базитовых расплавов – начало кристаллизации происходило на висячем северовосточном блоке, с появлением признаков директивности (расслоенности) и структур течения. В основной массе на удалении от контакта габброиды более или менее раскристаллизованны (с магматическими структурами). Чего нельзя сказать о массивах Предгорненско-Верхнеберезовского сегмента, где небольшие размеры базитовых интрузий позволяют говорит о краткосрочном внедрении в зоны пониженного давления при

взбросо/сбросовых деформациях, контролируемые вторичными сколами (сопряженные сколы Риделя) при реализации сдвиговых деформаций [Swanson, 1990; Naylor et al. 1986].

Температуры внедрения вполне достаточно для прогрева вмещающих толщ, т.е. обеспечивают необходимый уровень наложенного метаморфизма, что не противоречит экспериментальным данным [Jaeger, 1957], где показано, что ореолы контактового метаморфизма со стороны базитовых интрузий могут распространятся на расстояния превышающие размеры массивов, это связано как с температурой внедрения расплавов, так и вмещающими породами метапелитового состава, легко поддающиеся изменениям давлений и температур.

В диссертационной работе, опираясь на результаты картировочных работ, оценки РТ-параметров метаморфизма пород и структурный анализ, в качестве основных тепловых источников НТ/МТ метаморфизма на гипабиссальном уровне ИЗС рассмотрены габброиды прииртышской серии и суровского комплекса. Исходя из этой задачи, ниже проведена их краткая характеристика и анализ.

Для изучения вещественного состава пород было сделано методом РФА всего 24 химических анализа и 9 анализов методом ICP-MS (по 3 наиболее типичных разновидностей для каждого из участков). Полученная информация использовалась в заключительной главе, посвященной типизации метаморфизма высоких и средних ступеней Иртышской зоны смятия.

6.1. Общая характеристика габброидов прииртышской серии

В ходе картировочных работ было установлено, что цепочки небольших габброидных массивов *прииртышской серии* (C_1) «пронизывают» Иртышскую зону смятия вдоль ее простирания, пространственно тяготея к Калба-Нарымскому и другим разломам ИЗС (рис. 6.1). Тела габброидов часто амфиболитизированны и милонитизированны, с признаками синтектонического внедрения (Предгорненско-Верхнеберезовский сегмент, Чечекский сегмент, Согра, Подгорное, Овечий ключ).

Всеми исследователями отмечается генетическая связь базитовых тел с метаморфическими породами, в том числе, несомненное проявление признаков теплового воздействия с их стороны на высокометаморфизованные породы. Однако, несмотря на длительный период их изучения, до сих пор остаются открытыми вопросы принадлежности всех массивов к единому «прииртышскому» комплексу, тектонических обстановок и возраста их внедрения и становления.

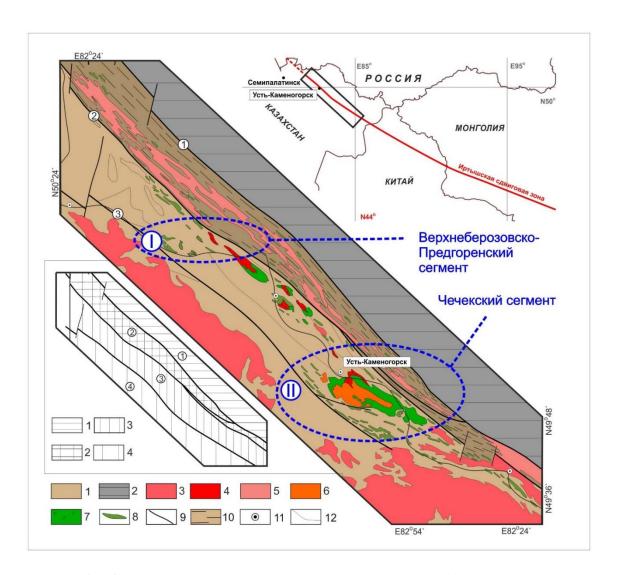


Рис. 6.1 Схема расположения массивов Прииртышской габбро-гранитной ассоциации (геологическая схема по [Кузебный,1981]).

1 - осадочные отложения такырской серии (D_3 - C_1) и кыстав-курчумской свиты (D_{2gv}); 2 - герцинские нерасчлененные отложения Рудноалтайского террейна; 3 - гранитоиды калбинского комплекса (P_1); габбро-гранитная прииртышская серия (C_1) (4-8): 4 - гранит-сиенитовый комплекс, 5 - тела гранитоидов главной стадии, 6 - гнейсограниты Чечекского типа, 7 - габброиды суровского комплекса; 8 - дунит-гарцбургитовый комплекс; 9 - глубинные разломы, 10 - бластомилониты ИЗС, 11 - населенные пункты, 12 - структурные линии осадочных пород.

Положение опорных сегментов: **I** - Верхнеберезовско-Предгорненский, **II** - Чечекский. Наименование глубинных разломов ($\mu \phi$ ры на схеме): 1 - Иртышско-Маркакольский разлом, 2 - главный осевой разлом, 3 - Калба-Нарымский.

На врезке: 1 - Рудноалтайская зона, 2 - Иртышская шовная зона, 3 - Калбинская зона, 4 - Прикалбинская зона.

6.2. Петрогеохимическая характеристика габброидов Верхнеберезовского и Предгорненского участков

Схожесть габброидных массивов Предгорненского и Верхнеберезовского участков подтверждается не только пространственной близостью, но и близкими петрогеохимическими характеристиками (рис. 6.2, рис. 6.3).

Редкоэлементные составы практически совпадают и их можно связать с деплетированными источниками базальтовой магмы и, возможно, одним мантийным источником (рис. 6.4. рис. 6.5).

Состав габброидов Предгорненского участка отвечает по содержанию SiO₂ от 48.1 мас. % до 45.4 мас. %; по TiO₂ от 1.7 мас. % до 0.5 мас. %; по сумме щелочей Na₂O + K₂O от 3.1 мас. % до 1.5 мас. % (табл. 6.1). По суммарному содержанию щелочей породы они относятся к нормальной щелочности, а по калиевости – к толеитовой серии (рис. 6.3.). Содержания MgO и CaO имеют небольшой разброс значений от 9.8 мас. % до 11 мас. %.

Сумма РЗЭ для Предгорненского — от 93 г/т до 155 г/т. Отношение (La/Yb)n для габброидов ПГ участка варьирует в пределах 0,4; (Gd/Yb)n в пределах 0,9. Для пород ПГ участка наблюдаются отчетливые максимумы по Ва, K, Sr и минимумы по Th и Nb (рис. 6.4).

Габброиды Верхнеберезовского участка по содержанию SiO_2 от 49 мас. % до 45.2 мас. %; по TiO_2 от 2.1 мас. % до 0.8 мас. %; по сумме щелочей $Na_2O + K_2O$ от 3,3 мас. % до 1.4 мас. % (табл. 6.2.). По суммарному содержанию щелочей они относятся к нормальной щелочности, а по калиевости – к толеитовой серии и известково-щелочной серии пород.

Содержания оксида MgO имеют значительный разброс значений от 6.13 мас. % до 10.58 мас. %, значения оксида CaO варьируются в диапазоне от 9,84 мас. % до 13,58 мас. % (рис. 6.2).

Для Верхнеберезовского участка сумма РЗЭ имеет диапазон значений от 120 г/т до 146 г/т. Отношения (La/Yb)n и (Gd/Yb)n для габброидов ВБ участка варьирует в диапазоне значений 0.33 — 0.57 и 0.97- 1.03 соответственно. Для пород ВБ участка наблюдаются отчетливые максимумы по Ва, K, Sr и минимумы по Th и Nb (рис. 6.5).

Таблица 6.1. Содержание петрогенных элементов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (Γ/τ) в представительных образцах габброидов Верхнеберезовского участка

Участок	Bepx	Верхнеберезовский (п=8)			Образец		
Стат.	средн.	max.	min.	SD	КТ717	N-026	КТ720
SiO_2	47,51	48,97	45,21	1,21	45,21	46,39	47,51
TiO ₂	1,14	2,08	0,77	0,42	1,01	0,77	0,80
Al_2O_3	16,56	18,18	13,85	1,61	18,16	17,72	18,10
Fe_2O_3	10,71	15,54	8,38	2,29	10,73	9,02	8,62
MnO	0,19	0,28	0,13	0,05	0,20	0,14	0,14
MgO	8,50	10,58	6,13	1,28	8,88	10,58	8,77
CaO	11,89	13,58	9,84	1,31	12,45	12,47	12,97
Na ₂ O	1,92	3,13	0,87	0,72	1,50	1,20	1,77
K_2O	0,34	0,81	0,14	0,20	0,20	0,20	0,34
P_2O_5	0,09	0,23	0,04	0,06	0,06	0,05	0,06
п.п.п	1,18	2,87	0,28	0,81	0,81	0,92	0,76
Сумма	100,07	100,84	99,35	0,48	99,35	99,62	99,95
Rb					1,48	0,48	4,59
Sr					251,26	162,55	127,44
Y					21,93	19,06	19,08
Zr					53,81	30,95	37,43
Nb					0,86	0,86	0,54
Cs					0,11	0,10	0,21
Ba					48,30	9,27	42,78
La					1,92	0,99	1,13
Ce					5,96	3,34	3,87
Pr					1,20	0,72	0,86
Nd					6,07	4,60	4,80
Sm					2,09	1,76	1,85
Eu					0,90	0,77	0,78
Gd					2,85	2,56	2,45
Tb					0,57	0,50	0,51
Dy					3,66	3,28	3,35
Но					0,84	0,70	0,70
Er					2,34	2,07	2,06
Tm					0,36	0,32	0,32
Yb					2,26	1,99	2,04
Lu					0,34	0,31	0,29
Hf					1,70	1,18	1,30
Та					0,07	0,05	0,03
Th					0,11	0,07	0,06
U					0,07	0,02	0,03

Таблица 6.2. Содержание петрогенных элементов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (Γ / τ) в представительных образцах габброидов

Предгорненского участка

Участок	Про	Предгорненский (n=7)			N₂			
Стат.	средн.	max.	min.	SD	N-012	КТ701	КТ703	
SiO ₂	47,03	48,11	45,45	0,91	47,23	47,49	47,64	
TiO ₂	0,81	1,72	0,51	0,40	0,60	0,56	0,97	
Al_2O_3	17,46	18,77	15,03	1,54	18,00	17,27	15,99	
Fe ₂ O ₃	9,45	12,67	7,40	1,72	8,39	8,20	10,93	
MnO	0,15	0,22	0,11	0,03	0,12	0,13	0,17	
MgO	10,31	11,27	8,79	0,84	10,72	11,27	8,79	
CaO	10,88	11,64	9,68	0,70	10,80	10,12	11,54	
Na_2O	2,37	2,89	1,33	0,53	2,62	2,89	2,66	
K_2O	0,14	0,16	0,11	0,02	0,12	0,14	0,14	
P_2O_5	0,06	0,12	0,04	0,03	0,05	0,04	0,07	
п.п.п	1,09	1,57	0,48	0,34	0,91	1,28	0,85	
Сумма	99,90	100,55	99,38	0,38	99,68	99,52	99,91	
Rb					1,06	1,38	2,00	
Sr					56,00	182,00	85,76	
Y					13,92	13,19	25,01	
Zr					33,81	31,21	54,34	
Nb					0,50	0,43	0,65	
Cs					0,32	0,22	0,18	
Ba					8,62	29,41	20,18	
La					1,04	1,08	1,59	
Ce					3,48	3,59	5,54	
Pr					0,70	0,66	1,08	
Nd					3,82	3,71	6,13	
Sm					1,34	1,23	2,12	
Eu					0,52	0,41	0,82	
Gd					1,81	1,70	3,06	
Tb					0,35	0,32	0,59	
Dy					2,38	2,20	4,07	
Но					0,54	0,47	0,94	
Er					1,63	1,43	2,67	
Tm					0,24	0,22	0,43	
Yb					1,57	1,45	2,69	
Lu					0,24	0,22	0,40	
Hf					1,03	1,00	1,68	
Ta					0,05	0,05	0,05	
Th					0,06	0,07	0,13	
U					0,02	0,03	0,07	

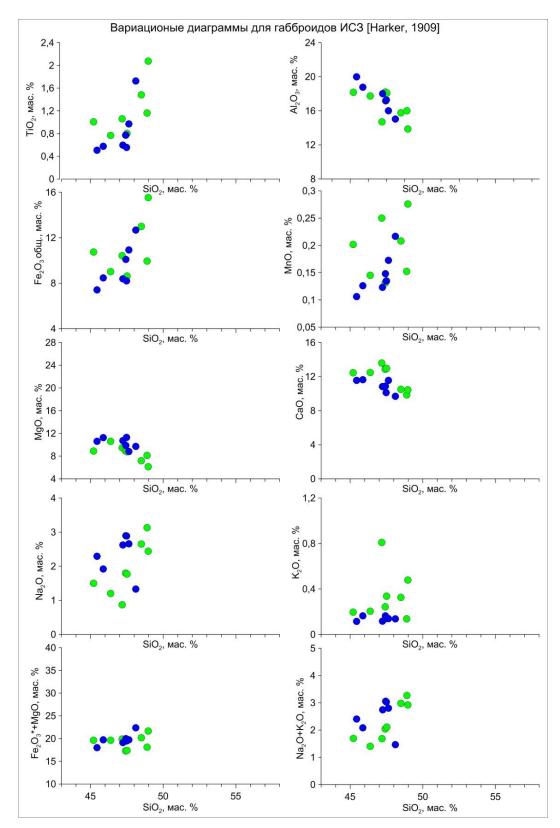


Рис. 6.2. Диаграмма Харкера [1909] петрохимических составов для габброидных комплексов ИСЗ: Верхнеберезовского и Предгорненского участков (зеленые, синие кружки соответственно).

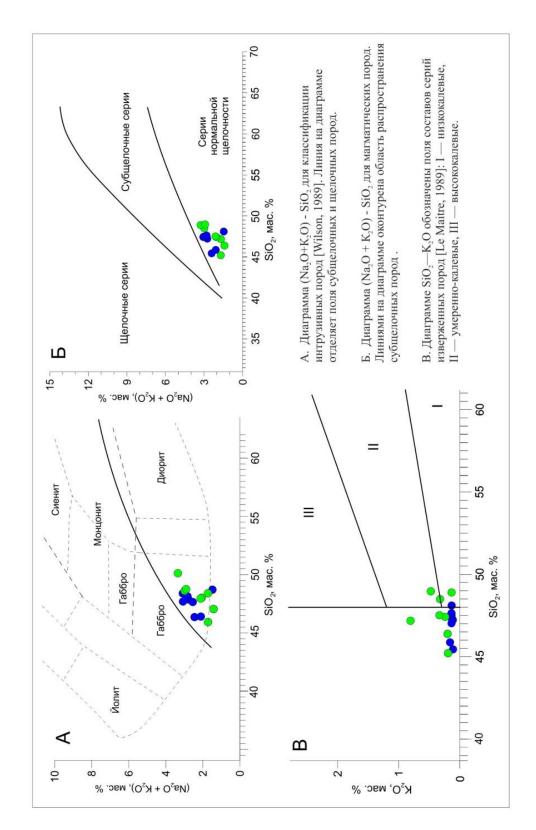


Рис. 6.3. Составы габброидов Верхнеберезовского и Предгорненского участков (зеленые, синие кружки соответственно) на классификационных диаграммах SiO_2 - ($Na_2O + K_2O$), $SiO_2 - K_2O$.

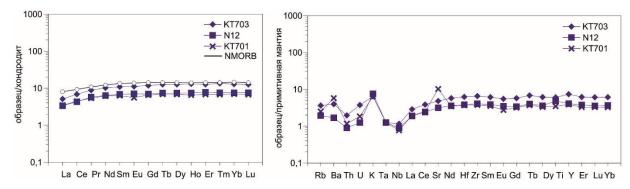


Рис. 6.4. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в габброидах Предгорненского участка. Содержание редкоземельных элементов нормировано по хондриту [Boyton, 1983], редких элементов - по примитивной мантии [Taylor, Mclennan, 1985].

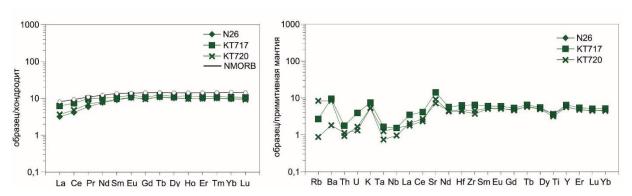


Рис. 6.5. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в габброидах Верхнеберезовского участка. Содержание редкоземельных элементов нормировано по хондриту [Boyton, 1983], редких элементов - по примитивной мантии [Taylor, Mclennan, 1985].

6.3. Петрогеохимическая характеристика габброидов Суровского массива.

Габброиды Суровского массива имеют более широкий диапазон по содержанию SiO_2 от 55.7 мас. % до 45.3 мас. %; по титану от 1.7 мас. % до 0.2 мас. %; по сумме щелочей $Na_2O + K_2O$ от 4.9 мас. % до 0.3 мас. % (рис. 6.6, табл. 6.3). По суммарному содержанию щелочей относятся нормальной щелочности, а по калиевости — к толеитовой серии и известково-щелочной серии пород (рис. 6.7). Базиты Суровского массива имеют широкий разброс значений по MgO (от 4.61 мас. % до 24.51 мас. %) и по CaO (от 3.54 мас. % до 14.35 мас. %).

Концентрации редких и редкоземельных элементов также проявляют различия по составу. Для перидотит-габбровой группы разброс значений по сумме РЗЭ - от 83 г/т до 199 г/т. Вариации соотношение (La/Yb)n от 1.96 до 2.85 и (Gd/Yb)n от 1.12 до 1.25 указывают на слабый отрицательный наклон. Для перидотит-габбровой группы проявлена положительная аномалия по Eu, а также максимумы по Sr, Ti и минимумы по Ta, Nb, Hf,

Zr. Амфиболовые габбро демонстрируют повышенные содержания по Rb, U, Hf, Zr и отсутствие аномалии по Eu (рис. 6.8).

Для габброидов Суровского массива наоборот характерно повышенное содержание легких элементов и отвечают к базальтам типа EMORB и более широкий диапазон значений петрогенных элементов, возможно это связанно с расслоенностью массива [Юрченков, 1981].

Таблица 6.3. Содержание петрогенных элементов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных образцах габброидов Чечекского участка

Участок	Суровский массив (n=18)			Nº			
Стат.	средн.	max.	min.	SD	N-110	КТ789	КТ793-1
SiO ₂	49,06	55,68	45,28	2,88	49,26	53,83	48,84
TiO ₂	0,73	1,69	0,15	0,50	0,37	1,69	0,57
Al ₂ O ₃	16,37	22,19	8,39	2,82	17,47	14,60	21,63
Fe ₂ O ₃	8,29	12,88	4,17	2,78	6,42	12,14	5,48
MnO	0,14	0,27	0,06	0,05	0,11	0,19	0,11
MgO	10,21	24,51	4,58	4,75	10,33	6,12	6,15
CaO	11,43	14,41	3,54	2,91	12,15	10,23	13,61
Na ₂ O	1,71	3,71	0,24	0,91	1,47	0,65	1,56
K ₂ O	0,30	1,17	0,04	0,26	0,28	0,35	0,29
P_2O_5	0,07	0,20	0,01	0,06	0,04	0,20	0,06
п.п.п	1,43	5,76	-0,13	1,30	1,80	0,32	1,50
Сумма	99,95	100,69	99,21	0,40	99,99	100,44	99,94
Rb					8,64	55,61	7,01
Sr					175,93	307,04	317,95
Y					8,77	20,04	10,38
Zr					19,12	95,78	19,69
Nb					1,04	3,26	1,69
Cs					0,50	4,01	0,90
Ba					49,09	40,32	82,80
La					2,75	6,83	4,90
Ce					5,99	16,46	10,04
Pr					0,96	2,50	1,52
Nd					4,07	11,45	6,66
Sm					1,02	2,86	1,64
Eu					0,71	1,10	1,28
Gd					1,32	3,39	1,79
Tb					0,24	0,59	0,30
Dy					1,48	3,57	1,86
Но					0,32	0,75	0,39
Er					0,97	2,12	1,21
Tm					0,15	0,32	0,19
Yb					0,94	2,15	1,16
Lu					0,14	0,31	0,18
Hf					0,66	2,59	0,66
Ta					0,09	0,24	0,12
Th					0,57	1,40	1,64
U					0,30	0,48	0,15
Sc					32,54	29,84	34,09
V					326,28	174,94	247,19
Cr					1168,77	645,44	582,48
Co					44,49	55,39	18,73
Ni					338,09	268,47	38,29

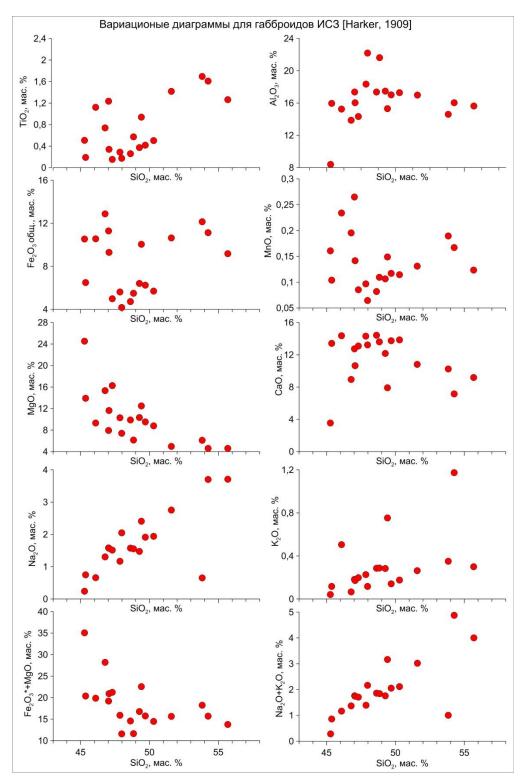


Рис. 6.6. Диаграмма Харкера [1909] петрохимических составов для Суровского массива (красные кружки).

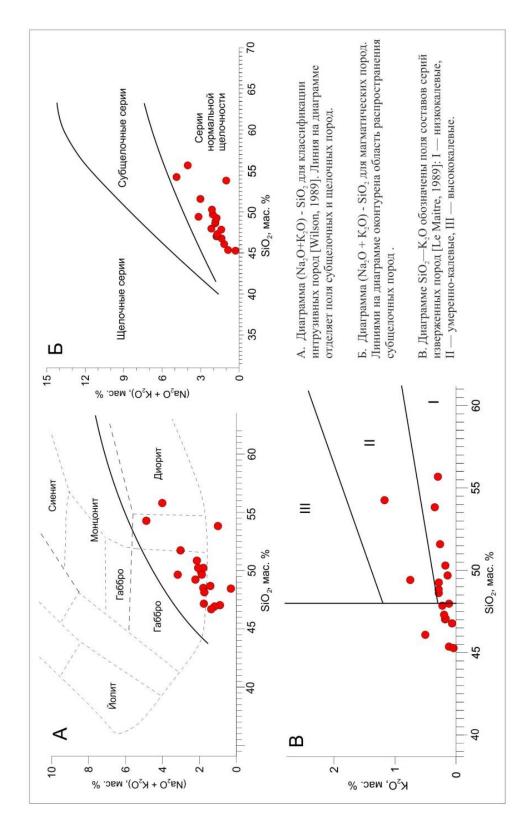


Рис. 6.7. Составы габброидов Суровского массива (красные кружки) на классификационных диаграммах SiO_2 - ($Na_2O + K_2O$), SiO_2 - K_2O .

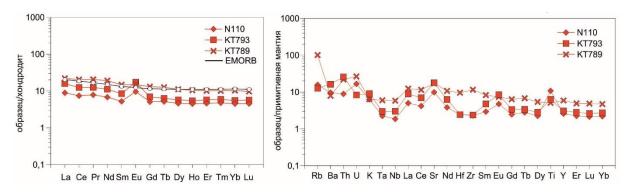


Рис. 6.8. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в габброидах Суровского массива. Содержание редкоземельных элементов нормировано по хондриту [Boyton, 1983], редких элементов - по примитивной мантии [Taylor, Mclennan, 1985].

Обсуждение результатов и основные выводы

Опираясь на изложенные выше характеристики габброидных тел, зафиксирована их схожесть не только по петрогеохимическим параметрам (рис. 6.1) и характеру синтектонического внедрения, но и по тепловому воздействию и ороговикованию. Процесс ороговикования зафиксирован как в осадочных толщах и их милонитов (такырская серия и кыстав-курчумская свита), так и в тектонически экспонированных блоков St-Ку сланцев. В первом случае, это привело к проградному метаморфизму осадков с возрастанием параметров по направлению к контакту с базитами (см. Предгорненский участок). Во втором к полиметаморфизму (диафторезу) кианитовых сланцев с появлением неравновесных ассоциаций, включая сосуществование Ку, And и Sil обеспечившим тепловое воздействие на метаосадочные толщи на различных этапах ее эволюции. Возраст ороговикования пород и, соответственно, возраст габброидных массивов, не превышает возрастной рубеж 285.2+3.5 млн лет.

Формирование метаморфизма *кордиерит-гранат-силлиманитового типа* (Чечекская гранитогнейсовая) структура генетически связано с базитовым магматизмом суровского комплекса (315-310 млн лет), который отличается как по петрогеохимическим параметрам, по длительности внедрения, так и по характеру теплового воздействия.

Таким образом, полученные данные указывают на то, что габброидные массивы *прииртышского* и *суровского* комплексов, развитых в Калба-Нарымской зоне, отличаются по структурно-тектоническому положению, петрогеохимическим характеристикам (рис. 6.9), а также по времени формирования.

Учитывая, что Калба-Нарымская зона представляет собой преддуговой прогиб, можно было бы предположить, что цепочки габброидных массивов являются отторженцами океанического дна, экспонированных в верхние уровни земной коры, но это

противоречит прямым геологическим данным, которые указывают на связанные с базитовыми интрузиями зоны ороговикования. Полученные данные по Предгорненско-Верхнеберезовскому сегменту демонстрируют отличие тел прииртышской серии от базитов аргимбайского и максутского комплексов, которыми представлен основной объём базитового магматизма в пределах Алтайской коллизионной системы, проявленного в сопряженной Чарской структурно-формационной зоне (рис. 6.10) [Хромых, 2013; Хромых, 2016].

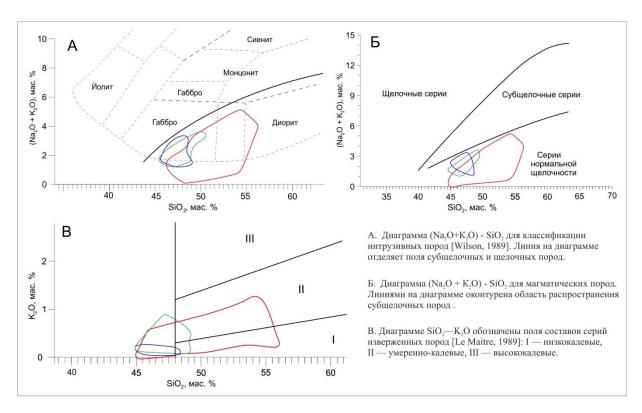


Рис. 6.9. Составы габброидов северо-западной части ИСЗ: Верхнеберезовского, Предгорненского, Суровского массива (зеленые, синие и красные поля соответственно) на классификационных диаграммах SiO_2 - (Na_2O+K_2O) , SiO_2 - K_2O .

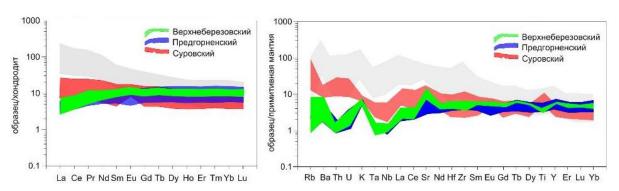


Рис. 6.10. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в габброидах северозападной ИСЗ, серым фоном аргимбайский и максутский комплексы. Содержание редкоземельных элементов нормировано по хондриту [Boyton, 1983], редких элементов - по примитивной мантии [Taylor, Mclennan, 1985].

ГЛАВА 7. ХАРАКТЕРИСТИКА И ТИПИЗАЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА НТ/МТ ТИПА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИРТЫШСКОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ

Проведенное исследование высокометаморфизованных пород северо-западной части Иртышской зоны смятия опирается на значительный объем фактического материала, включающий в себя более 1500 точек наблюдения вдоль всего линеамента. Полевые исследования, оценка РТ-параметров метаморфизма, анализ синкинематического минералообразования и кинематики синметаморфических деформаций, изотопно-геохронологические данные, интерпретация тектонических обстановок позволили охарактеризовать и выполнить типизацию высоких и средних ступеней метаморфизма Иртышской зоны смятия (таблица 7.1).

Установленные закономерности не противоречат региональным геологическим данным, однако, нужно подчеркнуть, что благодаря крупнейшим размерам Иртышской тектонической зоны (линеамент протяженностью до 2000 км) ожидать одновозрастные тектоно-метаморфические и тектоно-магматические события и обстановки на всем простирании ИЗС маловероятно. В качестве подтверждения можно привести исследования В.П. Сухорукова с соавторами [Сухоруков, 2007; Полянский и др., 2011; Сухоруков, 2013], в которых по территории Монгольского сегмента для периода пермской активизации Иртышской зоны зафиксированы надвиги, сопровождаемые высокотемпературным полиметаморфизмом с замещением And → Ky → Sil.

В рамках диссертационной работы задача региональных корреляций не ставилась.

Таблица 7.1. Эволюция метаморфизма северо-западной части Иртышской зоны смятия*

	Метаморфизм LT типа		Метаморфизм LT типа		
Тип метаморфизма	M1 зеленосланцевый	M2 Ky-St тип	M3 Gr-Sill тип	M4** And-Sill и HT/LP тип	M5 зеленосланцевый
a) a)	<u>+</u> Bt+Ms+Chl <u>+</u> Gr	Ky-St	Gr-Sill	And-Sill, HT/LP	Chl-Ms
РТ-параметры	P = 2-3 кбар, T < 450 °C	P = 6-8 кбар, T < 680 ⁰ C	P = 4-6 кбар, T < 750 ⁰ C	P = 1.5-3.5 кбар, T=550-650 ⁰ C	P = 2-3 кбар, T < 450 ⁰ C
Субстрат	Осадочные породы такырской серии и кыстав-курчумской свиты	Осадочные и метаосадочные (М1) породы такырской серии и кыстав-курчумской свиты	Осадочные и метаосадочные (M1, M2) породы такырской и кыстав-курчумской свит	Осадочные и метаосадочные (М1, М2, М3) породы такырской серии и кыстав-курчумской свиты, ортопороды (S-граниты)	Осадочные и метаосадочные (M1, M2, M3, M4) породы такырской серии и кыстав-курчумской свиты, ортопороды (S-граниты)
Участки и районы проявления метаморфизма	На всем протяжении Иртышской зоны	Предгорненский, Верхнеберезовский, Овечий ключ (Согра)	Чечекский	Предгорненский, Верхнеберезовский, Согра, Подгорное и др.	На всем протяжении Иртышской зоны
Магматизм северо- западной части ИЗС	Отсутствует	Отсутствует (?)	Базитовый (Суровский массив) и гранитоидный (Чечекская структура)	Базитовый (прииртышский комплекс) и гранитоидный (калбинский, позднекалбинский комплексы)	?
Возраст, млн лет	> 340	340-320	320-310	310-280	280-240
Тектонический режим	Сжатие	Сжатие	Сжатие со сдвигом (транспрессионный)	Сдвиговый	Сдвигово-раздвиговый
Геодинамическая обстановка	Аккреционно- субдукционная	Раннеколизионная	Колизионная	Постколизионная	Трансформно-сдвиговая

Примечание:

^{*} подготовлена совместно с В.Г.Владимировым;

^{**} параметры метаморфизма контролируются положением до термальных источников (базитовых камер, либо базитовых массивов).

В северо-западной части Иртышской зоны смятия выделены три группы метаморфизма высоких и средних ступеней: кианит-ставролитовый тип, кордиерит-гранат-силлиманитовый тип, андалузит-силлиманитовый тип. Ниже обобщены данные предыдущих разделов и приведена краткая характеристика выделенных типов, включающая оценку параметров метаморфизма, синметаморфические деформации, тектонические обстановки и возраст метаморфизма.

Кианит-ставролитовый тип высоких и средних ступеней метаморфизма проявлен в виде отдельных тектонически экспонированных блоков пород с признаками полистадийных деформаций и полиметаморфизма (глава 3). Наиболее информативные скальные выходы St-Ку сланцев известны в Верхнеберезовском, Предгорненском и Согринском блоках. Для минеральных ассоциаций Верхнеберезовского блока (Qz+Pl+Bt+Grt+Ky+St(?)) параметры метаморфизма оцениваются как: T=582-610°C и P=5 кбар. Для ассоциаций Предгорненского блока (Qz+Pl+Bt+Grt+St+Ky+Sil) – T=550-650°C и P=6-8 кбар.

Субстратом метаморфизованных пород являются отложения такырской серии. Возраст метаморфизма отвечает периоду максимальной мощности коллизионного горноскладчатого сооружения и может быть соотнесен с периодом транспрессионного сжатия и орогении (340-320 млн лет). На рубеже заложения Калба-Нарымского разлома, либо в период пермской активности Иртышского глубинного разлома отдельные фрагменты St-Ку сланцев были тектонически экспонированы и претерпели полиметаморфизм в процессе теплового воздействия базитовых интрузий.

Кордиерит-гранат-силлиманитовый тип зафиксирован только в Чечекском сегменте ИЗС в пределах одноименного гнейсогранитного купола, обрамленного Суровским габброидным массивом (глава 4, рис. 7.1). Происхождение как купольной структуры, так и высоких и средних ступеней метаморфизма генетически связано с эпизодом внедрения и синтектонического становления Суровского габброидного массива. Он обеспечил необходимый прогрев и проплавление вышележащих осадочных толщ (такырская серия и кыстав-курчумская свита), а после консолидации (312.3+2.9 млн лет) — «бронирование» от поздних (280-260 млн лет) левосдвиговых деформаций ИЗС. Чечекская структура сложена на 90% гнейсогранитами, в меньшей степени мигматитами и автохтонными гранитами. Параметры метаморфизма гнейсов и гнейсогранитов (Qz+Pl+Kfs+Bt+Ms+Sil+Grt) отвечают T=665-720° C, P=4-6 кбар.

Андалузит-силлиманитовый тип высоких и средних ступеней метаморфизма трассируется вдоль всей Иртышской зоны в виде отдельных участков, пятен и тектонических блоков в зеленосланцевом комплексе. Высокая распространенность данного типа высоких и средних ступеней метаморфизма обусловлена его генетическим родством с базитами прииртышского комплекса. Тепловое воздействие со стороны габброидов обеспечило ороговикование как осадочных толщ и милонитов (такырская серия и кыставкурчумская свита), так и тектонически экспонированных блоков St-Ky сланцев. В первом случае, это привело к проградному метаморфизму осадков с возрастанием параметров по направлению к контактам с базитами. Во втором – к полиметаморфизму (диафторезу) кианитовых сланцев с появлением неравновесных ассоциаций, включая сосуществование Ку, And и Sil. В St-Ку сланцах ороговикование приводит к появлению наложенных ассоциаций (Qz+Pl+Bt+Ms+Chl+Grt+And+Sil) с параметрами T=547-561⁰ С и P=3-3.5 кбар. Метаморфизм осадочных пород и милонитов приводит к появлению ассоциаций Oz+Pl+Bt+Ms+Chl+Grt с параметрами T=540° C-545° С и Р~3 кбар (рис. 7.1). Возраст ороговикования пород и, соответственно, возраст габброидного массива, не превышает возрастной рубеж 285.2+3.5 млн лет. Внедрение и становление прииртышского габброидного комплекса связано с периодом смены тектонического режима Иртышской зоны с транспрессионного на сдвиговый с левосторонней кинематикой.

Изучение зеленосланцевого типа метаморфизма в пределах Иртышской зоны не входило в задачи диссертационной работы. На данный период исследований можно отметить лишь следующее. На современном эрозионном уровне в пределах Иртышской зоны обнажены гипабиссальные уровни земной коры с доминированием метаосадков такырской серии и кыстав-курчумской свиты. Это обусловило повсеместное проявление зеленосланцевого типа метаморфизма, однако, возраст, тепловые источники и тектонические обстановки могут быть различными. Если рассматривать каждый этап эволюции Иртышской сутуры (рис. 7.1, таблица 7.1), то начиная от аккреционносубдукционных событий и заканчивая сдвиговым растяжением ИЗС могли создаваться начального метаморфизма осадочных толщ (утолщение условия коры, динамометаморфизм, тепловое воздействие со стороны гранитоидов и базитов).

Опираясь на характеристику и типизацию высоких и средних ступеней метаморфизма сформулировано **четвертое защищаемое положение**: «В пределах северозападной части Иртышской сдвиговой зоны установлены три основных типа метаморфизма НТ/МТ типа, различающиеся возрастом, тепловыми источниками и происходившие в различных тектонических обстановках. **Первый тип** (кианит-ставролитовый, P = 6-8 кбар, T = 550-6800C, возраст — 320-340 млн лет) отвечает коллизионным обстановкам сжатия и максимальной мощности коры в регионе. **Второй тип** (кордиерит-гранат-силлиманитовый,

P = 4-6 кбар, T<7500C, возраст - ~ 312 млн лет) генетически связан с базитами Суровского массива на пике коллизионных обстановок транспрессии и заложении Калба-Нарымского разлома. **Третий тип** (андалузит-силлиманитовый, P = 3-3,5 кбар, T=550-5600C, возраст - 290-280 млн лет) обусловлен тепловым воздействием базитов прииртышского комплекса при их внедрении в Иртышскую зону в период активизации левосдвиговых деформаций в трансформно-сдвиговых обстановках. ».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опираясь на проведенные исследования и анализ опубликованных данных можно построить следующую рабочую модель эволюции Иртышской зоны смятия.

К моменту начала аккреционно-субдукционных событий в регионе в Калба-Нарымской зоне вдоль Иртышской сутурной зоны завершилось длительное формирование преддугового бассейна с мощной толщей осадков за счет сноса преимущественно вулканогенных образований Рудного Алтая.

В субдукционно-аккреционный период (до рубежа ~ 340 млн лет, рис. 7.1) происходит сокращение преддугового бассейна, складчатость и сминание осадочных толщ с увеличением мощности коры и проявлением в ее низах зеленосланцевого метаморфизма.

Максимальное утолщение коры следует связать с периодом прекращения субдукции и началом собственно коллизионного сжатия (340-320 млн лет). Благодаря удвоенной мощности коры (океанической и перекрывающих осадков преддугового бассейна), процессов складчатости и изостазии суммарная мощность коры орогенной структуры в условиях обстановок сжатия была достаточной (> 22 км) для проявления кианитового типа высоких и средних ступеней метаморфизма (рис. 7.1).

К возрастному рубежу 312 млн лет общая мощность коры и коллизионные нагрузки превысили критические, что привело к заложению основных разломов Иртышской сдвиговой системы, включая Калба-Нарымский разлом. При возрастании сдвиговой компоненты тектонических движений начинаются процессы фрагментации Иртышской зоны, которые приводят к сбросу напряжений и обеспечивают благоприятные условия для поступления верхнемантийных материалов, формирования промежуточных камер и синтектонических тел, включая Суровский габброидный массив. Тепловое воздействие со стороны базитов суровского комплекса привело к ороговикованию толщ и локальному проявлению высоких средних ступеней метаморфизма кордиерит-гранатсиллиманитового типа, выплавлению автохтонных гранитоидов и формированию Чечекской гранито-гнейсовой структуры.

Возрастной рубеж ~312 млн лет является ключевым в эволюции региона, поскольку помимо внутренней перестройки коллизионной орогенной структуры произошла смена режима преимущественного сжатия (транспрессии) на сдвиговые условия с субгоризонтальной кинематикой, коллизионный период сменился длительным периодом постколлизионного растяжения. В условиях субгоризонтальных сдвигов на рубеже 280 млн лет произошло дальнейшее разрушение орогенной структуры, заложение сопряженных

разломов, обеспечивших повторный масштабный тектоно-магматический импульс с региональных развитием базитов прииртышского комплекса и роговиков андалузит-силлиманитового типа. Дальнейшее развитие региона (280-240 млн лет) происходило в сдвиго-раздвиговых условиях (трансформно-сдвиговый этап, рис. 7.1).

Проведенные исследования, позволили не только уточнить эволюцию Иртышской зоны смятия и позицию высокометаморфизованных пород, но и поставить актуальные задачи на будущее. В первую очередь, это касается дальнейшего изучения габброидов прииртышского комплекса, анализ кинематики и возраста деформаций Калба-Нарымского разлома, связь базитового магматизма, тектоники и металлогении иртышского региона.

Основные выводы и защищаемы положения

- 1. Ставролит-кианитовые сланцы северо-западной части Иртышской зоны смятия претерпели субвертикальное тектоническое экспонирование и наложенный метаморфизм в гипабиссальных условиях. Поздний этап метаморфизма (290-280 млн лет) относится к андалузит-силлиманитовому типу. Он генетически связан с базитовым магматизмом прииртышской серии и представлен продуктами ороговикования как ставролит-кианитовых сланцев, так и отложений такырской серии и кыстав-курчумской свиты.
- 2. Чечекская гранитогнейсовая структура представляет собой купольное образование, сформировавшееся на рубеже 312 млн лет в гипабиссальных условиях при тектоно-магматической активизации Иртышской зоны смятия. Базитовый магматизм (Суровский массив) обеспечил метаморфизм кордиерит-гранат-силлиманитового типа и автохтонное плавление, а тектонический фактор способствовал процессам куполообразования и перемещения гранитоидных масс.
- 3. Первичным субстратом пород высоких и средних ступеней метаморфизма северозападной части Иртышской зоны смятия служили преимущественно отложения (алевролиты и алевропесчаники) такырской серии и кыстав-курчумской свиты Калба-Нарымской структурно-формационной зоны.
- 4. В пределах северо-западной части Иртышской сдвиговой зоны установлены три основных типа метаморфизма HT/MT типа, различающиеся возрастом, тепловыми источниками и происходившие в различных тектонических обстановках. Первый тип (кианит-ставролитовый, P = 6-8 кбар, T = 550-6800C, возраст -320-340 млн лет) отвечает коллизионным обстановкам сжатия и максимальной мощности коры в регионе. Второй тип (кордиерит-гранат-силлиманитовый, P = 4-6 кбар, $T < 750^{\circ}$ C, возраст 312 млн лет)

генетически связан с базитами Суровского массива на пике коллизионных обстановок транспрессии и заложении Калба-Нарымского разлома. Третий тип (андалузитсиллиманитовый, P = 3-3,5 кбар, $T = 550-560^{0}$ С, возраст - 290-280 млн лет) обусловлен тепловым воздействием базитов прииртышского комплекса при их внедрении в Иртышскую зону в период активизации левосдвиговых деформаций в трансформносдвиговых обстановках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ажгирей Г.Д., Иванкин П.Ф. Главные вопросы изучения геологии Иртышской зоны смятия // Бюллетень М. О-ва исп. природы, отд. Геологии. 1952. Т. 28. № 3. С. 27–47.
- Азимов П.Я. Классическая и мультиравновесная геотермобарометрия метаморфических пород // Металлогения древних и современных океанов. 2011. № 17. С. 240-243.
- 3. Александров И.А. Высокобарический метаморфизм амфиболитовой фации Джугджуро-Станового блока (Восточная Сибирь) // Тихоокеанская геология. -2005. Т. 24. № 6. С. 88-100.
- 4. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Чючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 8-28.
- 5. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63-81.
- 6. Беспаев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая). – Алматы: Гылым, 1997. – 288 с.
- 7. Бибикова Е.В. и др. Полиметаморфические комплексы Южного склона Монгольского и Гобийского Алтая: результаты уран-свинцового датирования // Геотектоника. 1992. N 2. C. 104-112.
 - 8. Богданов Д.П. Несколько слов о рудном деле на Алтае. СПб., 1883. 17 с.
- 9. Борукаев Ч.Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 97 с.
- 10. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.К. Роль сдвигов в позднепалеозойскораннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 49–75.
- 11. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонббатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600-1627.

- 12. Васильева В.И. Микроструктурный анализ пород Иртышской зоны смятия // Инф. сб. ВСЕГЕИ. Петрография. 1959. № 7.
- 13. Васильева В.И. Среднепалеозойские кристаллические сланцы гнейсы Иртышской зоны смятия // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Петрогр. сб. 1962. Т. 74. № 5.
- 14. Васильева В.И. Среднепалеозойские кристаллические сланцы и гнейсы Иртышской зоны смятия // Петрографический сборник ВСЕГЕИ. −1963. Т. 98. №5. С. 142-155 (Тр. ВСЕГЕИ. Т. 98).
- 15. Владимиров А.Г. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. -2008. Т. 49. № 7. С. 621-636.
- 16. Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Доклады академии наук. 1999. Т. 369. № 6. С. 795-798.
- 17. Владимиров В.Г. Критерии оценки эволюции параметров метаморфизма // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 731. Новосибирск: Наука, 1990. С. 24-39.
- 18. Владимиров В.Г. Парагенетические и структурные корреляции в полиметаморфических комплексах (на примере Сангиленского массива, Иртышской зоны и Канской глыбы): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1987. 15 с.
- 19. Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82-88.
- 20. Владимиров В.Г., Жираковский В.Ю. Методика статистической обработки элементов залегания пород // Геология и геофизика 1988 №4. С. 30-36.
- 21. Владимиров В.Г., Корнева И.Б., Семенов И.В., Юдин Д.С. Структурно-кинематическая позиция Бирхинского массива как индикатор эволюции Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2009. С. 62-64.
- 22. Владимиров В.Г., Савинский И.А. Происхождение ставролит-дистеновых сланцев в милонитах Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) // Корреляция алтаид и уралид (магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование): материалы Российско-Казахстанского науч. совещ. (Усть-Каменогорск, 13-20 июня 2012 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. С. 12-14.

- 23. Владимиров В.Г., Савинский И.А., Травин А.В. Кинематика Иртышской сдвиговой зоны на границе 285-280 млн лет // Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения: материалы второй Российско-Казахстанской международной конференции. Новосибирск, 2014. С. 73-76
- 24. Вознесенский В.Д. и др. Геологическая съемка сложнодислоцированных комплексов. М.: Недра, 1980. 239 с.
- 25. Гаврилова С.П. Парагенетический анализ метаморфических образований северо-западной части Иртышской зоны смятия // Изв. высш.уч. завед. Геол. и разведка. 1959. № 12.
- 26. Геология СССР. Т. XLI. Восточный Казахстан / под ред. В.П. Нехорошева, Ш.Е. Есенова. – М, 1967.
 - 27. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
- 28. Григайтис Р.К. Метаморфические породы фундамента Иртышской зоны смятия // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Петрогр. сб. 1962. Т. 74. № 25.
- 29. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 5-27.
- 30. Добрецов Н.Л., Ермолов Н.В., Хомяков В.Д. Офиолиты и состав фундамента осевой части Зайсанской геосинклинали // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 196-219.
- 31. Добрецов Н.Л., Колман Р.Г., Берзин Н.А. (ред.) Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана // Геология и геофизика: доклады IV Международного симпозиума по проекту IGCP-283. 1994. Т. 35. № 7-8. 269 с.
- 32. Довгаль В.Н., Дистанова А.Н., Саботович С.А. и др. О происхождении позднепалеозойских литий-фтористых гранитов Юго-Западного Алтая // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 3. С. 64-72.
- 33. Дьячков Б.А. и др. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса. Алматы: Гылым, 1994.
- 34. Дьячков Б.А., Сапаргалиев Е.М., Титов Д.В. Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспектив // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 3. С. 222-238.
 - 35. Елисеев Н.А. Об Алтайских диафторитах. М.: Геолразведиздат, 1933.
 - 36. Елисеев Н.А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. М; Л.: АН СССР, 1938. –

248 c.

- 37. Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М., Язиков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика.
 − 1994. № 7-8. С. 118-143.
- 38. Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и метлагении Казахстана. Караганда: Издательско-полиграфический центр Казахстанско-Российского университета, 2013. 206 с.
- 39. Ермолов П.В. и др. Метаморфические комплексы и некоторые черты тектоники Зайсанской складчатой системы и Рудного Алтая // Геотектоника. 1984. № 4. С. 61-74.
- 40. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузебный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 191 с.
- 41. Ермолов П.В., Добрецов Н.Л., Полянский Н.В., Кленина Н.Л., Хомяков В.Д., Кузебный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты. Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. С. 103-178.
- 42. Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П., Тян В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы // Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.
- 43. Ермолов П.В., Полянский Н.В. Метаморфические комплексы зоны сочленения Рудного Алтая и редкометалльной Калбы // Геология и геофизика. 1980. № 3. С. 49-57.
- 44. Каргополов С.А. Малоглубинные гранулиты Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): автореф. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1997. 17 с.
 - 45. Касин Н.Г. Докембрий Казахстана // Сов. геол. 1938. № 11.
 - 46. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М., 2011. 368 с.
- 47. Конников Γ ., Сидоров А.Ф. Электронно-зондовый микроанализ = Electron probe microanalysis / пер. с англ. М.: Мир, 1974. 264 с.
- 48. Кориковский С.П., Перчук Л.Л. Закономерности изменения РТ-параметров регионального метаморфизма на основе микрозондового исследования минералов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 5. С. 919-921.
- 49. Котлер П.Д. и др. Вещественный состав и источники осадочных толщ Калба-Нарымского террейна (Восточный Казахстан) // Вестник ТГУ. – 2015. – № 400. – С. 345–353.
 - 50. Крук Н.Н., Сафонова И.Ю., Куйбида М.Л., Хромых С.В. Эволюция Обь-

Зайсанского палеоокеана: новые данные и нерешенные проблемы // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения: материалы Третьей международной научной конференции. – Новосибирск, 2016. – С. 111-113.

- 51. Кузебный В.С. и др. Магматические формации и комплексы Зайсанской складчатой области и проблема их корреляции // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. 1981. Т. 40. С. 4-39.
- 52. Кузебный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 342 с.
- 53. Кузебный В.С., Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Марьин А.М. Главные типы габброидных интрузий Зайсанской складчатой системы // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 166-196.
- 54. Лепезин Г.Г., Королюк В.Н. Типы зональности в гранатах // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 71-79.
- 55. Лопатников В.В. и др. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982.
- 56. Макрыгина В.А., Суворова Л.Ф., Толмачева Е.В. Флюидный режим начальных этапов гранитообразования в метаморфических комплексах разных давлений (прибайкальский метаморфический пояс) // Геохимия. 2015. № 4. С. 328-343.
- 57. Марьин А.М. Генетические типы гранитоидов Прииртышской иитрузивной серии и их место в эволюции магматизма: материалы 2-й научной конфер. молодых геологов АН Каз.ССР. Алма-ата: Изд-во АН Каз.ССР, 1970.
- 58. Марьин А.М. Доорогенные магматические и ультраметагенные комплексы Иртышской сдвиговой зоны смятия // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. 1981. Т. 40. С. 52–72.
- 59. Марьин А.М., Назаров Г.В., Ткаченко Г.Г. и др. Геологическое положение и возраст габброидных интрузий Иртышской зоны смятия // Магматизм, геохимия и металлогения Рудного Алтая. Тр. Ин.-та. геол. наук АН Каз. ССР. 1966. Т. 17.
- 60. Навозов О.В., Гоганова Л.А., Глухов А.М. Новые данные о стратиграфии верхнепалеозойских отложений Юго-Западной Ангариды (Восточный Казахстан) // Ископаемые растения и стратиграфия позднего палеозоя Ангариды и сопредельных территорий: мат-лы коллоквиума (Москва, Главный ботанический сад РАН, 31 марта 3 апреля 2009 г.). М.: ГЕОС, 2009. С. 51–55.
 - 61. Навозов О.В., Соляник В.П., Клепиков Н.А., Караваева Г.С. Нерешенные

- вопросы пространственной и генетической связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая // Геология и охрана недр. $-2011.- \mathbb{N} \cdot 4.- C.$ 66-72.
- 62. Назаров Г.В. и др. Геологическое строение и металлогения Иртышской зоны смятия. Усть-Каменогорск: Востказгеология, 1982.
- 63. Неелов А.Н. Химическая классификация осадочных пород для изучения метаморфических комплексов докембрия // Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты, 1977. С. 96–105.
- 64. Нехорошев В.П. Алтайские зоны смятия, их особенности и практическое значение // Инф. сб. ВСЕГЕИ (Новая серия). 1956. № 3. С. 50-61.
- 65. Нехорошев В.П. О «докембрии» Алтая и о возрасте Иртышского метаморфического комплекса // Зап. Минерал. о-ва. 1939. Т. 68. С. 470-479.
- 66. Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В. Кузебный В.С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // Геол. и геофиз. 1979. № 5. С. 66-78.
- 67. Полянский Н.В., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Некоторые особенности металлогении Чарской зоны // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. 1980. № 3. С. 51-57.
- 68. Полянский О.П., Сухоруков В.П., Травин А.В., Алехин И.Г., Юдин Д.С. Реконструкция немонотонной термической эволюции метаморфического зонального комплекса Бодончин (Монгольский Алтай) // Геол. и геофиз. 2011. Т. 52. № 9. С. 1256-1275.
- 69. Родыгин А.И. Азимутальные проекции в структурной геологии. Томск: Томский университет, 1992. 137с.
- 70. Родыгин А.И. Признаки направления смещения при деформации сдвига. Томск: Изд-во Томского университета, 1991. 99 с.
- 71. Савинский И.А., Владимиров В.Г. Первичный субстрат гранитоидов Чечекской купольной структуры (Иртышская зона смятия, Восточный Казахстан) // Корреляция алтаид и уралид (магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения): материалы третьей международной науч. конф. (г. Новосибирск, 29 марта 1 апреля 2016 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. С. 152-153.
- 72. Савинский И.А., Владимиров В.Г. Тектоническая позиция ставролит-дистеновых сланцев Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) // III Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов памяти акад. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург, 11-15 февраля 2013 г.): материалы конференции. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. С. 93-96.

- 73. Савинский И.А., Владимиров В.Г., Котлер П.Д. Природа субстрата метаморфических пород и гранитоидов Чечекской купольной структуры (Иртышская сдвиговая зона)// Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2016. № 2 (26). С. 121-134
- 74. Савинский И.А., Владимиров В.Г., Сухоруков В.П. Чечекская гранитогнейсовая структура (Иртышская зона смятия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. -2015. № 1(21). C. 15-22.
- 75. Савинский И.А. Вещественный состав и изотопные характеристики гнейсогранитов Чечекской купольной структуры (Иртышская зона смятия, Восточный Казахстан) // Литосфера. 2016. No 5. C. 81-90.
- 76. Селятицкий А.Ю. Применение программы Thermocalc для оценки Р-Т-параметров неизохимичного метаморфизма // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. Вып.7. Иркутск, 2009. Т. 2. С. 71-73.
- 77. Сенников Н.В. и др. Палеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 118–119.
- 78. Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д., Обут О.Т., Хлебникова Т.В. Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 156-171.
 - 79. Скляров Е.В. Метаморфизм и тектоника. М., 2000. 216 с.
- 80. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. Интерпретация геохимических данных: учебное пособие / под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
 - 81. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964 218 с.
- 82. Стучевский Н.И. Анализ геологических формаций и тектонического развития Иртышского глубинного разлома в связи с проблемой поисков скрытого колчеданнополиметаллического оруденения: автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук. – М., 1974.
- 83. Суворов А.И. Спасская зона Центрального Казахстана и некоторые вопросы сдвиговой тектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 9. С. 46-60
- 84. Сухоруков В.П. Состав и условия образования андалузит-кианитсиллиманитовых пегматоидных обособлений в метаморфических породах Цэлского блока

- (Монгольский Алтай) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 6. С. 617-622.
- 85. Сухоруков В.П., Полянский О.П. Позднепалеозойский возраст деформаций в Цэлском метаморфическом поясе (Монгольский Алтай) // Доклады академии наук. -2013. Т. 450. № 6. С. 696-701.
- 86. Тевелев А.В. Тектоника и кинематика сдвиговых зон: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2002. 309 с.
- 87. Титов А.В. и др. Гранитообразование и метаморфизм в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан): петрология, возраст и проблема соотношения с магматизмом калбинского комплекса. 2000. (не опубликовано)
- 88. Тишин П.А. Реконструкция надвиговых структур сложнодислоцировлиных метаморфических серий на примере Марункеуского эклогит-амфиболит-гнейсового комплекса (Полярный Урал) // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2006. N_2 4. С. 137-144.
- 89. Травин А.В. и др. Ar/Ar-датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия. 2001. № 12. С. 1–5.
- 90. Травин А.В. Термохронология субдукционно-коллизионных, коллизионных событий Центральной Азии: дис. ... канд./докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2016
- 91. Ушакова Е.Н. Биотиты магматических пород. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1980. 328 с.
- 92. Хиари Абделькадер, Тевелев А.В. Связь формирования панафриканских плутонов гранитоидов Хоггара, Алжир, с разломами (на примере Тиуенского массива) // Изв. Вузов. Геология и разведка. − 1997. − № 2. − С. 16-23.
- 93. Хорева Б.Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 203 с.
- 94. Хорева Б.Я. Геолого-петрографический анализ юго-восточной части Иртышской зоны смятия. М.: Госгеологтехиздат, 1954. 100 с.
- 95. Хорева Б.Я. Иртышская зона смятия и ее соотношение с глубинными разломами // Советская геология. 1962. № 9.
- 96. Хорева Б.Я. Новые данные о геологическом строении Иртышской зоны смятия на участке Осиновка-Малокрасноярка // Инф. сб. ВСЕГЕИ. −1955. № 1.
- 97. Хорева Б.Я. О значении полиметаморфизма при решении вопроса о возрасте метаморфических комплексов складчатых областей // Петрограф. Сб. ВСЕГЕИ. 1961. Т. $4. N_2 4.$
 - 98. Хорева Б.Я. О наличии докембрия в Иртышской зоне смятия // Известия высших

- учебных заведений. Геология и разведка. 1961. Т. 10. С. 30–42.
- 99. Хорева Б.Я. О Прииртышском офиолитовом поясе, времени его образования и структурном положении // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1959. № 23.
- 100. Хорева Б.Я., Мурина Г.А. Предварительные данные определения абсолютного возраста гранитоидов и метаморфических пород Иртышской зоны смятия Алтая // Инф. сб. ВСЕГЕИ. 1962. № 54.
- 101. Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. − 2013. − Т. 54. − № 10. − С. 1648-1667.
- 102. Хромых С.В., Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Травин А.В., Анникова И.Ю. Геохимия и возраст редкометалльных дайковых поясов Восточного Казахстана // Доклады академии наук. -2014. -T. 459. -№ 5. -C. 612-617.
- 103.Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., БуянтуевМ.Д., Анциферова Т.Н., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. № 5.
- 104. Чиков Б.М., Деев Е.В., Зиновьев С.В. Мезокайнозойские коллизионные структуры Большого Алтая // Геология и геофизика. -2008. Т. 49. № 5. С. 426-438.
- 105. Чиков Б.М., Зиновьев В.С. Послегерцинские (раннемезозойские) коллизионные структуры Западного Алтая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37.
- 106. Чиков Б.М., Соловьев Р.В. Структурно-метаморфическая зональность Иртышского линеамента в районе Бухтарминского водохранилища // Геология и геофизика. -1983. № 8. C. 63-71.
- 107.Щерба Г.Н. и др. Большой Алтай (геология и металлогения). Алма-Ата: Гылым, 1998. 395 с.
- 108.Юдин Д.С. Термохронологическая модель ранних каледонид Ольхонского региона: Западное Прибайкалье: дис. ... канд. геол.-минералог. наук. Новосибирск, 2008. 177 с.
 - 109.Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
- 110.Юдович Я.Э., Дембовский Б.Я., Кетрис М.П. Геохимические признаки переотложения кор выветривания в ордовикских отложениях Печорского Урала // Ежегодник-1976 Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1977. С. 133–140.

- 111. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- 112. Юрченков Е.М. Новые данные о внутреннем строении Таловского ультрабазит габброидного массива // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. — 1981. — Т. 40. — С. 114-121.
- 113. Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Journal of Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87-110.
- 114. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // The Journal of Geology. -1983. V. 91. N = 6. P. 611-627.
- 115. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Henderson P. (Ed.) Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry. Vol. 2. British Museum (Natural History), London (UK). 1984. P. 522. Dept. of Mineralogy.
- 116. Briggs S.M., Yin A., Manning C.E., Chen Z.L., Wang X.F. Tectonic development of the southern Chinese Altai Range as determined by structural geology, thermobarometry, 40Ar/39Ar thermochronology, and Th/Pb ion-microprobe monazite geochronology // Geol. Soc. Amer. Bull. 2009. V. 121. P. 1381-1393.
- 117. Briggs S.M., Yin A., Manning C.E., Chen Z.L., Wang X.F., Grove M. Late Paleozoic tectonic history of the Ertix Fault in the Chinese Altai and its implications for the development of the Central Asian Orogenic System // Geol. Soc. Amer. Bull. 2007. V. 119. P. 944-960.
- 118. Cai K., Sun M., Yuan C., Xiao W., Zhao G., Long X., Wu F. Carboniferous mantle-derived felsic intrusions in the Chinese Altai, NW China: Implications for geodynamic change of the accretionary orogenic belt // Gondwana Research. 2012. V. 22. P. 681-698.
- 119. Cai K.D., Sun M., Yaun C., Zhao G.C., Xiao W.J., Long X.P. Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of peraluminous granites from the Chinese Altai, NW China // Submission to Lithos. 2011b.
- 120. Cai K.D., Sun M., Yaun C., Zhao G.C., Xiao W.J., Long X.P., Wu F.Y. Prolonged magmatism, juvenile nature and tectonic evolution of the Chinese Altai, NW China: evidence from zircon U-Pb and Hf isotopic study of Paleozoic granitoids // J. Asian Earth Sci. 2011a.
- 121. Fleach R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant 40Ar/39Ar age spectra of Mesozoic tholeites from Antarctica // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 1532
- 122. Hanmer S. and Passchier C. Shear-sense indicators: a review // Geol. Survey of Canada. 1991. P. 1-72.

- 123. Harker A. The natural history of igneous rocks // ЖУРНАЛ? 1909. C. XVI. 384 p., [2] leaves of plates.
- 124. He G.Q., Han B.F., Yue Y.J., Wang J.H. Tectonic division and crustal evolution of Altay orogenic belt in China // Geoscience of Xinjiang. 1990. V. 2. P. 9-20.
- 125. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Res. 1988. T. 58. N_2 5. C. 820-829.
- 126. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data ser for phases of petrological interest // Journal of Metam. Geology. 1998. V. 16. P. 309-343.
 - 127. Jaeger J.C. Am. Journ. Sci. 1957. № 255. P. 306-318.
- 128. Kruse R., Stunitz H. Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-tempetarure mylonites from the Jotun Nappe, Southern Norway // Tectonophysics. 1999. V. 303. P. 223-249.
- 129. Laurent-Charvet S. и др. Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern Central Asia (NW China): new structural and geochronological data // Tectonics. -2003. -T. -22. -№ 2. -C. -4/1-4/24.
- 130. Laurent-Charvet S., Charvet J., Shu L.S., Ma R.S., Lu H.F. Palaeozoic late collisional strike-slip deformations in Tianshan and Altay, Eastern Xinjiang, NW China // Terra Nova. 2002. V. 14. P. 249-256.
- 131. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. e.a. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell: Oxford, 1989.
- 132. Li P., Sun M., Rosenbaum G., Cai K., Yu Y. Structural evolution of the Irtysh Shear Zone (northwestern China) and implications for the amalgamation of arc systems in the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Struct. Geol. 2015. V. 80. P. 142-156.
- 133. Li Z., Yang X., Li Y., Santosh M., Chen H., Xiao W. Late Paleozoic tectonometamorphic evolution of the Altai segment of the Xentral Asian Orogenic Belt: constraints from metamorphic P-T pseudosection and zircon U-Pb dating of ultra-hightemperature granulite // Lithos. 2014. V. 204. P. 83-96.
- 134. Mitchell J.G. The 40Ar/39Ar method for potassium-argon age determination // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1968. V. 32. N 8. P. 781-790.
- 135. Nakano N., Osanai Y., Owada M., Satish-Kumar M., Adachi T., Jargalan S., Yoshimoto A., Syeryekhan K., Boldbaatar C. Multiple growth of garnet, sillimanite/kyanite and monazite during amphibolites facies metamorphism: implications for the P-T-t and tectonic evolution of western Altai Range, Mongolia // Journal of Metam. Geology. 2015. V. 33. Iss. 9. P. 937-958.

- 136. Naylor M.A., Mandle G., Sijpenstein C.H.K. Fault geometries basement induced wrench faulting under different initial stress states // J. Struct. Geol. 1986. V. 8. N 7. P. 737-752.
 - 137. Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. Berlin, etc.: Springer Verlag, 1998.
- 138. Qu G.S., Zhang J.J. Irtys structural zone // Geoscience Xinjiang. 1991. V. 3. P. 115-131 (in Chinese).
- 139. Ramsay J.G. Folding and Fracturing of Rocks. New York: McGraw-Hill, 1967. 568 p.
- 140. Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. V. 2. Folds and Fractures. London; New York: Academic Press, 1987.
- 141. Renner P.R., Swisher C.C., Deino A.L., Karner D.B., Owens T.L. and DePaolo D.J. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in 40Ar/39Ar dating // Chem. Geol. 1998. V. 145. P. 117-152.
- 142. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.
- 143. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO2-content and K2O/Na2O ratio // J. Geol. − 1986. − T. 94. − № 5. − C. 635-650.
- 144. Sawyer E.W. Melt segregation in the continental crust // Geology. 1994. Vol. 22. N0 11. P. 1019-1022.
- 145. Sengőr A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis in Yin A., Harrison M. eds. Tectonic Evolution of Asia. Cambridge Univ. Press, 1996. P. 486-640.
- 146. Sengőr A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299-307.
- 147. Simpson C. Determination of movement sense in mylonites // J. Geol. Education. 1986. V. 34. P. 246–261.
- 148. Spear F.S. & Cheney J.T. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system Si02-Al203-Fe0-Mg0-K20-H20. Contr. Miner. Petrol. 1989. 101, 149-64.
- 149. Spear F.S. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America Monograph 2nd. 1995. 799 p.
- 150. Swanson M T. Extensional duplexing in the York Cliffs strike-slip fault system, southern coastal Maine // Journal of Structural Geology. − 1990. − № 12. − P. 499-512.
- 151. Taylor S.R., Mclennan S.M. The continental crust: its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 c.
 - 152. Tikoff B. and Teisier C. Crustal-scale, en echelon "p-shear" tensional bridges: A

- possible solution to the batholitic room problem // Geology. 1992. V. 20. P. 927-930.
- 153. Tobish O.T. and Gruden A.R. Fracture-controlled magma conduits in an obliquely convergent continental magmatic arc // Geology. 1995. V. 23. N. 10. P. 941-944.
- 154. Tong L., Xu Y.-G., Cawood P.A., Zhou X., Chen Y., Liu Z. Anticlockwise P-T evolution at ~ 280 Ma recorded from ultrahigh-temperature metapelitic granulite in the Chinese Altai orogenic belt, a possible link with the Tarim plume? // Journal of Asian Earth Science. 2014. V. 94. P. 1-11.
- 155. Trouw R.A.J., Passchier C.W., Wiersma D.J. Atlas of Mylonites and related microstructures (Springer). 2010. P. 137.
- 156. Wang B., Chen Y., Zhan S., Shu L., Faure M., Cluzel D., Charvet J., Laurent-Charvet S. Primary Carboniferous and Permian paleomagnetic results from the Yili Block (NW China) and their implications on the geodynamic evolution of Chinese Tianshan Belt // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 263. P. 288-308.
- 157. Wang T., Hong Da-W., Jahn B.-M., Tong Y., Wang Y.-B., Han B.-F., Wang X.-X. Timing, Petrogenesis and Setting of Paleozoic Synorogenic Intrusions from the Altai Mountains, Northwest China: Implications for the Tectonic Evolution of an Acretionary Orogen // The Journal of Geology. 2006. V. 114. P. 735-751.
- 158. Wang T., Jahn B.-M., Kovach V.P., Tong Y., Hong D.W., Han B.F. Nd-Sr isotopicmapping of the Chinese Altai and implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt // Lithos. 2009. V. 110. P. 359-372.
- 159. Wang W.R., Wei C., Zhang Y., Chu H., Zhao Y., Liu X. Age and origin of sillimanite schist from the Chinese Altai metamorphic belt: implications for late Palaeozoic tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt // International Geology Review. 2014. V. 56. Iss. 2. P. 224-236.
 - 160. Wilson M. Igneous petrogenesis. London: Urwin Hyman, 1989.
- 161. Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // Journal Geol. Soc. London. 2007. V. 164. P. 31-47.
- 162. Windley B.F., Kroner A., Guo J., Qu G., Li Y., Zhang C. Neoproterozoic to Paleozoic Geology of the Altai Orogen, NW China: New Zircon Age Data and Tectonic Evolution // The Journal of Geology. 2002. V. 110. P. 719-737.
- 163. Xiao W., Windley B.F., Badarch G., Sun S., Li J., Qin K., Wang Z. Paleozoic accretionary and convergent tectonics of the growth of Central Asia // J. Geol. Soc. London. 2004. V. 161. P. 339-342.

- 164. Xiao W., Windley B.F., Yuan C. et al. Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the southern Altaids // Amer. J. Sci. 2009. V. 309. P. 221-270.
- 165. Xiao W.J., Zhang L.C., Qin K.Z., Sun S., Li J.L. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of central Asia // Amer. Journ. Sci. 2004. V. 304. P. 370-395.
- 166. Zhang R.Y., Liou J.C., Sobolev N.L., Shatsky V.S., Lizuka Y., Lo C.-H., Ogasawara Y. Tale of the Kulet eclogite from the Kokchetav Massif, Kazakhstan: initial tectonic setting and transition from amphibolites to eclogites // Journal of Metamorphic Geology. 2012. V. 30. P. 537-559.
- 167. Zhang X., Sui S., Li Z., Liu W., Yang X., Liu S.S.J. Evolution of Erqis structural belt and mineralization. Beijing: Science Press, 1996. 205 c.
- 168. Zhuang Y. Tectonothermal evolution in space and time and orogenic process of Altaide, China // Jilin scientific and technical press Changchun. China. 1993. P. 402.

приложения

ПРИЛОЖЕНИЕ А. Представительные анализы минералов для Верхнеберезовского участка

N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO (total)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
					Grt (к	рай)					
Xcp(4)	36.93	0.01	20.57	0.01	33.34		2.87	1.39	0.05	0.04	100.09
Std	0.39	0.01	0.21	0.01	0.25	0.24	0.11	0.18	0.01	0.06	
90	37.20	0.01	20.80	0.02	33.68	4.84	2.90	1.35	0.07	0.01	100.87
103	36.50	0.00	20.32	0.00	33.09	5.06	2.85	1.29	0.04	0.02	99.18
104	36.69	0.00	20.48	0.01	33.26	5.08	3.00	1.27	0.06	0.00	99.86
110	37.31	0.02	20.66	0.01	33.34	4.56	2.73	1.66	0.04	0.13	100.46
	•	•		•	Gı	t	•			•	
Xcp (21)	36.65	0.01	20.46	0.01	31.85	7.25	2.76	1.08	0.05	0.01	100.12
Std	0.36	0.01	0.17	0.01	1.33	1.79	0.16	0.20	0.02	0.03	
92	36.42	0.00	20.40	0.03	33.38	5.63	2.92	1.21	0.05	0.01	100.05
96	36.23	0.00	20.38	0.00	32.06	7.59	2.78	0.95	0.06	0.01	100.05
98	37.22	0.02	20.66	0.02	30.03	9.32	2.57	0.92	0.02	0.00	100.78
100	36.01	0.01	20.19	0.00	30.43	9.46	2.53	0.96	0.06	0.01	99.66
105	36.42	0.00	20.57	0.00	31.25	7.75	2.75	0.93	0.04	0.00	99.71
107	36.71	0.02	20.40	0.00	30.26	9.69	2.51	0.89	0.04	0.00	100.53
					M	S					
Xcp (5)	45.99	0.45	36.06	0.00	0.93	0.02	0.58	0.02	1.26	10.59	95.90
Std	0.44	0.18	0.21	0.01	0.08	0.02	0.04	0.01	0.20	1.07	
87	45.88	0.76	35.82	0.00	1.04	0.02	0.61	0.02	1.22	11.43	96.81
88	45.40	0.36	36.20	0.02	0.96	0.04	0.55	0.02	1.51	11.43	96.49
89	45.86	0.41	35.89	0.00	0.91	0.01	0.60	0.02	1.42	11.25	96.36
111	46.56	0.44	36.34	0.00	0.85	0.00	0.60	0.01	1.12	9.62	95.55
112	46.24	0.30	36.07	0.00	0.87	0.03	0.53	0.00	1.02	9.24	94.30

N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO (total)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
					Bı	t					
Xcp (9)	35.60	2.13	18.97	0.04	18.75	0.17	9.55	0.01	0.16	9.25	94.63
Std	0.51	0.21	0.20	0.02	0.39	0.02	0.35	0.01	0.07	0.20	
72	36.43	2.03	19.04	0.02	18.89	0.17	9.07	0.04	0.08	8.91	94.68
74	36.13	2.42	19.24	0.05	18.90	0.15	9.05	0.02	0.23	9.48	95.66
75	35.50	1.78	19.14	0.05	18.55	0.17	9.52	0.00	0.09	9.44	94.24
76	34.81	2.08	18.67	0.05	19.30	0.19	10.11	0.01	0.09	9.15	94.45
77	35.20	2.34	18.93	0.02	18.37	0.19	9.45	0.00	0.19	9.36	94.05
78	35.99	1.96	19.04	0.03	18.29	0.15	9.79	0.00	0.15	9.06	94.46
83	35.38	1.99	18.84	0.06	18.50	0.16	9.87	0.00	0.17	9.42	94.39
84	35.73	2.32	19.13	0.06	18.59	0.20	9.55	0.01	0.27	9.10	94.96
85	35.24	2.27	18.68	0.00	19.39	0.19	9.58	0.00	0.16	9.31	94.82
	-				Grt к	рай	-			-	
Xcp (2)	37.30	0.01	20.80	0.03	30.72	7.50	2.49	1.28	0.05	0.01	100.16
Std	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	
79	37.21	0.00	20.68	0.03	30.63	7.65	2.43	1.25	0.06	0.01	99.94
82	37.38	0.02	20.91	0.04	30.80	7.34	2.55	1.30	0.03	0.01	100.38
					Gr	t					
Xcp (16)	37.41	0.01	20.83	0.02	30.03	8.29	2.76	1.15	0.05	0.01	100.56
Std	0.26	0.02	0.12	0.02	0.93	0.75	0.19	0.16	0.02	0.01	
62	37.60	0.03	20.90	0.01	29.25	9.10	2.87	1.04	0.06	0.02	100.88
64	37.50	0.01	20.92	0.00	30.76	7.86	2.93	1.19	0.04	0.01	101.22
65	37.65	0.00	21.02	0.00	31.38	7.14	2.41	1.59	0.07	0.00	101.26
66	37.66	0.01	21.01	0.00	31.13	7.21	2.54	1.33	0.03	0.01	100.94
80	37.68	0.00	20.97	0.00	29.67	8.01	2.89	1.10	0.05	0.02	100.39
55	37.30	0.00	20.73	0.02	31.34	7.64	2.56	1.12	0.04	0.01	100.75
56	37.13	0.06	20.69	0.03	30.54	8.13	2.89	1.14	0.04	0.00	100.65
57	37.31	0.03	20.66	0.00	29.97	8.72	2.84	1.07	0.04	0.01	100.64
59	37.53	0.03	20.83	0.01			2.77	1.08	0.05		
60	37.25	0.01	20.84	0.00	28.93	9.05	2.93	1.06	0.09	0.03	100.18
61	37.48	0.02	20.90	0.04	29.13	9.15	2.91	1.03	0.06	0.00	100.72
					M						
Xcp (6)	46.54	0.74	35.96	0.02	0.85		0.58	0.01	1.21	9.65	95.57
Std	0.49	0.09	0.48	0.02	0.07	0.01	0.05	0.01	0.13	0.13	
67	46.90	0.79	35.33	0.04	0.99	0.01	0.63	0.00	1.00	9.57	95.26
68	46.34	0.74	35.81	0.00	0.83	0.01	0.56	0.00	1.30	9.78	95.38
69	46.15	0.86	35.94	0.02	0.86	0.00	0.61	0.01	1.23	9.55	95.24
70	45.85	0.72	35.66	0.02	0.86	0.00	0.64	0.01	1.14	9.67	94.56
71	47.06	0.59	36.66	0.04	0.78	0.03	0.53	0.02	1.20	9.50	96.40
73	46.91	0.71	36.34	0.00	0.80	0.03	0.55	0.01	1.39	9.81	96.55
					Pl						
86	63.63	0.00	22.66	0.00	0.05	0.02	0.02	4.06	9.19	0.06	99.68

N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO (total)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
					Gr	t	-				
Xcp (6)	35.80	2.26	18.93	0.03	19.25	0.16	9.28	0.02	0.19	8.72	94.62
Std	0.48	0.09	0.24	0.01	0.75	0.01	0.22	0.02	0.10	0.16	
190	35.22	2.22	18.60	0.03	20.39	0.16	9.25	0.00	0.09	8.64	94.60
191	36.21	2.33	19.06	0.02	19.18	0.16	8.93	0.02	0.20	8.89	95.00
192	36.45	2.27	19.13	0.06	18.75	0.15	9.32	0.05	0.33	8.47	94.97
194	35.33	2.14	18.69	0.03	19.91	0.15	9.15	0.01	0.08	8.78	94.27
196	35.72	2.39	18.90	0.01	18.64	0.16	9.54	0.01	0.19	8.87	94.43
206	35.84	2.22	19.19	0.03	18.60	0.16	9.48	0.01	0.25	8.67	94.46
Xcp (2)	37.21	0.12	20.58	0.09	30.31	8.65	1.89	1.50	0.03	0.00	100.36
Std	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	
189	37.41	0.09	20.63	0.10	30.74	8.47	1.96	1.54	0.04	0.00	100.98
181	37.00	0.15	20.52	0.07	29.88	8.82	1.82	1.45	0.03	0.01	99.74
					Gr	t					
Xcp (9)	37.25	0.04	20.71	0.04	30.52	8.17	2.52	1.24	0.05	0.00	100.54
Std	0.21	0.05	0.11	0.04	0.45	0.45	0.42	0.19	0.02	0.00	
182	36.99	0.05	20.62	0.03	30.89	8.12	2.22	1.37	0.04	0.00	100.33
183	37.29	0.03	20.74	0.01	30.85	7.66	2.58	1.28	0.03	0.00	100.47
184	37.39	0.01	20.81	0.02	30.61	7.91	2.84	1.09	0.05	0.00	100.72
185	37.27	0.00	20.76	0.00	29.76	8.68	2.96	0.97	0.03	0.00	100.43
186	37.45	0.00	20.75	0.03	30.21	8.46	2.93	1.03	0.08	0.00	100.95
187	37.48	0.01	20.86	0.03	30.73	7.65	2.79	1.14	0.06	0.00	100.75
188	36.96	0.03	20.69	0.09	30.97	7.77	2.54	1.29	0.08	0.01	100.44
					Ms	S					
Xcp (6)	46.90	0.57	36.76	0.02	0.83	0.01	0.60	0.01	1.11	8.68	95.48
Std	0.43	0.10	0.52	0.01	0.05	0.01	0.05	0.01	0.13	0.30	
193	47.13	0.59	36.57	0.01	0.80	0.01	0.57	0.02	1.10	8.78	95.57
195	46.53	0.61	36.40	0.03	0.84	0.04	0.56	0.01	1.27	8.88	95.17
203	46.38	0.62	36.55	0.02	0.76	0.01	0.59	0.02	1.22	8.70	94.86
204	47.08	0.53	37.54	0.00	0.81	0.01	0.61	0.00	1.03	8.55	96.15
205	46.73	0.70	36.24	0.02	0.91	0.01	0.69	0.01	1.11	9.00	95.42
207	47.53	0.40	37.27	0.02	0.84	0.00	0.59	0.01	0.92	8.16	95.74
					Pl	-					
Xcp (6)	63.45	0.01	22.41	0.01	0.39	0.01	0.01	4.02	9.59	0.11	100.00
Std	0.73	0.00	0.23	0.01	0.67	0.01	0.00	0.16	0.17	0.14	
197	63.82	0.01	22.64	0.00	0.14	0.02	0.01	4.10	9.64	0.06	100.44
198	63.67	0.00	22.63	0.02	0.12	0.02	0.01	4.10	9.64	0.06	100.28
199	63.52	0.01	22.30	0.00	0.16	0.00	0.01	4.00	9.55	0.04	99.58
200	64.09	0.00	22.23	0.00	0.06	0.02	0.01	4.17	9.70	0.05	100.33
201	62.03	0.02	22.10	0.00	1.75	0.01	0.02	3.72	9.26	0.40	99.31
202	63.57	0.01	22.54	0.00	0.13	0.01	0.01	4.03	9.72	0.07	100.08

N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO (total)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
					В						
Xcp (10)	35.92	2.21	19.27	0.07	18.44		9.78	0.01	0.22	8.54	94.59
Std	0.23	0.14	0.37	0.04	0.48	0.03	0.17	0.01	0.04	0.17	
178	35.91	2.25	19.28	0.06	18.23	0.14	9.95	0.02	0.24	8.26	94.33
179	35.89	2.36	19.51	0.16	18.14	0.14	9.64	0.01	0.23	8.37	94.45
154	35.62	2.37	19.19	0.06	18.58		9.50	0.00	0.26	8.45	94.18
155	35.96	2.14	19.41	0.03	18.46	0.13	9.75	0.01	0.15	8.82	94.86
156	36.12	2.26	19.33	0.03	19.01	0.10	9.90	0.01	0.27	8.66	95.69
159	35.98	2.04	19.23	0.08	18.40	0.10	9.92	0.01	0.21	8.66	94.62
177	35.92	2.28	19.07	0.06	18.52	0.12	9.95	0.02	0.25	8.43	94.62
V (0)	27.15	0.02	20.00	0.04	Grt (K		2.65	1 22	0.04	0.00	100.10
Xcp (8)	37.15	0.03	20.90	0.04	30.51	7.56	2.65	1.22	0.04	0.00	100.10
Std	0.31	0.03	0.17	0.01	0.87	0.62	0.24	0.20	0.01	0.00	100.64
136 150	36.87 37.26	0.03	20.87	0.03	31.70 29.38	7.32 8.81	2.64 2.95	1.16	0.02	0.00	100.64
151	37.60	0.00	21.08	0.02	31.10	7.04	2.70	1.03	0.04	0.00	100.37
151	37.00	0.02	20.93	0.04	29.61	8.07	3.00	1.23	0.05	0.00	99.97
160	36.99	0.02	20.71	0.03	29.83	7.57	2.30	1.59	0.03	0.00	99.16
163	37.39	0.00	20.71	0.05	30.20	7.57	2.43	1.09	0.03	0.00	99.70
169	37.28	0.05	21.01	0.03	31.34	7.05	2.56	1.46	0.05	0.00	100.84
176	36.61	0.05	20.62	0.03	30.93		2.61	1.15	0.03	0.00	99.08
170	30.01	0.05	20.02	0.03	Gr		2.01	1.10	0.03	0.00	77.00
Xcp (29)	37.19	0.02	20.93	0.04	30.26		2.80	1.14	0.05	0.00	100.36
Std	0.29	0.03	0.11	0.02	0.88	0.80	0.19	0.16	0.01	0.00	
138	37.32	0.03	20.89	0.08	30.84	7.52	2.94	1.10	0.05	0.00	100.77
139	37.43	0.02	20.97	0.06	30.71	7.59	2.94	1.12	0.06	0.00	100.91
141	36.68	0.01	20.98	0.05	30.44	8.62	2.94	1.12	0.06	0.00	100.89
142	36.42	0.00	20.75	0.06	31.23	8.34	2.91	1.15	0.06	0.00	100.92
144	37.05	0.02	20.98	0.01	29.19	9.26	2.93	0.98	0.06	0.00	100.48
146	37.38	0.00	20.97	0.03	29.22	8.95	2.90	0.98	0.03	0.00	100.46
174	37.57	0.02	20.99	0.04	29.75	8.17	2.94	1.06	0.06	0.00	100.61
175	37.34	0.08	21.05	0.03	31.14	7.08	2.60	1.14	0.04	0.00	100.50
					M						
Xcp (2)	46.95	0.61	37.02	0.02	0.83	0.01	0.63	0.01	1.02	8.54	95.62
Std	н/д	н/д	н/д	н/д			н/д	н/д	н/д	н/д	
135	46.73	0.56	36.56	0.02	0.84		0.62	0.01	1.00	8.52	94.87
157	47.16	0.66	37.48	0.02	0.83		0.64	0.01	1.03	8.55	96.38
					P		1				
Xcp (5)	64.38	0.01	22.63	0.12	0.54		0.01	3.94		0.10	100.20
Std	1.44	0.01	0.62	0.23	0.78		0.01	0.18	1.78	0.08	
164	64.69	0.01	23.05	0.01	0.07	0.02	0.00	4.12	8.93	0.05	100.95
165	62.94	0.02	21.87	0.53	1.88		0.03	3.67	8.76	0.19	99.90
166	63.44	0.01	22.24	0.02	0.59	0.02	0.00	3.85	9.64	0.19	99.99
167	66.66	0.02	23.42	0.00	0.05		0.02	4.03	5.34	0.03	99.59
168	64.16	0.01	22.55	0.03	0.09	0.01	0.02	4.04	9.60	0.06	100.57

N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO (total)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
			•		B	t					
Xcp (3)	36.09	2.01	18.75	0.04	18.18	0.14	10.72	0.02	0.11	8.22	94.29
Std	0.33	0.23	0.17	0.02	0.31	0.02	0.20	0.02	0.03	0.21	
113	35.73	2.02	18.75	0.07	18.34	0.16	10.77	0.04	0.12	8.22	94.22
131	36.37	1.77	18.59	0.02	18.37	0.13	10.90	0.02	0.08	8.02	94.26
132	36.17	2.23	18.92	0.04	17.82	0.13	10.50	0.00	0.15	8.43	94.39
					Grt (к	рай)					
Xcp (5)	37.21	0.02	20.93	0.01	28.78	8.89	2.59	1.78	0.05	0.01	100.28
Std	0.25	0.02	0.15	0.02	0.34	0.16	0.20	0.10	0.01	0.01	
116	37.28	0.06	20.90	0.03	28.98	8.88	2.56	1.96	0.04	0.01	100.69
120	37.00	0.01	20.93	0.00	29.17	8.80	2.40	1.74	0.05	0.04	100.14
125	37.34	0.03	21.05	0.01	28.76	8.83	2.77	1.76	0.04	0.01	100.59
126	36.91	0.01	20.70	0.04	28.74	9.16	2.39	1.69	0.05	0.01	99.70
130	37.53	0.01	21.09	0.00	28.27	8.76	2.83	1.75	0.05	0.00	100.29
					Gı	t					
Xcp(13)	37.27	0.04	20.96	0.01	28.37	9.10	2.83	1.71	0.05	0.01	100.34
Std	0.29	0.02	0.10	0.01	0.58	0.33	0.24	0.13	0.02	0.01	
121	36.99	0.04	21.03	0.00	28.46	9.29	2.96	1.76	0.03	0.00	100.56
122	36.73	0.05	20.95	0.01	28.47	9.29	3.02	1.64	0.05	0.00	100.20
123	37.62	0.03	20.98	0.01	27.43	9.28	3.05	1.58	0.08	0.00	100.07
124	37.60	0.06	21.07	0.00	27.82	9.54	2.98	1.50	0.05	0.00	100.63
127	37.40	0.03	20.99	0.03	28.38	9.16	2.94	1.74	0.03	0.00	100.70
128	37.18	0.06	20.94	0.00	27.71	9.57	3.09	1.51	0.06	0.00	100.13
129	37.58	0.05	20.96	0.02	27.58	9.31	3.05	1.66	0.04	0.00	100.26
115	37.30	0.06	20.88	0.01	29.01	8.49	2.73	1.90	0.10	0.03	100.51
					M	S					
Xcp (6)	46.96	0.82	36.83	0.02	0.88	0.01	0.69	0.01	1.19	8.60	96.00
Std	0.60	0.07	0.50	0.01	0.04	0.01	0.06	0.00	0.13	0.19	
117	45.89	0.80	35.91	0.03	0.88	0.00	0.68	0.01	1.37	8.62	94.19
118	46.73	0.71	36.60	0.03	0.85	0.02	0.60	0.01	1.24	8.58	95.37
119	47.20	0.78	37.04	0.01	0.88	0.02	0.67	0.01	1.23	8.63	96.46
114	47.17	0.86	37.08	0.01	0.95	0.03	0.75	0.01	1.00	8.27	96.13
133	47.11	0.86	37.12	0.01	0.88	0.00	0.74	0.00	1.08	8.68	96.49
134	47.64	0.90	37.23	0.03	0.83	0.02	0.71	0.00	1.19	8.84	97.38

N	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr ₂ O ₃	FeO (total)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
					Grt (ĸ	- · ·					
Xcp(10)	37.50	0.03	20.80	0.01	28.49		2.78	1.60	0.04	0.00	100.16
Std	0.31	0.01	0.26	0.01	0.56		0.19	0.11	0.01	0.00	
1	36.96	0.02	20.66	0.01	29.02	8.85	2.64	1.45	0.03	0.01	99.65
10	38.05	0.03	21.18	0.01	28.62	8.67	2.79	1.65	0.04	0.00	101.03
11	37.56	0.04	20.86	0.00	27.96		2.91	1.69	0.06	0.01	100.01
20	37.42	0.04	20.83	0.04	27.72	9.18	2.98	1.56	0.04	0.00	99.82
21	37.50	0.05	20.16	0.01	28.04		2.97	1.55	0.06	0.00	99.16
		0.05	• • • • •	0.01	Grt (ĸ	- · ·	1	1	0.04		
28	37.83	0.06	20.88	0.01	27.74		3.01	1.63	0.02	0.00	100.40
32	37.15	0.02	20.74	0.00	28.86	8.86	2.71	1.53	0.03	0.01	99.91
45	37.57	0.03	20.95	0.00	28.86	9.00	2.48	1.47	0.04	0.01	100.40
6	37.44	0.04	20.83	0.03	28.94	8.75	2.79	1.66	0.04	0.01	100.53
7	37.55	0.02	20.93	0.02	29.10	8.73	2.54	1.81	0.04	0.01	100.75
1	36.96	0.02	20.66	0.01	29.02	8.85	2.64	1.45	0.03	0.01	99.65
10	38.05	0.03	21.18	0.01	28.62	8.67	2.79	1.65	0.04	0.00	101.03
11	37.56	0.04	20.86	0.00	27.96		2.91	1.69	0.06	0.01	100.01
Xcp(44)	37.50	0.04	20.89	0.01	G1 27.77	9.53	2.95	1.49	0.05	0.00	100.23
Std	0.23	0.04	0.16	0.01	0.72	0.56	0.14	0.10	0.03	0.00	100.23
8	37.72	0.02	20.97	0.00	29.04		2.85	1.58	0.02	0.00	100.91
9	37.72	0.03	21.06	0.00	27.99		3.04	1.35	0.03	0.00	101.12
18	37.49	0.05	20.89	0.03	27.03	10.14	3.01	1.44	0.03	0.00	100.11
23	37.70	0.06	20.84	0.00	27.58	9.69	3.04	1.46	0.05	0.00	100.43
24	37.52	0.06	20.94	0.01	26.78	10.10	3.01	1.47	0.06	0.01	99.96
26	37.41	0.09	20.78	0.01	27.22	9.81	2.92	1.42	0.04	0.00	99.70
35	37.12	0.04	20.87	0.00	27.91	9.48	3.01	1.53	0.07	0.01	100.04
38	37.18	0.04	20.87	0.02	27.18	10.46	3.06	1.31	0.04	0.00	100.17
47	37.94	0.03		0.00			2.78	1.58			100.85
	l				M	•				I	
Xcp(6)	47.62	0.50	37.93	0.01	0.76	0.00	0.61	0.01	1.45	8.21	97.10
Std	0.71	0.29	0.68	0.01	0.10	0.00	0.14	0.01	0.49	0.41	
29	48.75	0.58	38.72	0.00	0.75	0.00	0.69	0.01	1.02	8.01	98.52
30	46.90	0.12	38.77	0.00	0.61	0.00	0.36	0.04	2.31	7.70	96.80
31	46.93	0.20	37.88	0.00	0.69	0.01	0.52	0.00	1.72	8.69	96.65
48	47.48	0.60	37.19	0.02	0.82	0.01	0.68	0.00	1.32	8.53	96.66
49	47.51	0.60	37.67	0.02	0.84	0.00	0.72	0.01	1.26	8.48	97.10
50	48.12	0.89	37.34	0.04	0.87	0.00	0.67	0.00	1.05	7.87	96.86
	_				P						
Xcp (4)	63.23	0.01	23.23	0.01	0.17		0.02	4.47	9.28	0.08	100.51
Std	0.66	0.00	0.33	0.01	0.16	0.01	0.01	0.18	0.09	0.01	
51	64.18	0.02	22.76	0.00	0.10		0.03	4.26		0.08	100.57
52	62.85	0.01	23.52	0.03	0.12	0.02	0.02	4.47	9.31	0.07	100.42
53	62.72	0.01	23.34	0.01	0.05		0.02	4.71	9.36	0.06	100.30
54	63.17	0.01	23.30	0.01	0.41	0.00	0.03	4.45	9.28	0.10	100.75

ПРИЛОЖЕНИЕ Б. Предствительные анализы минералов для Предгорненского участка

N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO (total)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
					В	t					
Xcp(7)	37.24	1.05	19.03	0.03	12.58	0.28	14.90	0.02	0.41	8.99	94.5
Std	0.48	0.13	0.50	0.02	0.41	0.06	0.28	0.02	0.05	0.22	
387	37.18	0.95	19.14	0.03	12.61	0.18	14.97	0.06	0.35	8.69	94.2
389	37.70	1.10	19.13	0.04	12.65	0.28	14.84	0.01	0.41	8.90	95.0
391	36.97	1.15	18.90	0.01	13.03	0.34	14.94	0.00	0.36	8.98	94.7
392	36.51	1.28	18.00	0.02	12.28	0.23	15.34	0.00	0.43	9.39	93.5
					Grt (1	срай)					
Xcp(6)	37.43	0.02	20.74	0.02	20.55	15.57	3.83	1.71	0.05	0.00	99.9
Std	0.78	0.02	0.32	0.01	0.16	0.64	0.15	0.63	0.03	0.01	0.8
438	37.49	0.00	20.86	0.01	20.60	15.93	4.01	1.22	0.07	0.00	100.2
440	36.36	0.03	20.25	0.02	20.66	16.16	3.93	1.27	0.07	0.01	98.7
395	38.52	0.01	21.12	0.03	20.68	14.65	3.78	2.13	0.04	0.00	101.0
396	37.62	0.05	20.65	0.01	20.27	15.14	3.61	2.61	0.00	0.00	100.0
398	37.18	0.04	20.84	0.02	20.54	15.96	3.81	1.32	0.06	0.00	99.8
					Gı	t .					
Xcp(60)	37.09	0.07	20.62	0.03	19.76	16.55	3.89	1.72	0.03	0.00	99.8
Std	0.22	0.04	0.10	0.01	0.65	0.61	0.41	0.73	0.03	0.00	0.3
399	37.06	0.02	20.79	0.01	20.09	16.45	3.96	1.29	0.00	0.00	99.7
409	36.98	0.11	20.57	0.03	18.88	17.25	3.49	2.23	0.07	0.00	99.6
410	37.11	0.12	20.49	0.01	18.73	17.27	3.21	2.70	0.00	0.00	99.6
431	37.48	0.04	20.65	0.02	19.48	17.55	3.91	1.25	0.07	0.00	100.4
437	37.28	0.03	20.61	0.05	20.36	16.16	4.20	1.22	0.01	0.00	99.9
397	37.49	0.06	20.68	0.01	19.61	16.23	3.27	2.68	0.00	0.00	100.0
					M	[s					
Xcp(10)	45.61	0.28	33.93	0.02	2.93	0.01	0.77	0.01	1.55	8.99	94.1
Std	0.30	0.02	0.37	0.01	0.11	0.01	0.08	0.01	0.07	0.13	0.4
454	45.88	0.27	34.69	0.03	2.81	0.04	0.68	0.01	1.55	8.79	94.7
456	45.07	0.31	34.21	0.03	2.80	0.01	0.62	0.00	1.61	8.81	93.5
457	45.66	0.31	33.77	0.05	2.94	0.00	0.80	0.00	1.48	9.03	94.0
459	45.44	0.30	33.87	0.03	2.97	0.02	0.72	0.00	1.51	8.93	93.8
460	45.45	0.24	33.60	0.00	3.11	0.02	0.86	0.00	1.64	9.03	94.0
462	45.86	0.27	34.17	0.01	2.83	0.02	0.75	0.01	1.54	9.02	94.5
463	45.85	0.30	33.82	0.02	2.86	0.00	0.78	0.01	1.46	9.15	94.2
					P	1					
Xcp(6)	62.27	0.01	23.08	0.00	0.08	0.01	0.00	4.60	8.88	0.07	99.0
Std	0.42	0.01	0.33	0.00	0.02	0.01	0.01	0.17	0.14	0.02	0.6
466	62.17	0.00	23.11	0.01	0.06	0.01	0.00	4.59	8.86	0.08	98.9
467	61.81	0.00	23.17	0.00	0.08	0.00	0.00	4.64	8.81	0.09	98.6
469	62.83	0.00	23.42	0.00	0.11	0.02	0.00	4.39	9.08	0.06	99.9
470	62.27	0.02	22.63	0.00	0.09	0.01	0.01	4.79	8.77	0.05	98.6

		Ī			FeO	ya KT04.					
N	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr ₂ O ₃	(total)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
I	I				В	t	I	I	· ·		
504	39.20	1.18	19.60	0.00	11.38	0.38	14.12	0.08	0.16	9.40	95.5
	_				Cl	nl	_	_			
Xcp(4)	30.80	0.19	22.05	0.00	17.93	0.55	14.09	0.34	0.08	1.22	87.3
Std	1.15	0.15	1.55	0.00	3.76	0.06	4.29	0.16	0.04	0.74	
505	31.45	0.08	22.58	0.00	16.62	0.52	14.47	0.36	0.04	1.03	87.2
506	32.04	0.06	23.68	0.00	18.62	0.53	9.50	0.50	0.10	0.25	85.3
507	29.54	0.23	19.99	0.00	22.72	0.64	12.63	0.39	0.12	1.88	88.1
508	30.17	0.39	21.97	0.00	13.78	0.53	19.75	0.13	0.05	1.72	88.5
37 (10)	27.40	0.05	20.00	0.01	Grt (K		2.65	1.64	0.02	0.01	100.4
Xcp(18)	37.48	0.05	20.89	0.01	19.68	16.90	3.65	1.64	0.03	0.01	100.4
Std	0.28	0.03	0.18	0.02	0.53	0.49	0.41	0.10	0.02	0.01	100.1
482 493	37.09 37.69	0.02	20.79	0.02	18.19 19.39	18.18 16.58	3.92 3.95	1.86 1.65	0.02	0.00	100.1
495	37.53	0.04	21.10	0.04	20.44	16.37	3.86	1.63	0.02	0.00	100.3
503	37.06	0.07	20.75	0.00	20.44	16.28	3.84	1.77	0.06	0.00	100.9
516	37.81	0.03	21.00	0.00	19.41	17.29	3.25	1.58	0.02	0.01	100.1
522	37.58	0.03	20.99	0.00	19.59	17.10	3.30	1.51	0.04	0.02	100.1
				0.00	G					****	
Xcp(33)	37.23	0.07	20.64	0.01	17.24	19.19	3.58	2.03	0.03	0.00	100.0
Std	0.24	0.03	0.15	0.02	2.50	1.97	0.36	0.81	0.02	0.01	
472	37.21	0.03	20.71	0.00	20.00	16.81	3.99	1.50	0.02	0.00	100.3
473	37.14	0.11	20.61	0.00	20.17	16.79	4.03	1.46	0.00	0.00	100.3
486	37.25	0.10	20.62	0.00	12.20	23.27	3.23	3.43	0.05	0.00	100.1
488	37.24	0.13	20.50	0.00	12.46	23.07	3.46	3.26	0.04	0.00	100.2
489	37.25	0.08	20.70	0.05	13.79	21.41	3.58	3.27	0.01	0.00	100.2
525	37.80	0.04	20.94	0.00	16.07	20.69	3.58	1.18	0.04	0.00	100.3
496	37.37	0.04	20.57		19.12			1.60	0.01	0.00	100.2
515	37.47	0.06	20.80	0.00	18.53	18.26	3.16	1.81	0.01	0.01	100.1
520	37.44	0.03	20.68	0.00	19.01	17.75	3.17	1.44	0.06	0.01	99.6
523	37.41	0.07	20.72	0.00	19.04	17.76	3.25	1.33	0.02	0.01	99.6
Xcp(16)	46.84	0.23	34.87	0.00	2.85		0.92	0.06	1.00	8.90	95.7
Std	1.56	0.23	1.13	0.00	0.10	0.02	0.92	0.00	0.21	0.77	93.1
529	46.22	0.07	34.81	0.00	2.85	0.00	0.65	0.10	1.24	9.08	95.1
531	46.69	0.23	34.97	0.00	2.73	0.02	0.71	0.02	1.11	8.76	95.3
533	45.92	0.16	34.99	0.00	2.74	0.02	0.59	0.02	1.22	9.19	94.9
535	45.14	0.20	34.79	0.00	2.82	0.03	0.60	0.02	1.21	8.83	93.6
536	47.02	0.21	35.46	0.00	2.69	0.01	0.68	0.01	1.15	9.17	96.4
537	46.85	0.41	34.59	0.00	2.84	0.01	0.75	0.01	0.91	9.03	95.4
538	46.11	0.22	31.16	0.00	2.92	0.03	4.28	0.71	0.46	9.64	95.5
541	47.69	0.39	35.56	0.00	2.67	0.01	0.80	0.01	1.05	8.49	96.7
527	46.22	0.19	34.81	0.00	3.01	0.02	0.71	0.01	1.02	8.88	94.9
528	46.44	0.18	34.96	0.00	2.85	0.02	0.69	0.02	1.11	9.46	95.7
543	59.84	0.02	25.35	0.00	0.05	0.02	0.01	6.84	7.77	0.06	100.0

- T	C:O	т.о	41.0	C . C	FeO	N. 0	N. C		N O	_V o	700 / T
N	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr_2O_3	(total)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
_					В	t					
Xcp(8)	37.69	1.18	19.09	0.00	12.15	0.29	14.48	0.02	0.34	8.93	94.2
Std	0.67	0.22	0.43	0.00	0.49	0.06	1.55	0.01	0.03	0.20	
545	36.54	1.23	18.57	0.00	13.10	0.28	15.56	0.01	0.38	9.07	94.7
547	38.60	0.68	19.88	0.00	11.54	0.43	16.51	0.03	0.31	8.68	96.7
549	37.77	1.34	19.28	0.00	12.23	0.26	12.78	0.03	0.33	9.02	93.0
551	37.76	1.31	18.73	0.00	12.52	0.30	13.16	0.03	0.32	9.05	93.2
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	Ţ.	ı			Grt(ĸ				-		
Xcp(18)	35.49	0.15	27.61	0.00	19.92	11.53	2.99	2.04	0.04	0.01	99.9
Std	3.91	0.22	13.48	0.00	4.10	5.30	0.34	1.22	0.02	0.01	
553	37.14	0.09	20.93	0.00	20.98	14.93	2.91	3.17	0.02	0.01	100.2
564	37.88	0.02	21.27	0.00	21.39	15.42	2.80	1.58	0.04	0.01	100.4
565	36.97	0.03	20.71	0.00	21.09	15.15	3.21	2.12	0.06	0.03	99.4
570	37.54	0.16	20.98	0.00	21.01	14.40	2.75	3.97	0.05	0.00	100.8
580	37.12	0.04	21.02	0.00	22.30	13.75	3.33	2.18	0.09	0.02	99.9
37 (10)	27.21	0.10	20.70	0.00	G		2.06	2 2 4	0.04	0.00	100.2
Xcp(13)	37.21	0.13	20.78	0.00	20.95	14.96	2.86	3.34	0.04	0.02	100.3
Std	0.52	0.06	0.27	0.00	0.74	0.86	0.34	0.74	0.01	0.01	100.0
555	37.68	0.04	20.95	0.00	21.01	14.84	3.08	3.14	0.06	0.01	100.8
574	37.99	0.08	21.37	0.00	21.92	13.47	3.02	3.28	0.03	0.03	101.2
577 581	37.25 37.74	0.13	20.82	0.00	20.57	14.75 14.35	2.63 3.12	4.18 2.23	0.05	0.02	100.4
361	37.74	0.12	20.93	0.00	21.67 M		3.12	2.23	0.03	0.03	100.3
Xcp(8)	46.35	0.43	35.62	0.00	2.52	0.02	0.80	0.02	1.19	8.37	95.3
Std	0.89	0.06	0.62	0.00	0.23	0.02	0.47	0.01	0.30	0.32	75.5
583	45.36	0.51	34.60	0.00	2.97	0.02	1.88	0.01	0.80	8.02	94.2
585	46.45	0.44	35.96	0.00	2.34	0.01	0.60	0.02	1.22	7.87	94.9
587	46.04	0.47	36.22	0.00	2.33		0.54	0.02	1.21	8.40	95.2
589	46.06	0.41	36.31	0.00	2.29		0.52	0.02	1.54	8.39	95.6
	<u> </u>				P			<u></u>			
Xcp(13)	62.72	0.02	23.67	0.00	0.09	0.02	0.01	4.98	8.71	0.08	100.3
Std	1.09	0.01	0.60	0.00	0.04	0.01	0.01	0.75	0.41	0.02	
592	62.16	0.01	24.13	0.00	0.05	0.02	0.01	5.57	8.44	0.10	100.5
594	62.97	0.02	23.47	0.00	0.11	0.01	0.01	4.75	8.73	0.08	100.2
596	62.70	0.02	23.51	0.00	0.05	0.02	0.04	4.86	8.72	0.07	100.0
598	63.36	0.02	23.33	0.00	0.19	0.02	0.01	4.58	9.13	0.07	100.7
600	62.79	0.01	23.80	0.00	0.09	0.02	0.01	5.24	8.58	0.09	100.6
		•		_	S		-	-		•	
Xcp(12)	27.43	0.57	54.43	0.00	12.17		2.42	0.01	0.03	0.01	98.9
Std	0.48	0.07	0.40	0.00	0.22	0.07	0.17	0.01	0.01	0.01	
604	27.34	0.66	54.57	0.00	12.08	1.38	2.38	0.00	0.06	0.01	99.0
607	28.51	0.57	54.31	0.00	12.10	1.27	2.66	0.01	0.02	0.00	99.9
609	26.92	0.55	54.86	0.00	11.89	1.32	2.55	0.00	0.03	0.01	98.7
613	27.72	0.54	54.62	0.00	12.17	1.25	2.18	0.01	0.03	0.01	99.1
616	27.02	0.43	54.58	0.00	11.97	1.22	2.29	0.01	0.02	0.02	98.0

N	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr ₂ O ₃	FeO (total)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
					B	t					
Xcp(4)	38.84	1.06	21.17	0.03	12.65	0.18	11.88	0.02	0.32	9.88	96.0
Std	3.01	0.29	5.61	0.01	3.74	0.08	5.24	0.03	0.29	0.13	
15	37.04	1.15	18.43	0.02	14.99	0.20	13.97	0.03	0.12	9.83	95.8
79	37.58	1.21	18.74	0.04	14.05	0.19	14.62	0.01	0.25	9.74	96.4
80	37.39	1.25	17.94	0.04	14.48	0.26	14.87	0.00	0.15	10.05	96.4
193	43.35	0.63	29.57	0.03	7.06	0.06	4.04	0.06	0.75	9.89	95.4
	ı	1		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	Cl	-					
Xcp(9)	26.81	0.10	22.58	0.06	17.72	0.29	20.53	0.03	0.02	0.26	88.4
Std	0.45	0.03	0.39	0.06	0.63	0.03	0.48	0.01	0.02	0.24	
78	27.26	0.10	22.22	0.04	18.54	0.28	20.00	0.05	0.03	0.26	
199	26.20	0.06	22.59	0.02	17.73	0.30	21.02	0.02	0.01	0.01	88.0
173	26.53	0.07	22.62	0.15	17.04 Grt(κ	0.28	20.70	0.03	0.03	0.04	87.5
Xcp(11)	37.22	0.03	20.58	0.02	25.54	раи) 11.38	3.53	1.61	0.03	0.00	100.0
Std	0.38	0.05	0.21	0.02	0.34	0.70	0.26	0.21	0.02	0.00	100.0
17	37.03	0.16	20.62	0.00	24.85	12.84	3.07	2.03	0.00	0.00	100.6
96	37.08	0.02	20.40	0.00	25.52	11.18	3.50	1.52	0.06	0.01	99.3
126	37.14	0.00	20.68	0.03	26.11	10.57	3.71	1.54	0.01	0.00	99.8
117	37.00	0.00	20.48	0.02	25.59	11.74	3.34	1.55	0.04	0.00	99.8
•	•	•			G	rt			•		
Xcp(148)	37.34	0.12	20.35	0.04	24.96	11.58	3.54	2.06	0.03	0.02	100.0
Std	1.21	0.13	0.45	0.10	1.18	1.30	0.30	0.41	0.03	0.14	
2	37.88	0.05	21.02	0.03	25.14	11.24	3.52	2.23	0.05	0.00	101.2
155	37.58	0.05	20.87	0.04	26.02	10.35	3.78	1.61	0.03	0.00	100.3
100	37.26	0.03	20.54	0.00	25.86	10.65	3.64	1.98	0.05	0.00	100.0
116	36.92	0.01	20.45	0.00	25.84	11.29	3.53	1.55	0.05	0.00	99.6
V (1.5)	45.90	0.24	24.55	0.02	2.50		0.72	0.01	1 (4	0.06	04.7
Xcp(15) Std	0.33	0.34	34.55 0.76	0.03	2.58 0.51	0.01	0.73	0.01	1.64 0.35	8.96 0.52	
83	45.17	0.00	33.15	0.02	4.35	0.01	2.28	0.01	0.33	9.46	
202	45.69	0.49	34.37	0.03	2.37	0.02	0.56	0.00	1.22	9.68	
168	45.53	0.35	34.34	0.02	2.38	0.00	0.62	0.04	1.61	9.05	
124	45.95	0.46	34.79	0.01	2.38	0.00	0.68	0.01	1.46	9.16	
					P						
Xcp(9)	64.05	0.01	22.49	0.00	0.14	0.01	0.01	3.90	9.37	0.07	100.1
Std	0.72	0.01	0.42	0.01	0.08	0.01	0.02	0.20	0.14	0.04	
14	63.82	0.00	23.05	0.00	0.18	0.00	0.00	4.01	9.55	0.09	100.7
166	64.18	0.00	22.54	0.00	0.19	0.02	0.00	3.76	9.50	0.06	100.2
174	64.11	0.02	22.24	0.00	0.30	0.01	0.07	3.96	9.35	0.04	100.1
		-		,	S		-	-	-		
Xcp(12)	28.29	0.39	53.33	0.04	12.62	0.76	2.31	0.01	0.03	0.00	
Std	1.25	0.03	1.14	0.01	0.35	0.03	0.08	0.01	0.03	0.00	
119	27.38	0.37	53.97	0.04	12.84	0.79	2.25	0.00	0.06	0.01	98.3
123	28.50	0.37	53.90	0.04	12.46	0.74	2.23	0.01	0.05	0.00	98.9

N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO (total)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
					В	t					
Xcp(8)	38.00	1.18	17.82	0.06	14.06	0.35	15.10	0.04	0.11	9.05	95.8
Std	0.78	0.18	0.56	0.07	0.55	0.05	0.46	0.03	0.04	0.62	
273	37.83	1.08	16.92	0.22	14.13	0.34	15.71	0.08	0.12	8.75	95.2
274	38.56	1.07	17.84	0.04	14.22	0.36	15.23	0.07	0.18	9.33	96.9
385	36.70	1.57	18.14	0.10	14.85	0.33	14.65	0.04	0.07	7.86	94.3
319	37.48	1.19	17.65	0.01	14.08	0.38	15.06	0.03	0.12	8.69	94.7
(-)					Cl	-					
Xcp(7)	29.65	0.08	23.08	0.03	15.90	0.59	18.48	0.09	0.03	0.56	88.5
Std	2.38	0.04	1.20	0.02	1.84	0.09	2.55	0.06	0.02	0.91	
269	34.42	0.12	24.92	0.02	12.36	0.46	13.44	0.12	0.08	2.49	88.4
271	27.95	0.06	23.05	0.04	17.17	0.69	19.95	0.02	0.03	0.12	89.1
297	28.01	0.05	23.44	0.05	16.83	0.67	20.01	0.04	0.04	0.01	89.2
322	29.60	0.16	20.99	0.04	17.17	0.52	19.62	0.06	0.02	0.92	89.1
Van(6)	41.50	0.02	20.80	0.01	Grt(K		2 05	2.16	1 55	0.02	00.5
Xcp(6) Std	41.50 10.80	0.03	20.89	0.01	17.32 8.43	13.23	2.85	2.16 0.78	1.55 3.70	0.02	99.5
299	36.53	0.02	20.16	0.01	20.25	16.55	3.36	2.06	0.00	0.02	98.9
324	36.55	0.04	20.10	0.00	20.23	16.20	3.30	1.60	0.06	0.00	98.8
338	37.04	0.04	20.39	0.02	20.84	15.26	3.61	1.94	0.00	0.03	99.2
336	37.04	0.03	20.37	0.02	20.04 G		3.01	1.77	0.07	0.02	77.2
Xcp(134)	37.00	0.12	20.23	0.02	19.79	16.95	3.12	2.10	0.04	0.00	99.4
Std	0.63	0.53	0.39	0.02	1.22	1.40	0.36	0.35	0.03	0.00	77.1
205	37.47	0.00	20.51	0.01	20.11	16.66	3.09	2.02	0.02	0.00	99.9
263	36.93	0.08	20.19	0.04	19.09	18.16	2.94	1.96	0.03	0.00	99.4
302	36.76	0.09	20.17	0.00	18.35	19.16	2.63	2.45	0.00	0.00	99.6
333	37.05	0.09	20.14	0.01	20.40	16.42	3.36	2.03	0.03	0.00	99.5
341	37.69	0.04	20.62		20.59	15.96	3.39	1.81	0.00	0.00	100.1
362	36.91	0.00	20.37	0.00	19.75	16.90	3.25	2.01	0.02	0.00	99.2
364	37.04	0.07	20.17	0.00	19.47	17.62	3.12	1.97	0.03	0.00	99.5
375	37.17	0.05	20.40	0.02	21.03	15.43	3.41	1.81	0.05	0.01	99.4
					M	S					
Xcp(21)	46.09	0.40	33.93	0.03	3.24	0.03	0.91	0.01	0.81	9.56	95.0
Std	0.45	0.07	0.63	0.01	0.31	0.02	0.23	0.01	0.19	0.33	
291	45.80	0.31	34.04	0.03	3.54	0.01	0.93	0.02	0.94	9.23	94.8
293	46.84	0.35	32.94	0.03	2.90	0.02	1.05	0.00	0.82	9.86	94.8
380	45.94	0.48	33.91	0.05	3.06	0.06	0.78	0.00	0.70	9.93	94.9
384	46.09	0.42	34.22	0.01	3.47	0.07	0.85	0.00	0.88	9.79	95.8
	-			•	P	- T		-	-		
Xcp(5)	62.73	0.01	23.20	0.02	0.16		0.03	4.24	8.94	0.09	99.4
Std	0.41	0.01	0.18	0.02	0.12	0.02	0.03	0.15	0.23	0.03	
268	62.25	0.01	22.96	0.01	0.36	0.05	0.07	4.09	9.27	0.13	99.2
382	63.07	0.00	23.29	0.01	0.07	0.00	0.02	4.31	8.97	0.07	
320	63.01	0.00	23.41	0.04	0.12	0.01	0.02	4.38	9.05	0.08	100.1
321	62.31	0.02	23.07	0.00	0.18	0.02	0.00	4.35	8.68	0.10	98.7

N	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
- '	- 2	- Z	2 - 3	2 - 3	(total)		8~	20	2	2 -	
61.7	25.4.1	0.44			Cl				1	0.10	0.5.4
617	26.14	0.11	22.01	0.00	17.16		19.75	0.02	0.01	0.10	86.1
77 (14)	2-24	0.04	• • • •	1	Grt(ĸ				1	0.00	
Xcp(11)	37.21	0.04	20.65	0.02	20.58	15.99	3.87	1.44	0.03	0.00	99.8
Std	0.60	0.03	0.33	0.01	0.11	0.63	0.17	0.47	0.03	0.01	
Xcp(7)	36.51	0.05	20.90	0.00	20.95	17.71	2.23	1.82	0.06	0.02	100.2
Std	0.49	0.02	0.18	0.00	0.43	0.56	0.09	0.22	0.01	0.01	
619	36.24	0.03	20.77	0.00	21.23	17.31	2.30	1.68	0.06	0.02	99.6
622	36.54	0.07	21.11	0.00	20.99	17.70	2.18	1.61	0.06	0.02	100.3
629	36.91	0.03	20.82	0.00	21.02	17.88	2.11	1.55	0.04	0.02	100.4
634	35.99	0.07	21.07	0.00	21.40	17.25	2.34	1.77	0.06	0.02	100.0
37 (4.4)	25.53	0.1.1	20.05	0.00	G:		4 0.5	21	0.04	0.01	400 -
Xcp(11)	36.63	0.14	20.83	0.00	19.06	19.61	1.90	2.57	0.03	0.01	100.8
Std	0.45	0.08	0.30	0.00	1.48	1.60	0.31	0.82	0.02	0.01	101.0
618	37.16	0.06	21.00	0.00	21.05	17.50	2.36	1.77	0.06	0.01	101.0
620	36.85	0.17	20.87	0.00	20.24	18.62	2.08	2.15	0.06	0.00	101.0
624	35.71	0.23	20.70	0.00	19.75	19.23	1.95	2.06	0.04	0.03	99.7
626	36.33	0.17	20.66	0.00	17.36	21.96	1.53	2.73	0.01	0.01	100.8
627	36.93	0.17	20.60	0.00	17.60	21.91	1.59	2.68	0.04	0.01	101.5
628	36.53	0.12	20.94	0.00	18.49	20.55	1.78	2.43	0.03	0.00	100.9
631	36.87	0.24	20.72	0.00	17.53	20.51	1.66	3.55	0.01	0.01	101.1
632	36.59	0.22	20.86	0.00	19.12	18.55	1.91	3.41	0.05	0.01	100.7
635	36.48	0.03	21.20	0.00	20.29	19.02	2.23	1.70	0.02	0.02	101.0
V (21)	46.40	0.40	24.54	0.00	2 40		1.02	0.02	0.54	0.07	05.6
Xcp(21)	46.49	0.49	34.54	0.00	3.49	0.05	1.03	0.02	0.54	8.97	95.6
Std 636	1.59	0.08	1.50	0.00	0.62	0.04	0.50	0.02	0.21	0.92	06.1
637	46.61 47.40	0.40	35.54 35.82	0.00	2.83		0.67	0.01	1.06 0.65	8.97	96.1 96.9
639	46.29	0.42	35.82	0.00	3.04	0.02	0.83	0.01	0.65	8.70 9.63	95.9
640	45.70	0.43	31.78	0.00	4.58	0.01	2.13	0.01	0.03	9.03	93.9
641	45.44	0.59	31.60	0.00	5.04	0.03	2.15	0.05	0.32	8.43	93.7
643	51.46	0.39	36.90	0.00	3.32	0.08	0.88	0.03	0.32	6.20	99.6
644	45.48	0.42	34.90	0.00	3.49	0.03	0.86	0.00	0.33	9.28	95.1
646	46.38	0.30	34.07	0.00	3.49	0.00	0.80	0.00	0.40	9.50	95.2
648	45.54	0.47	34.09	0.00	3.40	0.10	0.82	0.01	0.39	9.38	94.4
070	rJ.JT	0.57	57.07	0.00	7.40 P		0.70	0.02	0.57	7.50	77.4
Xcp(9)	66.44	0.02	21.19	0.00	0.12	0.01	0.01	3.57	8.76	0.09	100.2
Std	5.68	0.01	3.92	0.00	0.02	0.01	0.01	0.70	1.45	0.02	
649	63.21	0.02	22.37	0.00	0.13	0.00	0.01	4.11	9.06	0.07	99.0
651	64.60	0.03	22.70	0.00	0.10	0.01	0.01	3.89	9.40	0.11	100.9
653	64.29	0.01	22.66	0.00	0.09	0.01	0.01	3.82	9.24	0.09	100.2
654	64.37	0.02	22.49	0.00	0.17	0.02	0.01	3.71	9.64	0.09	100.5
655	65.49	0.03	22.29	0.00	0.12	0.01	0.01	3.27	9.42	0.11	100.8
656	64.60	0.03	22.09	0.00	0.12	0.00	0.03	3.79	9.44	0.08	100.2
657	65.01	0.02	22.50	0.00	0.13	0.01	0.01	3.76	9.43	0.08	100.9

ПРИЛОЖЕНИЕ В. Предствительные анализы минералов для Чечекского участка

N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO (total)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	
					В	Bt						
Xcp(2)	35.50	2.99	20.24	0.05	18.84	0.25	8.65	0.00	0.14	8.87	95.5	
Std	н.д	н.д	н.д	н.д	н.д	н.д	н.д	н.д	н.д	н.д		
87	35.67	2.95	20.50	0.05	18.61	0.24	8.56	0.00	0.14	8.85	95.6	
88	35.32	3.03	19.97	0.05	19.07	0.26	8.74		0.13	8.89	95.5	
Crd												
Xcp(7)	48.49	0.00	32.18	0.00	7.75	0.42	7.74	0.01	0.32	1.32	98.2	
Std	0.73	0.00	0.28	0.00	1.77	0.16	1.79	0.01	0.14	3.34		
89	47.23		32.38		3.74	0.05	3.72	0.01	0.15	8.90	96.2	
90	48.94		32.42		8.38	0.48	8.39	0.00	0.25		98.9	
91	48.71		32.16	0.01	8.34	0.49	8.63	0.01	0.52		98.9	
92	48.77		32.04	0.00	8.42	0.44	8.26	0.01	0.25		98.2	
93	47.70	0.01	31.69	0.00	8.63	0.44	8.67	0.01	0.48	0.35	98.0	
94	48.98		32.47		8.26	0.51	8.49		0.25		99.0	
95	49.11		32.07		8.51	0.51	8.05		0.37		98.6	
	•				N	Ís						
Xcp(16)	48.74	0.70	37.99	0.00	0.67	0.01	0.67	0.00	0.28	8.63	97.7	
Std	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д		
96	49.42	0.52	38.28		0.65		0.71		0.26	8.49	98.3	
97	48.05	0.87	37.70		0.68	0.01	0.63		0.30	8.76	97.0	

N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO (total)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
,					В	t		•		•	
Xcp(12)	35.25	2.03	19.51	0.01	19.33	0.57	9.40	0.01	0.11	9.65	95.9
Std	0.47	1.11	1.04	0.02	1.18	0.17	1.18	0.01	0.02	0.20	
2	35.41	1.78	19.48		19.06	0.72	10.10		0.10	9.52	96.2
3	35.10	3.44	18.73	0.01	20.91	0.49	8.08		0.11	9.53	96.4
5	35.78	0.88	21.07		18.17	0.75	10.49	0.00	0.10	9.42	96.7
6	35.17	0.98	20.60		18.52	0.68	10.34		0.08	9.58	96.0
104	34.34	3.38	18.29	0.05	21.38	0.35	7.51	0.02	0.16	9.82	95.3
105	35.16	3.25	18.42	0.02	19.96	0.29	8.47	0.01	0.12	9.83	95.5
120	35.42	0.33	21.12		17.37	0.69	10.75	0.01	0.11	9.37	95.2
121	35.96	1.08	20.34	0.01	18.21	0.74	9.54	0.02	0.09	9.85	95.8
					Grt(ĸ						
Xcp(2)	36.15	0.00	20.47	0.00	30.81	8.67	2.46	0.77	0.06	0.02	99.4
Std	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	
122	35.98		20.32	0.00	31.65	7.78	2.41	0.82	0.06	0.03	99.0
127	36.32		20.62		29.96	9.55	2.50	0.72	0.06	0.01	99.7
37 (1.5)	26.64	0.00	20.55	0.01	G		2.17	1 22	0.05	0.01	00.0
Xcp(15)	36.64	0.00	20.55	0.01	29.66	9.54	2.17	1.32	0.05	0.01	99.9
Std	0.21	0.01	0.13	0.01	1.96	1.89	0.17	0.40	0.01	0.01	00.4
106	36.62	0.01	20.44	0.01	27.90	10.62	2.11	1.63	0.04	0.01	99.4
107 111	36.68 36.59		20.55	0.01	28.25 28.58	10.51	2.14 1.96	1.73 1.76	0.04	0.01	99.9 99.7
114	36.67	0.01	20.46	0.01	28.44	10.31	2.06	1.76	0.05	0.00	100.0
123	36.14	0.00	20.39	0.01	31.50	7.79	2.43	0.82	0.05	0.02	99.2
125	36.50	0.00	20.63	0.00	32.15	7.38	2.36	0.78	0.07	0.00	99.9
129	36.52	0.02	20.57	0.00	33.16	5.96	2.41	1.15	0.03	0.00	99.8
					M						
Xcp(7)	47.19	0.46	36.60	0.05		0.06	1.27	0.01	0.35	9.20	97.0
Std	1.70	0.57	2.94	0.12	2.12	0.08	1.66	0.03	0.11	0.58	
7	48.61	0.20	38.14		1.04	0.02	0.70		0.45	9.27	98.4
8	49.06	1.56	37.39	0.02	0.94	0.02	0.68		0.35	8.17	98.2
130	47.00	0.01	36.91	0.33	0.89	0.06	0.66	0.07	0.39	9.66	96.0
132	47.32	0.09	37.47	0.01	1.01	0.02	0.75	0.01	0.43	8.91	96.0
					P	1	<u> </u>		<u> </u>		
Xcp(7)	62.62	0.01	23.01	0.00	0.11	0.03	0.01	4.72	7.07	2.37	99.9
Std	2.47	0.01	2.29	0.00	0.15	0.04	0.00	2.44	3.21	5.77	
9	65.56	0.00	18.20		0.01		0.02		0.36	15.45	99.6
116	62.15	0.01	23.71		0.04	0.01	0.01	5.18	9.04	0.22	100.4
117	62.27		23.16		0.01	0.02	0.01	5.16	9.15	0.26	100.0
118	58.15	0.01	25.69		0.38	0.12	0.01	8.25	7.18	0.17	100.0
133	62.27	0.01	23.71	0.01	0.03	0.02	0.01	5.28	8.87	0.21	100.4
134	62.58	0.01	23.21		0.05	0.03	0.01	4.97	9.05	0.15	100.0
135	65.35	0.01	23.41		0.26		0.01	4.20	5.82	0.16	99.2

N	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
	2102	1102	111203	01203	(total)		MgO		1 (420	1120	1000
				1		Bt					
Xcp(3)	34.97	2.18	18.47	0.03	19.99	0.41	10.23	0.01	0.06	9.22	95.6
Std	0.40	0.41	0.29	0.02	0.20	0.02	0.40	0.01	0.02	0.23	
10	35.26	2.58	18.56	0.06	19.93	0.43	9.76		0.08	9.45	96.1
11	35.14	1.76	18.70	0.02	19.82	0.39	10.45		0.05	9.23	95.6
12	34.51	2.21	18.14	0.02	20.21	0.42	10.47	0.02	0.06	8.99	95.0
					Grt(1	<u> </u>					
Xcp(2)	37.19	0.00	20.84	0.00	29.14	9.65	2.66	0.82	0.06	0.00	100.3
Std	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	
13	36.84		20.65		28.70	10.24	2.36	0.87	0.06		99.7
19	37.54		21.03		29.58	9.05	2.95	0.76	0.05		101.0
						rt					
Xcp(5)	37.29	0.00	20.95	0.00	30.47	7.89	3.18	1.01	0.03	0.00	100.8
Std	0.23	0.01	0.09	0.00	0.39	0.82	0.24	0.15	0.01	0.00	
14	36.98	0.00	20.83		29.88	9.21	2.82	0.92	0.03		100.7
15	37.20	0.02	21.03		30.45	7.97	3.06	1.13	0.02		100.9
16	37.61		21.01		30.44	7.29	3.29	1.19	0.02		100.8
17	37.29		21.02		30.96	7.15	3.45	0.99	0.03		100.9
18	37.39		20.88		30.63	7.85	3.26	0.81	0.04		100.9
	•				N	I s	•	•	-	•	
Xcp(6)	47.99	0.70	37.44	0.02	1.06	0.01	0.77	0.00	0.42	8.59	97.0
Std	1.00	0.42	0.49	0.02	0.29	0.01	0.38	0.00	0.13	0.56	
20	47.90	0.51	38.17		0.87		0.62		0.52	8.83	97.4
21	49.86	0.03	36.71		1.63	0.02	1.54		0.17	8.84	98.8
22	47.99	1.10	37.20	0.05	1.02	0.01	0.69		0.39	7.75	96.2
23	47.47	0.58	37.33	0.02	1.00	0.01	0.63		0.52	9.07	96.6
24	46.89	1.15	37.55	0.05	0.91	0.01	0.53		0.50	9.02	96.6
25	47.81	0.81	37.70		0.92	0.01	0.58		0.39	8.02	96.2
					P	Pl					
Xcp(4)	63.48	0.00	23.32	0.00	0.04	0.00	0.01	4.67	8.79	0.11	100.4
Std	0.20	0.01	0.28	0.00	0.01	0.00	0.01	0.23	0.18	0.04	
26	63.52	0.00	23.22		0.04	0.00	0.01	4.66	8.78	0.11	100.3
27	63.49	0.01	23.52	0.00	0.04		0.01	4.75	8.73	0.11	100.7
28	63.70	0.00	22.98		0.05	0.00	0.01	4.37	9.03	0.07	100.2
29	63.22		23.57		0.03	0.00	0.02	4.91	8.60	0.16	100.5

N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO (total)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
	•		•		В	Bt	•	•	•		
Xcp(6)	35.03	2.91	19.68	0.05	20.08	0.43	7.65	0.02	0.21	9.52	95.6
Std	0.43	0.40	0.31	0.02	0.41	0.13	0.61	0.02	0.06	0.20	1
98	35.53	2.31	20.08	0.03	19.39	0.55	8.49		0.24	9.27	95.9
136	34.64	3.12	19.17	0.06	20.13	0.27	8.10	0.04	0.30	9.31	95.1
137	35.49	2.78	19.86	0.05	20.11	0.33	7.67	0.01	0.23	9.52	96.1
138	34.54	2.82	19.55	0.04	20.65	0.61	7.09	0.01	0.12	9.70	95.1
139	35.16	2.87	19.64	0.04	20.21	0.41	7.68	0.01	0.18	9.52	95.7
140	34.82	3.53	19.75	0.08	19.98	0.38	6.87	0.03	0.17	9.78	95.4
					C						
Xcp(6)	47.68	0.00	32.12	0.00	9.01	0.41	6.63	0.02	0.75	0.01	96.6
Std	0.66	0.00	0.30	0.01	0.48	0.15	0.34	0.01	0.25	0.01	
99	48.41		32.35		8.31	0.49	7.06		0.83	0.02	97.5
141	48.03	0.01	32.30		9.23	0.34	6.71	0.02	0.59	0.01	97.2
142	46.53	0.00	31.60	0.01	9.78	0.48	6.88	0.03	0.33	0.00	95.6
143	48.05	0.00	32.40		8.86	0.28	6.46	0.02	0.86	0.01	96.9
144	47.59		31.98	0.00	8.97	0.25	6.58	0.01	0.84	0.02	96.2
145	47.47		32.07	0.01	8.88	0.63	6.09	0.01	1.05	0.02	96.2
					N.						
Xcp(5)	47.13	0.59	37.64	0.00	0.91	0.01	0.57	0.00	0.43	9.41	96.7
Std	0.69	0.24	0.32	0.00	0.07	0.01	0.10	0.00	0.02	0.23	
100	48.13	0.41	38.03		0.99		0.72		0.40	9.29	98.0
101	47.47	0.48	37.19		0.90		0.61		0.44	9.14	96.2
146	46.86	0.67	37.63		0.91	0.02	0.53	0.01	0.46	9.33	96.4
147	46.89	0.40	37.83	0.01	0.94	0.01	0.57	0.00	0.43	9.67	96.7
148	46.32	0.97	37.54		0.81	0.02	0.44	0.00	0.41	9.64	96.2
1			-		P		ı	T	T		
Xcp(4)	62.45	0.01	23.58	0.01	0.06	0.02	0.01	4.95	8.90	0.18	100.1
Std	0.58	0.01	0.30	0.01	0.06	0.01	0.01	0.22	0.46	0.04	
102	63.09	0.01	23.83		0.02	0.02	0.01	5.23	8.37	0.15	100.7
149	61.98	0.02	23.73		0.15	0.03	0.01	5.03	8.66	0.15	99.7
150	62.79		23.59		0.03	0.01	0.00	4.82	9.22	0.22	100.7
151	61.94	0.01	23.15	0.02	0.02	0.00	0.02	4.73	9.34	0.20	99.4

N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO (total)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
					В	St .					
Xcp	35.25	2.17	18.11	0.01	21.22	0.47	8.98	0.00	0.11	8.97	95.3
Std	н.д	н.д	н.д	н.д	н.д	н.д	н.д	н.д	н.д	н.д	
30	35.25	2.17	18.11	0.01	21.22	0.47	8.98		0.11	8.97	95.3
					N.	[s	-				
Xcp(2)	47.79	0.54	36.22	0.01	1.27	0.02	0.83	0.00	0.28	8.72	95.7
Std	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	
31	47.99	0.37	36.52		1.25	0.02	0.81		0.27	8.66	95.9
32	47.58	0.71	35.91	0.02	1.28	0.01	0.85		0.28	8.78	95.4
					P	1					
Xcp(2)	63.24	0.00	23.32	0.01	0.04	0.01	0.02	4.85	8.60	0.09	100.2
Std	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	
33	63.43		23.24	0.01	0.04		0.03	4.83	8.52	0.11	100.2
34	63.05		23.40	0.00	0.03	0.01	0.01	4.87	8.67	0.07	100.1

N	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
					(total)	<u> </u>				Ţ	
Xcp(18)	35.06	3.01	19.69	0.02	19.13	0.32	8.56	0.02	0.15	9.59	95.5
Std	0.48	0.35	0.37	0.02	0.71	0.32	0.66	0.02	0.13	0.23	0.6
35	34.96	3.42	19.45	0.02	19.20	0.07	8.68	0.02	0.04	9.46	95.6
38	35.04	2.91	19.79	0.02	19.21	0.28	8.89		0.13	9.40	95.7
40	34.99	3.07	19.67	0.01	19.44	0.34	8.67		0.15	9.45	95.8
153	34.86	2.95	19.66	0.01	19.63	0.34	8.25	0.01	0.13	9.43	95.7
154	34.85	2.80	19.75	0.00	19.03	0.37	8.34	0.01	0.14	9.85	95.4
157	33.69	3.12	19.73	0.00	19.54	0.32	7.83	0.01	0.13	9.76	93.9
160	34.78	3.46	19.06	0.00	19.34	0.47	8.05	0.01	0.14	9.70	95.5
162	34.78	3.40	19.00	0.02	19.87	0.36	7.87	0.02	0.15	9.61	95.7
102	34.30	3.20	19.57	0.02	19.87 Grt(к		7.67	0.01	0.13	9.01	93.1
Xcp(17)	36.86	0.01	20.72	0.01	28.87	10.32	2.39	0.89	0.05	0.01	100.1
Std	0.40	0.01	0.25	0.01	1.03	1.55	0.32	0.12	0.03	0.01	0.5
44	36.94	0.01	20.94	0.01	28.12	11.12	2.40	0.12	0.02	0.01	100.5
176	36.66	0.00	20.55	0.02	28.39	12.09	2.06	0.74	0.04	0.02	100.5
180	36.45	0.00	20.53	0.01	29.01	10.99	2.18	0.74	0.04	0.02	100.0
182	37.09	0.01	20.77	0.00	31.38	6.75	3.04	1.08	0.04	0.00	100.1
238	37.05	0.02	20.83	0.03	27.74	11.02	2.16	0.79	0.04	0.00	99.7
230	37.03		20.03	0.03	<u> </u>		2.10	0.77	0.03	0.00	77.1
Xcp(93)	37.08	0.02	20.87	0.01	30.48	7.19	3.09	1.04	0.05	0.01	99.8
Std	0.27	0.02	0.15	0.01	1.03	1.32	0.38	0.07	0.03	0.00	0.4
41	37.14	0.00	20.82	0.01	30.13	8.03	2.93	0.07	0.01	0.00	100.0
167	36.87	0.00	20.68	0.00	31.96	6.93	2.84	1.05	0.05	0.00	100.4
169	36.72	0.01	20.87	0.00	32.23	6.32	3.19	1.03	0.05	0.00	100.4
186	36.98	0.01	20.77	0.00	31.52	7.24	2.85	1.04	0.05	0.01	100.4
205	36.75	0.01	20.56	0.00	28.86	9.75	2.41	1.04	0.05	0.01	99.5
211	37.25	0.02	21.09	0.00	30.45	7.37	2.90	1.13	0.05	0.00	100.3
240	37.32	0.02	21.00		30.22		3.38	1.04	0.05	0.01	99.3
240	31.32	0.02	21.00	0.01	M.22		3.30	1.04	0.03	0.01	77.3
Xcp(5)	47.61	0.35	37.64	0.02	0.84	0.02	0.60	0.01	0.31	9.22	96.6
Std	1.42	0.23	0.86	0.01	0.12	0.01	0.09	0.01	0.06	0.80	0.9
75	48.44	0.50	38.77	0.01	0.87	0.01	0.55	0.01	0.23	7.91	97.3
242	46.29	0.67	37.00	0.03	0.84	0.02	0.62	0.01	0.32	9.43	95.2
243	49.64	0.21	36.68	0.02	0.65	0.03	0.50	0.00	0.28	9.12	97.1
244	46.42	0.10	38.21		0.87	0.03	0.61	0.02	0.36	9.63	96.2
245	47.27	0.27	37.54		0.97	0.02	0.73	0.01	0.36	10.00	97.2
		**	- , , , ,		P			****	1		,,,_
Xcp(7)	62.51	0.01	23.46	0.01	0.12	0.02	0.01	4.85	9.12	0.16	100.3
Std	0.61	0.01	0.42	0.00	0.06	0.01	0.00	0.36	0.33	0.05	0.4
76	62.94	0.00	23.69	0.01	0.06	0.02	0.02	4.96	8.90	0.18	100.8
247	62.34	0.01	23.22	0.01	0.21	0.03	0.02	4.70	9.12	0.14	99.8
249	62.66	0.01	23.19	0.02	0.17	0.02	0.01	4.66	9.45	0.12	100.3
251	62.58	0.01	22.98	0.01	0.16	0.02	0.01	4.41	9.66	0.20	100.0
4J1	04.50	0.01	22.70	0.01	0.10	0.02	0.01	7,71	7.00	0.20	100.0

ПРИЛОЖЕНИЕ Г. Содержание петрогенных элементов (мас. %) высокоградных пород северо-западной части Иртышской зоны смятия.

1. Андалузит-силлиманит-кианитовые сланцы Верхнеберезовского участка

№	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	BaO	п.п.п	Сумма	Сумма (сухая)
1	N13	68.31	0.64	15.30	3.97	0.06	0.95	2.16	4.89	2.08	0.13	0.15	0.17	0.00	1.07	99.61	98.08
2	N15-1	62.63	0.80	16.72	6.84	0.08	2.85	1.29	2.64	2.78	0.21	0.25	0.17	0.00	2.92	99.71	96.16
3	N23	68.28	0.66	14.96	4.29	0.06	1.02	2.16	4.79	2.21	0.13	0.14	0.09	0.00	1.06	99.54	98.13
4	KT590/1*	62.16	0.87	17.04	5.55	0.06	1.87	0.80	1.79	4.00	0.11	0.18	0.06	0.00	5.35	99.50	93.80
5	KT591	61.07	0.77	17.18	7.65	0.11	2.89	1.45	2.70	2.82	0.28	0.23	0.07	0.00	2.93	99.56	96.05
6	KT592*	59.99	0.84	17.24	7.64	0.09	3.08	0.95	1.63	3.64	0.16	0.20	0.07	0.00	4.39	99.51	94.69
7	KT598	67.11	0.65	15.18	5.03	0.08	1.62	1.67	2.86	3.55	0.18	0.13	0.21	0.00	1.82	99.73	97.39
8	KT706	59.07	0.85	17.35	7.62	0.07	3.16	0.92	2.32	3.82	0.18	0.28	0.11	0.00	4.22	99.52	94.73
9	KT707/1	63.06	0.75	15.46	6.85	0.08	2.66	1.58	2.95	2.59	0.19	0.33	0.06	0.00	3.39	99.55	95.57
10	KT708/1	63.82	0.77	15.27	6.57	0.06	2.62	1.36	3.09	2.64	0.17	0.27	0.07	0.00	3.39	99.67	95.77
11	KT709	63.59	0.75	16.41	6.57	0.06	2.64	1.20	2.87	2.60	0.17	0.15	0.00	0.00	3.16	99.67	96.19
12	KT710	61.08	0.79	16.90	7.22	0.09	2.67	1.22	3.38	2.59	0.29	0.14	0.00	0.00	3.82	99.75	95.51
13	KT711	61.49	0.80	17.13	7.16	0.09	2.91	1.33	3.22	2.85	0.16	0.17	0.00	0.00	3.13	99.99	96.53
14	KT713-1	63.05	0.71	15.10	6.74	0.12	2.58	1.81	2.62	4.90	0.29	0.12	0.08	0.00	2.32	99.93	97.12
15	KT716-1	61.34	0.80	17.13	6.44	0.04	3.18	0.62	2.50	3.19	0.19	0.17	0.00	0.00	4.51	99.68	94.80
16	KT725	65.94	0.62	15.76	4.69	0.09	1.43	2.04	1.59	3.38	0.16	0.24	0.00	0.00	3.84	99.63	95.38

^{* -} образцы для редкоземельного анализов

2. Кианит-ставролит-силлиманитовые сланцы Предгорненеского участка

1	KT39	69.88	0.63	13.86	6.47	0.26	3.22	0.77	1.04	2.41	0.10	0.00	0.00	0.04	1.33	100.09	98.55
2	KT40	68.31	0.63	14.09	6.36	0.21	3.21	0.78	1.15	3.25	0.09	0.00	0.00	0.06	1.63	99.86	98.01
3	KT43	71.48	0.60	13.68	5.33	0.20	2.95	0.66	1.13	2.39	0.09	0.00	0.00	0.05	1.45	100.07	98.41
4	KT44	69.22	0.61	13.77	6.19	0.19	3.11	0.72	1.46	2.29	0.09	0.00	0.00	0.04	1.88	99.65	97.56
5	KT45	71.01	0.60	12.66	6.11	0.20	2.96	0.61	1.33	2.09	0.10	0.00	0.00	0.04	2.10	99.89	97.59
6	KT47	70.02	0.64	13.29	6.44	0.19	3.13	0.57	1.27	2.22	0.09	0.00	0.00	0.04	2.25	100.23	97.77
7	KT50	68.87	0.63	13.59	6.64	0.17	2.93	0.92	1.81	2.49	0.09	0.00	0.00	0.04	1.75	100.00	98.04
8	KT52	68.53	0.57	13.54	5.91	0.24	3.35	1.19	2.20	1.88	0.13	0.00	0.00	0.03	1.87	99.49	97.40
9	KT53	70.84	0.61	13.02	5.78	0.16	3.00	0.81	1.54	2.41	0.09	0.00	0.00	0.05	1.79	100.18	98.18
10	KT54	69.07	0.65	13.43	6.18	0.19	3.35	0.69	1.51	2.27	0.21	0.00	0.00	0.04	2.39	100.06	97.35
11	KT55	67.89	0.66	14.13	6.50	0.19	3.13	0.68	1.38	2.68	0.10	0.00	0.00	0.04	2.30	99.74	97.23
12	KT56	67.50	0.65	14.47	6.73	0.19	3.25	0.79	1.38	2.91	0.09	0.00	0.00	0.06	2.51	100.59	97.86
13	KT35/1*	67.08	0.73	15.65	7.48	0.19	3.95	0.74	0.99	2.34	0.08	0.00	0.00	0.03	1.05	100.39	99.15

^{* -} образцы для редкоземельного анализов

3. Гнейсо-граниты Чечекского участка

	erico epenini		,														
1	Э-16*	63.80	0.77	17.01	5.74	0.12	1.66	1.35	2.43	4.18	0.14	0.00	0.00	0.10	2.58	99.95	97.05
2	Э-17	62.78	0.76	16.40	6.56	0.13	2.00	1.25	2.28	4.46	0.16	0.00	0.00	0.10	2.65	99.57	96.62
3	Э32/2*	66.69	0.62	16.28	4.82	0.10	1.31	1.37	2.53	4.47	0.15	0.00	0.00	0.12	1.66	100.17	98.18
4	N-084	67.00	0.58	15.74	4.68	0.10	1.39	1.69	2.96	3.83	0.15	0.00	0.00	0.08	1.28	99.54	97.97
5	KT650	66.02	0.63	16.25	5.18	0.09	1.45	1.62	2.91	3.20	0.17	0.00	0.00	0.07	1.90	99.57	97.36
6	N-123	63.71	0.70	16.34	6.14	0.12	2.02	1.51	2.64	3.12	0.15	0.00	0.00	0.06	2.48	99.09	96.31
7	KT652	64.02	0.84	17.46	6.32	0.12	2.01	1.35	2.32	4.59	0.12	0.00	0.00	0.11	1.65	100.97	99.02
8	КТ796	66.07	0.60	16.12	4.57	0.09	1.31	1.75	3.11	3.62	0.18	0.00	0.00	0.10	1.77	99.33	97.23
9	КТ796-1	65.66	0.66	16.19	4.84	0.08	1.39	1.75	3.13	3.67	0.16	0.00	0.00	0.10	1.58	99.26	97.37
10	KT856	68.16	0.60	15.66	4.94	0.10	1.25	1.91	3.19	2.50	0.13	0.00	0.00	0.04	1.27	99.82	98.32
11	KT858	62.69	0.73	17.31	5.82	0.21	1.83	1.62	2.80	3.69	0.11	0.00	0.00	0.09	2.08	99.05	96.71
12	N123	64.42	0.70	16.57	5.78	0.13	1.85	1.53	2.62	3.42	0.16	0.00	0.00	0.07	2.95	100.30	97.03
13	N-113	69.74	0.55	14.74	4.11	0.07	1.04	1.62	3.28	3.25	0.18	0.00	0.00	0.08	1.05	99.76	98.40
14	KT835-1	69.72	0.61	14.77	4.45	0.08	1.13	2.25	3.52	2.49	0.21	0.00	0.00	0.06	0.47	99.80	99.00
15	N137	66.46	0.78	16.09	4.80	0.07	1.39	1.58	3.34	3.88	0.12	0.00	0.00	0.11	1.10	99.77	98.39
16	KT648	70.04	0.54	13.26	4.33	0.10	0.92	2.65	3.74	1.15	0.19	0.00	0.00	0.04	3.13	100.15	96.74
17	КТ629/1	61.14	0.72	17.00	7.89	0.29	3.00	1.27	1.97	2.93	0.19	0.00	0.00	0.04	3.38	99.90	96.22
18	KT639	67.55	0.58	15.53	4.89	0.09	1.24	1.63	2.98	3.47	0.14	0.00	0.00	0.09	1.29	99.53	97.96
19	KT839	67.21	0.66	15.70	4.73	0.08	1.24	1.92	3.46	3.09	0.17	0.00	0.00	0.08	1.59	99.98	98.09
20	KT845	67.54	0.63	16.03	4.61	0.09	1.36	1.67	3.10	4.07	0.19	0.00	0.00	0.09	1.23	100.65	99.09
21	KT852	67.71	0.63	15.05	4.59	0.07	1.39	1.80	3.11	3.42	0.11	0.00	0.00	0.11	1.03	99.07	97.76
22	KT642	59.89	0.87	17.89	7.13	0.12	2.18	1.42	2.60	4.49	0.14	0.00	0.00	0.11	3.00	99.90	96.58
23	КТ643	59.86	0.90	19.11	7.25	0.15	2.33	1.15	2.23	4.00	0.15	0.00	0.00	0.07	3.48	100.74	96.98

^{* -} образцы для редкоземельного анализов

ПРИЛОЖЕНИЕ Д. Вариации содержаний петрогенных компонентов (мас. %) и главных петрохимических индексов в метапелитах Иртышской зоны смятия

1. Вариации содержаний петрогенных компонентов (мас. %)

Участок		Чечекск	ий (n=23)		I	Іредгорнен	іский (n=1.	3)	Be	рхнеберезо	овский (n=	16)
Стат.	средн.	min.	max.	SD	средн.	min.	max.	SD	средн.	min.	max.	SD
SiO_2	65.56	59.86	70.04	2.41	69.21	67.08	71.48	1.11	63.25	59.07	68.31	2.19
TiO_2	0.68	0.54	0.90	0.08	0.63	0.57	0.73	0.03	0.75	0.62	0.87	0.06
Al_2O_3	16.19	13.26	19.11	0.82	13.78	12.66	15.65	0.51	16.26	14.96	17.35	0.85
$Fe_2O_3^*$	5.40	4.11	7.89	0.87	6.32	5.33	7.48	0.37	2.19	1.14	3.49	0.60
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.71	1.42	5.41	0.68
MnO	0.11	0.07	0.29	0.03	0.20	0.16	0.26	0.02	0.08	0.04	0.12	0.02
MgO	1.59	0.92	3.00	0.39	3.20	2.93	3.95	0.18	2.38	0.95	3.18	0.63
CaO	1.64	1.15	2.65	0.23	0.76	0.57	1.19	0.10	1.41	0.62	2.16	0.38
Na ₂ O	2.88	1.97	3.74	0.38	1.40	0.99	2.20	0.23	2.87	1.59	4.89	0.64
K_2O	3.52	1.15	4.59	0.58	2.43	1.88	3.25	0.24	3.10	2.08	4.90	0.60
f	0.78	0.72	0.82	0.02	0.66	0.64	0.69	0.01	0.72	0.65	0.80	0.03
М	0.29	0.21	0.38	0.03	0.51	0.44	0.57	0.03	0.39	0.26	0.53	0.05

2. Вариации главных петрохимических индексов в метапелитах Иртышской зоны смятия.

средн. одулей по 1	min.	max.	~~								16)
дулей по Т		max.	SD	средн.	min.	max.	SD	средн.	min.	max.	SD
July 1	Юдович, 1	977;Юдові	іч, 1981; Ю	дович, Кет	рис, 2000;	Предовски	й, 1970;Кеп	прис, 1976;	Мигдисов,	1960].	
0.40	0.29	0.45	0.03	0.28	0.21	0.32	0.02	0.37	0.31	0.50	0.05
0.92	0.51	3.27	0.30	0.59	0.35	1.17	0.14	1.02	0.45	2.35	0.40
0.04	0.04	0.05	0.00	0.05	0.04	0.05	0.00	0.05	0.04	0.05	0.00
0.25	0.19	0.32	0.02	0.20	0.18	0.23	0.01	0.26	0.22	0.29	0.02
0.11	0.07	0.18	0.02	0.14	0.12	0.17	0.01	0.13	0.07	0.18	0.03
0.34	0.26	0.46	0.04	0.30	0.28	0.36	0.02	0.37	0.29	0.43	0.04
0.32	0.27	0.46	0.04	0.45	0.39	0.48	0.02	0.35	0.24	0.40	0.05
Индекс х	симическог	о выветрив	вания: Al ₂ ($O_3 *100/(Al)$	$_2O_3+CaO_3$	$+Na_2O+K$	₂ O) [Nesbit	t, Young, 19	982].		
53.81	50.83	61.17	1.94	62.46	59.31	67.98	1.88	56.07	47.59	60.06	2.93
			Рассчет.	модулей по	[Неелов, 1.	977] .					
0.29	0.22	0.38	0.03	0.23	0.21	0.28	0.01	0.30	0.26	0.35	0.03
0.14	0.11	0.21	0.02	0.15	0.14	0.18	0.01	0.16	0.11	0.20	0.02
			Рассчет по	араметров	no [Herron	, 1988]					
0.61	0.50	0.72	0.04	0.70	0.63	0.75	0.02	0.59	0.53	0.66	0.04
0.19	0.03	0.58	0.09	0.42	0.29	0.51	0.05	0.31	0.14	0.45	0.09
-0.08	-0.30	0.51	0.12	-0.25	-0.45	0.07	0.10	-0.04	-0.35	0.37	0.18
0.08	-0.51	0.30	0.12	0.25	-0.07	0.45	0.10	0.04	-0.37	0.35	0.18
0.12	-0.10	0.75	0.12	-0.05	-0.23	0.26	0.08	0.13	-0.19	0.53	0.16
•		Pac	ссчет пара.	метров по	[Roser, Kor	sch, 1986]					
67.07	61.63	72.26	2.13	70.60	67.60	72.69	1.11	65.75	62.24	69.55	1.93
0.08	-0.51	0.30	0.12	0.25	-0.07	0.45	0.10	0.04	-0.37	0.35	0.18
			Рассчет п	араметров	no [Bhatia	,1983]					
0.11	0.08	0.23	0.02	0.31	0.22	0.43	0.06	0.12	0.08	0.19	0.02
7.16	5.23	11.30	1.34	9.70	8.40	11.52	0.44	9.04	5.01	11.36	1.71
0.70	0.55	0.93	0.09	0.64	0.59	0.74	0.03	0.78	0.65	0.93	0.07
0.25	0.19	0.32	0.02	0.20	0.18	0.23	0.01	0.26	0.22	0.29	0.02
	0.92 0.04 0.25 0.11 0.34 0.32 Индекс об 53.81 0.29 0.14 0.61 0.19 -0.08 0.08 0.12 67.07 0.08	0.92 0.51 0.04 0.04 0.25 0.19 0.11 0.07 0.34 0.26 0.32 0.27 Индекс химическог 53.81 50.83 0.29 0.22 0.14 0.11 0.61 0.50 0.19 0.03 -0.08 -0.30 0.08 -0.51 0.12 -0.10 67.07 61.63 0.08 -0.51 0.11 0.08 7.16 5.23 0.70 0.55	0.92 0.51 3.27 0.04 0.04 0.05 0.25 0.19 0.32 0.11 0.07 0.18 0.34 0.26 0.46 0.32 0.27 0.46 Индекс химического выветрие 53.81 50.83 61.17 0.29 0.22 0.38 0.14 0.11 0.21 0.61 0.50 0.72 0.19 0.03 0.58 -0.08 -0.30 0.51 0.08 -0.51 0.30 0.12 -0.10 0.75 Pac 67.07 61.63 72.26 0.08 -0.51 0.30 0.11 0.08 0.23 7.16 5.23 11.30 0.70 0.55 0.93	0.92 0.51 3.27 0.30 0.04 0.04 0.05 0.00 0.25 0.19 0.32 0.02 0.11 0.07 0.18 0.02 0.34 0.26 0.46 0.04 0.32 0.27 0.46 0.04 Индекс химического выветривания: Al 2 С 53.81 50.83 61.17 1.94 Рассчет п 0.29 0.22 0.38 0.03 0.14 0.11 0.21 0.02 Рассчет п 0.61 0.50 0.72 0.04 0.19 0.03 0.58 0.09 -0.08 -0.30 0.51 0.12 0.08 -0.51 0.30 0.12 Рассчет пара 67.07 61.63 72.26 2.13 0.08 -0.51 0.30 0.12 Рассчет пара 67.07 61.63 72.26 2.13	0.92 0.51 3.27 0.30 0.59 0.04 0.04 0.05 0.00 0.05 0.25 0.19 0.32 0.02 0.20 0.11 0.07 0.18 0.02 0.14 0.34 0.26 0.46 0.04 0.30 0.32 0.27 0.46 0.04 0.45 Индекс химического выветривания: Al 2 O 3*100/(Al 53.81 50.83 61.17 1.94 62.46 Рассчет модулей по 0.29 0.22 0.38 0.03 0.23 0.14 0.11 0.21 0.02 0.15 Рассчет параметров 0.61 0.50 0.72 0.04 0.70 0.19 0.03 0.58 0.09 0.42 -0.08 -0.30 0.51 0.12 -0.25 0.08 -0.51 0.30 0.12 -0.05 Рассчет параметров 67.07 61.63	0.92 0.51 3.27 0.30 0.59 0.35 0.04 0.04 0.05 0.00 0.05 0.04 0.25 0.19 0.32 0.02 0.20 0.18 0.11 0.07 0.18 0.02 0.14 0.12 0.34 0.26 0.46 0.04 0.30 0.28 0.32 0.27 0.46 0.04 0.45 0.39 Индекс химического выветривания: Al 2 O 3*100/(Al 2 O 3 + CaO-5) 53.81 50.83 61.17 1.94 62.46 59.31 Рассчет модулей по [Неелов, 19 1.94 62.46 59.31 1.94 62.46 59.31 0.29 0.22 0.38 0.03 0.23 0.21 0.14 0.11 0.21 0.02 0.15 0.14 Рассчет параметров по [Herron no [Herron n	0.92 0.51 3.27 0.30 0.59 0.35 1.17 0.04 0.04 0.05 0.00 0.05 0.04 0.05 0.25 0.19 0.32 0.02 0.20 0.18 0.23 0.11 0.07 0.18 0.02 0.14 0.12 0.17 0.34 0.26 0.46 0.04 0.30 0.28 0.36 0.32 0.27 0.46 0.04 0.45 0.39 0.48 Индекс химического выветривания: Al 2O 3*100/(Al 2O 3+CaO+Na 2O+K 53.81 50.83 61.17 1.94 62.46 59.31 67.98 О.29 0.22 0.38 0.03 0.23 0.21 0.28 0.14 0.11 0.21 0.02 0.15 0.14 0.18 О.61 0.50 0.72 0.04 0.70 0.63 0.75 0.19 0.03 0.58 0.09 0.42 0.29 0.51	0.92 0.51 3.27 0.30 0.59 0.35 1.17 0.14 0.04 0.04 0.05 0.00 0.05 0.04 0.05 0.00 0.25 0.19 0.32 0.02 0.20 0.18 0.23 0.01 0.11 0.07 0.18 0.02 0.14 0.12 0.17 0.01 0.34 0.26 0.46 0.04 0.30 0.28 0.36 0.02 0.32 0.27 0.46 0.04 0.45 0.39 0.48 0.02 0.32 0.27 0.46 0.04 0.45 0.39 0.48 0.02 0.38 0.17 1.94 62.46 59.31 67.98 1.88 Paccuem модулей по [Heeлов, 1977] 0.29 0.22 0.38 0.03 0.23 0.21 0.28 0.01 0.14 0.11 0.21 0.02 0.15 0.14 0.18 0.01 0.61	0.92 0.51 3.27 0.30 0.59 0.35 1.17 0.14 1.02 0.04 0.04 0.05 0.00 0.05 0.04 0.05 0.00 0.05 0.25 0.19 0.32 0.02 0.20 0.18 0.23 0.01 0.26 0.11 0.07 0.18 0.02 0.14 0.12 0.17 0.01 0.13 0.34 0.26 0.46 0.04 0.30 0.28 0.36 0.02 0.37 0.32 0.27 0.46 0.04 0.45 0.39 0.48 0.02 0.35 Иновек химического выветривания: Al 2 O 3*10/(Al 2 O 3 + CaO + Na 2 O + Ka 2 O Nesbirt, Young, 19 53.81 50.83 61.17 1.94 62.46 59.31 67.98 1.88 56.07 Рассчет модулей по [Heeros, 1977] 0.29 0.22 0.38 0.03 0.23 0.21 0.28 0.01 0.30 0.14 0.11 0.21<	0.92 0.51 3.27 0.30 0.59 0.35 1.17 0.14 1.02 0.45 0.04 0.04 0.05 0.00 0.05 0.04 0.05 0.00 0.05 0.04 0.25 0.19 0.32 0.02 0.20 0.18 0.23 0.01 0.26 0.22 0.11 0.07 0.18 0.02 0.14 0.12 0.17 0.01 0.13 0.07 0.34 0.26 0.46 0.04 0.30 0.28 0.36 0.02 0.37 0.29 0.32 0.27 0.46 0.04 0.45 0.39 0.48 0.02 0.35 0.24 Иноекс химического выбетривания: Al 2 O 3*100/(Al 2 O 3 + CaO+Na 2 O+K 2 O) [Nesbitt, Young, 1982]. 53.81 50.83 61.17 1.94 62.46 59.31 67.98 1.88 56.07 47.59 Рассчет модужей по [Heeroe, 1977]. 0.29 0.22 0.38 0.03 0.23	0.92

Примечание: n – число проб. max. - максмалььное значение min.- минимальное значение ЩМ – щелочной модуль: (Na2O/K2O) [Юдович, 1981]. ТМ – титановый модуль: TiO2/Al2O3. AM – алюмокремниевый модуль: Al2O3/SiO2 [Кетрис, 1976]. ФМ – фемический модуль: (Fe2O3+FeO+MgO)/SiO2. ГМ – гидролизатный модуль: (Al2O3+TiO2+Fe2O3+FeO)/SiO2 [Юдович и др., 1977]. ЖМ – железный модуль: (Fe2O3+FeO+MnO)/(Al2O3+TiO2) [Юдович, 1981]. CIA – индекс химического выветривания: Al2O3*100/(Al2O3+CaO+Na2O+K2O) [Nesbitt, Young, 1982]. f – коэфициент железистости М – коэфициент магнезиальности, * - общее количество железа в Fe+3