

Федеральное государственное автономное  
образовательное учреждение высшего образования  
«Национальный исследовательский Томский государственный университет»  
Геолого-географический факультет  
Кафедра петрографии

На правах рукописи

**Рыбакова Анна Вячеславовна**

**ПЕТРОЛОГИЯ ХРОМИТОНОСНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ  
КАЛНИНСКОГО И ЭРГАКСКОГО МАССИВОВ  
(СЕВЕРО-ВОСТОК ЗАПАДНОГО САЯНА)**

25.00.04 – Петрология, вулканология

Диссертация  
на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор Чернышов Алексей Иванович

Томск – 2019

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	4
1 Методы исследования и обзор экспериментальных данных.....	8
1.1 Методы исследования.....	11
1.2 Обзор экспериментальных данных.....	15
2 Геологическое строение СВ части Западного Саяна.....	27
2.1 Стратиграфия.....	29
2.2 Магматизм.....	37
2.3 Структурная позиция офиолитов.....	39
3 Внутреннее строение Калнинского и Эргакского массивов.....	47
3.1 Калнинский массив.....	47
3.2 Эргакский массив.....	49
4 Петрографическая характеристика ультрамафитов.....	54
4.1 Деформационные микроструктуры ультрамафитов.....	54
4.2 Петрографическая характеристика пород.....	61
4.2.1 Гарцбургиты.....	61
4.2.2 Дуниты.....	65
4.2.3 Серпентиниты.....	68
4.2.4 Ортопироксениты.....	72
4.2.5 Оливиниты.....	72
4.2.6 Хромититы.....	73
4.3 Особенности минералогического состава ультрамафитов.....	75
4.3.1 Оливины.....	76
4.3.2 Пироксены.....	81
4.3.3 Хромшпинелиды.....	81
4.3.4 Платиноиды.....	90
4.3.5 Температуры оливин-хромитовых равновесий.....	95
5 Особенности петрогеохимического состава ультрамафитов.....	97

5.1 Петрохимия.....	97
5.2 Геохимия.....	101
6 Петроструктурный анализ ультрамафитов.....	107
6.1 Калнинский массив.....	107
6.1.1 Гарцбургиты.....	107
6.1.2 Дуниты.....	110
6.1.2 Обсуждение результатов.....	110
6.2 Эргакский массив.....	113
6.2.1 Гарцбургиты.....	113
6.2.2 Дуниты.....	114
6.2.3 Оливиниты.....	116
6.2.4 Обсуждение результатов.....	116
7 Потенциальная хромитоносность исследуемых массивов.....	120
7.1 Калнинский массив.....	120
7.2 Эргакский массив.....	122
8 Петрогенетические выводы.....	127
Заключение.....	136
Список литературы.....	138

## ВВЕДЕНИЕ

### **Актуальность диссертационного исследования**

Наиболее существенные достижения в петрологии альпинотипных ультрамафитов связаны с развитием представлений о тектонической природе пород, о чем свидетельствует широкое развитие в них признаков интенсивных пластических деформаций. Совокупность последних определяет разнообразие деформационных структур, постоянно фиксируемых в ультраосновных породах и отражающих степень их пластической переработки, проявление которой обуславливает структурную и вещественную анизотропию ультрамафитов. Предпринятое автором комплексное петрологическое исследование пород Калнинского и Эргакского массива, с применением нетрадиционных методов петроструктурного анализа, позволило получить оригинальные данные по внутреннему строению, структурно-вещественному преобразованию пород и минералов, что представляется интересом для решения вопросов петрогенезиса, а также дает возможность разработать критерии поисков полезных ископаемых, специфичных для данной формации ультрамафитов.

Наиболее перспективным признан Амыльский хромитоносный район. В пределах данного района располагаются Калнинский и Эргакский массивы перспективные на хромиты. В последние годы интерес к изучению и последующему освоению массивов возрастает, в связи с перспективой развития инфраструктуры Западного Саяна.

**Новизна и практическое значение работы.** Выполнено комплексное петрологическое исследование ультрамафитов, результаты которого позволяют выявить эволюцию вещества верхней мантии, определить роль пластической деформации в локализации хромитов. Установлены наиболее благоприятные участки в исследуемых массивах для обнаружения хромитового оруденения.

**Цель работы** – комплексное петрологическое исследование пород Калнинского и Эргакского хромитоносных массивов с применением преци-

зионных методов анализа их вещественного состава и структуры. Оценка их перспектив на хромовое оруденение.

**Задачи исследования:** 1) Установить внутреннее строение массивов; 2) Выделить главные петрографические разновидности пород, провести их петроструктурную типизацию; 3) Выявить петрогеохимические особенности пород и установить закономерности их изменения; 4) Провести микроструктурный анализ оливина и энстатита с целью выявления механизмов пластического деформирования пород; 5) Установить роль пластических деформаций в локализации хромитового оруденения; 6) Предложить эволюционную модель формирования исследуемых хромитоносных ультрамафитов.

**Фактический материал.** В основу работы положен каменный материал, отобранный научным руководителем на Калнинском массиве, в ходе выполнения хоздоговорных работ с ОАО «КНИИГиМС» (г. Красноярск). По Эргакскому массиву каменный материал был любезно предоставлен М.Ю. Подлипским, к.г.-м.н., научным сотрудником Института геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН (г. Новосибирск).

В процессе выполнения работы проведено детальное петрографическое изучение пород Калнинского и Эргакского массивов в 108 прозрачных шлифах на поляризационном микроскопе фирмы Zeiss «Axioskop 40». Петроструктурный анализ оливина и энстатита выполнен в 10 образцах гарцбургитов, дунитов и оливинитов. Изучение вещественного состава пород проводилось по результатам рентгено-флуоресцентного анализа по 50 оригинальным пробам, выполненного в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Определение РЗЭ проводилось методом ICP-MS в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» при ТГУ и в ВИМСе г. Москва. Состав минералов определялся микронзондовым анализом на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II LMU».

**Соответствие диссертации паспорту научной специальности.** Диссертация соответствует паспорту специальности 25.00.04 – Петрология, вул-

канология в пунктах: 2. «Магматическая петрология», 3. «Рудоносный магматизм».

#### **Защищаемые положения:**

1. Ультрамафиты, в исследуемых массивах, представлены породами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. В дунитах и гарцбургитах установлен широкий спектр деформационных типов микроструктур (протогранулярный, мезогранулярный, порфирокластовый, порфиroleйстовый), отражающий степень их пластического деформирования.

2. Исследуемые массивы сложены в разной степени деплетированными ультрамафитами. В Эргакском – они менее деплетированы и представлены породами дунит-гарцбургитовой ассоциации с лерцолитовым уклоном. В Калнинском – ультрамафиты в большей степени деплетированы и представлены только дунитами и гарцбургитами. В первом массиве в породах отмечается тенденция к обогащению кремнеземом, кальцием, глиноземом, во втором – к их обеднению.

3. Установлено, что в мантийных условиях пластические деформации в дунитах и гарцбургитах осуществлялись преимущественно трансляционным скольжением при высоких температурах и низкой скорости. В процессе перемещения ультрамафиты пластически деформировались трансляционным скольжением с возрастанием роли синтектонической рекристаллизации в условиях снижения температур и возрастании скорости. На уровнях консолидации ультрамафиты претерпели вторичную рекристаллизацию отжига с образованием оливинитов.

**Апробация работы и публикации.** По теме диссертации опубликовано 19 печатных работ, в том числе, 3 статьи в научных журналах и изданиях, которые включены в перечень российских рецензируемых научных журналов. Основные результаты работы представлялись и докладывались на всероссийских, международных совещаниях, конференциях и симпозиумах: Международный научный симпозиум имени академика М.А.Усова «Проблемы геологии и освоения недр» (г. Томск, 2012-2016 гг.);

Всероссийская конференция «Современные проблемы магматизма и метаморфизма» (г. Санкт-Петербург, 2012 г.); «Металлогения древних и современных океанов» (г. Миасс, 2013-2015 гг.); Третья Российская молодежная Школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования» (г. Москва, 2013 г.); XIII конференция студенческого научного общества геологического факультета СПбГУ «Геология в различных сферах» (г. Санкт-Петербург, 2014 г.); 2-ая научно-практическая конференция «Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири» (г. Новосибирск, 2015 г.); Всероссийская конференция «Современные проблемы геохимии» (г. Иркутск, 2015 г.); Всероссийская Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике (г. Улан-Удэ, 2015 г.); Всероссийская петрографическая конференция «Петрология магматических и метаморфических комплексов» (г. Томск, 2016, 2017 гг.).

**Структура и объем работ.** Диссертация состоит из введения, восьми глав и заключения общим объемом 151 страницы текста, включая 9 таблиц и 31 рисунок. Список литературы состоит из 129 библиографических наименований.

**Благодарности.** Автор выражает особую благодарность за помощь в написании диссертации своему научному руководителю, профессору кафедры петрографии Чернышову Алексею Ивановичу. Также автор выражает признательность сотрудникам кафедры петрографии за ценные советы и критические замечания; за совместные исследования М.Ю. Подлипскому, к.г.-м.наук, н.сотр. ИГиМ СО РАН (г. Новосибирск) и И.Ю. Лоскутову, к.г.-м.наук, в.н.сотр. СНИИГГиМС (г. Новосибирск); за проведение аналитических работ Е.В. Корбовяку, инженеру ЦКП «АЦГПС» ТГУ (г. Томск).

# 1 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Резко возросший, в последние годы, интерес исследователей всего мира к ультрамафитам обусловлен, в первую очередь, признанием их глубинной природы, затрагивающей ряд фундаментальных проблем петрологии верхней мантии, магмообразования и эволюции земной коры в сочетании с прикладными задачами по прогнозной оценке широкого спектра полезных ископаемых. Кроме того, формирование данных пород представляет собой длительный эволюционный процесс, включающий в себя рубежи неоднократного воздействия многих факторов на разных гипсометрических уровнях и предполагает закономерные изменения как их вещественного состава, так и структурной организации (Савельева, 1983; Гончаренко, 1989; Пучков, 1996).

Объектом настоящего исследования являются ультрамафиты офиолитовых складчатых областей. Полигенная природа изучаемых пород, в настоящее время, не вызывает сомнений и подтверждается развитием в их составе разнотипных магматических формаций, а также образованием в различной геодинамической обстановке (Магматические ..., 1988). Ультрамафиты офиолитовой ассоциации рассматриваются, как реститовый субстрат, сформировавшийся в результате частичного плавления и деплетирования вещества верхней мантии.

Последующая эволюция, изначально полигенных ультрамафитов в процессе их перемещения и консолидации в земной коре, нередко характеризуется общностью структурно-вещественных метаморфических преобразований, отражающих регрессивную направленность термодинамических условий твердопластического течения и рекристаллизации (Гончаренко, 1989; Чернышов и др., 1996). Особенности проявления и механизмы реализации пластических деформаций определяются геодинамическими условиями локализации ультрамафитов в структурах земной коры и находят отражение в составе слагающих их минеральных ассоциаций. Освобождающаяся при хи-

мических реакциях энергия, в свою очередь, также вносит значительный вклад в протекание данных процессов и способствует миграции элементов в гетерогенно деформированном субстрате (Вернон, 1980).

Длительная эволюция мантийного вещества фиксируется в структурной анизотропии ультрамафитов на мега-, мезо- и микроуровнях, что неоднократно подчеркивалось многими исследователями (Колман, 1979; Гончаренко, 1989; Чернышов, 1999; Шмелев, 1991; Гертнер, 1994; Бетхер, 1997; Nicolas, Poirier, 1976 и др.). В связи с этим, в настоящее время особое значение приобретает познание внутренней структуры реальных геологических тел, входящих в состав ультрамафитовых комплексов, что позволяет не только реконструировать последовательность процессов их формирования на уровнях зарождения, перемещения и консолидации, но и решать ряд актуальных вопросов минерагении. Постоянно отмечаемая анизотропия ультрамафитов, подобно структурам в метаморфических образованиях, позволяет применять при их изучении, наряду с традиционным комплексом петрологических исследований, методы структурного картирования и петроструктурного анализа, успешно используемых для установления последовательности и механизмов проявления пластических деформаций.

Мега- и мезоанизотропное внутреннее строение ультрамафитовых массивов устанавливается в результате среднемасштабного геологического картирования и проявляется в структурах пластического течения (Савельева, 1983; Чернышов, 1996, 1999; Гончаренко, 1989; Гончаренко и др., 1979). На микроуровне пластическое течение в ультрамафитах устанавливается петроструктурным анализом и, наиболее часто, фиксируется предпочтительной ориентировкой породообразующих минералов как по форме, так и по внутреннему строению (Казаков, 1965; Гончаренко и др., 1980; Щербаков, 1981; Carter, 1976 и др.).

Методика комплексного структурно-петрологического картирования магматических и метаморфических комплексов, специально разрабатываемая в течение многих лет на кафедре петрографии и в научно-исследовательской

лаборатории структурной петрологии и минерагении Национального Исследовательского Томского государственного университета под руководством профессоров А.И. Гончаренко, А.И.Чернышова, прошла апробацию на ультрамафитовых массивах Сибири, Урала и Казахстана (Гончаренко, Чернышов, 1980; Гончаренко и др., 1982; Гончаренко, 1989; Строение ..., 1990; Гончаренко и др., 1993, 1994; Чернышов и др. 1996 и др.). Её эффективность определяется возможностью получения следующих научных результатов. Во-первых, установление иерархических рядов деформационных структур, как главных элементов внутреннего строения массивов, отражающих геодинамические условия их развития и соотношения с вмещающими метаморфическими комплексами. Во-вторых, выявление динамометаморфической зональности и разнообразных форм связи между структурными элементами на макро- и микроуровнях их развития. В-третьих, получение доказательств закономерной связи петроструктур ультрамафитов с элементами деформационной структуры массивов и, таким образом, определение не только механизма деформации пород, но и термодинамических условий этого процесса. И в-четвертых, возможность идентификации потенциально рудоносных структур, с которыми пространственно связаны месторождения и проявления хромита, асбеста, нефрита и других полезных ископаемых.

Одной из важнейших задач изучения ультрамафитовых комплексов является выделение генетических различий между слагающими массивы однотипными породами, а также оценка соотношения процессов магматизма и метаморфизма в их формировании. Поэтому необходимость применения принципов структурно-петрологического исследования для ультрамафитовых комплексов офиолитовых ассоциаций представляется очевидным и, несомненно, расширит диапазон знаний об эволюции структуры и состава вещества верхней мантии на уровнях зарождения, перемещения и консолидации в земной коре.

Ниже приводится характеристика как традиционных, так и нетрадиционных полевых и лабораторных методов, используемых в данной работе.

## 1.1 Методы исследования

Метод *структурно-геологического картирования* использовался при среднемасштабном изучении ультрамафитовых массивов с целью выявления их внутренней структуры и ее соотношения с деформационной структурой пород окружающей рамы. Крупномасштабное картирование применялось при составлении детальных петрографо-структурных разрезов, для установления взаимоотношений между главными разновидностями ультрамафитов и пород обрамления. Анизотропное внутреннее строение исследуемых массивов изучалось с применением специальных методических приемов, разработанных для изучения сложнодислоцированных метаморфических комплексов (Казаков, 1976, 1980; Миллер, 1976; Сыстра, 1978 и др.), позволяющих установить возрастные соотношения складчатых и линейных структур пластического течения. Картирование ультрамафитовых массивов сопровождалось отбором ориентированных образцов, частота которого зависит, главным образом, от объективного фактора – степени обнаженности исследуемого объекта. При наличии благоприятных обстоятельств образцы отбирались по сетке, примерно, 250 x 500 м и сетка существенно сгущалась при детальном исследовании.

В полевых исследованиях проводились массовые замеры плоскостных и линейных элементов структур пластического течения. Особое внимание уделялось изучению полосчатости, гнейсовидности (струйчатости), кливажу, сланцеватости, линейной ориентировке минералов. Замеры осуществлялись через 50-100 м и сгущались при появлении каких-либо новых структурных элементов, либо другой ориентации.

*Геометрический анализ.* Методика геометрического анализа ориентированных образцов (Чернышов, 1996; Nicolas, Poirier, 1976) позволяет выявить в них плоскость минеральной уплощенности и линейность. Иногда в ориентированных образцах возможно установить несколько плоскостей минеральной уплощенности, отражающих последовательность этапов деформа-

ции пород. Выявленные, таким образом, плоскостные элементы существенно дополняют полевые замеры структурных элементов, а, нередко, в массивах, с неразвитыми текстурами, оказываются единственными.

*Петроструктурные методы* исследования, наряду с традиционным петрографическим изучением ультрамафитов, предполагают детальное изучение деформационных микроструктур главных породообразующих минералов (56 шлифов Калнинского массива и 53 – Эргакского массива). Систематика микроструктур ультрамафитов основана на морфологических особенностях оливина и разрабатывалась многими исследователями (Гончаренко, 1989; Чернышов, 1996, 1999; Mercier, Nicolas, 1975 и др.). Классификация и количественная оценка деформационных микроструктур оливина, в изученных ультрамафитах, проводилась с использованием метода стереометрической металлографии (Салтыков, 1970). Микроструктуры оливина являются информативным признаком, позволяющим проследить общую направленность процессов пластической деформации и эволюции ультрамафитов.

*Микроструктурный анализ* главных породообразующих минералов, является неотъемлемой частью петроструктурного изучения ультрамафитов. Он позволяет установить предпочтительные ориентировки минералов по внутреннему строению, которые, в свою очередь, являются отражением термодинамических условий их пластических деформаций. Основные положения этого метода обстоятельно рассмотрены в литературе рядом исследователей (Саранчина, Кожевников, 1985; Родыгин, 1994 и др.). Микроструктурные диаграммы, как правило, строились по 100 замерам координат осей оптической индикатрисы породообразующих минералов. Данное количество замеров является достаточным для построения представительных диаграмм оптических ориентировок кристаллооптических осей, что следует из многочисленных результатов микроструктурного изучения породообразующих минералов ультрамафитов многих исследователей (Гончаренко, 1989; Чернышов, 1996, 1999; Щербаков, 1990; Nicolas, Poirier, 1976 и др.). Динамокинематическая интерпретация полученных микроструктурных диаграмм про-

водилась с использованием обширных данных по экспериментально и природно деформированным породам и минералам отечественных и, в большей мере, зарубежных исследователей (Казаков, 1976, 1980; Гончаренко, 1989; Чернышов, 1996, 1999; Чернышов, Юричев 2013; Nicolas et. al., 1971; Nicolas et. al., 1973; Carter, 1976; Nicolas, Poirier, 1976; Kunze, Ave Lallemand, 1981; Mercier, 1985; Karato et. al., 2002; Karato et. al., 2008 и др.).

*Методы оценки вещественного состава пород и минералов.* Изучение вещественного состава пород проводилось по результатам *рентгенофлуоресцентного анализа (РФА)* по 50 оригинальным пробам, выполненного в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Определение концентраций редкоземельных элементов Калнинского массива (13 проб) проводилось методом ICP-MS в Центре коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем» при Томском государственном университете, определение концентраций редкоземельных элементов Эргакского массива (19 проб) проводилось в Всесоюзном Институте Минерального Сырья (ВИМС, г. Москва). Оценка статистических параметров вещественного состава пород и минералов проводилась с использованием *математических методов*, с помощью пакетов программы STATISTIKA 6.0 и Microsoft Excel.

Вещественный состав породообразующих минералов установлен на основании *микрорентгеноспектральных* определений, выполненных на базе растрового электронного микроскопа «VEGA II LMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (Oxford INCA Energy 350) и волнодисперсионным спектрометром (Oxford INCA Wave).

*Оценка потенциальной хромитоносности.* Для оценки перспектив рассматриваемой площади нами был использован метод оценки потенциальной хромитоносности ультрамафитовых массивов по их химическому составу (Лоскутов, Велинский, 1989; Велинский, Лоскутов, 1991; Лоскутов, 2010). Данный метод позволяет выделять наиболее перспективные объекты для детальных работ на основании имеющихся петрохимических данных по различным массивам региона, а также определить перспективные участки для

поиска хромитовых руд в пределах ультрамафитового массива. Для этого необходимы силикатные анализы ультрамафитов, выполненные по сравнительно равномерной сетке опробования, с соответствующей привязкой точек отбора проб. Параметры сети опробования определяются масштабом работ и размером объекта. В идеальном случае, при наличии проб по профилям скважин и (либо) расчлененном рельефе (наличии третьей координаты точки), возможно прогнозирование перспективных участков на глубину.

В каждой пробе, силикатным химическим анализом, определяются содержания петрогенных элементов (в масс. %) –  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ , а также п.п.п. Далее рассчитываются упрощённый ( $Z_1$ ), полный ( $Z_2$ ) и комплексный ( $Z_3 = Z_1 + Z_2$ ), петрохимические показатели (дискриминаторы хромитоносности), при этом

$$1) Z_1 = y_1 M - y_2 h - y_3;$$

2)  $Z_2 = x_1 M - x_2 h - x_3 \text{SiO}_2 - x_4 \text{TiO}_2 + x_5 \text{Al}_2\text{O}_3 - x_6 \text{Fe}_2\text{O}_3 + x_7 \text{FeO} - x_8 \text{MnO} + x_9 \text{MgO} + x_{10} \text{Cr}_2\text{O}_3 - X_{11}$ , где  $y_{1-3}$ ,  $x_{1-11}$  – константы уравнений, рассчитанные методом линейных дискриминантных функций для случая неравных матриц ковариации по данным более чем 300 полных силикатных анализов хромитоносных ультрамафитов Урала,  $M = \text{MgO}/\text{SiO}_2$ ,  $h = \text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ , содержание окислов даны в массовых процентах. Положительные величины свидетельствуют о наличии хромитоносных (вмещающих хромовые руды) пород. Построение изолиний параметра (как для двумерного, так и для трёхмерного опробования) позволяет выделить перспективные участки по положительным аномалиям (Лоскутов, 2010). Положительные значения  $Z_3$  свидетельствуют о наличии хромитоносных пород, потенциально вмещающих хромитовые руды. Построение карт изолиний параметра  $Z_3$  позволяет выделить участки положительных аномалий, перспективные на обнаружение хромитового оруденения. Этот метод опробован на Тогул-Сунгайском массиве (Салаир), где двумя скважинами в аномальных зонах подсечены рудопроявления хрома. Эффективность методики 90–95%, теоретическая ошибка

методики по разбраковке рудных и безрудных объектов составляет от 5 до 10% (Лоскутов, 1993).

## 1.2 Обзор экспериментальных данных

Микроструктурный анализ породообразующих минералов в ультрамафитах и других породах позволяет выявить важную информацию о их пластической деформации. Основные положения этого метода обстоятельно рассмотрены в литературе рядом исследователей (Лукин и др., 1965; Казаков, 1967; Родыгин, 1968, 1979, Саранчина, Кожевников, 1985 и др.). Основой для микроструктурного анализа является также обширный и многочисленный материал по экспериментально и природно деформированным породам и рудам. Как показано экспериментально и установлено для природно деформированных пород и руд (Казаков, 1967; Гончаренко, 1971; Гончаренко, Чернышов, 1982, 1986; Татаринев и др., 1998; Чернышов, Пугачева, 2016; Щербаков, 1986; Ave'Lallemant, Carter, 1970; Ohuchi et. al., 2015; Michibayashi et. al., 2016; Nicolas et. al., 1973; Mercier, Nicolas, 1975; Michibayashi et. al., 2013; Preferred orientation ..., 1985 и др.), ответственным механизмом за предпочтительную ориентировку минералов является пластическая деформация и рекристаллизация.

*Пластическая деформация* определяется пластическими свойствами кристаллов, их кинематической активностью и обусловлена остаточными изменениями размеров кристаллического образца после снятия приложенной к нему нагрузки (Физическое металловедение, 1968). Пластические деформации являются функцией температуры ( $T^{\circ}C$ ), скорости деформации ( $\epsilon$ ), стресса ( $\sigma$ ) и других внешних факторов. Они подразделяются на неактивируемые (холодные,  $T^{\circ} < 0,5 T^{\circ} \text{плавл.}$ ) и активируемые (горячие,  $T^{\circ} > 0,5 T^{\circ} \text{плавл.}$ ) (Флинн, 1967).

Неактивируемые деформации осуществляются, главным образом, трансляционным скольжением и пластическим изломом. Трансляционное

скольжение в кристаллах обуславливается движением дислокаций вдоль определенных кристаллографических направлений в плоскости скольжения (Nicolas et. al., 1973). Так, например, в оливине наиболее широко представленной является система трансляционного скольжения  $\{0kl\} [100]$ . В результате трансляции в кристаллах образуются дефекты кристаллической решетки, что находит отражение в появлении волнистого погасания, полос пластического излома.

Активируемы (горячие) пластические деформации относятся к высокотемпературным, они протекают без разрыва, не имеют ограничения и называются ползучестью или крипом (Физическое металловедение, 1968). Эти деформации осуществляются трансляционным скольжением в кристаллах и сопровождаются диффузионными процессами. В зависимости от  $T$ ,  $\epsilon$  и  $\sigma$  в оливиновом агрегате предполагается 4 типа криппа (Stocker, Ashby, 1973). Наиболее вероятным, в геологической обстановке, является диффузионный крипп Кобла, протекающий при средних и умеренных температурах и при очень низких скоростях деформации. К важным относятся диффузионный процесс, обуславливающий миграцию границ зерен. Этот процесс приводит к растворению напряженных кристаллов и росту ненапряженных, его протекание контролируется поверхностной энергией напряженных кристаллов. Что способствует образованию прямолинейных границ зерен, сходящихся в тройных точках и образующих углы  $\sim 120^\circ$  (Вернон, 1980).

*Рекристаллизация* относится к механизмам восстановления структур, искаженных пластической деформацией и осуществляется при  $T^\circ > 0,5 T^\circ_{\text{плавл}}$ . Рекристаллизация в породе сопровождается грануляцией и уменьшением размеров зерен, благодаря перемещению большеугловых границ зерен (Физическое металловедение, 1968). В результате образуется мозаичный агрегат зерен с полигональными очертаниями, для которых характерно отсутствие признаков напряженного состояния при высокой степени их ориентации. Рекристаллизация оливинового агрегата в условиях эксперимента протекает при стрессе  $\sigma = 5-30$  кбар,  $T = 950-1350$  °С и скорости деформации

$\varepsilon = 10^{-3}-10^{-8}$  сек<sup>-1</sup> (Carter, 1976) и сопровождается следующей последовательностью: 1) зарождение нуклей новых зерен на границах крупных исходных зерен; 2) рост новых зерен и возникновение нуклей внутри исходных зерен, при этом, ориентировка новых зерен контролируется стрессом; 3) границы зерен эволюционируют до тех пор, пока исходные зерна не исчезнут, а вновь образованные зерна ориентируются благоприятного по отношению к стрессу.

Ниже остановимся на наиболее представительных предпочтительных ориентировках оливина и энстатита полученных экспериментально.

**Оливин.** Предпочтительная ориентировка оливина, по внутреннему строению и форме, возникает благодаря внутрикристаллическому течению и/или синтетектонической рекристаллизации. Внутрикристаллическое пластическое течение осуществляется трансляционным скольжением. При этом происходит механическое вращение кристаллов и активные плоскости скольжения стремятся занять положение, параллельное плоскости пластического течения, которой является плоскость минеральной уплощенности, формирующаяся в процессе деформации. Ответственное за ориентировку оливина трансляционное скольжение осуществляется по следующим главным системам:  $\{110\} [001]$ ,  $\{0kl\}[100]$ ,  $(010) [100]$ , их проявление определяется условиями деформации: температурой ( $T^\circ$ ), стрессом ( $\sigma$ ) и скоростью деформации ( $\varepsilon$ ) (рисунок 1.1).

При трансляционном скольжении ультраосновных пород образуются сильно вытянутые уплощенные зерна оливина с неровными ступенчатыми границами, в которых отмечаются многочисленные полосы сброса, ориентированные субнормально к уплощенности (Вернон, 1980). Кристаллооптическая ось  $[010]$  стремится к направлению  $\sigma_3$  (ось сжатия), а две другие  $[100]$  и  $[001]$  располагаются в плоскости уплощенности (Nicolas et. al., 1973) с обособлением в отдельные максимумы, вблизи максимума  $[100]$  выявляется минеральная линейность и, как показано экспериментально (Ave Lallemand, 1975), с этим направлением совпадает  $\sigma_1$  (ось растяжения). Подобная оптическая ориентировка оливина в ультрамафитах возникает при осевой симмет-

рической деформации благодаря трансляционному скольжению по высоко-температурной системе (010) [100] (Carter, 1976).

В сильно деформированных природных перидотитах выявляются признаки интенсивной пластической деформации оливина и энстатита с хорошо выраженной линейностью. Для них узоры оптической ориентировки минералов являются ассиметричными по отношению к уплощенности, они возникают в результате значительной пластической деформации при простом сдвиге и отражают процесс перемещения ультрамафитов в земной коре (Nicolas et. al., 1971; Kunze, Ave Lallemand, 1981).

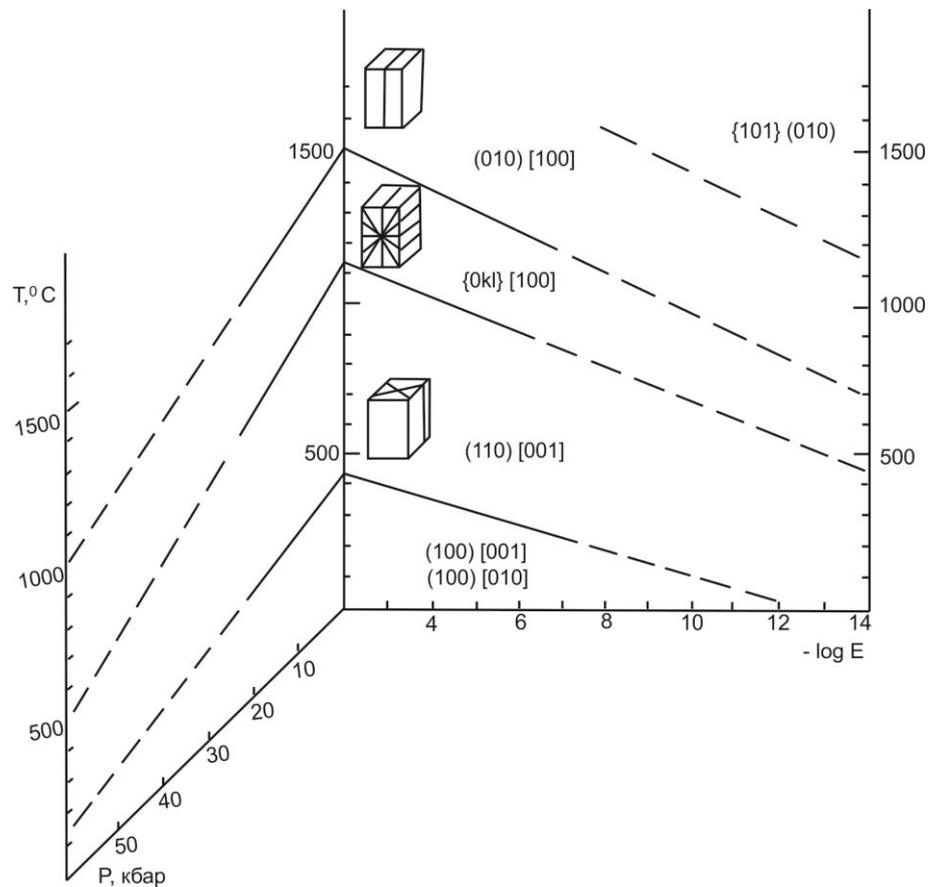


Рисунок 1.1 – Системы активных плоскостей скольжения в оливине в зависимости от температуры (Т), давления (Р) и скорости деформации ( $\epsilon$ ) (Carter, 1976).

Синтектоническая рекристаллизация способствует образованию мозаичного агрегата зерен оливина, ориентировка которых контролируется направлением приложенного стресса (Ave'Lallemand, Carter, 1970) и ориенти-

ровкой исходных зерен, обычно кристаллооптические оси новых зерен составляют с одноименными осями зерна-хозяина углы 20-40° (Carter, 1970). В результате рекристаллизации, неблагоприятно ориентированные по отношению стресса индивиды, уничтожаются с образованием зерен, в которых кристаллографические оси [010] стремятся к направлению сжатия  $\sigma_3$ , две другие [100] и [001] обособляются в плоскости  $\sigma_1$ - $\sigma_2$  (плоскость уплощенности).

В природно деформированных ультрамафитах оптическая ориентировка оливина обычно определяется совместным проявлением трансляционного скольжения и синтетектонической рекристаллизации. Нередко отмечаются наложения более молодых ориентировок на предшествующие. Процесс пластической деформации оливина нередко сопровождается изменением его химического состава в результате активной диффузии атомов (Вернон, 1980).

Главные типы оптических ориентировок оливина, возникающих в процессе трансляционного скольжения и синтетектонической рекристаллизации в условиях осевых деформаций представлены на рисунке 1.2 (Щербаков, 1981). В зонах сдвига (скалывания) интенсивность пластических деформаций возрастает от краев к центру и проявляется в интенсивном трансляционном скольжении в оливине и увеличении роли синтетектонической рекристаллизации. Прогрессивный характер пластических деформаций связан с быстрым разогревом, обусловленном трением при сдвиге (Николя, 1992). Преобладают несоосные пластические деформации, способствующие формированию строгих ориентировок оливина по форме и внутреннему строению. Предпочтительная ориентировка по форме отражается в параллельном расположении удлиненных зерен – минеральной уплощенности (S) и линейности (L). С возрастанием степени деформирования зерна оливина постепенно удлиняются и изменяют форму: субизометричные → слабоудлиненные → линзовидные → лейстовидные. С последовательным приращением деформаций происходит

Ориентирующий механизм		Оптическая ориентировка			Ориентировка по форме	Примечание	
		Ng	Nm	Np			
Трансляционное скольжение	Оливин ↑ Увеличение температуры	{101} (010)					Np    $\sigma_1$    L
		(010) [100]					Ng    $\sigma_1$    L Np $\perp$ S
		{0kl} [100]					Ng    $\sigma_1$    L
		(001) [100]					Ng    $\sigma_1$    L Nm $\perp$ S
		(110) [001]					Nm    $\sigma_1$    L
		(100) [001]					Nm    $\sigma_1$    L Ng $\perp$ S
		(100) [010]					Np    $\sigma_1$    L Ng $\perp$ S
	Энстатит	(100) [001]					Ng    $\sigma_1$    L Nm $\perp$ S    $\sigma_3$
Синектоническая рекристаллизация	Оливин	$\sigma_3 > \sigma_2 \geq \sigma_1$					Ng    $\sigma_1$    L Np    $\sigma_3$    S
		$\sigma_3 \geq \sigma_2 > \sigma_1$					
	Энстатит	$\sigma_3 > \sigma_2 \geq \sigma_1$					(Ng-Nm)    S    ( $\sigma_1 - \sigma_2$ ) Nm    L, Np    $\sigma_3$
		$\sigma_3 \geq \sigma_2 > \sigma_1$					(Ng-Np)    S    ( $\sigma_1 - \sigma_2$ ) Nm    L, Np    $\sigma_3$

Рисунок 1.2 – Зависимость оптической ориентировки оливина и энстатита от механизма пластического течения породы в условиях осевых деформаций (Щербаков, 1981).

уменьшение размера зерен и увеличение отношения их длины к ширине, при этом удлинение зерен стремится к оси растяжения (рисунок 1.3) (Kunze, Ave Lallemand, 1981). Одновременно меняется и микроструктура оливинового агрегата: порфинокластовая  $\rightarrow$  порфиroleйстовая  $\rightarrow$  мозаично-лейстовая. В зернах оливина постоянно фиксируются полосы пластического излома, образовавшиеся в результате неоднородного трансляционного скольжения по системе {0kl} [100] и реже (110) [001]. Границы полос излома обычно распола-

гаются под острым углом к удлинению индивидов. В условиях сдвига формирование предпочтительных оптических ориентировок оливина механизмом трансляционного скольжения по  $\{0kl\} [100]$  определяется отношением исходной оптической ориентировки индивидов к плоскости сдвига (рисунок 1.4) (Kunze, Ave Lallemand, 1981).

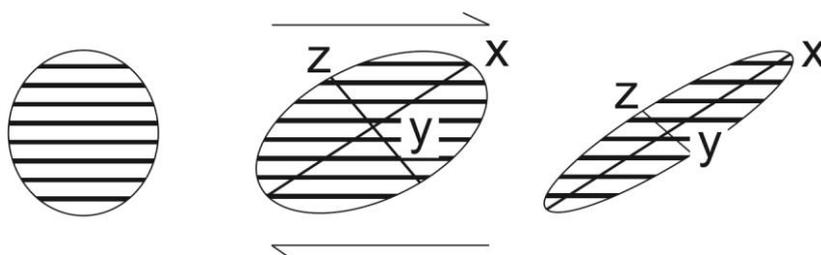


Рисунок 1.3 – Прогрессивное развитие анизотропной формы индивидов оливина при правостороннем простом сдвиге в условиях благоприятной ориентации плоскости трансляционного скольжения.

Анализ петроструктурных узоров оливина в зонах сдвига (Гончаренко, 1989; Гончаренко, Чернышов, 1990; Чернышов, 2005) и сопоставление их с результатами экспериментального изучения (Николя, 1992; Nicolas, Poirier, 1976; Kunze, Ave Lallemand, 1981) свидетельствуют о их формировании в результате высокотемпературного трансляционного скольжения по  $(001) [100]$ ,  $\{0kl\} [100]$  и  $(010) [100]$ . Выявленные петроструктурные узоры оливина в зонах сдвига можно объединить в два типа (рисунок 1.5).

Первый тип петроструктурных узоров характеризуется ассиметричным соотношением ориентировок по форме и внутреннему строению. Оси  $N_g$  образуют сильный изометричный максимум, который располагается под острым углом к минеральной уплощенности (рисунок 1.5) и соответствует преимущественному направлению трансляционного скольжения, контролируемого плоскостью сдвига. Две другие оси  $N_m$  и  $N_p$  концентрируются в совмещенный пояс нормально к максимуму  $N_g$ , в котором устанавливаются локальные максимумы, позволяющие определить доминирующую систему трансляции, пересечение этого пояса с плоскостью минеральной уплощенности соответствует оси внешнего вращения  $\sigma_2$ . Величина угла сдвига ( $\Theta$ ), в

этом случае, определяется величиной углового расстояния между  $L$  и максимумом осей  $Ng$  (Nicolas, Poirier, 1976). А по соотношению пространственной ориентации минеральной уплощенности и максимума осей  $Ng$  можно установить характер сдвига: правосторонний либо левосторонний. При правостороннем сдвиге максимум осей  $Ng$  располагается относительно линейности по

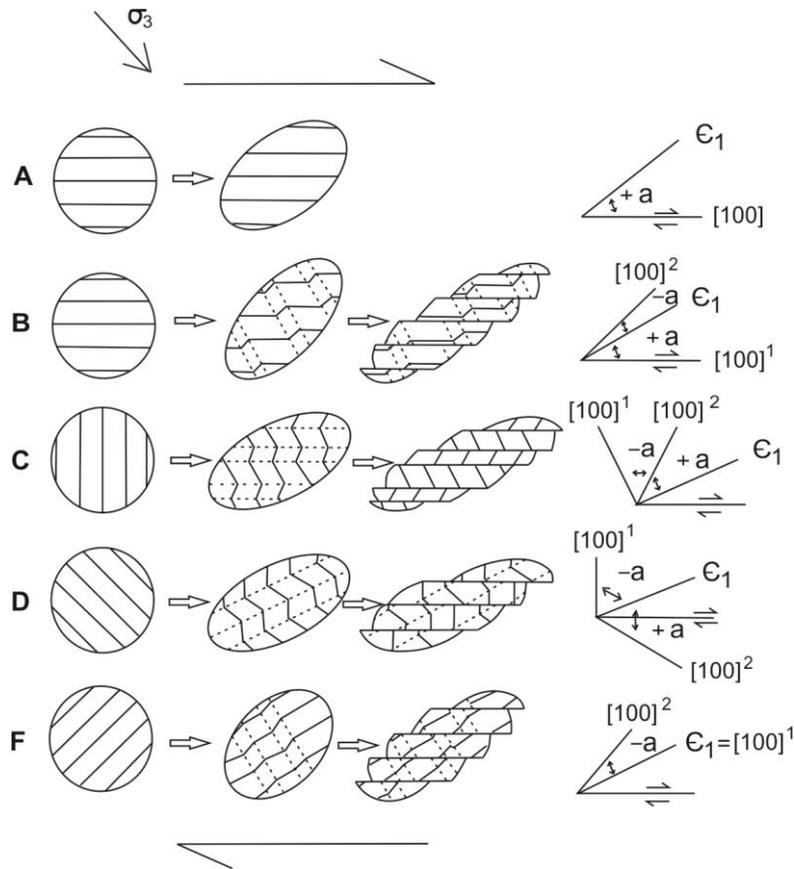


Рисунок 1.4 – Кинематические модели образования предпочтительной ориентировки оливина механизмом трансляционного скольжения по системе  $\{0kl\} [100]$  (Kunze, Ave Lallemand, 1981). Сплошная линия – проекции плоскостей трансляции; пунктирная – границы полос пластического излома.

ходу часовой стрелки, а при левостороннем – наоборот. Такой тип петроструктуры, очевидно, формируется в условиях устоявшегося поля напряжения при высоких температурах ( $750-900^\circ$ ) и умеренных скоростях деформации ( $\approx 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ ) в течение длительного времени.

Второй тип петроструктурных узоров оливина отличается наличием двух максимумов осей  $Ng$ , расположенных симметрично по отношению к минеральной линейности (рисунок 1.5). При этом с осью внешнего вращения  $\sigma_2$ , с возрастанием температуры и увеличением степени деформации, после-

довательно совмещаются максимумы  $N_p$  и  $N_m$ , образование которых контролируется системами скольжения  $(001) [100]$  и  $(010) [100]$  соответственно. При максимальных сдвиговых деформациях и высокой температуре, в результате трансляционного скольжения по  $(010) [100]$ , с осью внешнего вращения и линейностью вращения совпадает максимум осей  $N_g$ , а

Тип	Ориентирующий механизм	Оптическая ориентировка			Ориентировка по форме	Примечание
		$N_g$	$N_m$	$N_p$		
I	увеличение деформации ↓	$(001) [100]$				$N_p \parallel \sigma_2 \perp L$
		$\{0kl\} [100]$				$N_p, N_m \parallel \sigma_2 \perp L$
		$(010) [100]$				$N_m \parallel \sigma_2 \perp L$
II	увеличение деформации ↓	$(001) [100]$				$N_p \parallel \sigma_2 \perp L$
		$\{0kl\} [100]$				$N_p, N_m \parallel \sigma_2 \perp L$
		$(010) [100]$				$N_m \parallel \sigma_2 \perp L$
		$(010)[100]$				$N_g \parallel \sigma_2 \parallel L$

Рисунок 1.5 – Карта петроструктурных узоров оливина, сформированных в условиях деформации простого сдвига механизмом трансляционного скольжения по системам  $\{0kl\} [100]$  (Чернышов, 2001). На диаграммах: сплошная линия – плоскости трансляции; точечная – минеральная уплощенность; L – линейность.

симметрично к минеральной уплощенности располагаются два отчетливо выраженных максимума осей  $N_p$ . Этот тип петроструктуры оливина обусловлен активизацией трансляционного скольжения по системам  $(001) [100]$ ,  $\{0kl\} [100]$  и  $(010) [100]$ , осуществляемого в двух направлениях. При этом одно из направлений является доминирующим и ориентируется, преимущественно, согласно с направлением наложенного сдвига. Второе направление трансляции располагается под углом  $60-90^\circ$  к плоскости сдвига, наклонено в

сторону сдвига и по знаку смещения является противоположным ему. Последовательное увеличение степени деформации с возрастанием угла сдвига до 40-45° способствует формированию двух множеств зерен оливина, в которых активные плоскости трансляционного скольжения и многочисленные полосы излома ориентируются симметрично к направлению их удлинения (рисунок 1.5). При этом наиболее благоприятно ориентированными оказываются зерна, в которых плоскости трансляции совпадают с плоскостью сдвига (первое множество), а в неблагоприятном отношении оказываются зерна, в которых плоскости трансляции располагаются субнормально к плоскости сдвига (второе множество) (Гончаренко, Чернышов, 1990; Чернышов и др., 1996). Последующее установившееся пластическое течение приводит к увеличению количества зерен первого множества и уменьшению второго, в результате их блокирования и последующего уничтожения миграцией границ зерен. Формирование этого типа петроструктурных узоров, очевидно, осуществлялось при высоких скоростях деформации ( $\dot{\epsilon} = 10^{-4} \text{с}^{-1}$ ), которые способствовали быстрому возрастанию температуры (до 1000° и более) в результате внутреннего трения при сдвиге. В условиях быстрого возрастания скорости деформации и температуры пластическое течение не успевает реализоваться трансляционным скольжением в одном направлении, поэтому активизируется второе, субнормальное первому. При дальнейшем процессе скорость деформации и температура стабилизируются, деформация становится более однородной и осуществляется преимущественно трансляцией в одном направлении, что может привести к формированию узора первого типа.

В третий тип можно выделить петроструктуры оливина в серпентин-оливиновых породах и оливинитах, образовавшихся при десерпентинизации ультрамафитов. Они отличаются сложными узорами и характеризуются наличием совмещенных локальных максимумов осей Ng, Nm и Np, пространственное положение которых контролируется осью внешнего вращения  $\sigma_2$ .

Осевые деформации ультрамафитов в верхних частях земной коры реализуются, главным образом, синтектонической рекристаллизацией оливина при подчиненной роли трансляционного скольжения и вторичной рекристаллизации отжига. Петроструктурные узоры синтектонически рекристаллизованного оливина объединяются в два типа. Первый тип петроструктурного узора рекристаллизованных зерен полностью унаследует оптическую ориентировку исходных оливинов, пластически деформированных трансляционным скольжением (Гончаренко, Чернышов, 1990; Николя, 1992; Carter, 1976). В этом случае, очевидно, рекристаллизация сопутствует трансляционному скольжению и осуществляется при деформации ультрамафитов более 40%. При этом новообразованные индивиды оливина подвергаются внутрикристаллическому скольжению, а их оптическая ориентировка контролируется активизируемыми системами трансляционного скольжения. Второй тип устанавливается в полностью рекристаллизованном агрегате зерен оливина и контролируется полем внешнего напряжения. В результате интенсивной рекристаллизации неблагоприятно ориентированные по отношению к стрессу зерна уничтожаются вследствие миграции границ зерен, а на их месте образуются благоприятно ориентированные зерна, в которых оси  $N_p$  стремятся к направлению сжатия, а  $N_g$  и  $N_m$  обособляются в пояс в плоскости уплощенности (рисунок 1.2) (Ave Lallemant, Carter, 1970).

При вторичной рекристаллизации отжига оптическая ориентировка зерен оливина контролируется, в основном, внешним полем напряжения. В условиях осевого сжатия формируются петроструктурные узоры с  $N_p$ -максимумом, нормальным к минеральной уплощенности, расположение которого контролируется осью сжатия (Вернон, 1980; Ave Lallemant, Carter, 1970). Две другие оси  $N_g$  и  $N_m$  концентрируются в пояса с локальными максимумами в плоскости уплощенности. Упорядоченность узора, очевидно, обусловлено величиной стресса, температурой и длительностью процесса.

**Энстатит** в природно деформированных перидотитах оказывается менее пластически деформирован, чем оливин и является почти не восприим-

чивым к рекристаллизации. Как показано экспериментально и установлено в природно деформированных тектонитах (Carter, 1976), деформация энстатита осуществляется, главным образом, скольжением по высокотемпературной системе (100) [001] и соответствует трансляционному скольжению в оливине по (010) [100]. Пластические деформации в ортопироксене способствуют образованию удлиненных зерен и наличие в них волнистого погасания, пластического излома (kinking). Как показано экспериментально, для синтектонической рекристаллизации энстатита необходимы более высокая температура и низкая скорость деформации, чем для оливина (Carter, 1976), она протекает в безводных условиях при  $\sigma = 10$  кбар,  $T = 1200-1400^\circ\text{C}$ ,  $\varepsilon = 10^{-4}-10^{-6}$  сек.<sup>-1</sup> (Ross, Nielsen, 1978). В экспериментально деформированных энстатитах ось [100] ориентируется субпараллельно  $\sigma_3$ , а другие [010] и [001] тяготеют к плоскости  $\sigma_1-\sigma_2$ . Установлено, что ориентировка энстатита подчиняется ориентировке оливина, образовавшегося благодаря пластическому течению, при этом [100] энстатита совпадает с [010] оливина и располагается субнормально к минеральной уплощенности (Nicolas et. al., 1973).

Оптические ориентировка энстатита, возникающие благодаря трансляционному скольжению и синтектонической рекристаллизации, отличаются между собой и представлены на рисунке 1.2 (Щербаков, 1981).

## 2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СВ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО САЯНА

Калнинский и Эргакский массивы располагаются в Западном Саяне. Калнинский массив располагается в междуречье нижнего течения рек Кална и Бесь, левых притоков реки Амыл. Эргакский массив находится в междуречье р.р. Эргак, Мал.Эргак и Кукшин. В геологическом отношении массивы приурочены к северо-восточному окончанию Куртушибинского офиолитового пояса (рисунок 2.1), где последний имеет торцовое сочленение с Изыхским офиолитовым поясом на севере и Западно-Саянской структурно-формационной зоной на западе. С востока распространение Куртушибинского пояса ограничено терригенными отложениями Хемчикско-Систигхемской структурно-формационной зоной. Западно-Саянская структурно-формационная зона, в исследованном районе, представлена метатерригенными и метавулканогенными образованиями джебашской серии венд-нижнекембрийского возраста. Офиолитовые пояса слагаются идентичным петрографическим набором пород: ультрамафитами актовракского комплекса позднего рифея и вулканогенно-осадочными отложениями чингинской серии венд-нижнекембрийского возраста.

По данным Н.Л. Добрецова, в пределах Куртушибинского офиолитового пояса, устанавливается первично субслоистое строение меланократового разреза офиолитов, который имеет следующее строение (снизу вверх): дунит-гарцбургитовая (более 3 км), переходная перидотит-пироксенит-габбровая (0,2-0,3 км), габброидная (1-1,5 км) и габбро-диабазовая (1-2 км) зоны (Добрецов и др., 1977).

Стратиграфия построена по результатам исследований геологосъемочных работ следующих авторов: Н.Н. Херасков, С.Г. Катанов и другие. Стратиграфия описываемой площади чрезвычайно сложная и резко изменчивая. Область характеризуется широким проявлением толеитового вулканиз-

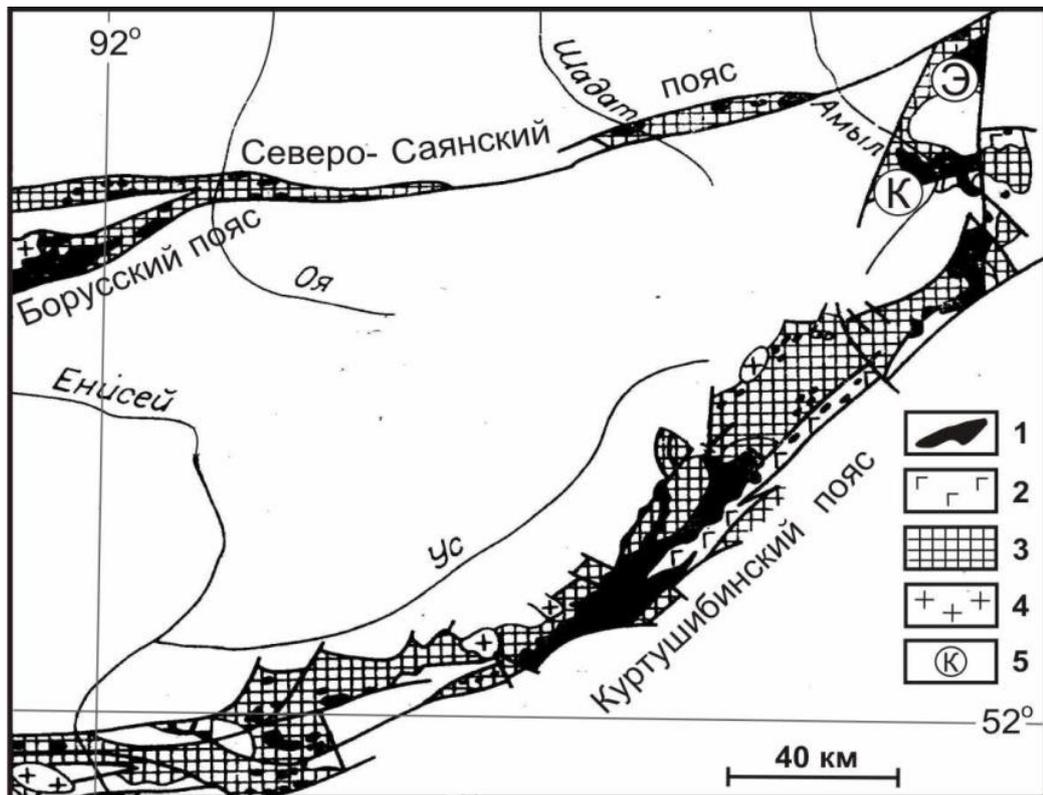


Рисунок 2.1 – Региональное положение Калнинского и Эргакского массивов в структурах Западного Саяна (Добрецов и др., 1977). 1 – ультрабазиты; 2 – габброиды, комплекс параллельных даек; 3 – спилит-диабазовая формация, углисто-кремнистые сланцы (чингинская свита); 4 – посторогенные граниты ниже-среднедевонского возраста; 5 – местоположение Калнинского гипербазитового массива.

ма, ультрамафитового и базитового магматизма и интенсивным проявлением разрывной тектоники (Доразведка ..., 2006ф).

В геологическом строении данного района принимают участие разнообразные метаморфические, осадочные и вулканогенные образования с возрастом от верхнего протерозоя до отделов палеозоя девонской системы. Выделяются верхнепротерозойские, рифейские, вендские, кембрийские, ордовикские, силурийские и девонские отложения. Наблюдается четкая пространственная закономерность обособления стратифицированных отложений различного возраста, обусловленных особенностями развития и временем заложения разновозрастных структурно-формационных зон. Объемы стратиграфических подразделений неравнозначны и отражают объективное состояние обоснованности разработанных стратиграфических схем.

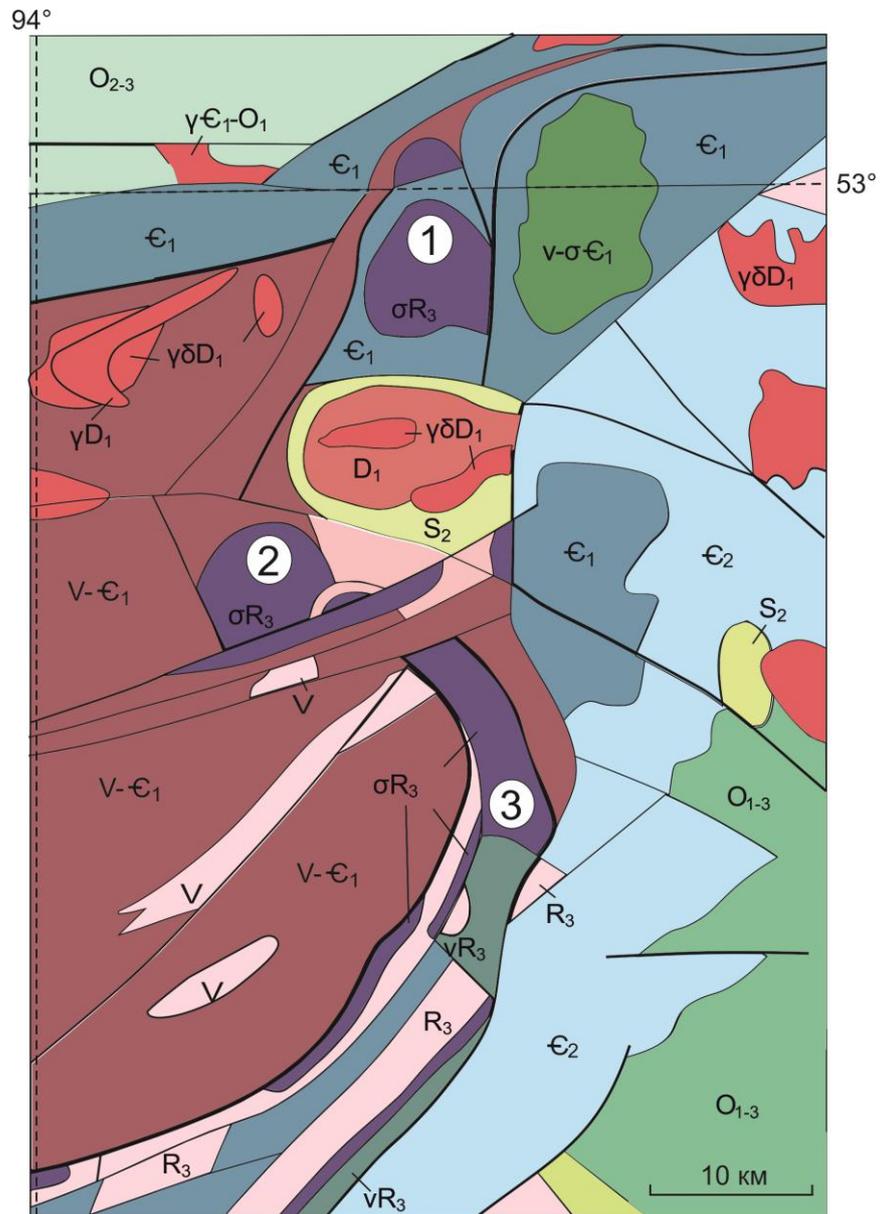
## 2.1 Стратиграфия

В пределах описываемой территории развиты рифейские, вендские, кембрийские, нижнеордовикские, нижнедевонские и четвертичные образования (рисунок 2.2).

**Рифей-венд-нижнекембрийские** метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования представлены верхнекоярдской ( $R_3$ ), а также макаровской (V) толщей, входящих в состав верхней тектонической пластины Куртушибинского меланжевого комплекса, и джебашской серией (V- $C_1$ ), в составе которой находятся изербельская и амыльская свиты.

*Верхнекоярдская толща* развита в центральной и юго-западной части исследуемого района. Она обнажается в виде узкой прерывистой полосы (100-1600 м) и входит в состав верхней тектонической пластины Куртушибинского меланжевого комплекса. Толща представлена metabазальтами переслаивающимися с метакоматиитами, их туфолавы, агломератовые брекчиевые лавы, прослои тёмно-серых до черного кварцитов тонкополосчатых, сланцы кварц-серицитовые, хлорит-серицитовые, кремнисто-углеродистые, кремнисто-глинистые, филлитовые, метапесчаники, метаалевролиты, метаконгломераты аркозовые и граувакковые, метатUFFы кислого и среднего состава. Видимая мощность до 2000 м.

*Макаровская толща* выделена в Куртушибинском офиолитовом поясе, где ранее описывалась в составе чингинской и нижнемонокской свит. Макаровская толща сложена, преимущественно, metabазальтами и субщелочными базальтами, метатUFFами, кремнисто-хлоритовыми сланцами, кварцитами, прослоями и линзами метаалевролитов, метапесчаников, мраморизованных известняков. В отличие от коярдской толщи базальты имеют дифференцированный состав от пикробазальтов до андезибазальтов и



$\gamma\delta D_1$	1	$O_{2-3}$	4	$\epsilon_1$	7	V	10	$\sigma R_3$	13
$D_1$	2	$O_{1-3}$	5	$v-\sigma\epsilon_1$	8	$R_3$	11	—	14
$S_2$	3	$\epsilon_2$	6	$V-\epsilon_1$	9	$vR_3$	12	①	15

Рисунок 2.2 – Схематическая геологическая карта северо-восточной части Куртушибинского офиолитового пояса (Катанов и др., 2003ф). 1 – раннедевонские интрузивные образования; 2-7 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения: 2 – девона, 3 – силура, 4 – среднего и верхнего ордовика, 5 – ордовика, 6 – среднего кембрия, 7 – нижнего кембрия; 8 – раннекембрийские интрузивные образования, 9 – венд-кембрий, 10 – венд, 11 – рифей, 12 – поздне-рифейские интрузивные образования, 13 – поздне-рифейские интрузивные образования, 14 – разломы, 15 – массивы: 1-Эргакский, 2-Калнинский, 3-Кызыр-Бурлюкский.

бонинитов.

Нижняя граница толщи на площади не вскрыта и она имеет тектонические контакты с ультрамафитами иджимского комплекса. Верхняя граница толщи фиксируется согласным ее перекрытием глинисто-кремнистыми сланцами нижнего кембрия. В верхах разреза в подчиненном объеме встречаются дациты, риодациты, риолиты. Общая мощность более 1200-1400 м.

*Изербельская свита* распространена в западно-южной части листа. Она имеет подчиненное распространение в бассейнах рек Бесь, Амыл, где обнажается в ядрах антиклинальных складок. Свита сложена монотонными серицит-хлорит-альбит-кварц-кальцитовыми парасланцами с подчиненными прослоями хлорит-альбит-эпидот-актинолитовых ортосланцев, метасилицитов, мраморов, мраморизованных известняков. Неполная мощность свиты достигает 1800 м.

*Амыльская свита* слагает центральную и западную часть исследуемого района (рисунок 2.2). Представлена она, в основном, зелеными метаморфическими сланцами по эффузивным и терригенным породам. Подчиненное значение в ее составе имеют прослои порфиритоидов, мраморов и кварцитов.

Амыльская свита подразделяется на две части: нижнюю, сложенную метаморфическими сланцами, образованными, преимущественно, по терригенным породам, и верхнюю, представленную сильно метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами. Общую мощность толщи оценить очень трудно, но вероятнее всего, она не менее 6 км.

Нижняя часть разреза амыльской толщи характеризуется удивительным однообразием состава. Это, в основном, монотонные зеленые и зелено-вато-серые массивные и полосчатые, нередко плитчатые, часто волнисто изогнутые и плейчатые метаморфические сланцы, образованные по осадочным породам и имеющие серицит-хлорит-альбит-карбонатный состав. Встречаются горизонты кварцитов, серицит-кварцевых сланцев, линзы маломощных железистых кварцитов. Она согласно перекрывается

верхнеамыльской подсвитой. Общая неполная мощность разреза – 1545 м.

Верхняя часть разреза амыльской толщи в противоположность нижней, характеризуется пестротой состава, наиболее типичными ее членами являются метаморфические сланцы по эффузивам и туфам основного и среднего состава, порфиритоиды, мраморы, кварциты и кварцитовые сланцы. Породы верхней части амыльской толщи пронизаны многочисленными кварц-карбонатными и кварцевыми прожилками, что является характерной особенностью для амыльской толщи. Общая неполная мощность 1000 м.

**Кембрийские** отложения почти целиком слагают описываемую территорию. Выделяются два отдела кембрийской системы. Наибольшую площадь в районе занимают среднекембрийские метаморфические толщи. Кембрийская система сложена вулканогенными образованиями, выделенными в чингинскую и монокскую ( $\epsilon_1$ ), а также аласугскую ( $\epsilon_2$ ) свиты.

К нижнему кембрию, на описываемой территории, относятся две серии: чингинская сланцево-кремнисто-эффузивная и монокская спилито-кератофировая. Первая развита в Центрально-Саянской структурно-фациальной зоне и слагает Куртушибинский антиклинорий, окаймляющий с юга и востока Западно-Саянской синклинорий. Вторая развита по северному склону Западного Саяна в Северо-Саянской структурно-фациальной зоне.

*Чингинская серия*, на описываемой территории, слагает два участка (рисунок 2.2). На крайнем юге района чингинская серия обнажается в районе верховьев рек Тихой и Ус, где она занимает площадь около 75 км<sup>2</sup>. Общая площадь полей развития Чингинской серии в районе около 180 км<sup>2</sup>. Чингинская серия подразделяется на две части: нижнюю-кремнисто-сланцевую и верхнюю-эффузивно-кремнисто-сланцевую.

Нижняя часть разреза чингинской серии обнажается на крайнем юге района в бассейне верховьев рек Тихой и Ус. Здесь обнажается толща пере-слаивания серых, темносерых кремнисто-глинистых и глинистых сланцев, серых и темносерых, редко зеленовато-серых рассланцованных алевролитов и песчаников и серых, темносерых светлосерых микрокварцитов. Встречают-

ся также прослой и линзы светлосерых мраморизованных известняков, отдельные покровы диабазовых порфиритов и прослой их туфов. Видимая мощность нижней части разреза чингинской серии около 3 км.

Верхняя часть разреза представлена толщей переслаивания зелено-каменных эффузивов их туфов, серых и зелёных глинисто-кремнистых сланцев, филлитизированных глинистых сланцев, рассланцованных песчаников и алевролитов, серых микрокварцитов.

По левобережью р. Амыл, в районе устья р. Кызыр-Бурлюк и пос. Верхний Амыл, в ядре антиклинальной складки обнажаются самые верхние части чингинской серии. Выше она с постепенным переходом перекрывается амыльской толщей. Здесь обнажаются, главным образом, различные глинистые и глинисто-кремнистые сланцы и рассланцованные алевролиты, в низах разреза часто встречаются серые, черные микрокварциты. Эффузивные породы, представленные зелено-серыми андезитовыми и диабазовыми порфиритами, встречаются редко. Вблизи границы амыльской и чингинской серий в разрезе появляются прослой зелено-серых и зеленых хлорит—альбит-кварцевых и хлорит-эпидотовых сланцев. От нижней части разреза чингинской серии рассматриваемый разрез отличается тем, что, в то время как в низах сланцы и алевролиты, как правило, имеют серии темно-серых цветов, в верхах серии наблюдаются сланцы и алевролиты различных цветов – серого, темносерого, светло-серого, зеленовато-серого, буровато-серого, зеленого. Особенно много зеленовато-серых и зеленых сланцев встречается вблизи контакта с амыльской толщей.

Примерно аналогичные породы наблюдаются по левому берегу р. Кална и по правому берегу р. Бесъ в ее нижнем течении. Там, по краю Калнинского ультрамафитового массива, обнажаются серые и черные микрокварциты, серые, темно-серые, зеленовато-серые, редко зеленые глинистые, глинисто-кремнистые сланцы и рассланцованные алевролиты. Изредка встречаются сильно измененные андезитовые и диабазовые порфириты.

Таким образом, верхняя часть чингинской серии отличается большой

пестротой состава и сильной фациальной изменчивостью. Однако повсюду характерно присутствие довольно большого количества эффузивных пород. Только в самых верхах эффузивные породы почти целиком исчезают. Мощность верхней части чингинской серии не менее 3000 м (Херасков и др., 1960ф).

*Монокская серия* преимущественно занимает южную часть исследуемой территории. Наибольшим распространением в рассматриваемом районе, среди пород монокской серии, пользуются спилиты. Это темные, зеленовато-серые массивные и груборассланцованные породы без видимых вкрапленников, часто с миндалинами, выполненными кварцем, кальцитом, эпидотом или хлоритом.

Довольно большую роль в разрезе играют туфы основного состава. Присутствуют как кристаллокластические, так и литокластические разности. Кристаллокластические туфы зелено-серые, обычно темные, груборассланцованные. Литокластические туфы встречаются значительно реже. Состоят они из обломков спилитов, реже андезитовых порфиритов.

Кератофиры в монокской серии встречаются очень редко. Это зеленовато-серые породы, несколько более светлые, чем основные эффузивы. Реже встречаются единичные прослои темных зеленовато-серых филлитов и рассланцованных кварцевых алевролитов с хлоритовым цементом. Мощность серии 3000-3200 м (Херасков и др., 1960ф).

*Аласугская свита* выходит широкой полосой в восточной части листа. Свита сложена песчаниками зеленовато-серого цвета, гравелитами, алевролитами голубовато-зеленого до лилового цвета, часто рассланцованными, с образованием серицита и хлорита по плоскостям рассланцевания, невыдержанными линзами мелкогалечниковых конгломератов и невыдержанными горизонтами аргиллитов лилово-сургучного цвета. В нижней части преобладают гравелиты, конгломераты и полимиктовые песчаники. В верхней части увеличивается количество алевролитов, аргиллитов с прослоями мелкозернистых песчаников и

гравелитов со следами жизнедеятельности илоедов и гельминтов. Мощность отложений варьирует в 2300-2700 м.

**Ордовикские образования** ( $O_{1-3}$ ) представлены молассоидными отложениями, объединенными в систигхемскую свиту ( $O_1$ ), а также вулканитами входящими в имирскую ( $O_{2-3}$ ) свиту.

*Систигхемская свита* преимущественно занимает северо-восточную часть исследуемой территории (рисунок 2.2). Отложения свиты, с размывом и угловым несогласием, налегают на кембрийские образования аласугской серии и сами согласно перекрыты песчаниками. Свиту слагают красноцветные косослоистые крупнозернистые и серо-цветные песчаники, с прослоями разногалечных гравелитов, конгломератов, реже встречаются алевролиты с редкими маломощными прослоями и линзами известняков. В песчаниках и алевролитах отмечается косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания и следы ползания илоедов. Мощность серии здесь определяется в пределах 2800-3000 м. (Осадчая, Котельников, 1991).

*Имирская свита* развита в северо-западной верхней части исследуемого района. В целом, в нижней части разреза свиты, преобладают умеренно-щелочные базальтоиды, в верхней – эффузивы среднего и умеренно-кислого состава (лавы и туфы трахитов, трахидацитов, трахириодацитов). Характерна большая мощность вулканогенного разреза.

Выделяются две подсвиты: нижеимирская трахибазальт-андезибазальтовая и вышеимирская трахиандезит-трахит-трахидацитовая.

Нижеимирская подсвита сложена лавовыми потоками и покровами оливиновых, оливин-авгитовых, авгит-плагиоклазовых и плагиоклазовых трахибазальтов, трахиандезибазальтов, реже трахиандезитов мощностью от 1 – 5 до 30 – 40 м. Для пород центральных частей потоков характерны высокая степень раскристаллизации, микродолеритовая структура и, почти полное, отсутствие стекловатого базиса. По направлению к кровле и подошве потока увеличивается содержание стекла. В краевых частях потоков вулканиты имеют, в основном, пилотакситовую структуру. В кровле потоков текстура

пород, как правило, миндалекаменная. Наблюдаются немногочисленные прослойки лито-, витро- и кристаллокластических псаммитовых, псефитовых и псаммопелитовых туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, вулканомиктовых песчаников. В нижней части свиты отмечены прослойки туфогравелитов и туфоконгломератов, в составе которых присутствуют обломки известняков торгашинской свиты и доломитов, вероятно, овсянковой свиты. Цемент базальный, базально-поровый, карбонатный, пелитовый с примесью хлорита, глинисто-карбонатный, цеолитовый и глинисто-железистый. Общая мощность подсвиты – от 350 до 1000 м.

Верхнеимирская подсвита сложена лавовыми потоками и покровами трахитов, трахидацитов, трахириодацитов, реже трахириолитов, андезитов и трахибазальтов, а также их туфами и туфолавами. Нередко в основании верхней подсвиты залегают туфы смешанного состава.

В составе верхней подсвиты преобладают лавовые потоки (мощностью 10 – 110 м) трахитов, трахидацитов, трахириодацитов, реже трахириолитов, а также их туфы. Породы верхней подсвиты, в основном, окрашены в различные оттенки красного и коричневого цветов. Преобладают порфировые разновидности. Мощность подсвиты – до 1800 м.

**Силурийские отложения** верхнего силура представлены федоровской (S<sub>2</sub>) свитой. *Федоровская свита* слагает центральную и центрально-восточную части листа. В отложениях федоровской свиты принимают участие разномерные песчаники, гравелиты, конгломераты с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов, пологим плащом перекрывающие все более древние образования Куртушибинского офиолитового пояса. Выделяются две подсвиты. Нижняя подсвита пользуется преимущественным распространением. Она сложена серыми, зеленовато-серыми, реже пестроцветными массивными известковистыми грубослоистыми песчаниками, переслаивающимися с гравелитами, конгломератами, алевролитами. Мощность подсвиты достигает 1800 м.

Верхняя подсвета слагает небольшие поля. В ее составе выделяются конгломераты, гравелиты, песчаники. Мощность подсветы достигает 1440 м.

**Девонские образования** представлены купхольской свитой ( $D_1$ ), которая занимает центральную часть исследуемой территории, ровно посередине от Эргакского и Калнинского массивов. Вулканиты свиты представлены: риолитами, риодацитами, трахириолитами, трахидацитами, игнимбритами, с редкими маломощными (до 50 м) покровами андезитов в верхних разрезах. Мощность свиты около 800 м (Катанов и др., 2003ф).

## **2.2 Магматизм**

Плутонические и субвулканические образования изученной площади принадлежат к разновозрастным этапам магматизма от позднего рифея до девона и присутствуют во всех СФЗ, имея определенные различия в разных зонах. В пределах исследуемого района выделяются иджимский поздне-рифейский, булжинский раннекембрийский, большепорожский и джойский комплексы.

### **Иджимский комплекс ( $\sigma$ - $\nu$ $R_3$ )**

Иджимский комплекс находится в центральной части листа. К иджимскому комплексу отнесены породы ультрамафитовой и габброидных зон, а также гипабиссальные дайковые породы, которые совместно с базальтами коярдской толщи, представляют разрез океанической коры и входят в состав Куртушибинского офиолитового пояса (Добрецов, 1980).

В пределах исследуемого района выделено три крупных массива иджимского комплекса – Эргакский, Калнинский и Кызыр-Бурлюкский, первые два являются объектом нашего специального изучения.

### **Булжинский комплекс ( $\sigma$ - $\nu$ $E_1$ )**

Булжинский комплекс распространяется в северо-западной части исследуемой территории. Интрузивные образования представляют собой частое чередование габбро, габбро-норитов, норитов, реже анортозитов, гор-

нблендитов и оливинитов. Габбровые разности развиваются в виде слоев протяженностью до 10-12 км, при мощности от первых сантиметров до десятков метров. Булкинский комплекс интрузирует вулканогенно-осадочные отложения чингинской серии венд-нижнего кембрия и терригенные отложения аласугской свиты верхнего кембрия с образованием ореола контактового метаморфизма шириной 500-600 м (Катанов и др., 2003ф).

### **Большепорожский комплекс ( $\gamma$ - $\delta$ D<sub>1</sub>)**

Большепорожский комплекс выходит в центральной, северо-западной и северо-восточной части листа. Он состоит из гранитоидных пород, также встречаются ряды мелких плагиогранитных тел. Площадь комплекса примерно 10 км<sup>2</sup>. Залегают породы интрузии, исключительно, среди кристаллических сланцев и гнейсов. Контакты интрузии с вмещающими гнейсами и кристаллическими сланцами нечеткие, с постепенными переходами, а местами тектонические. Иногда контакты разбиты мигматитами, зона контакта получается расплывчатой, с постепенными переходами от гнейсов через мигматизированные гнейсы к гранитогнейсам и гранитам.

Интрузия сложена, в основном, гранитоидными породами. Четких границ между разновидностями не наблюдается, а имеют место постепенные переходы. В строении интрузии принимают участие плагиограниты, граниты, гранодиориты, порфиоровидные и пегматоидные граниты, кварцевые диориты, мигматиты, жилы и дайки пегматитов и аплитов. За исключением пегматитов все они представлены как массивными, так и гнейсовидными разновидностями (Дубинин и Котунов 1966).

### **Джойский комплекс ( $\gamma$ D<sub>1</sub>)**

Джойский комплекс находится в северо-восточной части исследуемого района. Преобладающие породы Джойского комплекса: граниты, меньше распространены гранодиориты и кварцевые диориты. Для гранитоидов Джойского комплекса характерно присутствие, в качестве аксессуарных минералов, монацита и фергюсонита, чем они резко отличаются от гранитоидов Большепорожского комплекса.

## 2.3 Структурная позиция офиолитов

Исследуемые ультрамафитовые массивы иджимского комплекса: Калнинский и Эргакский – представляют собой разрозненные фрагменты нижней перидотитовой части Куртушибинского офиолитового пояса (рисунок 2.3). Этот пояс образует почти непрерывную дугу по юго-восточному обрамлению дугообразной структуры Западного Саяна (Добрецов, Пономарева, 1976). В строении пояса принимают участие три крупные серии генетически связанных пород, разделенные тектоническими контактами или поверхностями несогласий:

1. Метаморфическая джебашская серия рифей-кембрийского возраста. Она представлена изербельской и амьльской свитами, сложенными метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами, иногда с фрагментами глаукофановых сланцев.

2. Офиолитовая серия разделяется на нижнюю субслоистую часть, сложенную ультрамафитами, габброидами и верхнюю, представленную чингинской кремнисто-базальтовой толщей венд-кембрийского возраста.

3. Постофиолитовые формации региона представлены флишоидно-карбонатными и островодужными эффузивными кембрий-нижнеордовикскими толщами, также более молодыми интрузивными образованиями девона.

*Метаморфические толщи* обнаруживают с офиолитами тектонические контакты. Они считаются более древними или синхронными офиолитам и представлены однородно метаморфизованными зеленосланцевыми осадочно-вулканогенными образованиями джебашской серии (Меляховецкий, Складов, 1985; Добрецов, Пономарева, 1976). В одних случаях, устанавливается надвигание офиолитов на древние толщи, в других, напротив, древние толщи надвинуты на офиолиты. В северо-восточной части Куртушибинского пояса, пластины и блоки, представленные породами чингинской свиты, ультрамафит-габбро-диабазовой ассоциацией и ультрамафитами, которые

надвинуты как на джебашские метаморфические сланцы, так и на нижележащие аллохтоны. Для ультрамафитовых пластин (Калнинский и Эргакский массивы) устанавливаются пологие поверхности надвигов (20-25°). В пластинах нередко отмечаются признаки их вовлечения в позднюю (среднепа-

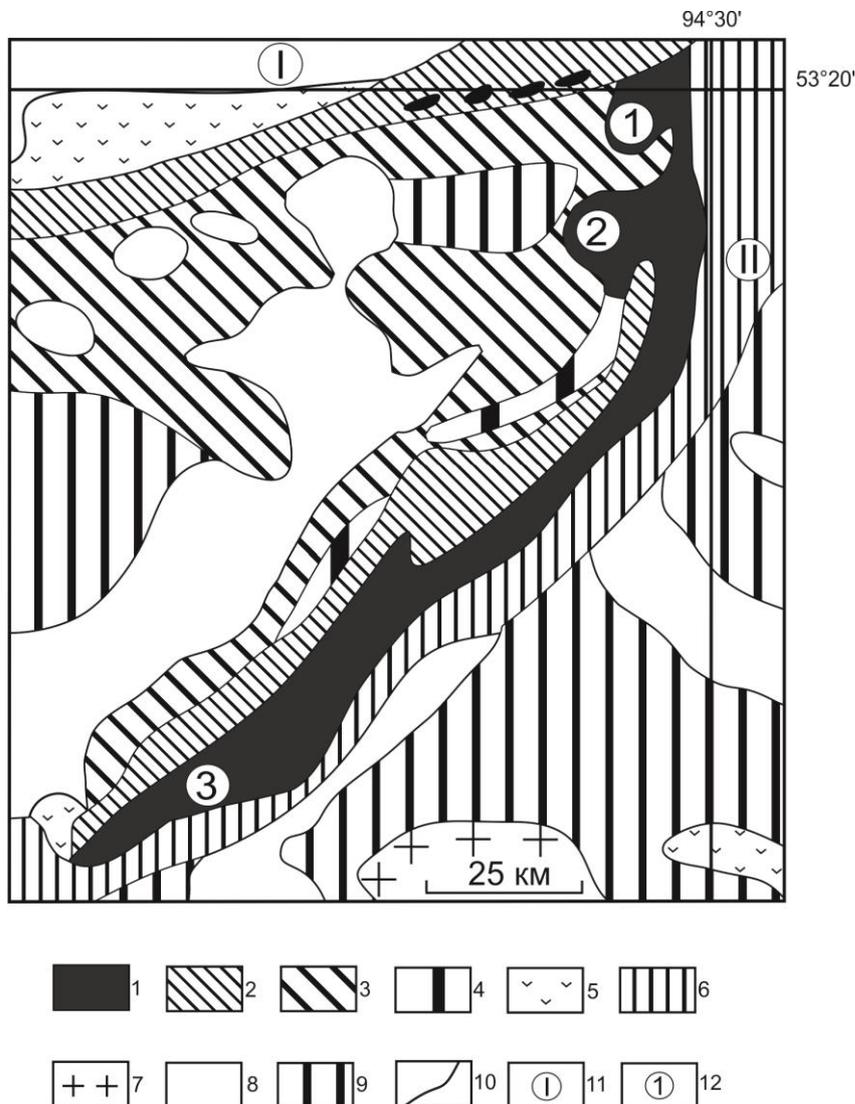


Рисунок 2.3 – Офиолитовые пояса Западного Саяна (Добрецов и др., 1977). 1 – офиолиты: ультрамафиты и габброиды; 2 – чингинская кремнисто-базальтовая толща (Rf-V); 3 – джебашская метаморфическая серия, зелено-сланцевая зона; 4 – глаукофановые сланцы (акольская формация и ее аналоги); 5 – нижнекембрийские вулканогенные толщи (андезит-базальтовые и смешанного состава); 6 – ишкинско-аласугская (См<sub>2-3</sub>) и нижнеордовикская туфогенно-флишоидная серия; 7 – средне-, верхнекембрийские гранитоиды (майнский комплекс); 8 – позднеордовикский – раннесилурийский этаж (включая гранитоиды большепорожского комплекса); 9 – наложенные вулканогенные и угленосные прогибы (D<sub>1</sub>-C<sub>1</sub>); 10 – прочие геологические границы; 11 – офиолитовые пояса: I-Северо-Саянский, II-Куртушибинский; 12 – Массивы: 1-Эргакский, 2-Калнинский, 3-Иджимский.

леозойскую?) складчатость вместе с породами автохтона и постеофиолитовыми формациями. Подошва аллохтона часто подстилается серпентиновым меланжем. В подошве Куртушибинского пакета аллохтонов, вдоль северо-западного края офиолитового пояса, иногда отмечаются барофильные метаморфиты (глаукофановые сланцы). Пространственно они тяготеют к собственно джебашским сланцам и имеют с ними одинаковый структурный план, одинаковую (по температуре) степень метаморфизма, но иной состав; по-видимому, их формирование происходило при более высоких давлениях во время метаморфизма (Добрецов, Лепезин, Пукинская, 1972). Таким образом, породы джебашской серии, очевидно, представляют собой дочингинский фундамент Западного Саяна, а глаукофановые сланцы являются древними аналогами субдукционных зон Бениоффа (Добрецов, Пономарева, 1976).

**Куртушибинский офиолитовый пояс** включает нижнюю субслоистую часть, сложенную ультрамафитами и габброидами, которая перекрывается верхней кремнисто-базальтовой толщей чингинской свиты. Нижняя субслоистая часть сложена преимущественно ультрамафитами, габбро и габбро-диабазами и простирается, почти непрерывно, от верховьев р. Амыл до долин рек Иджим и Узюп на 250 км, в виде полосы шириной 0,5-10 км (Добрецов, Пономарева, 1976). При этом ультрамафиты, габбро и габбро-диабазовый дайковый комплекс прослеживаются в виде почти непрерывных параллельных полос. Расширение полос ультрамафитов, с «ядрами» слабо измененных перидотитов, устанавливается в южной части пояса (Иджимский массив) и северной (Калнинский и Эргакский массивы) (рисунок 2.3). Между крупными массивами располагаются небольшие массивы габброидов дайковой серии. Эту структуру пояса можно трактовать как чередование относительно поднятых (с перидотитовыми «ядрами») и опущенных (габброидных) участков, либо как опрокинутую антиклинальную складку (Еремеев, Сибилев, 1969; Еремеев, Сибилев, 1970). К сохранившимся ядерным частям складки

приурочены крупные блоки (массивы) ультрамафитов, которые «обтекаются» ультрамафитами, габброидами и габбро-диабазам.

Офиолиты, в рассматриваемом поясе, наблюдаются в виде крупных аллохтонных пластин (блоков), с относительно слабо нарушенной внутренней структурой и зонами серпентинового меланжа в подошве, либо в виде олистромов, включающих различного размера блоки и чешуи офиолитов и ассоциирующих с ними пород. Общий разрез офиолитовой серии представляется в следующем виде (по Н.Л. Добрецову):

I. Метаморфические перидотиты.

II. Переходная кумулятивная зона. В нижней части преобладают верлиты с включениями нижележащих гарцбургитов и дунитов. Верхняя часть имеет габбро-клинопироксенитовый состав.

III. Габброиды.

IV. Габбро-диабазовый дайковый комплекс.

V. Кремнисто-базальтовая толща

VI. Зоны меланжа

*Метаморфические перидотиты* представлены ультрамафитами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. Они слагают крупные массивы и представлены гарцбургитами, дунитами, их серпентинизированными разновидностями и серпентинитами. Преобладающими породами являются гарцбургиты, которые характеризуются неравномерным струйчатым распределением ортопироксена (от 5 до 35%). Дуниты наблюдаются в виде чередующихся полос среди гарцбургитов, согласных со струйчатостью ортопироксена. Границы дунитов и гарцбургитов могут быть как резкие, так и постепенные. Иногда в гарцбургитах отмечается клинопироксен, с содержанием 5-10% (Иджимский, Эргакский массивы), что позволяет отнести их к лерцолит-гарцбургитовому парагенезису. Вероятно, что дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс тяготеет к нижней части разреза ультрамафитов, а лерцолит-гарцбургитовый – к верхней (Сибилев, 1980).

Серпентиниты слагают, преимущественно, чешуи и мелкие пакеты офиолитового покрова. Они, обычно, обильно насыщены магнетитом, поэтому выделяются в магнитных полях и хорошо прослеживаются, по результатам геофизических исследований, в плохо обнаженных участках. Серпентиниты имеют, преимущественно, антигоритовый состав. Среди серпентинитов отмечаются тремолититы, родингиты и нефриты. С серпентинитами связана промышленная асбестовая минерализация, наиболее значительная – в западном контакте Коярдского и Орешского «ядер» (Сибилев, 1980).

**Переходная кумулятивная зона** имеет сложное брекчиевиднополосчатое строение и представлена сочетанием дунитов, перидотитов, верлитов, пироксенитов, троктолитов и габбро. В нижней части зоны отмечаются многочисленные реликтовые линзы и угловатые блоки–ксенолиты перидотитов и дунитов среди габброидов. В ней отчетливо проявляется реакционные соотношения перидотитов с габброидами. Зональность зерен клинопироксенов, в верлитах и клинопироксенитах, свидетельствует об их реакционно-магматическом происхождении, обусловленном воздействием высокотемпературной магмы на твердый субстрат перидотитов и дунитов. В верхней части преобладают клинопироксениты, троктолиты и диопсид-анортитовые габбро. Породы обнаруживают грубую полосчатость и неравномерно изменены вторичными процессами.

**Габброиды.** Снизу вверх, по разрезу, состав габброидов закономерно изменяется. Внизу преобладают троктолиты и диопсид-анортитовые габбро, вверху – эвкритовые габбро и, реже, кварцсодержащее габбро. Собственно габбро слагают большую верхнюю часть габброидного разреза. Макроскопически это полосчато-такситовые габбро, с шлировыми участками, обогащенными темноцветными минералами. Иногда среди габбро отмечаются ксенолиты или маломощные линзы клинопироксенитов. Таким образом, для нижней части габбро характерна линзовидная полосчатость, а в верхней, появляются более массивные, нередко мелкозернистые лейкогаббро, густо пронизанные жилами диабазов. Все габброиды интенсивно изменены.

**Габбро-диабазовый дайковый комплекс.** В нижней части дайкового комплекса встречаются разнообразные ксенолиты габбро и пироксенитов. Однако большая часть комплекса состоит из серии параллельных, тесно перемежающихся даек диабазов, диабазовых порфиритов, габбро-диабазов, диорит-порфиритов. Изредка встречаются дайки альбитофиров. Мощность их колеблется от 0,1 до 5 м. Верхняя часть комплекса состоит из более однообразных диабазов с ксенолитами алевролитов и кремнистых пород, которая сменяется грубослоистой толщей метабазальтов, метатуфов и диабазов. Верхняя часть комплекса сходна с нижней частью чингинской свиты.

**Кремнисто-базальтовые толщи** чингинской свиты примыкают, преимущественно, к главному офиолитовому телу с северо-запада. Нижняя часть чингинской свиты сложена пиллоу-лавами, туфами, силлами и дайками диабазов с прослоями метаграувакк и кремнистых пород. Она залегает выше дайковой серии. Верхняя часть чингинской свиты содержит многочисленные черные сланцы (графитистые, кремнистые и туфогенно-глинисто-кремнистые), переменное количество метабазитов, туфов и метаграувакк, прослой черных доломитов. По литологическим особенностям они, очевидно, соответствуют глубоководным осадкам океана, либо нижней части континентального склона, а также краевой части островной вулканической дуги.

По своему химическому составу, габбро-диабазы и метабазальты чингинской свиты, сходны между собой. Они соответствуют толеитам с натриевым уклоном, очевидно, за счет их спилитизации. При этом габброиды, габбро-диабазы из офиолитового разреза и метабазальты чингинской свиты имеют общие особенности метаморфизма. Они претерпели преобразования преимущественно в условиях фации зеленых сланцев, часто с сохранением первичных структур и текстур. Следует отметить, что дайковая серия и нижняя часть метабазальтов чингинской свиты часто оказываются сильно сульфидизированными.

**Зоны меланжа** обычно сложены рассланцованными серпентинитами с разновеликими обломками и глыбами пород массивных перидотитов, вулка-

ногенно-осадочными образованиями чингинской свиты, а также «чуждыми» породами, не известными, в ближайшем окружении, в том числе, брекчированными массивами белыми известняками, глаукофановыми сланцами, гранатовыми амфиболитами. Зоны меланжа слагают, преимущественно, узкие лентообразные полосы, которые прослеживаются на десятки километров. Количество серпентинового «цемента» чаще от 30 до 60%. Важнейшим аргументом, в пользу надвиговой природы зон меланжа, служат их состав и строение, в частности, наличие глубинных и «чуждых» пород, транспортированных вместе с серпентинитами далеко от места их залегания.

**Постофиолитовые формации** представлены вулканогенно-флишоидной серией кембрийского и нижнеордовикского возраста, а также девонскими интрузивными образованиями.

Вулканогенно-флишоидная серия имеет островодужный характер и с несогласием перекрывает офиолитовую. В ряде мест базальные конгломераты содержат обломки всех пород офиолитовой серии. Эта серия начинается с вулканогенных андезит-базальтовых толщ монокской свиты, а завершается кремнисто-флишоидными толщами аласугской свиты. Монокская свита сложена, преимущественно, вулканогенными толщами андезит-базальтового (лейкобазальтового) типа, при подчиненной роли пестроокрашенных яшмоидов; встречаются гравелиты, конгломераты и белые известняки. Подобные породы слагают аласугскую и нижнеордовикскую системхемскую свиту. Однако в этих свитах преобладают граувакки с обломками андезитоидного и андезит-дацитового состава. По-видимому, породы этих свит образуют единую островодужную серию.

К постофиолитовым формациям в исследуемой нами северо-восточной части Куртушибинского пояса относятся также интрузивные образования девона. Они представлены двумя комплексами: большепорожским и джойским. Большепорожский комплекс представлен гранитоидными интрузиями, сложенными плагиогранитами, гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами. Гранитоиды Джойского комплекса сложены преимущественно грани-

тами, при резко подчиненной роли гранодиоритов и кварцевых диоритов, для которых характерна редкоземельная специализация. По этому признаку они резко отличаются от гранитоидов Большепорожского комплекса.

### **3 ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ КАЛНИНСКОГО И ЭРГАКСКОГО МАССИВОВ**

#### **3.1 Калнинский массив**

Калнинский ультрамафитовый массив имеет субизометричную форму, его площадь составляет, примерно, 65 км<sup>2</sup> (рисунок 3.1). Массив является тектоническим блоком, сложенным метаморфическими перидотитами, который окружен тектоническим серпентинитовым меланжем (Катанов и др., 2003ф; Сержантов и др., 2011ф; Чернышов, Юричев, 2013).

Массив представлен неравномерно рестированными ультрамафитами. В его северо-восточной части преобладают дуниты. В юго-западной массив сложен породами полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса. Дуниты и гарцбургиты обычно слабо изменены вторичными процессами, лишь в приразломных зонах они обычно интенсивно серпентинизированы. Среди полосчатых вкрапленных рудных зон иногда встречаются маломощные жилки массивных хромититов (до 1,5 см), полностью сложенных хромшпинелидами, которые обнаруживают как согласное, так и несогласное расположение с полосчатостью и, очевидно, являются более поздними образованиями. Среди дунитов и, реже, гарцбургитов установлены 7 рудоносных зон полосчатых хромититов, протяженностью 900–3000 м и мощностью 70–500 м, имеющих северо-западное простирание (Сержантов и др., 2011ф). Среди ультрамафитов массива выявляются редкие дайкообразные тела ортопироксенитов, клинопироксенитов и мелкозернистых габбро.

Изучение распределения плоскостных структурных элементов в массиве (рисунок 3.2) позволили выявить некоторые закономерности их распределения (Чернышов, Юричев, 2013).

Струйчатость ортопироксена в гарцбургитах имеет северо-западное простирание, преимущественно, с крутым падением на северо-восток. Она

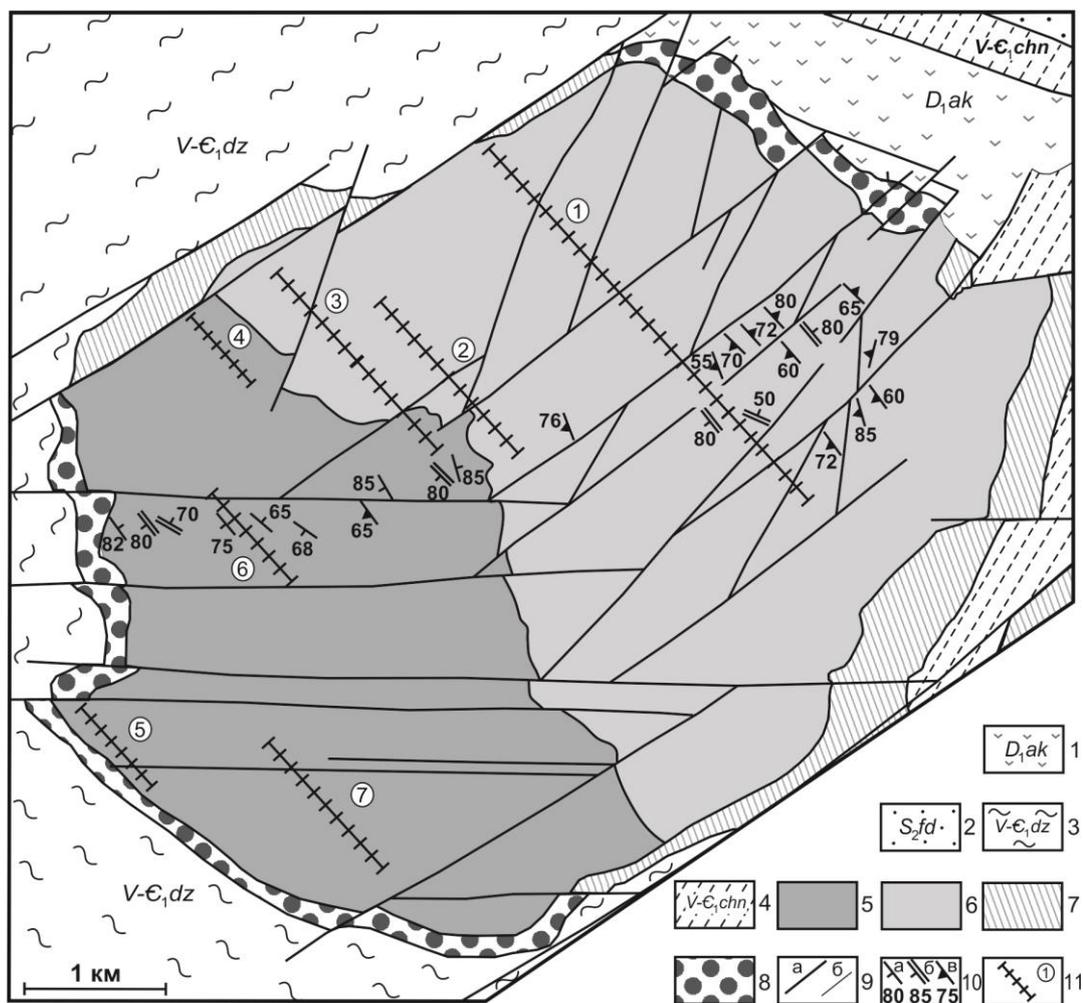


Рисунок 3.1 – Схема геологического строения Калнинского ультрамафитового массива (составлена по материалам С. Г. Катанова, Н. Ф. Сержантова, В. В. Юркина с добавлениями А. И. Чернышова).

1 – нижнедевонская актуругская свита: андезиты, трахиандезиты, лаво- и пирокластиты, реже трахиандезибазалты, андезибазалты, базальты; 2 – верхнесилурийская федоровская свита: разномерные песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, аргиллиты; 3 – венд-нижнекембрийская джебашская серия: метабазалты, метаморфические сланцы кварцевые, серицит-альбит-кварцевые, хлорит-альбит-кварц-карбонатные, серицит-хлорит-кварц-альбитовые, прослои и линзы мраморов, кальцифиров; 4 – венд-нижнекембрийская чингинская свита: базальты, трахибазалты, глинисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые, хлорит-кремнистые сланцы, микрокварциты, прослои и линзы метаалевролитов, метапесчаников, метагравелитов, метаконгломератов; 5-7 – венд-нижнекембрийский Калнинский ультрамафитовый массив: 5 – дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс, 6 – дуниты, 7 – серпентинизированные ультрамафиты нерасчлененные; 8 – серпентиновый меланж; 9 – а) разрывные нарушения, разломы; б) геологические границы; 10 – элементы залегания: а) полосчатости в гарцбургитах, б) минеральной уплощенности, в) хромитовых жил; 11 – рудоносные зоны.

отражает внутреннюю структуру исходного полосчатого дунит-гарцбургитового субстрата. Струйчатость часто подчеркивается трещинками кливажа с близким залеганием, которая устанавливается как в дунитах, так и гарцбургитах. Распределение струек и жилок хромшпинелидов в дунитах является аналогичным ориентировке струйчатости в гарцбургитах, что указывает на структурный контроль хромитового оруденения полосчатой структурой дунит-гарцбургитового комплекса массива.

Зоны оруденения имеют отчетливое полосчатое строение, обусловленное чередованием безрудных ультрамафитов с вкрапленными хромититами, от убого вкрапленных до густо вкрапленных. Зоны оруденения вытягиваются в северо-западном направлении согласно с полосчатой структурой массива, их мощность, обычно, не более 10-15 м. Ширина отдельных полосок менее 10 см, нередко, внутри них отмечается согласное директивное расположение как отдельных зерен хромшпинелидов, так и их агрегатов.



Рисунок 3.2 – Диаграммы ориентировок плоскостных структурных элементов в породах Калнинского массива.

### 3.2 Эргакский массив

Массив имеет овальную форму, с размерами 14×8 км (рисунок 3.3), и вытянут в субмеридиональном направлении. Тектоническим нарушением субширотного простирания массив разделен на два разновеликих блока: юж-

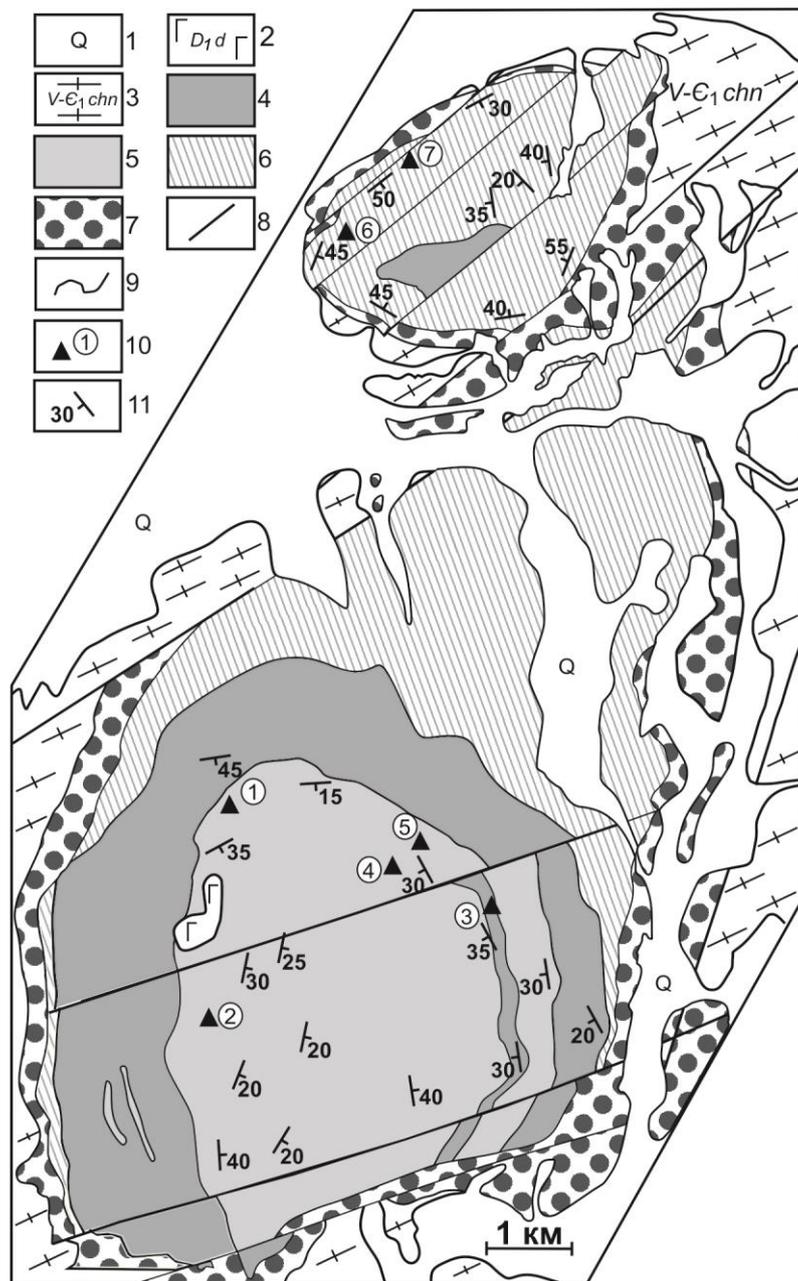


Рисунок 3.3 – Схема геологического строения Эргакского ультрамафитового массива (Составлена по данным Кривенко и др., 2002, с добавлениями автора). 1 – четвертичные отложения; 2 – раннедевонские джойские интрузивные образования: граниты, граносиениты; 3 – венд-нижнекембрийская чингинская свита: базальты, трахибазальты, глинисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые, хлорит-кремнистые сланцы, микрокварциты, прослои и линзы метаалевролитов, метапесчаников, метагравелитов, метакогломератов; 4-6 – поздний рифейский Эргакский ультрамафитовый массив: 4 – гарцбургиты, 5 – дуниты, 6 – серпентиниты, серпентинитизированные породы; 7 – серпентиновый меланж; 8 – разрывные нарушения, разломы; 9 – геологические границы; 10 – проявления хромититов (1 – Привершинное, 2 – Подлысанское, 3 – Коллегановское, 4 – Джакузи, 5 – Путевое, 6 – Рудопроявление 1, 7 – Рудопроявление 2); 11 – элементы залегания полосчатости (Катанов и др., 2003ф).

ный – Лысанский (~75 км<sup>2</sup>) и северный – Малоэргакский (~10 км<sup>2</sup>). Оба блока окружены тектоническим серпентинитовым меланжем.

*Лысанский блок* имеет концентрически-зональное строение (Кривенко и др., 2002). В его строении принимают участие ультрамафиты дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. Отмечается ритмичное переслаивание дунитов и гарцбургитов, с преобладанием одних, либо других. В центральной части преобладают гарцбургиты, затем они сменяются зоной с преобладанием дунитов, а в краевых частях ультрамафиты преобразованы в серпентиниты. Среди гарцбургитов иногда отмечаются лерцолиты и верлиты. На Лысанском блоке известно пять наиболее представительных рудопроявлений хромититов (Кривенко и др., 2002): Привершинное, Подлысанское, Коллегановское, Джакузи, Путевое (рисунок 3.3). Также отмечаются многочисленные участки, обогащенные хромшпинелидами. В коренном залегании, среди дунитов и гарцбургитов, хромититы встречаются очень редко, в виде маломощных жилообразных тел мощностью до 0,5 м и протяженностью до 4 м, либо в виде мелких шлиров и струйчатых обособлений. Мощность хромитовых зон составляет 20-80 м. В зонах серпентинитового меланжа хромититы встречаются в виде будин с размером до 0,8×1,2 м, которые очевидно образовались в результате деструкции более крупных рудных тел в процессе тектонического сучивания. Содержание хромшпинелидов в хромититах значительно варьирует от убого вкрапленных (10–30 %) до густовкрапленных (до 90 %), вплоть до сплошных. По классификации Н. В. Павлова (Павлов, 1949), хромшпинелиды соответствуют субферрихромитам (Привершинное хромитопроявление), субферриалюмохромитам (Коллегановское проявление) и алюмохромитам (Подлысанское проявление).

Анализ распределения элементов первичной полосчатости в ультрамафитах Лысанского блока Эргакского массива (данные С. Г. Катанова) (рисунок 3.4) (Катанов и др., 2003ф) позволил выявить внутреннее строение массива, которое имеет чашеобразную структуру. При этом в восточной части залегание полосчатости варьирует от пологих до средних углов (до 40-45°), а

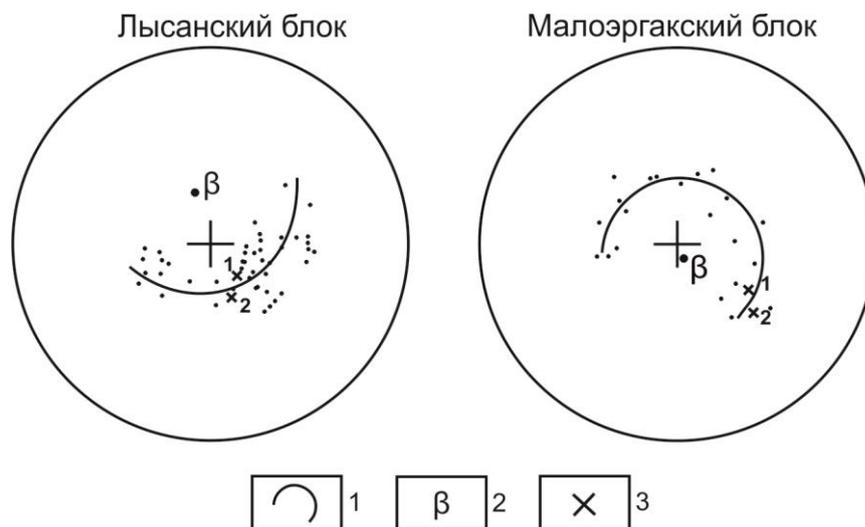


Рисунок 3.4 – Диаграммы полосчатости в ультрамафитах Эргакского массива. 1 – траектория рассеивания полюсов полосчатости в ультрамафитах, 2 – кинематическая ось складчатости ( $\beta$ ), 3 – залегание хромитовых прожилков: на Подлысанском рудопроявлении Лысанского блока, на рудопроявлениях «1» и «2» Малоэргакского блока.

в западной, обычно, пологое ( $15-30^\circ$ ). Полюсы полосчатости обнаруживают тенденцию к растягиванию по дуге малого круга с радиусом  $56^\circ$ , что позволяет установить складчатую внутреннюю структуру массива и отнести ее к коническому типу (Сыстра, 1978; Казаков, 1980). Ось складчатой структуры ( $\beta$ ) круто (под углом  $60^\circ$ ) погружается на юго-восток (по азимуту  $165^\circ$ ). В коренных обнажениях редко встречаются струйчатые обособления хромшпинелидов и мелкие шлиры вкрапленных хромититов. Их залегание согласно ориентировке полосчатости во вмещающих дунитах и гарцбургитах (рисунок 3.4), что указывает на рудоконтролирующую роль исходной полосчатой структуры дунит-гарцбургитового комплекса Лысанского блока.

**Малоэргакский блок**, по сравнению с Лысанским, гораздо меньших размеров, имеет овальную форму и вытянут в северо-восточном направлении (рисунок 3.4). В его строении принимают участие породы полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса, которые интенсивно преобразованы в регенерированные серпентин-оливиновые ультраметаморфиты и оливиниты (Кривенко и др., 2005). По периферии блока располагается зона серпентини-

тового меланжа шириной до 0,25 км. В этом блоке выявлены два рудопроявления хромититов (рисунок 3.4). Они представлены убого-, редко- и средневкрапленными хромититами и локализованы среди регенерированных ультраметаморфитов и оливинитов, которые сложены крупными (до 4×6 мм) зернами оливина.

В Малоэргакском блоке полосчатость погружается под средними и небольшими углами. При этом полюса полосчатости концентрируются по дуге малого круга с радиусом  $45^\circ$ , что также позволяет отнести внутреннее строение этого блока к складчатой структуре конического типа (Сыстра, 1978). Ось складчатой структуры ( $\beta$ ) является субвертикальной и, под крутым углом  $83^\circ$ , погружается на юго-запад. Коренные хромитовые оруденения приурочены к западной эндоконтактной зоне Малоэргакского блока и представлены мелкими прожилками вкрапленных хромититов мощностью до 8 см. Они имеют северо-восточное простирание и контролируются внутренней полосчатой структурой массива (рисунок 3.4).

## **4 ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАМАФИТОВ**

Ультрамафиты Куртушибинского офиолитового пояса неоднократно являлись объектом изучения многих исследователей (Пинус, Колесник, 1966; Добрецов и др., 1977; Сибилев, 1980; Меляховецкий, Скляр, 1985 и др.; Гончаренко, 1989). Однако при их изучении главное внимание отдавалось особенностям геологического строения офиолитов и не уделялось должного внимания процессам пластического деформирования перидотитов, которые способствовали образованию микроструктур и по своим особенностям близки структурам метаморфических пород (Чернышов, 2001). Нами, при изучении ультрамафитов исследуемых массивов, большое внимание уделялось закономерностям изменения их микроструктур, обусловленных процессами пластического деформирования пород, которые протекали как в верхней мантии, так и земной коре на протяжении длительной истории их формирования (Чернышов, Юричев, 2013; Чернышов и др., 2016).

К метаморфическим ультрамафитам относятся дуниты и гарцбургиты, претерпевшим интенсивные преобразования в результате их пластического деформирования и рекристаллизации, а также серпентиниты и оливин-серпентиновые ультраметаморфиты, для которых характерны признаки метаморфических пород (Чернышов, Юричев, 2013; Чернышов и др., 2016).

### **4.1 Деформационные микроструктуры ультрамафитов**

Изученные ультраосновные породы, исследуемых массивов, относятся к дунит-гарцбургитовой ассоциации ультрамафитов, как составные части офиолитовых комплексов (Колман, 1979). Дуниты и гарцбургиты, слагающие Калнинский и Эргакский массивы, постоянно обнаруживают признаки пластической деформации и рекристаллизации, которые выражаются в неоднородном погасании, наличии полос пластического излома, в вариациях разме-

ра зерен породообразующих минералов, в появлении наложенной директивности, а также в проявлении синтетектонической и отжиговой рекристаллизации. Совокупность и сочетание этих признаков проявляются в разнообразных микроструктурах, преимущественно, оливина. Типизация микроструктур оливина проводилась нами на основе классификации французских петрологов (Mercier, Nicolas, 1975), которая учитывает, главным образом, морфологию зерен оливина и их внутреннее строение. Их количественная оценка проводилась с использованием методики С.А. Салтыкова (Салтыков, 1970). Подобная типизация пластически деформированных дунитов и гарцбургитов ранее проводилась на других ультрамафитовых массивах из офиолитовых комплексов (Гончаренко, 1989; Чернышов, 2001; Чернышов, Юричев, 2016).

Среди дунитов и гарцбургитов Калнинского и Эргакского массивов нами выделены следующие основные микроструктурные типы: протогранулярный, мезогранулярный, порфировкластовый (рисунок 4.1). Для регенерированных оливинитов характерны гранобластовый и лейстовый типы. Очередность выделенных типов отражает последовательность образования.

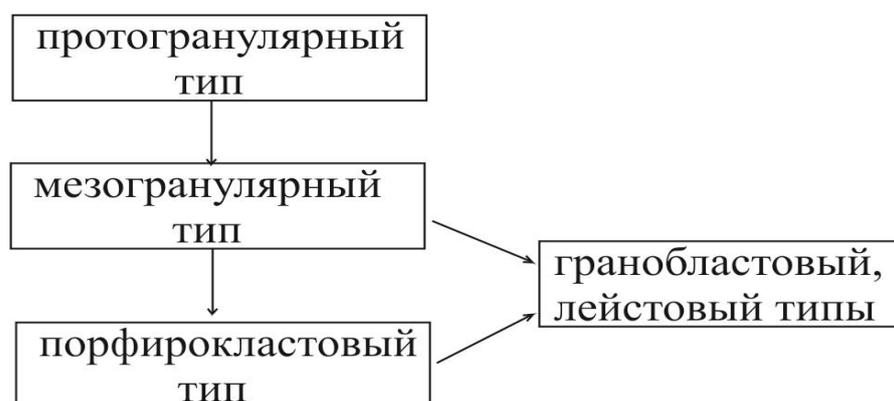


Рисунок 4.1 – Деформационные типы микроструктур оливина для ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов.

Близкие микроструктурные типы установлены в ультрамафитах из офиолитовых комплексов других регионов (Гончаренко, 1989; Гончаренко,

Чернышов, 1990; Чернышов, 2001, 2005; Nicolas et. al., 1971; Carter, 1976; Poirier, 1976; Kaczmarek, 2013 и др.).

Микроструктурные типы оливина отражают прогрессивный этап метаморфизма ультрамафитов, их формирование обусловлено внутрикристаллическим трансляционным и межзерновым скольжением, а также синтетектонической и отжиговой рекристаллизацией оливина (Чернышов, 2001). Последовательность микроструктурных типов находит отражение в увеличении суммарной удельной поверхности зерен оливина и степени их ориентации, определяемых по методике С.А. Салтыкова (Салтыков, 1970).

**Протогранулярный тип** пользуется наибольшим распространением среди дунитов Калнинского массива и редко встречается в Эргакском. Для него характерны максимальные размеры зерен оливина 3-10 мм и незначительная степень деформации (рисунок 4.2 а). Протогранулярный тип

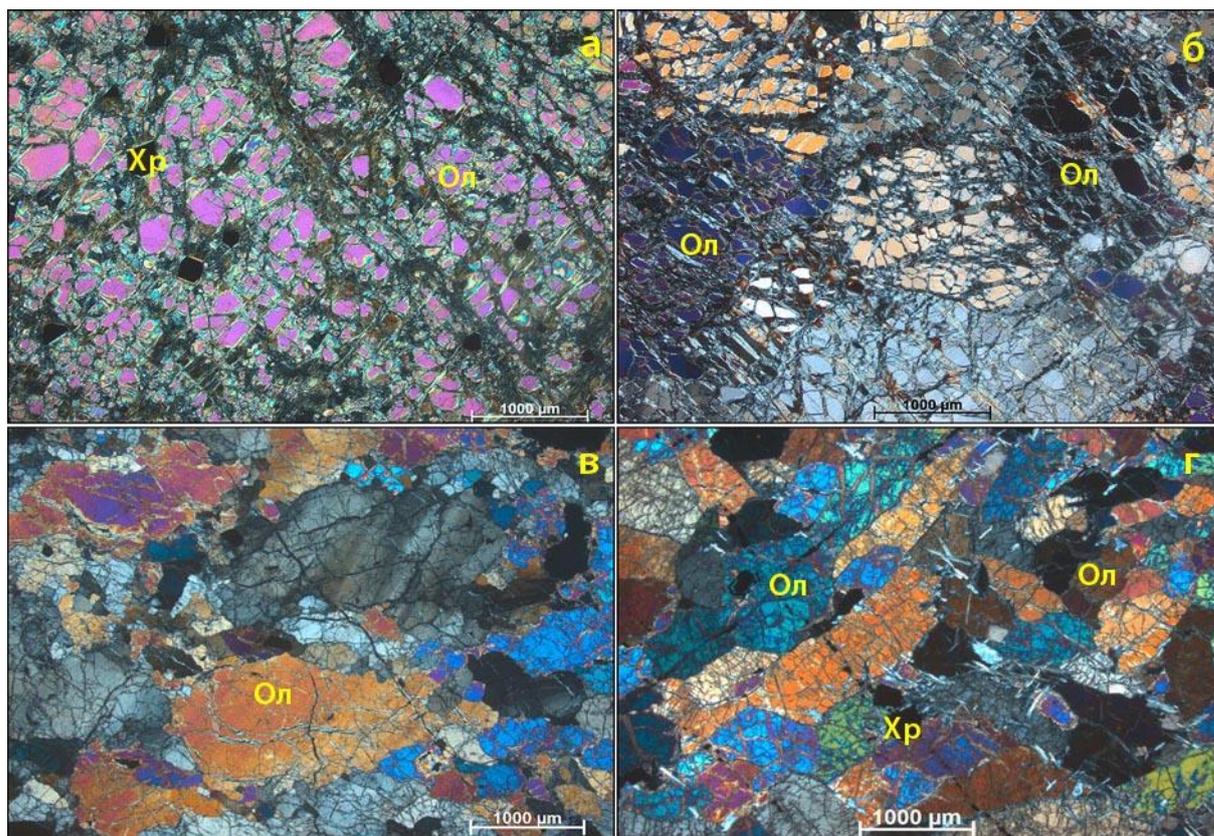


Рисунок 4.2 – Типы деформационных структур в дунитах и оливинитах Калнинского (а, б) и Эргакского (в, г) массивов: а – протогранулярный (Обр. 7037); б – мезогранулярный (Обр. 7036/1); в – порфирокластовый (Обр. Эр-221); г – гранобластовый (Обр. Эр-268). Ол-Оливин, Хр-хромшпинелид. Ник. Х.

обладает наименьшей удельной поверхностью зерен оливина, которые имеют незначительную предпочтительную ориентировку по форме (таблица 4.1). Для оливина характерна субизометричная форма с округлыми и заливообразными контурами. В тройных точках сочленения границы зерен образуют углы  $\sim 120^\circ$ , что свидетельствует об их формировании в твердом субстрате (Вернон, 1970).

Признаки деформации проявляются в наличии редких и широких полос излома по системе  $\{0kl\}[100]$ , иногда отмечаются по  $(110)[001]$ . Иногда проявляются признаки пластической деформации в виде микрозернистого синектонически рекристаллизованного агрегата оливина, который характеризуется очень значительной протяженностью зерен и, почти, отсутствием степени ориентации индивидов.

**Мезогранулярный тип** микроструктуры пользуется значительным распространением как среди дунитов и гарцбургитов Калнинского, так и Эргакского массивов. Он возникает на месте пород с протогранулярным типом микроструктуры (рисунок 4.2 б), между ними отмечаются переходные разновидности. Для дунитов и гарцбургитов с мезогранулярным типом характерна гранобластовая микроструктура, возникающая в результате “распада” крупных зерен оливина на равновесный среднезернистый агрегат индивидов оливина, что находит отражение в увеличении удельной поверхности зерен оливина (таблица 4.1). Зерна оливина субизометричной, часто удлиненной формы, их размер по длине 1,5-4 мм, при ширине 1-2мм, отношение  $l/h=2:1$ . Удлиненные индивиды оливина ориентируются субпараллельно, что способствует выявлению заметной степени ориентации зерен оливина в породах. Степень ориентации определяется формой и ориентировкой зерен. В одних случаях, для субизометричных зерен, она проявляется очень слабо, в других, где отмечается субпараллельная ориентировка зерен оливина, она заметно возрастает. Границы зерен часто образуют углы сочленения под углом  $120^\circ$ , что свидетельствует о их равновесности. Иногда вдоль границ наблюдается

Таблица 4.1 – Удельная поверхность зёрен оливина ( $\Sigma S$ ) и их степень ориентации  $\alpha$  (%) в ультрамафитах Калнинского и Эргакского массивов

№ п/п	№ обр.	Порода, тип структуры	Размеры зерен	$\Sigma S$ (см/см <sup>2</sup> )	$\Sigma S_{из.}$ (см/см <sup>2</sup> )	$\Sigma S_{лин.}$ (см/см <sup>2</sup> )	$\alpha$ (%)
1	К-7038	гарцбургит протогранулярный	крупные зерна	10,3	9,7	0,6	5,8
2	К-7078	дунит протогранулярный с порфирокластезом	крупные зерна	6,3	5,8	0,5	7,9
			мелкие зерна	237,7	234,5	3,2	1,3
3	Эр-204	дунит протогранулярный с порфирокластезом	крупные	9,3	8,7	0,6	6,5
			мелкие	255,5	244,5	11	4,3
4	К-7083	гарцбургит мезогранулярный	крупные зерна	13,5	11,8	1,7	12,6
5	К-7084	гарцбургит мезогранулярный	крупные зерна	15,6	15,1	0,5	3,2
6	Эр-55	гарцбургит мезогранулярный	крупные зерна	14,1	12,5	1,6	11,3
7	К-7071	дунит мезогранулярный	крупные зерна	13,3	11,3	2	15,0
8	Эр-48	дунит мезогранулярный	крупные зерна	14,7	12,7	2	13,6
9	К-7077	гарцбургит порфирокластовый	крупные зерна	12	10,9	1,1	9,2
			мелкие зерна	116,7	112,9	3,8	3,3
10	К-7073	Гарцбургит порфирокластовый	крупные зерна	10,7	9,3	1,4	13,1
			мелкие зерна	119,1	117,1	2	1,7
11	Эр-53	гарцбургит порфирокластовый	крупные зерна	13,5	11,2	2,3	17,0
			мелкие зерна	124	123,5	0,5	0,4
12	Эр-228	гарцбургит порфиroleйстовый	крупные зерна	12,3	9,7	2,6	21,1
			мелкие зерна	123,6	120	3,6	2,9
13	Эр-394	дунит порфиroleйстовый	крупные зерна	11,2	8,8	2,4	21,4
			мелкие зерна	119,5	116,3	3,2	2,7
14	Эр-214	гарцбургит порфиroleйстовый	крупные зерна	34	25,2	8,8	25,8
			мелкие зерна	113,3	110,9	2,4	2,1
15	Эр-221	дунит порфиroleйстовый	крупные зерна	32	22,1	9,9	30,9
			мелкие зерна	113,4	110,8	2,6	2,3

16	Эр-104	оливинит гранобластовый	крупные зерна	31,2	29,7	1,5	4,8
17	Эр-250	оливинит гранобластовый	крупные зерна	28	26,8	1,2	4,3
18	Эр-268	оливинит лейстовый	мелкие зерна	58,8	53,9	4,9	8,3
19	Эр-271	оливинит лейстовый	мелкие зерна	60,7	55,2	5,5	9,1

Примечание: К – Калнинский массив; Эр – Эргакский массив.  $\Sigma S$  – общая удельная поверхность,  $\Sigma S$  из. – изометричная удельная поверхность,  $\Sigma S$  лин. – линейная удельная поверхность,  $\alpha$  – степень ориентации.

незначительная синтектоническая рекристаллизация, с образованием мелкозернистого агрегата.

Пластические деформации оливина проявляются в появлении неоднородного волнистого погасания. Часто отмечаются широкие полосы излома, ориентированные под углом 40-90° к удлинению зерен, которые образуются в результате трансляционного скольжения, преимущественно, по системе  $\{0kl\}[100]$ , иногда по  $(110)[001]$ .

**Порфирокластовый тип** пользуется наиболее значительным распространением среди дунитов и гарцбургитов Эргакского массива. Этот тип возникает на месте прото-, либо мезогранулярного типа в результате интенсивной синтектонической рекристаллизации (рисунок 4.2 в). Он характеризуется наличием порфирокластовых зерен оливина и мозаичного агрегата мелких индивидов оливина, количественные соотношения между которыми определяются степенью синтектонической рекристаллизации.

Порфирокласты имеют субизометричную, часто удлиненную форму, их размер, по длинной оси, составляет 1,5-3 мм, при ширине 0,5-1,5 мм. Удлиненные индивиды обычно ориентируются субпараллельно с образованием наложенной директивности и структура становится **порфиroleйстовой**. Удельная поверхность порфирокластовых зерен близка зернам оливина мезогранулярного типа и возрастает в порфиroleйстовом (таблица 4.1). Степень ориентации порфирокласт определяется их формой, для субизометричных она минимальная, а для субпараллельно удлиненных заметно возрастает. Границы порфирокласт обычно неровные с зазубренными краями. Много-

численные полосы излома по  $\{0kl\}[100]$ , имеют полисинтетический характер и ориентируются под углом  $60-80^\circ$  к удлинению зерен. Образование полос излома при трансляционном скольжении сопровождается значительными углами поворота вокруг оси вращения ( $\alpha$  до  $20^\circ$  и более), с последующим расчленением зерен вдоль этого направления на отдельные индивиды.

Мозаичный синтектонически рекристаллизованный агрегат состоит из мелких субизометричных, реже слабоудлиненных зерен оливина с размерами чаще менее  $0,5$  мм, для которых характерна очень большая удельная поверхность (таблица 4.1). Степень ориентации мелких индивидов очень незначительная и редко становится заметной. В мелких зернах также отмечается неоднородное погасание и полосы излома.

**Гранобластовый тип** устанавливается в регенерированных оливинитах образующихся при вторичной рекристаллизации отжига по пластически деформированным ультрамафитам с мезогранулярным и порфирокластовым типами. В результате отжига признаки пластического деформирования (неоднородное погасание, полосы излома) полностью утрачиваются. Порода приобретает структуру равновесного гранобластового агрегата, при этом для зерен оливина устанавливается однородное погасание. Для гранобластового типа характерно наличие разнообразных по форме зерен оливина, среди которых встречаются призматические, субизометричные, треугольные, трапецевидные. Размер зерен колеблется от  $1$  до  $3$  мм, достигая  $5$  мм и более. Иногда удлиненные, небольшие по размерам, зерна оливина обнаруживают предпочтительную ориентировку по форме и отражают направление директивности в породе. В таком случае структура становится *лейстовой* (рисунок 4.2 г). При этом удельная поверхность и степень ориентации зерен оливина возрастает от гранобластовых оливинитов к лейстовым.

Таким образом, выявленные микроструктуры позволяют установить эволюционную направленность процессов твердопластического течения в ультрамафитах Калнинского и Эргакского массивов. Последовательность микроструктур определяется возрастанием роли признаков пластического

деформирования зерен оливина: неоднородности их погасания, полос излома, изменения формы зерен, их степени ориентации и синтектонической рекристаллизации. В участках локального термического разогрева, происходила вторичная рекристаллизация отжига с образованием гранобластовых оливинитов (Чернышов, 2001). Из приведенной характеристики структурных типов оливина следует, что с увеличением степени деформации пород происходит уменьшение размера зерен минералов, увеличение их удельной поверхности и, нередко, степени анизотропии, что хорошо согласуется с экспериментальными данными (Nicolas et. al., 1973).

## **4.2 Петрографическая характеристика пород**

В составе Калнинского и Эргакского массивов наибольшим распространением пользуются гарцбургиты, дуниты и их серпентинизированные разновидности, иногда встречаются ортопироксениты. При этом тела хромититов устанавливаются как среди дунитов, так и среди гарцбургитов. В Эргакском массиве, в отличие от Калнинского, заметным распространением пользуются регенерированные оливиниты.

Ниже приводится петрографическая характеристика изученных пород.

### **4.2.1 Гарцбургиты**

Структура гарцбургитов преимущественно среднезернистая, мезогранулярная (рисунок 4.3 а), реже крупнозернистая протогранулярная, часто наблюдаются признаки порфирокластовой. Текстура обычно однородная, нередко с наложенной директивностью, подчеркиваемой трещинками кливажа. Количественно-минералогический состав: оливин ~70-86 %; энстатит, соответственно, ~15-30 % (таблица 4.2). Вторичные минералы: хромшпинелид, лизардит, антигорит, хризотил, тальк, тремолит, кальцит, серпофит.

Оливин в гарцбургитах представлен преимущественно зернами средних размеров 2-5 мм, однако, часто встречаются более крупные индивиды до

10 мм. Зерна обычно имеют субизометричную либо неправильную форму с округлыми и плавными заливообразными границами. В гарцбургитах с директивной текстурой зерна оливина часто имеют удлиненную форму и ориентированы субпараллельно. В зернах оливина постоянно отмечаются признаки пластического деформирования в виде неоднородного волнистого погасания и полос пластического излома (рисунок 4.3 б).

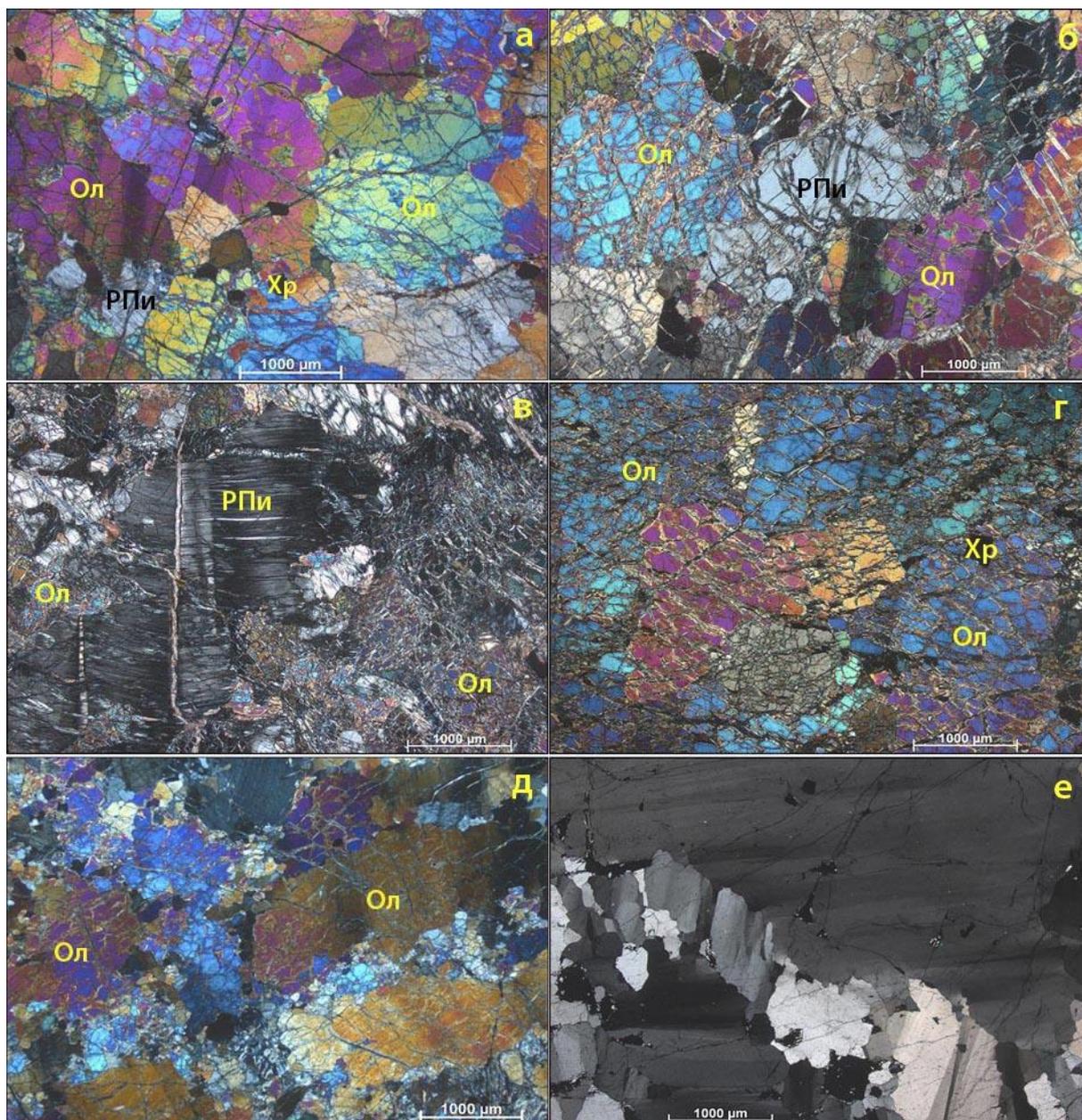


Рисунок 4.3 – Микрофотографии ультрамафитов Калнинского (б, в, е) и Эргакского (а, г, д) массивов: а – гарцбургит с мезогранулярной структурой (Обр. Эр-53); б – гарцбургит с отчетливыми признаками пластических деформаций и порфиорокластеза зерен оливина (Обр. 7073); в – гарцбургит, энстатит пластически деформирован, с образованием полос пластического излома (Обр. 7083); г – дунит с мезогранулярной структурой (Обр. 7072); д –

дунит порфировкласовый (Обр. Эр-220); е – дунит порфиroleйстовый, интенсивно деформированный с перистым расположением полос пластического излома по отношению к директивности зерен оливина (Обр. С-38-306,5). Ол-оливин, РПи-ортопироксенит, Хр-хромшпинелид. Ник. Х.

Таблица 4.2 – Количественно-минералогический состав ультрамафитов и хромититов Калнинского и Эргакского массивов (в объемных %)

№ п/п	№ обр.	Массив	Порода	Ол	ОРх	СРх	Хр	Серп
1	7073	Калнинский	Гарцбургит	70	28	–	2,5	–
2	7077/1	Калнинский	Гарцбургит	70	28	–	1,6	–
3	7036	Калнинский	Дунит	96	–	–	4,1	–
4	7047	Калнинский	Дунит	91	–	–	9,4	–
5	7042/1	Калнинский	Ортопироксенит	–	88	11	1,9	–
6	7045/3	Калнинский	Хромитит	–	–	–	69	31,2
7	С-36/190	Калнинский	Хромитит	–	–	–	36	64,3
8	4076	Эргакский	Гарцбургит	83	15	–	2,2	–
9	3053	Эргакский	Гарцбургит	86	14	–	0,4	–
10	Эр 206	Эргакский	Гарцбургит	80	15	3,0	0,8	1,1
11	Эр 56	Эргакский	Гарцбургит	79	15	2,3	2,0	1,7
12	Эр 221	Эргакский	Дунит	96	–	–	4,1	–
13	Эр 394	Эргакский	Дунит	96	–	–	0,9	3,1
14	Эр 48	Эргакский	Дунит	94	–	–	1,1	4,7
15	Эр 250	Эргакский	Оливинит	80	–	–	9,5	10,7
16	Эр 268	Эргакский	Оливинит	65	–	–	3,1	31,8
17	Эр 269	Эргакский	Оливинит	84	–	–	6,4	9,2
18	Эр 270	Эргакский	Оливинит	82	–	–	6,7	11,6

Примечание: Ол-оливин, ОРх-ортопироксен, СРх-клинопироксен, Хр-хромшпинелид, Серп-серпентин.

Зерна оливина обычно разбиты многочисленными трещинками, которые выполнены петельчатым лизардитом. В некоторых гарцбургитах степень замещения серпентином довольно заметная, при этом жилки лизардита насыщены гидроокислами железа.

Ромбический пироксен представлен энстатитом. Он встречается в виде округлых либо неправильных по форме зерен размером от 1 до 5 мм, которые являются ксеноморфными по отношению к зернам оливина. Они распределены в породе неравномерно, в виде отдельных зерен, либо их скоплений, иногда группируются в субпараллельные цепочки и струйки согласно директивности удлиненных зерен оливина. Зерна энстатита менее деформированы (рисунок 4.3 в), для них отмечается слабо выраженное неоднородное погасание, иногда наблюдается изгиб трещинок спайности. В отдельных участках проявляется синтетоническая рекристаллизация с образованием мелкозернистых мозаичных агрегатов энстатита.

Зерна энстатита обычно имеют свежий облик, лишь в отдельных породах отмечается незначительное замещение жилками лизардита, хризотила и кальцита. Редко, в интенсивно серпентинизированных гарцбургитах, они замещаются псевдоморфозами бастита. По трещинкам и периферии зерен иногда наблюдается замещение тонкозернистыми агрегатами тремолита, талька.

Моноклинный пироксен был обнаружен только в Эргакском массиве. Он отвечает диопсиду, отмечается в виде мелких зерен размером до 0,2-0,4 мм, чаще субизометричной формы. Иногда диопсид наблюдается в виде закономерных, пластинчатых включений в энстатите, контролируемых трещинками спайности.

Хромшпинелиды в гарцбургитах встречаются в виде единичных зерен и небольших скоплений (рисунок 4.4 а). Их размер составляет 0,5-1 мм, иногда до 2 мм. Они имеют как ксеноморфную, так и эвгедральную, субизометричную форму. Удлиненные индивиды вытягиваются согласно директивности породы. Хромшпинелиды окрашены в красно-бурый цвет. По периферии зерен и по трещинкам наблюдается замещение хромшпинелидов черным магнетитом.

В породе наблюдаются секущие трещинки кливажа, вдоль которых отмечается дробление и истирание исходных зерен, как оливина, так и энстатита. Нередко они выполнены мелкозернистыми агрегатами антигорита. Более

крупные трещинки кляважа в гарцбургитах выполнены зональными жилками, сложенные лизардитом, хризотилом, серпофитом и кальцитом.

#### 4.2.2 Дуниты

Структура дунитов обычно средне-, крупнозернистая, реже грубозернистая, мезо- (рисунок 4.3 г), протогранулярная, нередко с признаками порфинокластеза, иногда полностью порфинокластовая (рисунок 4.3 д). Текстура однородная, иногда с наложенной директивной, подчеркиваемой субпараллельными трещинками кляважа, в отдельных породах отмечаются участки брекчирования. Количественно-минералогический состав дунита: оливин ~90-95 %, хромшпинелиды до 5 % (таблица 4.2). Вторичные минералы: лизардит, антигорит, хризотил, серпофит, кальцит, хлорит, магнетит и гидроокислы железа.

Под микроскопом дуниты обнаруживают гетерогранокластовую структуру с отчетливо выраженной директивностью. Наиболее крупные порфинокластовые зерна оливина имеют удлиненную, линзовидную форму и обнаруживают строгую предпочтительную ориентировку, обнаруживающую направление директивности и, соответственно, направлению пластического течения в дунитах. Размер зерен крупных порфинокластовых зерен оливина достигает 3 мм. Эти зерна интенсивно деформированы, в них постоянно отмечается неоднородное волнистое погасание и многочисленные полосы пластического излома. Полосы пластического излома нередко обнаруживают косое “перистое” и симметричное расположение к направлению директивности (рисунок 4.3 е). Такое расположение свидетельствует о интенсивном пластическом течении в условиях сдвига и при больших скоростях. В результате происходит формирование двух множеств зерен оливина, в которых многочисленные полосы излома ориентируются симметрично к направлению директивности. Мелкие зерна оливина имеют субизометричную форму и их размер обычно менее 1 мм. Они образовались в результате синтектонической рекристаллизации (Кичеева, Чернышов, 2013).

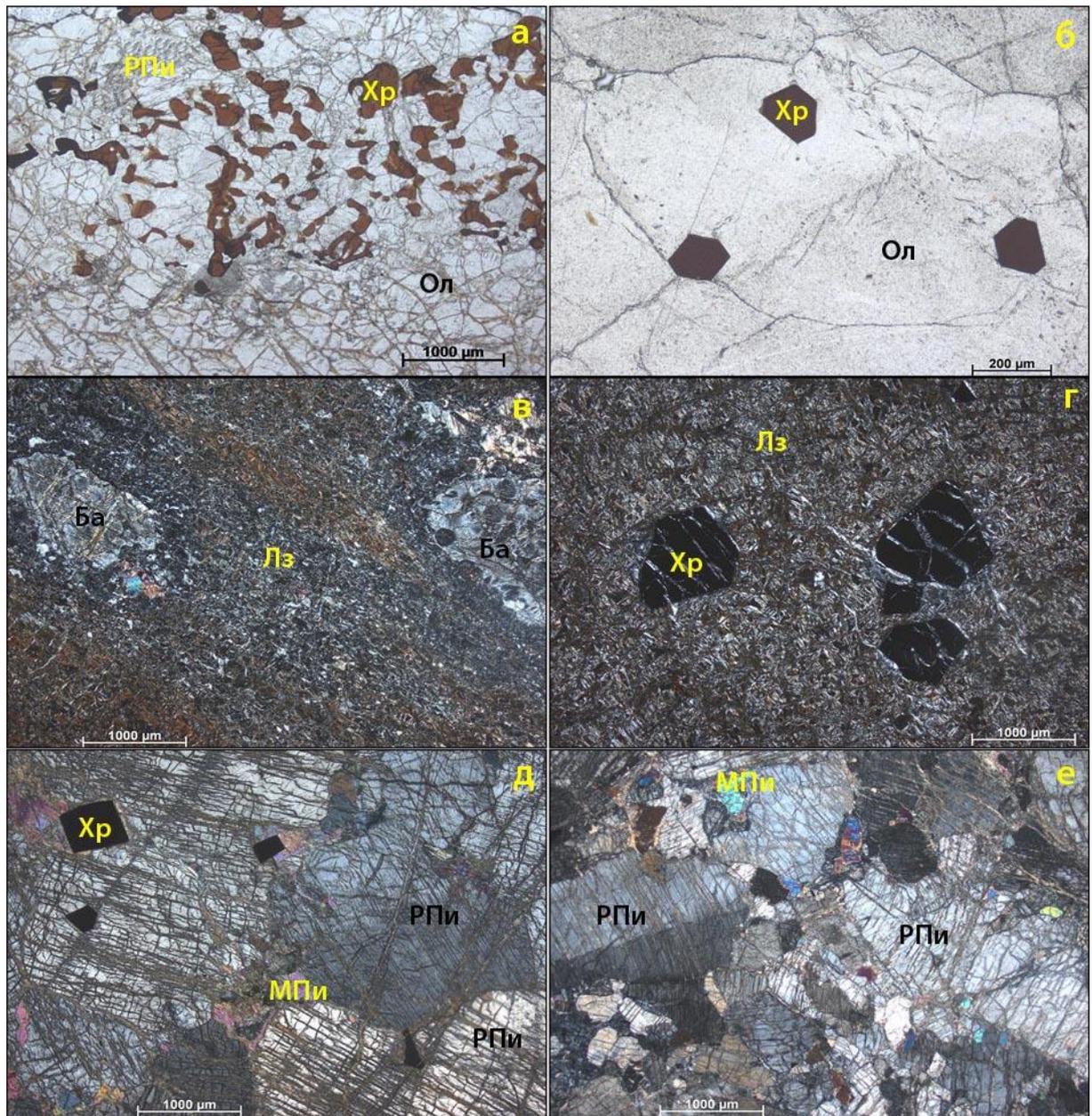


Рисунок 4.4 – Микрофотографии ультрамафитов Калнинского (б, в, г, д, е) и Эргакского (а) массивов: а – гарцбургит мезогранулярный (Обр. 4076); б – дунит с акцессорными зернами хромшпинелидов эвгедральной формы (Обр. С-38-306,5); в – апогарцбургитовый серпентинит хризотил-лизардитового состава с директивной текстурой (Обр. 7039); г – антигорит-лизардитовый аподунитовый серпентинит с петельчатой структурой. Отмечаются субизометричные зерна хромшпинелидов, разбитые трещинками, выполненными жилками лизардита (Обр. 7032); д – ортопироксенит с крупнозернистой структурой (Обр. 7042/1); е – ортопироксенит протогранулярный с участком интенсивного порфирокластеза (Обр. 7042). Ол-оливин, РПи-ортопироксен, МПи-клинопироксен, Ба-бастит, Лз-лизардит, Хр-хромшпинелид. а, б – Ник. II; в, г, д, е – Ник. X.

Дуниты неравномерно насыщены хромшпинелидами от редкой вкрапленности единичных зерен до появления струйчатых и жильных обособлений. Зерна хромшпинелидов представлены, обычно, субизометричными и эвгедральными зернами (рисунок 4.4 б), часто удлиненными эллипсоидальными с размерами, примерно 0,5 мм, редко до 1,5-2 мм. Нередко разбиты трещинками. Зерна окрашены в красно-бурый цвет, иногда до черного. Вытянутые зерна хромшпинелидов обычно обнаруживают отчетливое струйчатое распределение, согласно директивной структуре оливиновых зерен.

Мелкие жилки хромшпинелидов в дунитах имеют вкрапленную структуру. Содержание зерен хромшпинелидов в них составляет 60-70 %, промежутки выполнены лизардитом с петельчатой структурой. Зерна хромшпинелидов имеют субизометричную и неправильную форму. Часто они образуют «сросшиеся» агрегаты, в которых отчетливо различаются границы отдельных индивидов. Размер отдельных зерен хромшпинелидов составляет, преимущественно, от 1 до 2,5 мм.

В других случаях хромшпинелиды в дунитах распределены неравномерно в виде жильных и струйчатых обособлений, ориентированных субпараллельно, обуславливая полосчатую текстуру. При этом зерна хромшпинелидов и сросшихся агрегатов имеют, преимущественно, удлиненную форму и вытягиваются согласно струйчатости и простирацию жилок. Их размер по длине до 3 мм.

Нередко оливин в дунитах интенсивно замещается петельчатым лизардитом. Он наблюдается в виде мелких уцелевших фрагментов, приуроченность которых к одному зерну устанавливается по одновременному погасанию. Участки интенсивной серпентинизации обычно насыщены магнетитом, кальцитом и ржаво-бурыми гидроокислами железа. Степень серпентинизации дунитов составляет 60-70 %.

Трещинки кливажа выполнены жилками тонкозернистого, полуизотропного серпентина, вероятно антигорита, либо продольно-волокнистого серпофита, по периферии последних отмечаются пластинчатые индивиды ан-

тигорита и хлорита. Иногда в дунитах отмечаются жилки хризотила и мелкие индивиды тремолита.

### 4.2.3 Серпентиниты

Серпентиниты представлены апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами.

**Апогарцбургитовые серпентиниты** Калнинского массива имеют лизардитовый состав, а в Эргакском – антигоритовый и лизардит-антигоритовый. Апогарцбургитовые серпентиниты лизардитового состава, по количественно-минералогическому анализу, состоят из лизардита ~70-90%, бастита до 15%, хромшпинелидов до 5%. Апогарцбургитовые серпентиниты антигоритового состава: антигорит ~ 60-80%, лизардит ~10-30%, бастит до 15%, хромшпинелиды до 5%. Вторичные минералы: хризотил и магнетит.

Для обоих серпентинитов характерна порфиروبластовая структура, при этом, основная масса имеет петельчатое строение. Текстура обычно однородная, массивная, иногда встречается полосчатая, обусловленная различной степенью насыщенности магнетитом.

Основная масса серпентинитов в Калнинском массиве сложена лизардитом с петельчатой структурой (рисунок 4.4 в), где петельчатые жилки выделяются желтыми цветами интерференции. Внутренние части петелек сложены секториальным и полуизотропным лизардитом с темно-серыми цветами интерференции, иногда почти изотропен. В основной массе встречаются пластинчатые, неправильные по форме, зерна хризотила, которые отличаются от лизардита положительным знаком зоны.

Основная масса апогарцбургитовых серпентинитов Эргакского массива сложена антигоритом с пластинчатой структурой. Пластинчатый микрозернистый антигорит замещается петельчатым лизардитом. Оливин полностью замещен крипто- и гребенчатыми агрегатами антигорита. Иногда встречаются фрагменты исходного оливина, выделяющиеся высоким рельефом и ярки-

ми цветами интерференции. Среди серпентиновой массы отмечаются также тонкие жилки регенерированного новообразованного оливина.

Энстатит псевдоморфозно замещен микрозернистыми агрегатами серпентинитового, оливин-куммингтонитового состава, либо пластинчатым баститом. Размер баститов составляет 1-2,5 мм, иногда больше. В псевдоморфозах вдоль исходной спайности часто наблюдаются струйки магнетита. Они, обычно, имеют неправильную, реже таблитчатую форму. Наиболее крупные псевдоморфозы часто дезинтегрированы на отдельные индивиды. Центральные части псевдоморфоз обычно сложены серпентином и куммингтонитом, а по периферии – каймами вторичного регенерированного оливина, который образует зерна, либо ветвящиеся жилки. Бастит, по оптическим свойствам, близок к антигориту, он нередко замещается лизардитом с характерным секториальным погасанием. Замещение бастита начинается с периферии псевдоморфозы, при этом возникают своеобразные микроструктуры. Последующее замещение бастита лизардитом сопровождается образованием жилок хризотила, который часто превалирует, создавая спутанно-волокнистые агрегаты.

В апогарцбургитовых серпентинитах лизардитового и антигоритового состава постоянно присутствуют псевдоморфозы бастита, которые нередко деформированы и расчленены на части. В бастите вдоль трещинок спайности иногда сохраняются тонкие ламеллы моноклинного пироксена.

В породах встречаются красно-бурые зерна хромшпинелидов размером до 1,5 мм. Они имеют неправильную либо удлиненную форму и образуют струйки согласно полосчатости. По краям и вдоль трещинок зерна хромшпинелидов окрашены в черный цвет, вследствие их замещения магнетитом.

Магнетит образовался в процессе серпентинизации породы и наблюдается в виде тонких хаотичных черных просечек и жилок среди серпентинового агрегата.

Породу иногда рассекают субпараллельно ориентированные жилки хризотил-асбеста. Они имеют косоволокнистое внутреннее строение.

**Аподунитовые серпентиниты** Калнинского массива имеют, главным образом, лизардитовый состав, а серпентиниты Эргакского массива – антигоритовый состав. Аподунитовые серпентиниты лизардитового состава по количественно-минералогическому анализу, состоят из лизардита ~80-90%, хромшпинелиды до 5%, иногда отмечается антигорит до 8%, клинопироксен до 7%. Аподунитовые серпентиниты антигоритового состава: антигорит ~ 90-98%, хромшпинелиды до 5%. Вторичные минералы: кальцит, хризотил-асбест и магнетит.

Серпентиниты Калнинского массива сложены лизардитом с петельчатой структурой (рисунок 4.4 г). Лизардит в петельчатых жилках имеет белую и желтоватую интерференционную окраску. Во внутренних частях петелек серпентин имеет низкие цвета интерференции с характерными волнистым и секториальным погасанием, часто изотропный. В серпентиновом агрегате встречаются тонкодисперсная вкрапленность, а также хаотичные мелкие жилки и просечки магнетита. Субпараллельные трещинки кливажа также выполнены жилками магнетита.

Иногда среди лизардитового агрегата в отдельных породах встречается антигорит, в виде мелких пластинчатых индивидов, со светло-серой интерференционной окраской и отличается от лизардита положительным знаком зоны. По трещинкам с серпентинитах отмечаются мелкие жилки бесцветного хлорита, которые отличаются наличием аномальных темно-синих цветов интерференции. Они иногда рассекаются тонкими жилками хризотил-асбеста с поперечно-волокнистым строением.

Хромшпинелиды представлены равномерно рассеянной вкрапленностью мелких субизометричных и эвгедральных зерен, имеющих темно-бурую, буровато-коричневую и красно-бурую окраску. Часто они окрашены в черный цвет, вследствие замещения магнетитом. Нередко они имеют удлиненную эллипсоидальную форму и вытягиваются субпараллельно, обнаруживая струйчатое распределение. Их размер составляет обычно около 0,5, иногда до 1 мм (рисунок 4.4 г).

Иногда в серпентинитах отмечается клинопироксен, который, очевидно, является наложенным минералом. Он встречается в виде пятнистых обособлений, которые выделяются желтовато-коричневыми цветами интерференции, размер отдельных индивидов до 1,5 мм. Для зерен клинопироксена характерно неоднородное волнистое погасание.

Серпентиниты Эргакского массива выполнены криптозернистыми и микропластинчатыми агрегатами, а также короткими поперечно-волокнустыми жилками антигорита. Во внутренних частях пластинчатых жилков, иногда встречаются мелкие фрагменты исходного оливина с высокими цветами интерференции. В них отмечаются признаки пластических деформаций в виде неоднородного погасания и полос пластического излома. Агрегаты антигорита обычно насыщены мелкой вкрапленностью, струйками, просечками и жилками магнетита. Наиболее крупные жилки антигорита и магнетита вытягиваются субпараллельно и отражают директивность породы.

В породе зерна оливина замещены агрегатами кальцит-антигоритового состава. При этом кальцитовые агрегаты, часто, пропитаны густой тонкодисперсной вкрапленностью и короткими жилками магнетита, ориентированными вдоль удлинения зерен кальцита. В серпентиновых агрегатах магнетит встречается реже, в виде мелкой неравной вкрапленности.

Красно-бурые зерна хромшпинелидов встречаются редко, их размер до 1 мм. Форма их неправильная и эвгедральная. Иногда они образуют небольшие скопления. Зерна хромшпинелидов интенсивно трещиноваты и окрашены в красно-бурый цвет, а по периферии и вдоль трещинок, интенсивно замещаются черным магнетитом. Нередко, они имеют черный цвет, лишь в центральных частях иногда просвечивают красно-бурым. В зонах трещиноватости хромшпинелиды часто дезинтегрированы, имеют неправильную форму зерен и иногда растянуты в струйки.

#### **4.2.4 Ортопироксениты**

Ортопироксениты встречаются только в Калнинском массиве. Структура пород крупнозернистая, текстура однородная. Количественно-минералогический состав: ортопироксен ~80-90 %, клинопироксен до 10 %, оливин до 3 %, хромшпинелиды до 2 % (таблица 4.2). Вторичные минералы: серпофит и магнетит.

Крупные субизометричные зерна ортопироксена имеют округлые плавные границы, их размер составляет 5-10 мм (рисунок 4.4 д). В интенсивно деформированных ортопироксенитах отмечается порфирокластовая структура, обусловленная синтетектонической рекристаллизацией с образованием мозаичного мелкозернистого агрегата (рисунок 4.4 е).

Клинопироксен наблюдается в виде мелких ксеноморфных зерен, с размером менее 0,5 мм, которые обычно приурочены к краевым частям наиболее деформированных индивидов ортопироксена, а также наблюдаются в них вдоль трещинок спайности. Они выделяются яркими цветами интерференции.

Оливин встречается в виде редких серпентинизированных зерен, обособленных в промежутках зерен ортопироксена. Они обычно разбиты трещинками, выполненными петельчатыми жилками лизардита.

Хромшпинелиды встречаются в виде редких зерен субизометричной, либо эвгедральной формы размером менее 0,5 мм. Они обычно имеют черный цвет, лишь иногда просвечивает темно-бурый. Обособляются хромшпинелиды как вдоль границ зерен ортопироксена, так и наблюдаются в них в виде пойкилитовых включений. Породы иногда рассекаются тонкими жилками серпофита, насыщены магнетитом.

#### **4.2.5 Оливиниты**

Регенерированные оливиниты представлены только в Малоэргакском блоке Эргакского массива. Для них характерно наличие среднезернистой структуры и массивной, иногда сланцеватой текстуры. Они отличаются от

дунитов отсутствием признаков пластических деформаций. Количественно-минералогический состав: оливин ~90-95%, хромшпинелид ~5-10 % (таблица 4.2). Вторичные минералы: лизардит, антигорит.

В шлифах выделяется два типа оливинитов – гранобластовый (рисунок 4.5 а) и лейстовый (рисунок 4.5 б). Оливиниты, с гранобластовой структурой, характеризуются наличием разнообразных, по форме, зерен оливина, среди которых встречаются субизометричные, треугольные. Границы зерен прямолинейные, плавноизогнутые. Размер колеблется от 2 до 5 мм, иногда больше. Для оливина характерно однородное погасание.

Лейстовые оливиниты имеют удлиненную, призматическую форму. Иногда зерна обнаруживают предпочтительную ориентировку по форме и отражают направление директивности в породе. Размер зерен оливина менее 2 мм. Также как и для оливинитов с гранобластовой структурой, для лейстовых оливинов характерно однородное погасание. Иногда в них отмечаются реликтовые цепочки и прожилки магнетита, оконтуривающие зерна оливина. Хромшпинелиды наблюдаются в виде мелких, субизометричных включений в оливине. Их размер менее 0,5 мм.

#### **4.2.6 Хромититы**

Структура хромититов мелко-, среднезернистая, преимущественно, средне и густовкрапленная. Текстура однородная либо полосчатая, обусловленная различной насыщенностью хромшпинелидами. Сложены зернами хромшпинелидов, в процентном количестве 70-80 % при подчиненной роли серпентина по оливину (25-30 %) (таблица 4.2). Вторичные минералы: кальцит, хлорит и магнетит.

Зерна хромшпинелидов обнаруживают как равномерное, так и неравномерное распределение, в виде полосчатых субпараллельных обособлений. Зерна хромшпинелидов наблюдаются в виде отдельно обособленных индивидов, либо их сросшихся агрегатов (рисунок 4.5 в, г), в которых не всегда можно установить границы исходных индивидов. Форма зерен субизомет-

ричная, нередко неправильная угловатая, либо удлиненная, размер зерен составляет от 0,5 до 2-3 мм, а агрегатов до 5-10 мм. При этом удлиненные индивиды и агрегаты вытягиваются согласно полосчатости. Хромшпинелиды имеют кирпично-красный цвет, иногда до темно-бурого, а вдоль трещинок приобретают черный. Их зерна обычно разбиты хаотичными трещинками; мелкие выполнены магнетитом, а, более поздние, крупные – поперечно-волоконистыми жилками серпентина хризотил-лизардитового состава.

Промежутки между зернами хромшпинелидов выполнены интенсивно серпентинизированным оливином, либо петельчатым агрегатом лизардита, полностью заместившем оливин (рисунок 4.5 д, е). В ядрах петельчатых жилок лизардита встречаются мелкие фрагменты уцелевшего оливина, которые выделяются высоким рельефом и яркими цветами интерференции, их принадлежность, к одному зерну, устанавливается по одновременному погасанию. Размер исходных зерен устанавливается не всегда и составляет от 0,5 до 1,5-2 мм. Для оливина характерно однородное и слабо волнистое погасание, иногда встречаются единичные полосы пластического излома. Чаше ядерные части петелек лизардита выполнены тонкозернистым и полуизотропным серпентином либо мелкими зернами карбонатов. Мелкие скопления кальцита выделяются в серпентиновой массе палевыми и перламутровыми цветами интерференции. Они иногда образуют небольшие агрегативные скопления.

Довольно часто, в промежутках хромшпинелидов, встречаются бесцветные чешуйки хлорита, размерами до 2 мм. Для них характерны низкие, буровато-серые цвета интерференции.

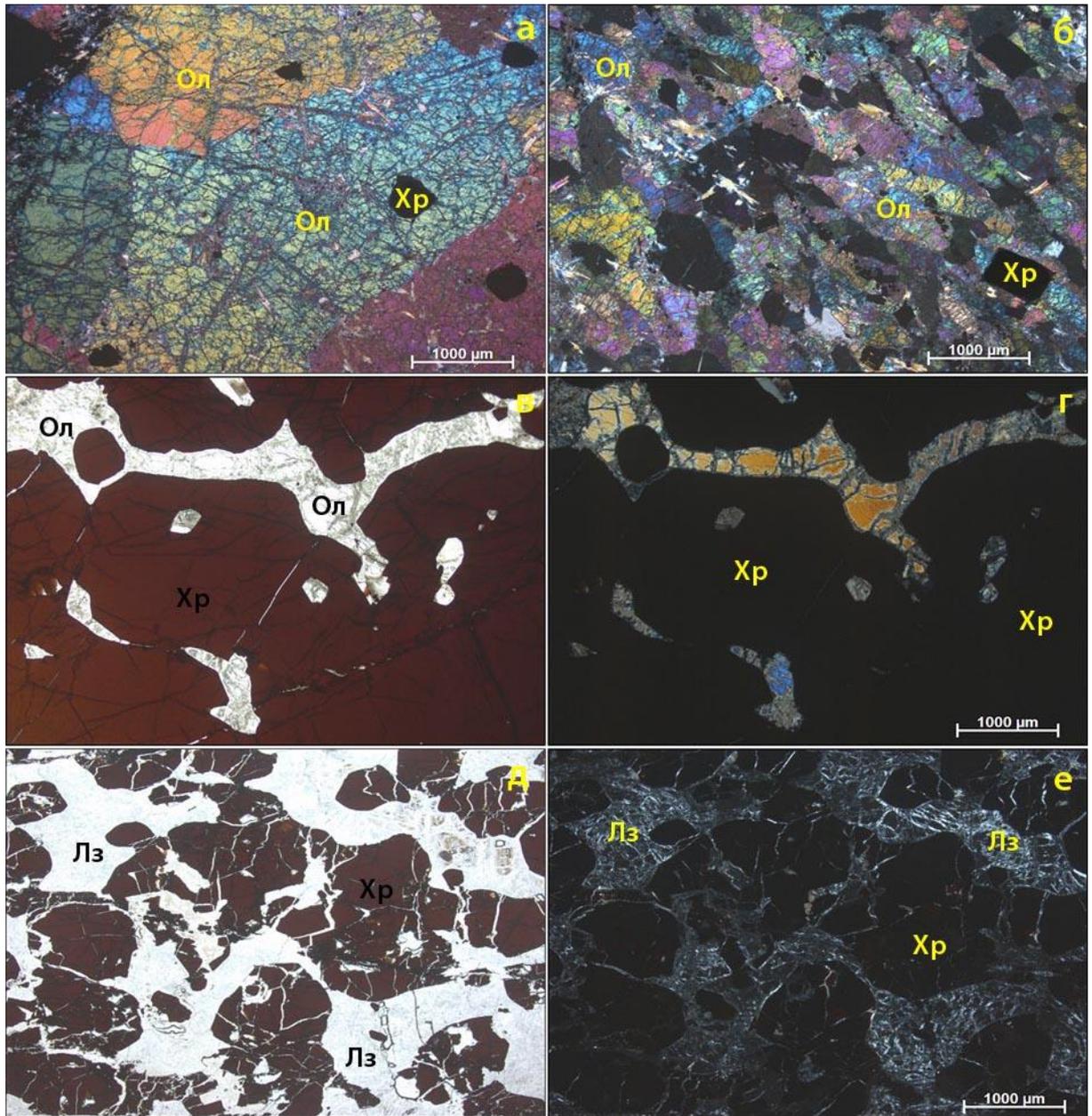


Рисунок 4.5 – Микрофотографии ультрамафитов Калнинского (д, е) и Эргакского (а, б, в, г) массивов: а – оливинит с гранобластовой структурой (Обр. Эр 250); б – оливинит лейстовый (Обр. Эр-268); в, г – хромит сливной (в–ник. II, г–ник.Х) (Обр. Эр-203); д, е – хромитит вкрапленный (д–ник. II, е–ник.Х) (Обр. С-36-271). Ол-оливин, Лз-лизардит, Хр-хромшпинелид.

### 4.3 Особенности минералогического состава ультрамафитов

При рассмотрении особенностей минералогического состава ультрамафитов, основное внимание уделялось изучению вещественного состава оливинов, ортопироксенов и хромшпинелидов в гарцбургитах, дунитах, оливинитах и хромититах Калнинского и Эргакского массивов. Согласно нашим

представлениям наиболее ранними исходными породами являются гарцбургиты. Все другие являются производными, образовавшимися на месте гарцбургитов в результате различных глубинных процессов: деплетирования, метаморфической сегрегации и наложенных высокотемпературных метасоматических процессов.

Проведено сравнение исследуемых минералов в обоих массивах.

#### **4.3.1 Оливины**

*В гарцбургитах*, исследуемых массивов, оливин, по химическому составу, соответствуют форстериту ( $Fa=7,07-10,89$  %) (таблица 4.3). Содержание  $NiO$  в обоих массивах также почти одинаковое: в Калнинском массиве 0,41-0,44 %, в Эргакском 0,35-0,51 %.  $CaO$  и  $MnO$  не были обнаружены, что, возможно, связано с интенсивным рестированием гарцбургитов.

*В дунитах* массивов оливины отвечают форстеритам и обнаруживают близкие составы с оливинами из гарцбургитов (таблица 4.3). При этом для них выявляются более значительные вариации железистости ( $Fa=5,18-9,32$  %). Содержания  $NiO$  в оливине являются близкими и составляют 0,28-0,54 %. В Эргакском массиве устанавливается слабая тенденция уменьшения железистости оливина (до  $Fa=5,18$  %) в порфирокластовых дунитах, то есть с увеличением степени их пластического деформирования, преимущественно, в результате синтетектонической рекристаллизации.  $CaO$  и  $MnO$  обычно не выявляются в оливине, что, возможно, как и гарцбургитах, связано с их интенсивным рестированием.  $CaO$  и  $MnO$  были обнаружены (до 0,1 %) лишь в редких пробах, что, возможно, обусловлено вторичными изменениями оливина. Состав новообразованного, регенерированного оливина в дунитах отличается тенденцией к повышению железистости.

Таблица 4.3 – Химический состав оливинов в ультрамафитах (в мас. %)

Массивы	Калнинский						
	7073	7084	7036/1	7052	7081	7045/1	7074
Обр.							
Порода	гарцбургиты		дуниты				
SiO <sub>2</sub>	40,55	40,85	40,56	40,73	41,07	41,16	40,61
FeO	8,6	8,29	9,1	9,06	7,51	7,35	8,3
MnO	0,16	0,13	0,17	0,14	0,13	0,13	0,13
MgO	49,86	50,31	49,61	49,63	50,81	51,04	49,99
CaO	0,03	0,02	0,05	0,05	0,1	0,1	0,05
NiO	0,41	0,44	0,28	0,35	0,44	0,35	0,34
Сумма	99,6	100,02	99,77	99,96	100,05	100,15	99,47
Пересчет на кристаллохимическую формулу (на 4 «О»)							
Si	0,995	0,996	0,995	0,997	0,997	0,998	0,996
Fe	0,176	0,169	0,186	0,185	0,152	0,149	0,17
Mn	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003
Mg	1,822	1,827	1,812	1,809	1,838	1,843	1,826
Ca	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,003	0,001
Ni	0,008	0,009	0,005	0,007	0,009	0,007	0,007
Сумма	3,005	3,004	3,005	3,003	3,003	3,002	3,004
Расчетные характеристики							
Fa (%)	8,82	8,45	9,32	9,28	7,65	7,47	8,51

Продолжение таблицы 4.3

Массивы	Эргакский							
Обр.	Эр 53	Эр 53/1	Эр 53/2	Эр 206	Эр 206/1	Эр 206/4	4076	4076/1
Порода	гарцбургиты							
SiO <sub>2</sub>	41,8	41,31	41,7	40,79	40,41	40	41,3	40,01
FeO	6,91	8,79	7,32	8,98	10,59	9,37	7,68	7,55
NiO	0,35	0,51	0,42	0,39	0,38	0,48	0,41	0,3
MgO	50,94	49,4	50,56	49,23	48,62	48,84	50,61	48,96
CaO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
K <sub>2</sub> O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,39
Na <sub>2</sub> O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,61
Сумма	100	100,01	100	99,39	100	98,69	100	96,82
Пересчет на кристаллохимическую формулу (на 4 «O»)								
Si	1,010	1,007	1,009	1,002	0,995	0,994	1,002	0,992
Fe	0,140	0,179	0,148	0,185	0,218	0,195	0,156	0,156
Ni	0,007	0,010	0,008	0,008	0,008	0,010	0,008	0,006
Mg	1,834	1,796	1,825	1,803	1,785	1,809	1,831	1,809
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,077
Сумма	2,990	2,993	2,991	2,998	3,005	3,006	2,998	3,053
Fa (%)	7,07	9,07	7,51	9,28	10,89	9,72	7,84	7,96

Продолжение таблицы 4.3

Массив	Эргакский							
Обр.	Эр 394	Эр 394/1	Эр 394/2	Эр 204	Эр 204/2	Эр 220/1	Эр 220/2	Эр 220/3
Порода	дуниты							
SiO <sub>2</sub>	42,38	41,55	42,46	41,62	41,67	42,37	41,28	41,24
FeO	5,08	5,66	6,12	6,24	6,15	6,94	8,56	8,38
NiO	0,34	0,53	0,54	0,33	0,5	0,3	0,3	0,31
MgO	52,2	52,26	50,16	51,8	50,83	49,93	49,86	50,07
CaO	н.о.	н.о.	0,19	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
K <sub>2</sub> O	н.о.	н.о.	0,19	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Na <sub>2</sub> O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,52	н.о.	н.о.
Сумма	100	100	99,28	99,99	99,15	99,24	100	100
Пересчет на кристаллохимическую формулу (на 4 «О»)								
Si	1,014	1,000	1,026	1,003	1,012	1,024	1,005	1,003
Fe	0,102	0,114	0,124	0,126	0,125	0,140	0,174	0,171
Ni	0,007	0,010	0,010	0,006	0,010	0,000	0,006	0,006
Mg	1,863	1,876	1,807	1,862	1,841	1,799	1,810	1,817
Ca	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000	0,000
Сумма	2,986	3,000	2,977	2,997	2,988	2,988	2,995	2,997
Fa	5,18	5,73	6,41	6,33	6,36	7,23	8,78	8,58

Окончание таблицы 4.3

Массивы	Эргакский					
	Эр 250	Эр 250/1	Эр 268	Эр 270/2	Эр 270/3	Эр 203
Порода	оливинит					хромитит
SiO <sub>2</sub>	42,06	41,74	43,24	41,77	42,72	41,97
FeO	1,02	2,61	0,78	1,56	2,41	6,03
NiO	н.о.	н.о.	н.о.	0,36	0,53	1,14
MgO	47,09	50,66	55,98	56,31	54,13	50,4
CaO	0,45	0,64	н.о.	н.о.	0,21	н.о.
K <sub>2</sub> O	3,35	0,67	н.о.	н.о.	н.о.	0,21
Na <sub>2</sub> O	2,39	1,5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	90,17	95,01	100	100	99,79	99,54
Пересчет на кристаллохимическую формулу (на 4 «О»)						
Si	1,051	1,019	1,014	0,988	1,012	1,016
Fe	0,021	0,053	0,015	0,031	0,048	0,122
Ni	0,000	0,000	0,000	0,007	0,010	0,022
Mg	1,754	1,845	1,957	1,986	1,912	1,820
Ca	0,012	0,017	0,000	0,000	0,005	0,000
K	0,107	0,021	0,000	0,000	0,000	0,006
Na	0,116	0,071	0,000	0,000	0,000	0,000
Сумма	3,061	3,026	2,986	3,012	2,988	2,987
Fa	1,20	2,81	0,78	1,53	2,44	6,29

Примечание: Здесь и далее анализы выполнены на базе растрового электронного микроскопа «VEGA II LMU» совмещенного со спектрометрами энергетической (Oxford INCA Energy350) и волновой (Oxford INCA Wave) дисперсией. Fa – содержание фаялитовой молекулы  $[Fa (\%) = Fe / (Fe + Mg) \times 100]$ . н.о. – элементы не выявлены.

В оливинитах Эргакского массива оливин, по химическому составу, соответствует практически форстериту с минимальной железистостью ( $Fa=0,78-2,81\%$ ). Содержание  $NiO$  в оливинитах схоже с дунитами ( $0,36-0,53\%$ ).  $CaO$  и  $MnO$  обычно не выявляются в оливине.

В хромититах Эргакского массива в оливине отмечается тенденция к снижению железистости ( $Fa=6,29\%$ ), при этом содержание  $NiO$  возрастает до  $1,14\%$ .  $CaO$  и  $MnO$  в оливине из хромититов не обнаружены.

#### 4.3.2 Пироксены

*Ортопироксены.* Химический состав ортопироксенов в гарцбургитах Калнинского и Эргакского массивов соответствует энстатиту с железистостью  $7,83-13,81\%$  (таблица 4.4). Однако энстатиты Калнинского массива отличаются от Эргакского тенденцией снижения содержаний  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$ , что, очевидно, подтверждает большую степень деплетирования ультрамафитов Калнинского массива.

*Клинопироксены* были установлены только в ультрамафитах Эргакского массива. Химический состав клинопироксенов соответствует диопсиду (Трегер, 1980) с железистостью  $5,68\%$  (таблица 4.4). Существенное преобладание  $Al^{VI}$  над  $Al^{IV}$  указывает на образование диопсида в условиях высокого давления (Малахов, 1983).

#### 4.3.3 Хромшпинелиды

В гарцбургитах Калнинского массива хромшпинелиды имеют незначительные вариации химического состава и относятся к хромитам и алюмохромитам (рисунок 4.6), а в дунитах – хромшпинелиды отличаются большей вариацией химического состава и представлены алюмохромитами, хромпикотитами и хромитами. Хромшпинелиды из хромититов находятся в поле хромитов.

Таблица 4.4 – Химический состав пироксенов в ультрамафитах (в мас. %)

Массив	Калнинский		Эргакский			
	Обр.	7073	7084	Эр 53	Эр 53/1	Эр 206
Порода	гарцбургит		гарцбургит			
Минерал	энстатит	энстатит	энстатит	энстатит	энстатит	энстатит
SiO <sub>2</sub>	56,95	56,9	57,14	56,49	55,38	56,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	1,42	1,62	1,85	3,55	1,47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	0,57	0,57	0,49	0,64	0,32
FeO	5,49	5,35	6,02	5,35	5,56	5,44
MnO	0,09	0,09	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MgO	35,4	35,34	33,86	35,07	34,13	35,65
CaO	0,86	0,75	0,79	0,75	0,73	0,25
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,02	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	99,98	100,48	100	100	99,99	99,99
Пересчет на кристаллохимическую формулу (на 6 «О»)						
Si	1,962	1,949	1,968	1,943	1,908	1,953
Al <sup>IV</sup>	0,038	0,051	0,032	0,057	0,092	0,047
Al <sup>VI</sup>	0,007	0,006	0,066	0,075	0,144	0,060
Cr	0,012	0,016	0,016	0,013	0,017	0,009
Fe	0,158	0,153	0,173	0,154	0,160	0,156
Mn	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,817	1,803	1,739	1,799	1,754	1,826
Ca	0,032	0,027	0,029	0,028	0,027	0,009
Na	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сумма	4,03	4,012	3,991	4,012	4,011	4,013
Расчетные характеристики						
F	8	7,83	9,07	7,88	8,37	7,884
Wo	1,58	1,38	1,50	1,40	1,39	0,462
Fs	7,87	7,72	8,93	7,77	8,26	7,848
En	90,55	90,9	89,57	90,83	90,36	91,690

Окончание таблицы 4.4

Массив	Эргакский					
Обр	Эр 206/2	4076	4076/1	4076/2	4076/3	Эр 206/2
Порода	гарцбургит					
Минерал	энстатит	энстатит	энстатит	энстатит	энстатит	диопсид
SiO <sub>2</sub>	56,18	57,01	56,64	56,13	57,86	53,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,59	2,8	2,55	3,3	3,35	3,35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,03	0,65	0,46	0,95	1,22	0,79
FeO	5,26	6,1	5,58	6,99	8,05	1,98
MgO	32,92	31,94	34,24	31,7	28,18	18,45
CaO	1,02	1,02	0,53	0,93	1,11	21,5
Сумма	100	99,52	100	100	99,77	100
Пересчет на кристаллохимическую формулу (на 6 «О»)						
Si	1,932	1,971	1,946	1,943	2,006	1,938
Al <sup>IV</sup>	0,068	0,029	0,054	0,057	0,000	0,062
Al <sup>VI</sup>	0,145	0,114	0,103	0,135	0,137	0,142
Cr	0,028	0,018	0,012	0,026	0,033	0,022
Fe	0,151	0,176	0,160	0,202	0,233	0,060
Mg	1,688	1,646	1,754	1,636	1,457	0,989
Ca	0,038	0,038	0,020	0,034	0,041	0,828
Сумма	3,982	3,963	3,996	3,977	3,908	3,979
Расчетные характеристики						
F	8,225	9,676	8,375	11,007	13,810	5,678
Wo	2,003	2,031	1,009	1,842	2,382	44,130
Fs	8,060	9,479	8,291	10,804	13,481	3,172
En	89,937	88,490	90,700	87,354	84,137	52,698

Примечание:  $F = \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})\times 100$ ,  $Wo = \text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mg})\times 100$ ,  
 $Fs = \text{Fe}/(\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mg})\times 100$ ,  $En = \text{Mg}/(\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mg})\times 100$ .

Таблица 4.5 – Химический состав хромшпинелидов в ультрамафитах (в мас. %)

Массивы	Калнинский								
	7073	7084	7036-1	7052	7081	7045-1	7074	7045-2	
Обр.	7073	7084	7036-1	7052	7081	7045-1	7074	7045-2	
Порода	гарцбургиты		дуниты					хр-жилка	
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,06	0,11	0,18	0,14	0,14	0,1	0,15	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,73	16,64	7,48	10,78	14,83	7,42	10,49	7,51	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58,35	52,96	60,2	56,07	54,02	61,72	58,92	61,4	
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,29	0,28	0,24	0,19	0,19	0,18	0,28	0,12	
FeO Общ	20,69	18,11	23	23,2	18,82	19,25	19,16	17,83	
MnO	0,39	0,29	0,4	0,38	0,32	0,37	0,34	0,3	
MgO	8,77	11,1	8,14	8,47	11,21	10,52	10,35	11,8	
NiO	0,09	0,1	0,06	0,04	0,11	0,1	0,04	0,09	
CoO	0,11	0,08	0,07	0,08	0,06	0,08	0,11	0,09	
ZnO	0,27	0,23	0,15	0,17	0,15	0,1	0,18	0,06	
Сумма	99,76	99,83	99,84	99,55	99,85	99,86	99,96	99,35	
FeO*	19,46	16,98	20,2	20,2	16,71	16,64	17,32	14,69	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	1,37	1,26	3,11	3,34	2,35	2,9	2,05	3,49	
Пересчет на кристаллохимическую формулу (на 4 «О»)									
Ti	0,002	0,001	0,003	0,005	0,003	0,004	0,002	0,004	
Al	0,422	0,627	0,299	0,425	0,562	0,292	0,407	0,294	
Cr	1,54	1,34	1,615	1,483	1,374	1,628	1,536	1,611	
Fe <sup>+3</sup>	0,034	0,03	0,079	0,084	0,057	0,073	0,051	0,087	
V	0,006	0,005	0,005	0,004	0,003	0,003	0,005	0,002	
Fe <sup>+2</sup>	0,543	0,454	0,573	0,565	0,449	0,464	0,477	0,407	
Mn	0,011	0,008	0,011	0,011	0,009	0,01	0,009	0,008	
Mg	0,436	0,529	0,412	0,422	0,537	0,523	0,508	0,583	
Ni	0,002	0,003	0,002	0,001	0,003	0,003	0,001	0,002	
Co	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	
Zn	0,007	0,005	0,004	0,004	0,004	0,002	0,004	0,002	
Сумма	3,007	3,004	3,004	3,004	3,004	3,003	3,005	3,003	
Расчетные характеристики									
F'	55,5	46,2	58,2	57,2	45,5	47	48,4	41,1	
Cr'	78,5	68,1	84,4	77,7	71	84,8	79	84,6	
F''	1,7	1,5	4	4,2	2,9	3,6	2,5	4,4	

Продолжение таблицы 4.5

Массивы	Эргакский								
Обр.	Эр 53	Эр 53/1	Эр 206	Эр 206/1	4076	4076/1	Эр394	Эр 394/1	Эр 204
Порода	гарцбургиты						дуниты		
SiO <sub>2</sub>	3,97		0,79	0,47		0,55	0,74	0,74	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,29	23,31	44,42	50,01	42,5	45,19	8,55	10,53	13,7
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	45,03	45,28	24,05	18,42	26,45	23,28	63,88	60,92	55,7
FeO Общ	18,56	19,1	12,81	11,9	13,11	12,74	17,53	16,87	18,3
MgO	10,58	11,9	17,93	18,93	17,94	18,03	8,77	10,63	11,15
Na <sub>2</sub> O	0,56	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,53	0,31	0,52
Сумма	99,99	99,59	100	99,73	100	99,79	100	100	100
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	1,83	1,65	3,90	1,50	0,46	2,25	0,29	1,61
FeO	17,81	17,45	11,33	8,39	11,76	13,15	19,55	17,13	16,85
Пересчет на кристаллохимическую формулу (на 4 «О»)									
Si	0,11	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02
Al	0,68	0,76	1,33	1,47	1,29	1,36	0,29	0,36	0,46
Cr	0,97	0,99	0,48	0,36	0,54	0,47	1,48	1,41	1,26
Fe Общ	0,42	0,44	0,27	0,25	0,28	0,27	0,43	0,41	0,44
Mg	0,43	0,49	0,68	0,70	0,69	0,69	0,38	0,46	0,48
Na	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03
Fe <sup>+3</sup>	0,02	0,04	0,03	0,07	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03
Fe <sup>+2</sup>	0,41	0,40	0,24	0,17	0,25	0,28	0,48	0,42	0,40
Сумма	3,07	3,11	3,06	3,04	3,07	3,08	3,11	3,10	3,12
Расчетные характеристики									
F'	48,6	45,1	26,2	19,9	26,9	29,0	55,6	47,5	45,9
Cr	58,7	56,6	26,6	19,8	29,5	25,7	83,4	79,5	73,2
F''	1,0	2,1	1,7	3,8	1,6	0,5	0,0	0,0	2,0

Продолжение таблицы 4.5

Массивы	Эргакский							
Обр.	Эр 220	Эр 220/1	Эр 250	Эр 250/1	Эр 268	Эр 270	Эр 270/1	Эр 270/2
Порода	дуниты		оливиниты					
SiO <sub>2</sub>	0,59	0,68	0,61	0,49	0,62	2,52	0,71	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,97	42,06	5,33	6,55	6,12	5,32	6,76	6,3
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,02	25,48	63,04	61,36	64,87	62,81	63,02	63,59
FeO Общ	15,15	13,7	22,46	22,25	16,17	19,05	19,12	19,56
MgO	15,56	16,99	7,48	9,35	11,69	7,72	10,02	8,79
Na <sub>2</sub> O	0,7	0,93	н.о.	н.о.	0,53	1,88	0,38	0,46
Сумма	99,99	99,84	98,92	100	100	99,3	100,01	99,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	1,83	1,65	3,90	1,50	0,46	1,79	0,54
FeO	14,40	12,05	20,98	18,74	14,82	19,46	17,51	19,07
Пересчет на кристаллохимическую формулу (на 4 «О»)								
Si	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,07	0,02	0,01
Al	1,19	1,27	0,19	0,22	0,21	0,19	0,23	0,22
Cr	0,60	0,52	1,48	1,41	1,52	1,48	1,46	1,50
Fe Общ	0,33	0,29	0,56	0,54	0,40	0,47	0,47	0,49
Mg	0,60	0,65	0,33	0,40	0,52	0,34	0,44	0,39
Na	0,04	0,05	0,00	0,00	0,03	0,11	0,02	0,03
Fe <sup>+3</sup>	0,02	0,04	0,04	0,09	0,03	0,00	0,04	0,01
Fe <sup>+2</sup>	0,31	0,26	0,52	0,45	0,37	0,48	0,43	0,48
Сумма	3,10	3,09	3,13	3,13	3,11	3,15	3,12	3,13
Расчетные характеристики								
F'	34,2	28,5	61,1	52,9	41,6	58,6	49,5	54,9
Cr	33,3	28,9	88,8	86,3	87,7	88,8	86,2	87,1
F''	0,9	1,9	2,2	5,0	1,9	0,0	2,3	0,7

Окончание таблицы 4.5

Массивы	Эргакский								
Обр.	Эр 394	Эр 394/1	Эр 101	Эр 101/1	Эр 101/2	Эр 101/3	Эр 203	Эр 203/1	Эр 203/2
Порода	хромититы								
SiO <sub>2</sub>	0,4	0,56	0,4	0,35	0,72	1,01	0,59	н.о.	н.о.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,75	12,67	24,91	15,82	23,37	10,94	11,05	10,12	9,37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,04	58,99	43,64	55,78	42,35	58,6	57,89	60,37	62,39
FeO Общ	13,04	13,44	11,98	15,67	12,14	17,35	14,05	14,46	14,9
MgO	16,16	13,94	17,88	10,3	15,94	9,51	15,45	14,6	13,34
Na <sub>2</sub> O	н.о.	0,4	0,72	1,45	1,42	1,58	0,78	0,45	н.о.
Сумма	99,99	100	99,53	99,37	95,94	98,99	99,81	100	100
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,82	1,09	4,17	2,56	2,99	0,81	4,74	3,55	1,90
FeO	9,60	12,46	8,22	17,97	9,45	18,08	9,79	11,27	13,19
Пересчет на кристаллохимическую формулу (на 4 «О»)									
Si	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00
Al	0,47	0,43	0,81	0,53	0,79	0,38	0,38	0,35	0,32
Cr	1,29	1,36	0,95	1,26	0,96	1,36	1,32	1,39	1,45
Fe Общ	0,31	0,33	0,28	0,38	0,29	0,43	0,34	0,35	0,37
Mg	0,69	0,60	0,73	0,44	0,68	0,42	0,67	0,63	0,58
Na	0,00	0,02	0,04	0,08	0,08	0,09	0,04	0,03	0,00
Fe <sup>+3</sup>	0,08	0,02	0,09	0,00	0,06	0,00	0,10	0,08	0,04
Fe <sup>+2</sup>	0,23	0,30	0,19	0,43	0,23	0,44	0,24	0,27	0,32
Сумма	3,08	3,09	3,09	3,13	3,11	3,15	3,10	3,10	3,09
Расчетные характеристики									
F'	25,0	33,4	20,5	49,5	24,9	51,6	26,2	30,2	35,7
Cr	73,6	75,7	54,0	70,3	54,9	78,2	77,8	80,0	81,7
F''	4,5	1,3	4,7	0,0	3,6	0,0	5,7	4,3	2,3

Примечание:  $\Sigma\text{FeO}$  – суммарное железо. Расчет трех- и двухвалентного железа:  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*(\text{вес.}\%) = 52,832 \times [(\Sigma\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{NiO} + \text{Co})(\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + 2 \times \text{TiO}_2)] / 1000$  мол. кол-ва,  $\text{FeO}^*(\text{вес.}\%) = \Sigma\text{FeO}(\text{вес.}\%) - 0,9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^*(\text{вес.}\%)$  (Велин-

ский, Вартанова, 1980).  $F' = \text{Fe}^{+2} / (\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}) \times 100$ ,  $\text{Cr} = \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al}) \times 100$ ,  $F'' = \text{Fe}^{+3} / (\text{Fe}^{+3} + \text{Cr} + \text{Al}) \times 100$ .

Хромшпинелиды из гарцбургитов, дунитов и хромититов Калнинского и Эргакского массивов обнаруживают сходство и представлены хромитами, алюмохромитами, хромпикотитами и пикотитами. А хромшпинелиды из оливинитов Эргакского массива отличаются и представлены хромитами и магнетитами. В гарцбургитах Калнинского массива хромшпинелиды, по химическому составу (таблица 4.5, рисунок 4.6), соответствуют хромитам и алюмохромитам. Они отличаются от хромшпинелидов из гарцбургитов Эргакского массива меньшей глиноземистостью и магнизиальностью, и соответственно, большей железистостью и хромистостью.

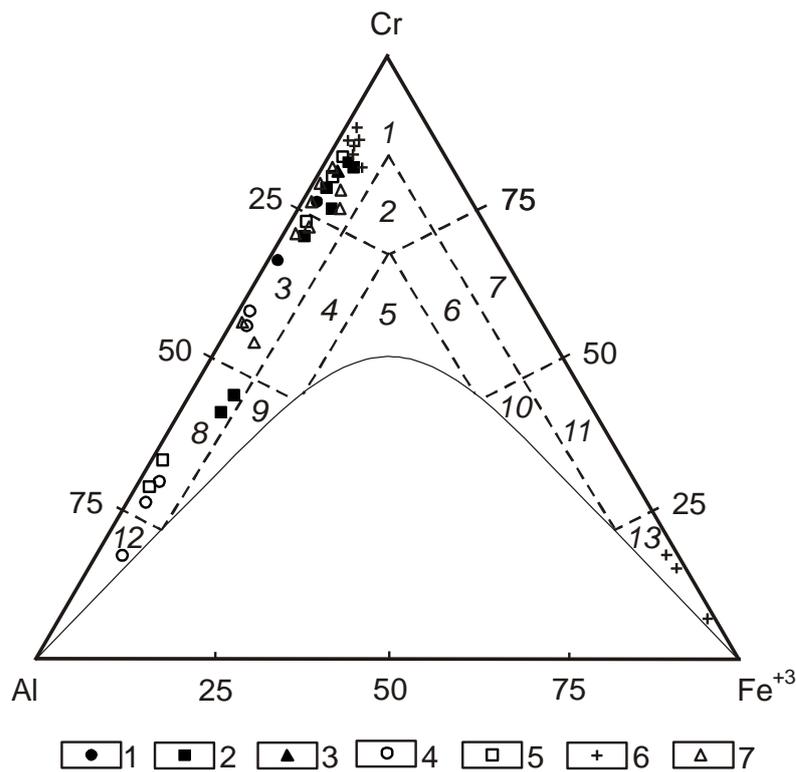


Рисунок 4.6 – Составы хромшпинелидов и магнетитов из ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов на классификационной диаграмме (Павлов, 1949). Калнинский массив: 1 – гарцбургиты, 2 – дуниты, 3 – хромититы. Эргакский массив: 4 – гарцбургиты, 5 – дуниты, 6 – оливиниты, 7 – хромититы. Поля на диаграмме: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихром-пикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит.

Хромшпинелиды из дунитов как Калнинского, так и Эргакского массивов соответствуют хромитам, хромпикотитам и алюмохромитам (таблица 4.5). Для хромшпинелидов, из дунитов, характерны значительные вариации железистости: в Калнинском массиве от 2,5 до 4,2 %; в Эргакском массиве от

0,9 до 2,0 %. Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в дунитах Калнинского массива заметно, 54,02-61,72 % и 7,42-14,83 %, соответственно, при этом в дунитах Эргакского массива наблюдается незначительное увеличение  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (25,48-63,88 %) и существенное увеличение  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (8,55-42,06 %).

По методу, предложенному Ф.П. Лесновым (Леснов и др., 2008), по составу аксессуарных хромшпинелидов проведена оценка степени деплетирования ультрамафитов исследуемых массивов. На рисунке 4.7 отчетливо видно, что наиболее истощенными являются дуниты и гарцбургиты Калнинского массива. Степень их деплетирования составляет примерно 40%.

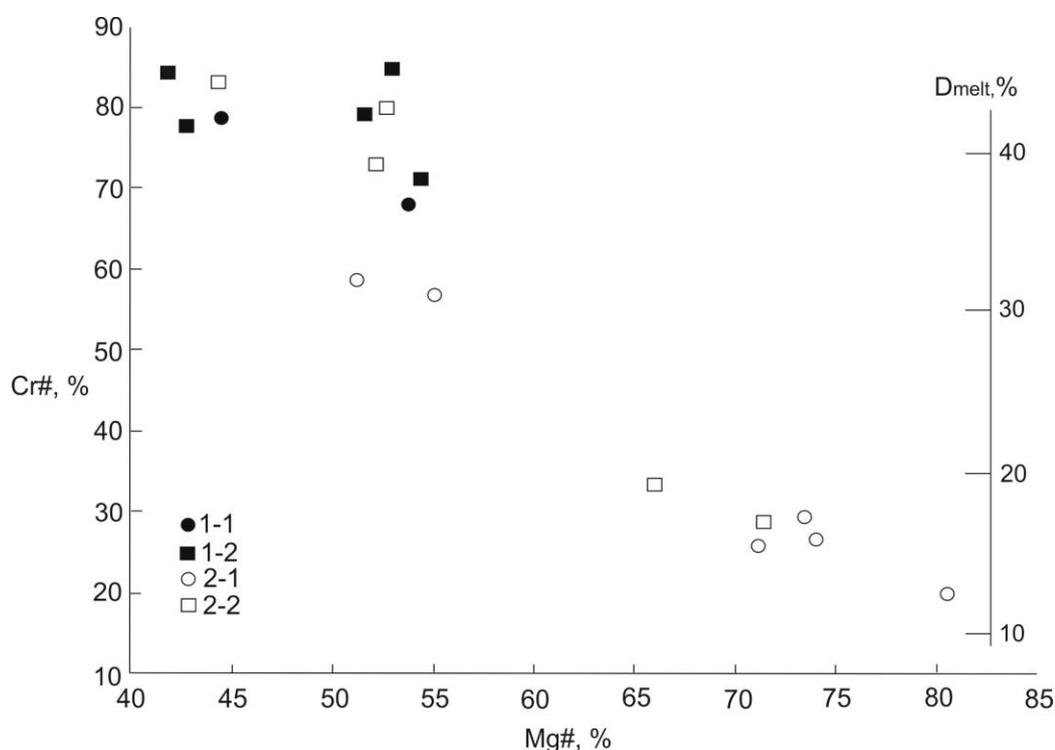


Рисунок 4.7 – Соотношение значений параметров ( $\text{Cr}\#$ ,  $\text{Mg}\#$ ) в аксессуарных хромшпинелидах из ультрамафитов. 1-1:1-2 – Калнинский массив: 1-1 – гарцбургиты, 1-2 – дуниты; 2-1: 2-2 – Эргакский массив: 2-1 – гарцбургиты, 2-2 – дуниты.  $\text{Cr}\# = \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe})\%$ ,  $\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})\%$ ,  $\text{Dmelt} = 0,426 \times \text{Cr}\# + 1,538\%$  по методике Ф.П. Леснова (Леснов, 2008).

Тогда как ультрамафиты Эргакского массива в разной степени деплетированы. Их фигуративные точки образуют два поля концентрации. Одно из них пространственно совмещается с фигуративными точками Калнинского массива и соответствует интенсивно деплетированным ультрамафитам дунит-гарцбургитового парагенезиса. Второе поле фигуративных точек отвеча-

ет степени деплетирования 10-20%, характерному для слабо истощенных ультрамафитов и соответствует лерцолитовому парагенезису.

*В оливинитах*, по химическому составу, хромшпинелиды попадают в поле хромитов и магнетитов (таблица 4.5, рисунок 4.6). Наблюдаются значительные вариации железистости от 0,7 до 5,0 %. Для них отмечается высокая хромистость (61,36-64,87 %) и низкое содержание  $Al_2O_3$  (5,32-6,76 %) по отношению к дунитам.

Хромшпинелиды *в хромититах* Калнинского и Эргакского массивов имеют близкий состав (таблица 4.5) и отличаются от хромшпинелидов, извлекаемых из дунитов, большей железистостью и меньшей хромистостью.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют, что минералы из гарцбургитов Калнинского и Эргакского массивов имеют близкий состав. Это, очевидно, свидетельствует о том, что они являются исходными породами мантийного субстрата. При этом незначительные вариации составов минералов, вероятно, отражают близкий, но неоднородный состав мантийных метаморфических перидотитов.

Существенные различия и большие вариации составов минералов в дунитах и их отличие от минералов в гарцбургитах, вероятнее всего, является отражением неодинаковых термодинамических условий рестирования мантийных перидотитов, способствующих образованию дунитов как в пределах одного, так и разных массивов. Близкий состав хромшпинелидов в хромититах и извлекаемых из дунитов, очевидно, свидетельствует о формировании их в сингенетических условиях.

#### **4.3.4 Платиноиды**

Первые сведения о наличии платиноидов в Верхнеамыльском районе были получены при проведении поисково-съёмочных работ А.В. Крюковым (Херасков и др., 1959ф).

Позднее в начале 2000-х годов в бассейне верхнего и среднего течения р. Амыл Минусинской геолого-разведочной экспедицией проводились поис-

ки хромитов (Катанов и др., 2003ф). В рамках этого проекта сотрудниками ИГГи М СО РАН (г. Новосибирск) в процессе проведения научно-исследовательских работ на Калнинском и Эргакском массивах в хромититах и в аллювиальных пробах была установлена платиноидная минерализация двух типов Os–Ir–Ru и Pt–Pd–Rh (Кривенко и др., 2002; Кривенко и др., 2005; Подлипский, Кривенко, 2005). Первый тип в Эргакском массиве представлен сульфидами ряда лаурит – эрликманит, а в Калнинском – металлическими твердыми растворами Os–Ir–Ru с рутениридосминовой специализацией. Второй тип в Эргакском массиве представлен медистой ферроникельплатиной, туламинитом, звягинцевитом, в Калнинском – этот тип представлен более широко, среди которых преобладают соединения Pt и Fe: изоферроплатина, туламинит, железистая платина и др.

Позднее Д.А. Еханиным в Калнинском массиве также отмечалась повышенная платиновая минерализация (Еханин, 2010). По его данным она представлена двумя ассоциациями. Первая Os–Ir–Ru – пользуется равномерным распространением в дунитах и гарцбургитах, при этом содержание платиноидов увеличиваются в хромититах. Вторая Pt–Pd ассоциация является наложенной и также отмечается как в ультрамафитах, так и хромититах.

Нами минералы ЭПГ определялись в Эргакском массиве в аншлифах на сканирующем электронном микроскопе. Они были установлены только в густовкрапленных хромититах, тогда как в умеренно- и бедновкрапленных хромититах и акцессорных хромшпинелидах из ультрамафитов они не были выявлены. Минералы ЭПГ наблюдаются преимущественно в виде мелких субмикронных, реже эвгедральных зерен размером до 7 мкм, локализованных в центральных частях зерен хромшпинелидов (рисунок 4.8).

Установленные минералы ЭПГ по своему составу объединяются в пять групп: металлические твердые растворы (Cu–Ru–Os, Ir–Os–Ru), сульфиды (дисульфиды ряда лаурит–эрликманит, мышьяксоодержащие лауриты, сульфиды состава Ru–Fe, Ru–Ni–Fe) и сульфоарсениды с преобладанием второй и третьей (таблица 4.6).

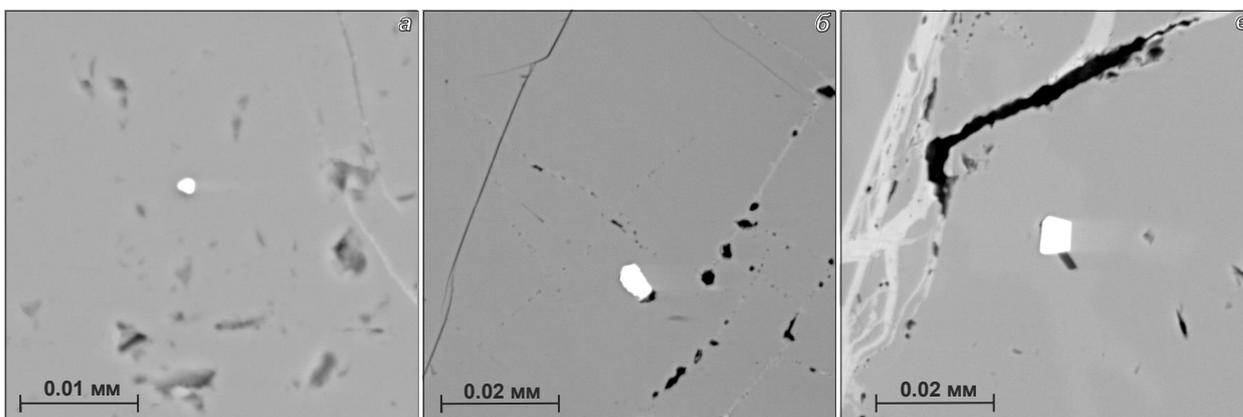


Рисунок 4.8 – Микрофотографии зерен минералов ЭПГ в хромитовой матрице массивных хромититов Эргакского массива (режим BSE). *a* – металлический твёрдый раствор Os–Ir–Ru; *б* – металлический твёрдый раствор Cu–Ru–Os; *в* – дисульфид ряда лаурит–эрликманит.

*Металлические твердые растворы ЭПГ* представлены двумя системами: Ir–Os–Ru и Cu–Ru–Os (рисунок 4.8 а, б). Первая система является обычной для подиформных хромитовых месторождений (Гурская и др., 2004; Киселева и др., 2014; Zaccarini et al, 2008). В нашем случае она отличается преобладанием иридия над осмием, при незначительной роли рутения (таблица 4.6) и по своему составу она хорошо согласуется с аналогичной системой, установленной в Калнинском массиве (Кривенко и др., 2002). Вторая система Cu–Ru–Os отличается высокой ролью меди (~77 мас. %) в триаде (таблица 4.6). Подобная система была установлена в хромитовых рудах Кемпирсайского месторождения (Дистлер и др., 2003).

*Сульфиды ЭПГ* пользуются широким распространением в исследуемом массиве. Наиболее часто они представлены характерными для подиформных хромитов дисульфидами ряда лаурит–эрликманит (рисунок 4.8 в). По химическому составу они в основном соответствуют лауриту с содержанием изоморфного осмия до 10.0 %, иногда в них отмечаются иридий и примесное железо (таблица 4.6).

Мышьяксодержащие лауриты с примесью платины, никеля и кобальта (таблица 4.6), нами выделены в обособленную группу, которые вероятно являются более поздними образованиями по отношению к первичным лауритам.

В сульфидах состава Ru–Fe, Ru–Ni–Fe никель и железо присутствуют в

качестве главных компонентных фаз. Данные рентгеноспектрального микроанализа позволяют отнести найденные соединения к двум типам:  $MeS$  и  $Me_3S_4$  (таблица 4.6).

*Сульфоарсениды ЭПГ* представляют собой изоморфные фазы трех минералов: ирарсита, руарсита и осарсита с преобладающей ролью ирарсита. В их составе отмечается примесь никеля (до 9 мас. %), кобальта (до 3.8 мас. %), сурьмы (до 5.4 мас. %) (таблица 4.6).

Таким образом, в хромититах нами установлены только включения тугоплавких платиноидов  $Os-Ir-Ru$ . Такая их пространственная и генетическая связь с хромом является общепризнанной (Талхаммер, 1996; Melcher et al, 1997). Вероятно, что главным фактором формирования платиноидной минерализации является флюидная мобилизация из несмесимой рудно-силикатной жидкости ЭПГ с последующим их концентрированием с другими компонентами и кристаллизацией из высоконасыщенных флюидов.

Процесс формирования ассоциации установленных минералов ЭПГ, очевидно, осуществлялся в несколько этапов. Наиболее ранними очевидно являются металлические твердые растворы  $Os-Ir-Ru$  и дисульфиды ряда лаурит-эрликманит. Более поздние по отношению к ним являются металлические твердые растворы  $Cu-Ru-Os$ , сульфиды состава  $Ru-Fe$  и  $Ru-Ni-Fe$  и сульфоарсениды, которые вероятно образовались в процессе изменения ранних минералов, обусловленного мантийным метасоматозом, способствующему ремобилизации и переотложению ЭПГ (Киселева и др., 2014; Ahmed, Arai, 2003; Garuti, Zaccarini, 1997; Melcher et al, 1997).

Таблица 4.6 – Химический состав минералов ЭПГ из хромититов Эргакского массива, мас. %

Образец	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Cu	Ni	Co	Fe	As	Sb	S	Сумма	Формула
Твердые растворы Cu–Ru–Os, Ir–Os–Ru														
Эр264-5	2.90	–	19.98	–	–	76.38	–	–	–	–	–	–	99.25	(Cu <sub>0.85</sub> Ru <sub>0.14</sub> Os <sub>0.01</sub> ) <sub>1.00</sub>
Эр394-1	29.56	65.36	4.04	–	–	–	–	–	–	–	–	–	98.96	(Ir <sub>0.64</sub> Os <sub>0.29</sub> Ru <sub>0.07</sub> ) <sub>1.00</sub>
Дисульфиды ряда лаурит-эрликманит														
Эр254-5	28.97	8.53	30.28	–	–	–	–	–	–	–	–	31.42	99.21	(Ru <sub>0.61</sub> Os <sub>0.31</sub> Ir <sub>0.09</sub> ) <sub>1.01</sub> S <sub>1.99</sub>
Эр264-2	3.49	4.75	54.36	–	–	–	–	–	–	–	–	37.12	99.73	(Ru <sub>0.92</sub> Ir <sub>0.04</sub> Os <sub>0.03</sub> ) <sub>0.99</sub> S <sub>2.01</sub>
Эр264-2	2.04	–	59.46	–	–	–	–	–	0.26	–	–	38.43	100.19	(Ru <sub>0.98</sub> Os <sub>0.02</sub> Fe <sub>0.01</sub> ) <sub>1.01</sub> S <sub>1.99</sub>
Эр264-2	2.20	–	58.59	–	–	–	–	–	0.41	–	–	38.29	99.50	(Ru <sub>0.97</sub> Os <sub>0.02</sub> Fe <sub>0.01</sub> ) <sub>1.00</sub> S <sub>2.00</sub>
Эр264-2	3.93	–	57.80	–	–	–	–	–	–	–	–	38.41	100.14	(Ru <sub>0.95</sub> Os <sub>0.03</sub> ) <sub>0.98</sub> S <sub>2.02</sub>
Эр264-3	9.94	–	52.20	–	–	–	–	–	–	–	–	37.44	99.58	(Ru <sub>0.88</sub> Os <sub>0.09</sub> ) <sub>0.97</sub> S <sub>2.03</sub>
Мышьяксодержащие лауриты														
Эр264-6	2.75	5.93	51.48	–	–	–	1.70	–	–	1.48	–	35.00	98.35	(Ru <sub>0.91</sub> Ir <sub>0.05</sub> Ni <sub>0.05</sub> Os <sub>0.02</sub> ) <sub>1.03</sub> (As <sub>0.03</sub> S <sub>1.94</sub> ) <sub>1.97</sub>
Эр264-7	–	–	55.24	–	3.46	–	–	0.45	–	3.61	–	37.06	99.81	(Ru <sub>0.91</sub> Pt <sub>0.03</sub> Co <sub>0.01</sub> ) <sub>0.95</sub> (As <sub>0.08</sub> S <sub>1.97</sub> ) <sub>2.05</sub>
Эр264-8	–	–	53.49	–	4.51	–	1.29	–	–	3.62	–	36.05	98.96	(Ru <sub>0.90</sub> Pt <sub>0.04</sub> Ni <sub>0.04</sub> ) <sub>0.98</sub> (As <sub>0.08</sub> S <sub>1.94</sub> ) <sub>2.02</sub>
Эр264-8	–	–	58.11	–	–	–	1.39	–	–	3.36	–	37.46	100.32	(Ru <sub>0.94</sub> Ni <sub>0.04</sub> ) <sub>0.98</sub> (As <sub>0.08</sub> S <sub>1.94</sub> ) <sub>2.02</sub>
Сульфиды состава Ru–Fe, Ru–Ni–Fe														
Эр264-2	–	–	58.68	–	–	–	–	–	10.00	–	–	31.59	100.27	(Ru <sub>2.34</sub> Fe <sub>0.72</sub> ) <sub>3.06</sub> S <sub>3.94</sub>
Эр264-2	–	–	39.06	–	–	–	19.90	–	9.96	–	–	30.40	99.33	(Ru <sub>0.41</sub> Ni <sub>0.36</sub> Fe <sub>0.19</sub> ) <sub>0.96</sub> S <sub>1.04</sub>
Сульфоарсениды														
Эр264-4	–	27.68	9.35	12.67	–	–	–	3.81	1.77	25.27	1.24	18.24	100.04	(Ir <sub>0.31</sub> Rh <sub>0.27</sub> Ru <sub>0.20</sub> Co <sub>0.14</sub> Fe <sub>0.07</sub> ) <sub>0.99</sub> (As <sub>0.74</sub> Sb <sub>0.02</sub> S <sub>1.25</sub> ) <sub>2.01</sub>
Эр394-1	23.68	32.91	5.96	–	–	–	9.03	–	0.72	16.60	–	10.40	99.29	(Ir <sub>0.32</sub> Ni <sub>0.28</sub> Os <sub>0.23</sub> Ru <sub>0.11</sub> Fe <sub>0.02</sub> ) <sub>0.96</sub> (As <sub>0.41</sub> S <sub>0.63</sub> ) <sub>1.04</sub>
Эр394-1	–	51.48	3.13	–	–	–	4.35	–	–	21.04	5.39	14.20	99.58	(Ir <sub>0.70</sub> Ni <sub>0.19</sub> Ru <sub>0.08</sub> ) <sub>0.97</sub> (As <sub>0.73</sub> Sb <sub>0.12</sub> S <sub>1.18</sub> ) <sub>2.03</sub>

#### 4.3.5 Температуры оливин-хромитовых равновесий

Температурные оценки оливин-хромшпинелидового равновесия разрабатывались многими исследователями (Jackson, 1969; Evans, Frost, 1975; Roeder et. al., 1979; Fabries, 1979 и др.). Для оценки оливин-хромитового равновесия нами использован геотермометр Фабри (Fabries, 1979). Преимущество этого геотермометра состоит в том, что он отражает перераспределение железа и магния в парагенезисе оливин-хромшпинелид на различных стадиях эволюции ультрамафитовых массивов и регистрирует термальные уровни динамического равновесия, связанных с эволюцией ультрамафитов.

Температурные равновесия для хромититов и ультрамафитов исследуемых массивов, претерпевших метаморфические преобразования на уровнях доконсолидационного, синконсолидационного и постконсолидационного этапов их пластических деформаций, были рассчитаны по геотермометру Фабри (Fabries, 1979) и которые обнаруживают отличия.

Наиболее высокотемпературными образованиями являются хромититы (таблица 4.7), которые образовывались среди дунитов в зонах интенсивного пластического течения в процессе рестирования исходных гарцбургитов.

Ультрамафиты доконсолидационного этапа с протогранулярными и мезогранулярными структурами характеризуются наиболее высокими температурными равновесиями ~ 850-770 °С. Отмечается уменьшение температур от протогранулярных к мезогранулярным ультрамафитам, которые отражают смену высокотемпературных систем трансляционного скольжения от (010)[100] к {0k1}[100].

Ультрамафиты синконсолидационного этапа, отличаются проявлением интенсивного порфирокластеза с образованием порфирокластовых и порфиролейстовых структур. Для них характерен значительный диапазон вариаций температурных равновесий ~ от 640 до 800 °С (таблица 4.7). Такой диапазон обусловлен неравновесной степенью проявления пластического течения, осуществляемого как трансляционным скольжением по системам {0k1}[100] и (110)[001], так и синтектонической рекристаллизацией в условиях комби-

нации осевых и сдвиговых деформаций при увеличении скорости, возрастающей роли стресса и снижения температур.

На постконсолидационном этапе образовались регенерированные оливиниты в результате высокотемпературной рекристаллизации вторичного отжига (~ 450-500 °С) под влиянием термического воздействия на пластически деформированные ультрамафиты более молодых габбровых интрузий.

Таблица 4.7 – Расчет температур оливин-хромитовых равновесий в ультрамафитах Калнинского и Эргакского массивов

№ п/п	№ обр.	Порода	Структура	KD	T° С (по Фабри)
1	Эр-203	хромитит	сливной	5,79	1012
2	К-7045/1	дунит	протогранулярный	10,99	844
3	К-7074	дунит	протогранулярный	10,08	830
4	К-7081	дунит	протогранулярный	10,08	788
5	К-7052	дунит	протогранулярный	13,06	768
6	К-7036	дунит	мезогранулярный	13,53	792
7	К-7084	гарцбургит	мезогранулярный	9,28	785
8	Эр-4076	гарцбургит	мезогранулярный	4,17	778
9	К-7073	гарцбургит	порфирокластовый	12,86	762
10	Эр-53	гарцбургит	порфирокластовый	16,82	555
11	Эр-53/1	гарцбургит	порфирокластовый	8,24	752
12	Эр-206	гарцбургит	порфирокластовый	3,88	756
13	Эр-220	дунит	порфирокластовый	5,61	643
14	Эр-394	дунит	порфиroleйстовый	24,32	639
15	Эр-394/1	дунит	порфиroleйстовый	15,92	705
16	Эр-250	оливинит	гранобластовый	135,49	448
17	Эр-268	оливинит	лейстовый	97,11	479
18	Эр-270	оливинит	лейстовый	81,32	496

Примечание. К – Калнинский массив, Эр – Эргакский массив.

## **5 ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА УЛЬТРАМАФИТОВ**

Петрогеохимическое изучение гарцбургитов, дунитов, оливинитов и хромититов Калнинского и Эргакского массивов проводилось с целью выявления особенностей распределения в них редкоземельных (РЗЭ) элементов, отражающих их природную принадлежность, а также возможность отражения их пластического деформирования.

Далее, на основе оригинальных результатов аналитических исследований, вначале проанализируем петрохимические особенности распределения пород на бинарных диаграммах, а затем рассмотрим особенности распределения редкоземельных элементов в исследуемых породах и рудах.

### **5.1 Петрохимия**

Петрохимический анализ ультрамафитов обоих массивов проводился с целью определения особенностей их вещественного состава и выявления отличительных признаков, отражающих эволюцию их вещественного состава на уровнях формирования и последующего перемещения в верхней мантии и земной коре. Для сравнения, в качестве эталонов, авторами использованы составы ультрамафитов Кемпирсайского массива, включающего крупнейшее в мире месторождение хромитов и, не хромитоносного, Оспинского массива. При построении диаграмм использовались результаты 65 оригинальных силикатных анализов ультрамафитов исследуемых массивов, полученных в процессе выполнения тематических работ (таблица 5.1), а также заимствованы 60 анализов ультрамафитов из Оспинского и Кемпирсайского массивов (Гончаренко, Чернышов, 1990; Савельев и др., 2008).

Изученные ультрамафиты характеризуются значительными вариациями содержаний петрогенных элементов, одни из которых не обнаруживают между собой какой-либо зависимости, а для других она отчетливо устанавли-

Таблица 5.1 – Химический состав ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов (в мас. %)

№	Массив	№ обр.	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	Сумма
1	Кална	7036	дунит	42,01	0,01	0,20	0,63	10,11	0,13	46,17	0,35	0,33	0,05	0,18	100,00
2	Кална	7074	дунит	42,20	0,01	0,19	0,34	9,00	0,12	47,07	0,49	0,49	0,10	0,16	100,00
3	Кална	7052	дунит	43,80	0,01	1,24	0,49	9,95	0,17	43,58	0,12	0,50	0,14	0,19	100,00
4	Кална	7081	дунит	43,55	0,01	0,24	0,33	8,49	0,11	45,76	0,59	0,85	0,08	0,16	100,00
5	Кална	37/288,3	дунит	39,08	0,01	0,33	2,51	9,47	0,13	48,29	0,13	0,03	0,01	0,16	100,00
6	Кална	37/306,5	дунит	40,25	0,00	0,11	0,54	9,28	0,14	49,46	0,16	0,03	0,04	0,16	100,00
7	Кална	84	дунит	40,42	0,01	0,35	0,52	9,49	0,12	48,83	0,15	0,05	0,05	0,16	100,00
8	Кална	1040	дунит	39,68	0,06	0,11	2,23	11,68	0,12	45,75	0,21	0,11	0,06	0,20	100,00
9	Кална	150г	дунит	42,74	0,04	0,75	0,57	9,50	0,11	45,64	0,42	0,17	0,05	0,17	100,00
10	Кална	564	дунит	42,60	0,01	0,77	0,58	8,86	0,12	45,85	1,02	0,15	0,05	0,16	100,00
11	Кална	7073	гарц.	43,29	0,01	0,30	0,49	9,20	0,12	46,00	0,36	0,18	0,05	0,17	100,00
12	Кална	7084	гарц.	44,46	0,01	0,48	0,50	8,35	0,12	45,00	0,69	0,35	0,05	0,16	100,00
13	Кална	552а	гарц.	44,30	0,04	1,86	0,80	8,93	0,12	42,21	1,54	0,14	0,05	0,17	100,00
14	Кална	589	гарц.	43,18	0,12	1,57	0,66	9,19	0,16	43,01	1,91	0,16	0,05	0,18	100,00
15	Кална	1063	гарц.	43,11	0,11	0,36	0,59	9,74	0,13	45,22	0,61	0,08	0,05	0,18	100,00
16	Кална	86	гарц.	43,09	0,02	0,54	0,88	9,48	0,13	45,08	0,62	0,07	0,08	0,17	100,00
17	Кална	10056	гарц.	43,72	0,02	2,09	0,47	8,90	0,15	44,20	0,30	0,08	0,08	0,17	100,00
18	Кална	1064	гарц.	42,52	0,02	0,19	0,57	9,25	0,11	46,89	0,29	0,12	0,05	0,16	100,00
19	Кална	552а	гарц.	44,18	0,04	1,86	0,80	8,90	0,12	42,09	1,53	0,14	0,05	0,17	100,00
20	Кална	589	гарц.	43,04	0,12	1,56	0,66	9,16	0,16	42,87	1,90	0,16	0,05	0,18	100,00
21	Эргак	Эр-14	дунит	42,00	0,00	1,01	0,00	8,93	0,16	47,58	0,19	0,00	0,13	0,16	100,00
22	Эргак	Эр-48	дунит	39,22	0,00	1,26	0,00	10,77	0,16	47,94	0,01	0,45	0,19	0,18	100,00
23	Эргак	Эр-50	дунит	40,46	0,00	1,22	0,00	10,20	0,14	47,72	0,12	0,00	0,13	0,18	100,00
24	Эргак	Эр-57	дунит	41,96	0,00	0,96	0,00	8,19	0,13	47,49	0,65	0,43	0,19	0,15	100,00
25	Эргак	Эр-108	дунит	41,74	0,00	0,49	0,00	8,45	0,12	48,83	0,18	0,00	0,18	0,15	100,00
26	Эргак	Эр-204	дунит	41,98	0,00	1,13	0,00	7,40	0,14	49,09	0,14	0,00	0,13	0,13	100,00
27	Эргак	Эр-220	дунит	41,95	0,00	0,46	0,00	9,23	0,14	47,90	0,18	0,00	0,13	0,16	100,00

№	Массив	№ обр	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	Сумма
28	Эргак	Эр-234	дунит	41,79	0,00	1,11	0,00	8,91	0,14	47,66	0,25	0,00	0,14	0,16	100,00
29	Эргак	Эр-237	дунит	42,38	0,00	0,96	0,00	9,39	0,15	45,77	1,22	0,00	0,14	0,17	100,00
30	Эргак	3033	дунит	42,06	0,00	1,58	0,00	8,83	0,16	45,53	1,64	0,00	0,19	0,16	100,00
31	Эргак	Эр-11	гарц.	44,49	0,00	2,17	0,00	9,20	0,16	42,31	1,53	0,00	0,13	0,18	100,00
32	Эргак	Эр-15	гарц.	43,12	0,00	1,40	0,00	9,44	0,17	45,26	0,48	0,00	0,14	0,17	100,00
33	Эргак	Эр-30	гарц.	43,31	0,00	1,89	0,00	8,25	0,16	43,44	1,87	0,90	0,19	0,16	100,00
34	Эргак	Эр-38	гарц.	42,63	0,00	0,94	0,00	9,67	0,14	45,41	0,55	0,46	0,20	0,18	100,00
35	Эргак	Эр-53	гарц.	44,15	0,00	1,85	0,00	9,09	0,15	43,89	0,73	0,00	0,13	0,17	100,00
36	Эргак	Эр-56	гарц.	43,88	0,00	1,89	0,00	9,15	0,14	43,28	1,52	0,00	0,13	0,17	100,00
37	Эргак	Эр-109	гарц.	43,53	0,00	1,22	0,00	9,69	0,15	44,16	1,11	0,00	0,13	0,18	100,00
38	Эргак	Эр-206	гарц.	44,03	0,00	2,08	0,00	9,14	0,15	42,64	1,82	0,00	0,13	0,18	100,00
39	Эргак	Эр-215	гарц.	42,86	0,00	2,01	0,00	9,20	0,16	44,05	1,57	0,00	0,13	0,17	100,00
40	Эргак	Эр-235	гарц.	43,18	0,00	0,17	0,00	9,62	0,16	45,62	1,12	0,00	0,14	0,17	100,00
41	Эргак	Эр-255	олив.	39,81	0,00	0,13	0,00	9,93	0,18	49,70	0,10	0,00	0,13	0,17	100,00
42	Эргак	Эр-258	олив.	42,13	0,00	1,20	0,00	6,37	0,17	49,93	0,07	0,00	0,14	0,11	100,00
43	Эргак	Эр-262	олив.	40,32	0,00	1,08	0,00	8,54	0,16	49,65	0,12	0,00	0,14	0,15	100,00
44	Эргак	Эр-270	олив.	40,21	0,00	1,37	0,00	9,42	0,13	48,59	0,15	0,00	0,14	0,16	100,00
45	Эргак	ГР-9	олив.	39,35	0,00	0,11	0,00	9,33	0,15	50,59	0,28	0,00	0,19	0,16	100,00
46	Эргак	ГР-12	олив.	38,25	0,00	0,69	0,00	12,48	0,18	48,12	0,11	0,00	0,18	0,21	100,00
47	Эргак	ГР-16	олив.	41,00	0,00	0,73	0,00	9,35	0,15	48,50	0,09	0,00	0,18	0,16	100,00
48	Эргак	ГР-18	олив.	40,28	0,00	0,69	0,00	8,86	0,16	49,77	0,06	0,00	0,18	0,15	100,00
49	Эргак	ГР-19	олив.	39,77	0,00	0,38	0,00	9,98	0,16	49,48	0,06	0,00	0,17	0,17	100,00
50	Эргак	ГР-26	олив.	41,47	0,00	0,92	0,00	8,88	0,12	48,39	0,04	0,00	0,18	0,16	100,00

ливается. В первом случае, фигуративные точки составов ультрамафитов формируют плотный рой точек (рисунок 5.1, а). При этом Калнинские ультрамафиты, на диаграмме  $MgO-FeO_{tot}$ , обнаруживают тенденцию к увеличению железистости по отношению к ультрамафитам из других массивов. Во втором случае, когда наблюдается устойчивая зависимость между элементами, на бинарных диаграммах фигуративные точки составов ультрамафитов

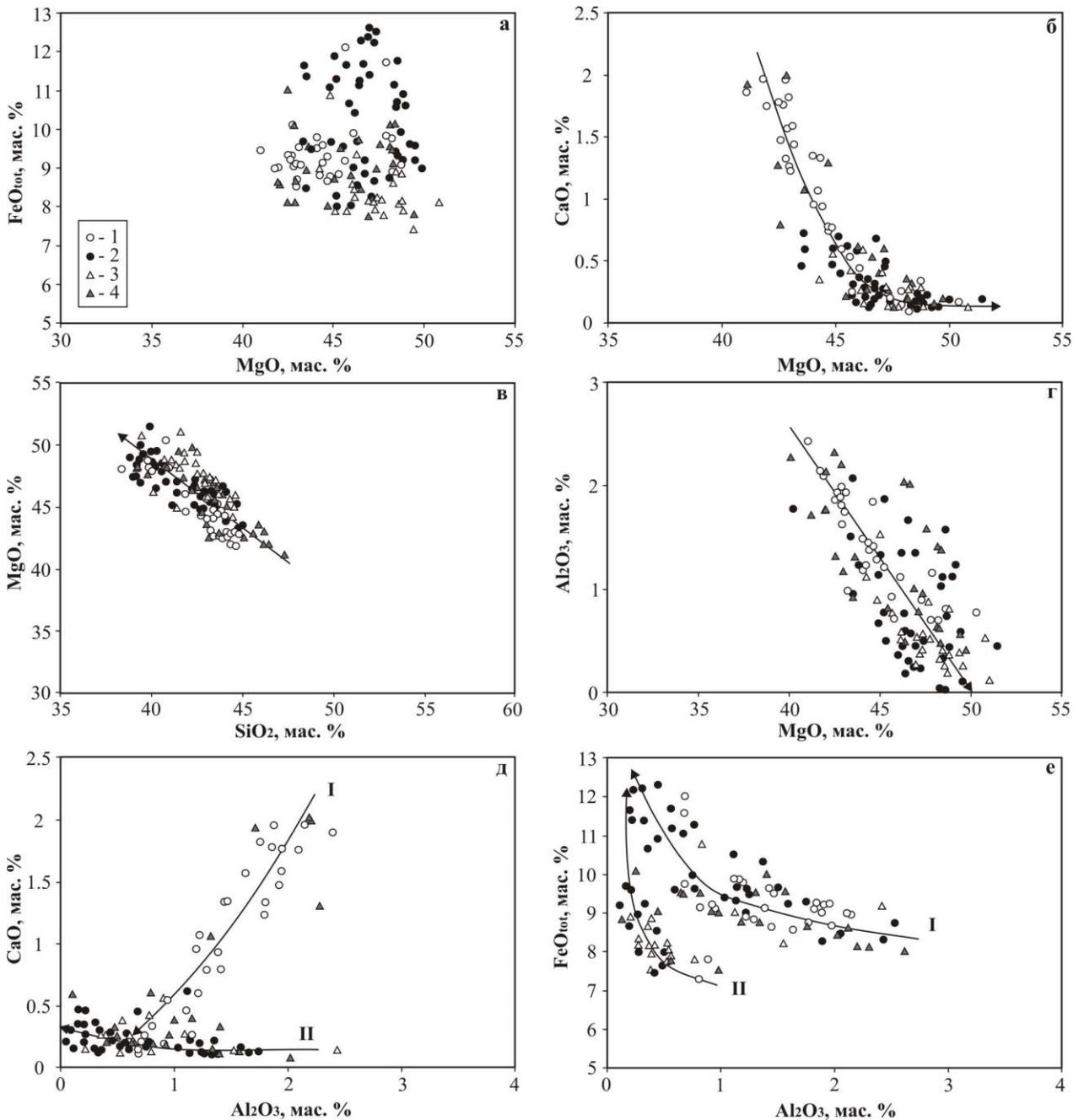


Рисунок 5.1 – Бинарные диаграммы для ультрамафитов Куртушибинского офиолитового пояса. 1 – Эргакский массив, 2 – Калнинский массив и их сравнение с эталонными офиолитовыми массивами, 3 – Оспинский, Восточный Саян, 4 – Кемпирсайский, Южный Урал.

образуют линейные тренды (рисунок 5.1), которые отражают увеличение магнезиальности, при отчетливом снижении содержаний кремния, кальция и глинозема от гарцбургитов к дунитам. Данное обстоятельство обусловлено снижением суммарного количества нормативного пироксена в ультрамафитах (Шмелев, 2011). При этом фигуративные точки ультрамафитов Калнинского массива располагаются, преимущественно, во фронтальной части тренда, что свидетельствует об их большей степени деплетирования по сравнению с Эргакскими. Наблюдается сближенность фигуративных точек ультрамафитов Калнинского и Оспинского массивов (Гончаренко, Чернышов, 1990).

На диаграммах  $Al_2O_3$ – $CaO$  и  $Al_2O_3$ – $FeO_{tot}$  фигуративные точки составов формируют по два эволюционных тренда. Тренд I образуют, преимущественно, фигуративные точки ультрамафитов Эргакского и Кемпирсайского массивов, а тренд II – Калнинского и Оспинского массивов. Данные тренды отражают эволюцию исходного мантийного субстрата. Тренд I включает ультрамафиты менее деплетированного лерцолит-гарцбургитового парагенеза, при этом, тренд II охватывает ультрамафиты более деплетированного дунит-гарцбургитового парагенезиса. Подобная неоднородность деплетирования мантийного субстрата отмечалась в ультрамафитовых массивах Полярного Урала: Сыум-Кеу, Рай-Из и Войкарского (Шмелев, 2009). Меньшая степень деплетирования ультрамафитов Эргакского массива подтверждается присутствием в них моноклинного пироксена, количество которого варьирует от единичных зерен до заметных содержаний, что иногда позволяет назвать породу лерцолитом (Кривенко и др., 2004).

## 5.2 Геохимия

Анализ распределения РЗЭ, в исследуемых массивах, проводился также в сравнении с хромитоносным Кемпирсайским массивом (Южный Урал) и не

хромитоносным Оспинским (ЮВ Восточного Саяна) (таблица 5.2). Для сравнимых объектов на диаграммах отчетливо прослеживается одинаковый характер распределения РЗЭ, который характеризуется уменьшением от легких к средним и одинаковыми концентрациями средних и тяжелых. Следует отметить, что ультрамафиты Кемпирсайского массива заметно отличаются от Оспинского более высокими концентрациями РЗЭ, что, очевидно, свидетельствует о более высокой степени деплетирования ультрамафитов последнего.

*Гарцбургиты* исследуемых массивов, в сравнении с дунитами и хромититами, обладают наиболее высокими содержаниями РЗЭ при однотипном характере их распределения (рисунок 5.2). Для обоих массивов характерны тренды, обусловленные снижением концентраций от легких к средним лантаноидам. От средних к тяжелым наблюдаются примерно одинаковые их концентрации, либо слабое увеличение последних. При этом калнинские гарцбургиты, по отношению к эргакским, выделяются большей обогащенностью легкими РЗЭ ( $(La/Yb)_n=11.2-31.7$  – Калнинский массив;  $(La/Yb)_n=1.4-4.0$  – Эргакский массив) и имеют более дифференцированные спектры в области тяжелых РЗЭ. Природа данных отрицательных аномалий, очевидно, заключается в большей степени деплетированности гарцбургитов Калнинского массива. Ортопироксениты Калнинского массива характеризуются практически идентичным распределением лантаноидов и сопоставимым уровнем содержания с гарцбургитами.

Средние и тяжелые РЗЭ в гарцбургитах обоих массивов имеют одинаковое распределение с гарцбургитами Оспинского массива, однако, существенно отличаются от последнего по содержанию легких. При этом следует отметить, что все лантаноиды в Эргакском массиве отличаются меньшими концентрациями от Кемпирсайского и большими от Калнинского, что указывает на большую деплетированность последнего.

Таблица 5.2 – Распределение редких и редкоземельных элементов в ультрамафитах (г/т)

Массив	Калнинский										Эргакский									
	Гц	Гц	Орт	Орт	Д	Д	Д	Д	Д	Хрм	Гц	Гц	Гц	Гц	Д	Д	Олв	Олв	Хрм	Хрм
Порода	7073	7084	7042	7042/1	37/288	37/306	7074	7036/1	7081	7045/2	53	55	206	235	204	48	269	271	103	394
Образец	7073	7084	7042	7042/1	37/288	37/306	7074	7036/1	7081	7045/2	53	55	206	235	204	48	269	271	103	394
Be	0,01	0,01	0,01	0,01	2,31	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,07	0,02
Sc	53,0	69,0	96,0	77,0	37,0	37,0	40,0	41,0	38,0	12,0	5,3	7,9	11,0	9,9	2,9	4,0	3,1	4,8	2,3	3,2
Co	120,0	110,0	71,0	66,0	120,0	110,0	130,0	120,0	120,0	37,0	110,0	110,0	100,0	96,0	110,0	110,0	96,0	160,0	62,0	188,0
Ni	2200,0	2200,0	360,0	390,0	1900,0	1800,0	2600,0	1700,0	2500,0	960,0	2400,0	2200,0	2100,0	1900,0	3100,0	2600,0	1900,0	2000,0	763,08	1198,0
Cu	20,0	18,0	29,0	23,0	24,0	35,0	24,0	13,0	12,0	31,0	6,0	8,0	21,0	10,0	6,0	6,0	7,0	7,0	2,0	8,0
Zn	48,0	42,0	61,0	49,0	32,0	40,0	53,0	44,0	48,0	39,0	38,0	37,0	39,0	36,0	29,0	26,0	23,0	25,0	885,0	314,0
Ga	0,37	0,41	0,54	0,60	0,27	0,20	0,27	0,27	0,32	0,58	0,48	0,39	0,80	0,40	0,17	0,38	0,25	0,22	7,32	6,57
Rb	0,98	0,86	2,60	1,40	1,40	0,25	1,30	1,00	1,30	0,78	0,19	0,12	0,38	0,18	0,68	0,25	0,83	0,50	0,21	1,17
Sr	4,3	13	32	21	0,95	2,3	25	6,9	18	12	0,93	1,1	2,4	1,1	2,3	13,0	5,4	2,1	4,1	4,1
Y	0,20	0,16	0,16	0,21	0,11	0,13	0,15	0,16	0,24	0,18	0,25	0,24	0,53	0,21	0,22	0,21	0,12	0,16	0,16	0,11
Zr	5,5	6,6	4,2	6,0	1,7	4,9	8,3	6,0	9,6	54,0	2,0	3,4	6,9	3,8	5,9	5,0	5,2	4,8	1,3	2,2
Nb	0,68	0,32	0,29	0,35	0,38	0,54	0,43	0,35	0,60	2,50	0,22	0,38	0,29	0,23	0,48	0,52	0,17	0,46	0,19	0,38
Cs	0,038	0,034	0,250	0,100	0,230	0,002	0,043	0,035	0,042	0,035	0,017	0,001	0,072	0,014	0,054	0,015	0,039	0,020	0,057	0,055
Ba	11,0	31,0	22,0	37,0	7,5	8,7	38,0	11,0	37,0	39,0	3,8	2,6	4,2	1,3	4,2	2,5	3,5	2,6	3,7	294,0
La	0,970	0,470	0,750	1,600	0,240	0,320	0,580	0,930	0,470	0,950	0,160	0,270	0,250	0,220	0,530	0,330	0,300	0,250	0,186	0,144
Ce	0,790	0,540	0,430	0,680	0,190	0,290	0,740	0,530	0,830	0,730	0,160	0,340	0,370	0,290	0,790	0,500	0,340	0,340	0,302	0,293
Pr	0,061	0,041	0,047	0,060	0,014	0,021	0,058	0,051	0,072	0,067	0,017	0,037	0,038	0,025	0,078	0,055	0,036	0,036	0,030	0,030
Nd	0,210	0,160	0,160	0,220	0,045	0,073	0,190	0,210	0,250	0,240	0,052	0,120	0,140	0,090	0,270	0,190	0,130	0,130	0,113	0,109
Sm	0,039	0,027	0,027	0,051	0,014	0,017	0,040	0,044	0,049	0,037	0,012	0,031	0,032	0,010	0,040	0,035	0,029	0,026	0,021	0,024
Eu	0,010	0,014	0,012	0,017	0,002	0,002	0,019	0,012	0,024	0,017	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,003	0,007
Gd	0,048	0,032	0,031	0,040	0,016	0,015	0,044	0,042	0,048	0,040	0,025	0,034	0,044	0,025	0,032	0,033	0,026	0,026	0,017	0,020
Tb	0,006	0,005	0,006	0,006	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,0051	0,0064	0,013	0,0042	0,0068	0,0040	0,0054	0,004	0,003	0,002
Dy	0,045	0,033	0,036	0,045	0,019	0,022	0,035	0,033	0,036	0,037	0,029	0,034	0,078	0,032	0,044	0,037	0,016	0,027	0,020	0,022
Ho	0,008	0,007	0,007	0,009	0,006	0,006	0,006	0,006	0,011	0,007	0,012	0,0076	0,020	0,0080	0,0089	0,0085	0,0059	0,006	0,004	0,006
Er	0,033	0,022	0,024	0,031	0,013	0,017	0,027	0,022	0,036	0,027	0,039	0,033	0,078	0,031	0,028	0,035	0,011	0,018	0,012	0,019
Tm	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,0079	0,0058	0,016	0,0043	0,0053	0,0050	0,0028	0,003	0,002	0,004
Yb	0,029	0,029	0,033	0,035	0,021	0,029	0,025	0,029	0,044	0,027	0,041	0,053	0,120	0,038	0,034	0,053	0,015	0,026	0,014	0,022
Lu	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,011	0,0095	0,017	0,0082	0,0066	0,0079	0,0025	0,005	0,002	0,004
Hf	0,100	0,120	0,084	0,120	0,071	0,100	0,160	0,130	0,170	0,920	0,120	0,072	0,170	0,059	0,099	0,190	0,073	0,085	0,034	0,063
Ta	0,490	0,110	0,780	0,085	0,590	0,270	0,240	0,190	0,280	0,320	0,160	0,190	0,067	0,043	0,068	0,180	0,052	0,320	0,070	0,180
Th	0,150	0,054	0,066	0,083	0,044	0,054	0,078	0,088	0,110	0,098	0,070	0,070	0,070	0,070	0,070	0,140	0,070	0,070	0,037	0,037
U	0,480	0,046	0,041	0,044	0,033	0,390	0,041	0,042	0,061	0,050	0,035	0,037	0,029	0,034	0,044	0,046	0,081	0,052	0,016	0,028

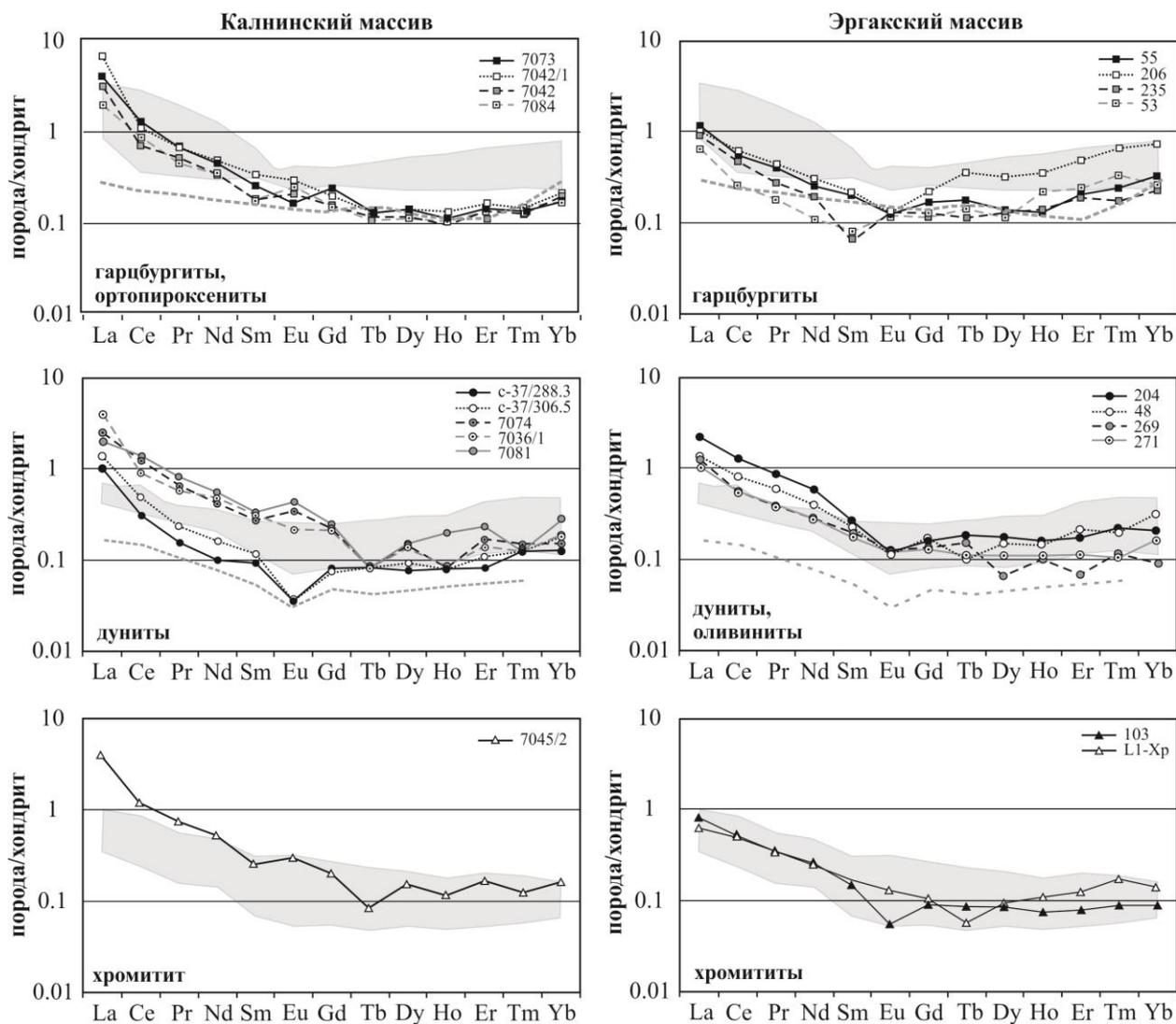


Рисунок 5.2 – Редкоземельные спектры ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов, нормированные к хондриту (Boynnton, 1984). Для сравнения на графики вынесены составы аналогичных ультрамафитов Кемпирсайского массива Южного Урала (серое поле) и усредненные спектры составов дунитов и гарцбургитов Оспинского массива Восточного Саяна (серая пунктирная линия).

*Дуниты*, в исследуемых массивах, по морфологии обнаруживают близкие тренды распределения РЗЭ с гарцбургитами. Однако по содержанию РЗЭ дуниты Калнинского массива отличаются от Эргакского ( $(La/Yb)_n = 7,4-22,2$  – Калнинский массив;  $(La/Yb)_n = 4,3-10,8$  – Эргакский массив).

Для дунитов Калнинского массива выделяются два типа трендов. Первый тип по морфологии и содержанию РЗЭ практически аналогичен тренду в гарцбургитах. Второй тип отличается меньшими концентрациями легких и средних лантаноидов. Для него отмечается отрицательная Eu-аномалия (ри-

сунок 5.2). Этот тип, очевидно, обусловлен большей степенью деплетирования мантийного субстрата. Для дунитов Эргакского массива устанавливается распределение РЗЭ, близкое первому типу калнинских дунитов.

Первый тип распределения РЗЭ в дунитах исследуемых массивов оказывается близким менее деплетированным дунитам и гарцбургитам Кемпирсайского массива. При этом второй тип распределения РЗЭ в дунитах является наиболее близким тренду интенсивно деплетированных дунитов Оспинского массива.

**Оливиниты**, образовавшиеся в результате вторичной рекристаллизации отжига, полностью унаследуют концентрации РЗЭ от исходных дунитов ( $(La/Yb)_n=6,7-13,9$ ). Это свидетельствует об их пассивной роли в этом процессе. В то время как состав оливина в этих породах, в процессе рекристаллизации, резко изменяется, практически до форстерита (см. выше).

**Хромититы** обоих массивов формируют спектры РЗЭ, которые по общему содержанию лантаноидов и морфологии оказываются близкими распределению РЗЭ в гарцбургитах и первом типе дунитов. Они также соответствуют хромититам Кемпирсайского массива, практически полностью ложатся в область распространения их спектров (рисунок 5.2).

Таким образом, в ультрамафитах Калнинского и Эргакского массивов устанавливается истощение РЗЭ от гарцбургитов к дунитам, что связано с возрастанием степени деплетирования последних. При этом ультрамафиты Эргакского массива являются наименее деплетированными реститами, чем ультрамафиты Калнинского массива.

Поведение несовместимых крупноионных литофильных и высокозарядных элементов в исследуемых ультрамафитах оказывается более сложным, но достаточно закономерным, что иллюстрируется спайдер-диаграммами ультрамафитов для исследуемых массивов (рисунок 5.3).

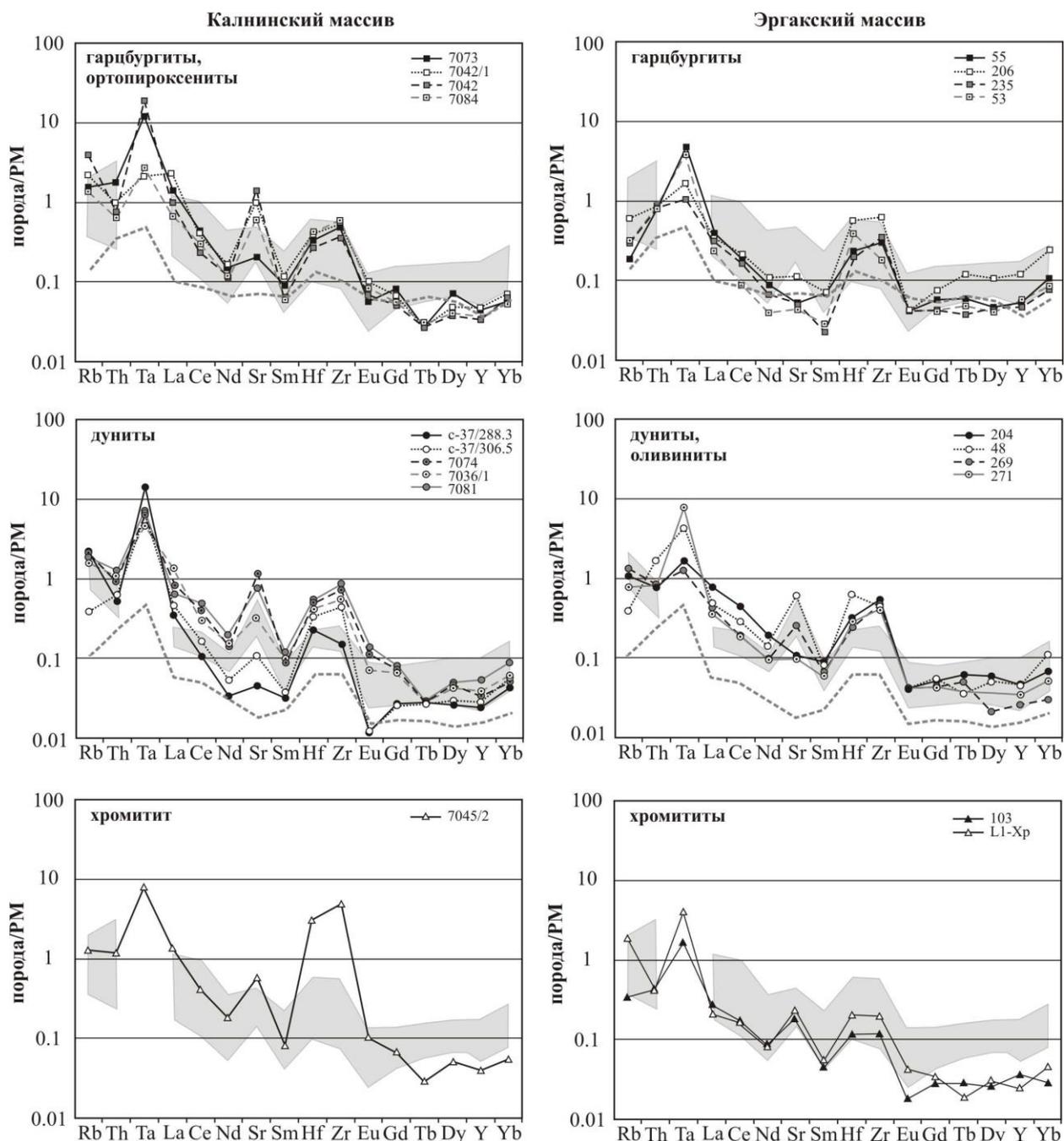


Рисунок 5.3 – Мультиэлементные спектры ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов, нормированные к примитивной мантии (PM) (Sun, McDonough, 1989). Для сравнения на графики вынесены составы аналогичных ультрамафитов Кемпирсайского массива Южного Урала (серое поле) и усредненные спектры составов дунитов и гарцбургитов Оспинского массива Восточного Саяна (серая пунктирная линия).

Ультрамафиты Калнинского и Эргакского массивов характеризуются спектрами редких элементов с интенсивными Ta, Sr, Hf-Zr положительными аномалиями и Nd, Sm, Eu отрицательными аномалиями. При этом интенсивность перечисленных пиков возрастает от гарцбургитов к дунитам и хроми-

титам. Специфичным, для мультиспектров редких элементов ультрамафитов Калнинского массива, является постоянное присутствие отрицательной Tb-аномалии, которая также отмечается на отдельных спектрах дунитов и хромититов Эргакского массива, но меньшей интенсивности.

По своей морфологии спектры редких элементов ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов обнаруживают большое сходство между собой и хорошо сопоставляются со спектрами редких элементов в ультрамафитах Кемпирсайского массива. Тем не менее ультрамафиты исследуемых массивов и Оспинского массива заметно отличаются между собой по содержанию редких элементов. Ультрамафиты Оспинского массива обнаруживают более низкие концентрации редких элементов и характеризуются отсутствием интенсивной положительной Sr-аномалии (рисунок 5.3).

В итоге, проведенные петрохимические исследования показывают, что наименее деплетированными являются ультрамафиты Эргакского массива с лерцолитовым уклоном, в составе которых часто встречается клинопироксен. Наиболее деплетированные ультрамафиты Калнинского массива характеризуются более значительным распространением дунитов и не содержат клинопироксена. Отмечается тенденция к уменьшению содержаний РЗЭ и редких элементов в ультрамафитах Калнинского массива по отношению к Эргакскому, что также подтверждает большую степень деплетированности ультрамафитов в первом массиве. Геохимические данные свидетельствуют о последующем флюидно-магматическом воздействии бонинитовых расплавов на деплетированные ультрамафиты, которые, очевидно, происходило в мантийных условиях над зоной субдукции и привело к их обогащению несовместимыми легкими РЗЭ (La, Ce), а также Sr, Zr и Hf и формированию высокохромистых хромититов.

## 6 ПЕТРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ УЛЬТРАМАФИТОВ

Петроструктурные исследования проводились в гарцбургитах, дунитах и оливинитах Калнинского и Эргакского массивов с различными деформационными структурами, отражающими неоднородность их пластического деформирования.

### 6.1 Калнинский массив

#### 6.1.1 Гарцбургиты

Петроструктурный анализ был выполнен в гарцбургите с мезогранулярной структурой (обр. 7077). Для исследуемого образца устанавливается плоскость минеральной уплощенности  $S$  (азимут простирания  $325^\circ$  СЗ, угол пад.  $75^\circ$  СВ), совпадающая с плоскостью полосчатости, обусловленной струйчато-плоскостным распределением энстатита.

**Оливин.** Для оливина выявлены строгие предпочтительные петроструктурные узоры для всех трех кристаллооптических осей  $N_g$ ,  $N_m$  и  $N_p$  (рисунок 6.1, Ол) (Кичеева 2013а), которые обнаруживают тесную связь с плоскостью минеральной уплощенности ( $S$ ). Оси  $N_g$  локализуются в два субгоризонтальных максимума со значительной плотностью (10 % и 12 %), отражающих их преимущественную ориентировку в направлении СЗ-ЮВ. Максимумы  $N_g$  располагаются в минеральной уплощенности  $S$ , один из них совмещается с линейностью  $L$ . Для осей  $N_g$  отмечается тенденция к растягиванию в пояс в плоскости пластического кливажа. Оси  $N_m$  и  $N_p$  концентрируются в совмещенные вертикальные пояса, нормально к субгоризонтальному максимуму осей  $N_g$ . В поясах четко выделяются по два максимума для  $N_m$  12 % и 6 %, для  $N_p$  14 % и 6 %. Максимумы  $N_m$  и  $N_p$  с наибольшей плотностью ориентированы перпендикулярно плоскости уплощенности.

**Энстатит.** Оси  $N_g$  концентрируются в субвертикальный пояс в плоскости уплощенности (Кичеева 2013а). В поясе отчетливо проявляется субго-

ризонгальный максимум с высокой плотностью (8 %), пространственно совпадающий с максимумом осей Ng оливина и располагающийся вблизи линейности. Оси Nm концентрируются, главным образом, в горизонтальный максимум с очень высокой плотностью (14 %), который располагается субнормально к плоскости уплощенности. Наблюдается отчетливая тенденция максимума Nm к растягиванию в вертикальный пояс, в котором отмечается субвертикальный максимум невысокой плотности (4 %). Оси Np образуют

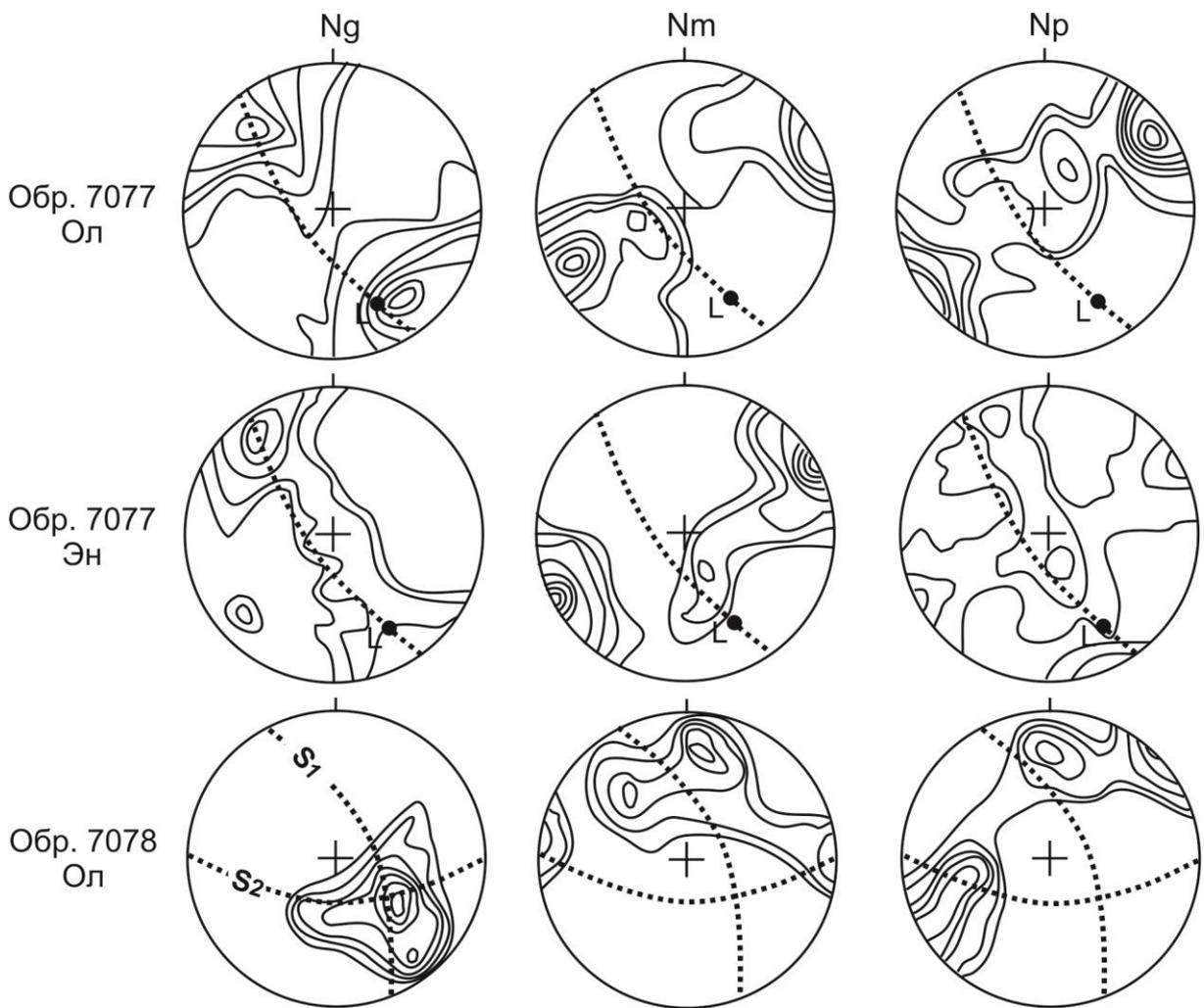


Рисунок 6.1 – Диаграммы ориентировки кристаллооптических осей оливина (Ол) и энстатита (Эн) в гарцбургитах и дунитах Калнинского массива. Диаграммы построены по 100 замерам кристаллооптических осей минералов. Изолинии: 1-2-4-6-8-10-12-14 % на 1 % сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Точечные линии – плоскость пластического течения S ( $S_1$ –полосчатость,  $S_2$ –кливаж), L – линейность.

два взаимно перпендикулярных вертикальных пояса концентраций, один из которых располагается нормально к максимуму Ng, а другой нормально к максимуму Nm. В поясах наблюдаются максимумы по 4 %, пространственно совмещенные с субгоризонтальными максимумами Ng и Nm, отмечается также субвертикальный максимум.

### **6.1.2 Дуниты**

Петроструктурный анализ был в слабо деформированных дунитах с протогранулярной структурой (обр. 7078) (Кичеева, 2012).

*Оливин* отличается наличием строгих предпочтительных петроструктурных узоров всех трех осей Ng, Nm и Np (рисунок 6.1) (Кичеева, 2012). Оси Ng локализируются в максимум высокой плотности (12 %), отражающий преимущественное погружение этих осей в северо-западном направлении. Максимум располагается на пересечении плоскостей  $S_1$  и  $S_2$  и обнаруживает тенденцию к слабому растягиванию в пояс в плоскости  $S_1$ , в котором отмечается другой субгоризонтальный максимум осей Ng (8 %). Оси Np обособляются в пояс, субперпендикулярно максимуму осей Ng. В этом поясе отчетливо выражены два максимума, высокой плотности 8 % и 6 %, которые располагаются перпендикулярно плоскостям, соответственно  $S_1$  и  $S_2$ . Оси Nm также локализируются в пояс, совмещенный с поясом осей Np, в котором проявляются локальные максимумы, один из которых совпадает с максимумом осей Np, нормальным к  $S_2$ , другой располагается в этой плоскости.

### **6.1.3 Обсуждение результатов**

Анализ полученных петроструктурных узоров оливина и энстатита в дунитах и гарцбургитах Калнинского массива позволяет выделить два этапа их формирования.

*Первый этап* воссоздает петроструктурные узоры пластически деформированного среднезернистого оливина, которые характеризуются наличием горизонтального максимума осей Ng с плотностью до 12 % и вертикальным

поясом осей Nm и Nr. При этом максимум осей Ng отражает преимущественную их ориентировку в северо-западном направлении, согласно полосчатой внутренней структуре массива (S). Образование такого петроструктурного узора оливина, вероятно, осуществлялось высокотемпературным внутрикристаллическим трансляционным скольжением по системам (010)[100] и {0kl}[100] в динамически активной зоне, в зоне перехода верхней мантии и корневых частей земной коры. На этом этапе пластическое течение гарцбургитов, очевидно, сопровождалось их рестированием с образованием полосчатого дунит-гарцбургитового субстрата северо-западного простирания, которое фиксируется максимумом осей Ng, отражающим направление растяжения. При этом направление сжатия отражает максимум осей Nr. Такой петроструктурный узор свидетельствует о том, что пластическое течение протекало в условиях осевых деформаций, в режиме снижения температур (от 900°), умеренной и высокой скорости ( $10^{-5} \text{ с}^{-1}$  -  $10^{-2} \text{ с}^{-1}$ ) и низкого всестороннего давления ( $\approx 5$  кбар). Пластические деформации, на этом этапе, носили неоднородный характер и осуществлялись, преимущественно, трансляционным скольжением (Чернышов, Юричев, 2013). В результате, зерна оливина в гарцбургитах и дунитах приобретают характерное неоднородное волнистое погасание, характеризуются наличием многочисленных полос излома и, частично, подвергаются порфирокластезу.

*Второй этап* отражает петроструктурные узоры крупных порфиробластовых недеформированных, либо слабо деформированных, зерен оливина в гарцбургитах и дунитах, которые имеют близкие узоры к пластически деформированным зернам и отличаются наличием угловых расстояний между главными максимумами кристаллооптических осей, главным образом Ng. Отсутствие признаков пластических деформаций в крупных зернах оливина показывает, что этот этап носил прогрессивный характер и осуществлялся при повышении температур. При этом пластические деформации сменяются первичной статической рекристаллизацией отжига, которая осуществлялась в условиях незначительно меняющегося поля напряжения (S), на что указывают

угловые расстояния между исходным (10%) и новообразованным (12%) максимумами осей Ng. Этот процесс протекал за счет упругой, постепенно уменьшающейся, внутрикристаллической энергии зерен оливина, которая способствовала росту, свободных от дислокаций, зерен за счет поглощения насыщенных дислокациями деформированных индивидов, посредством перемещения границ (Николя, 1992; Чернышов, 2001). В результате формируются гарцбургиты и дуниты со средне- и крупнозернистой микроструктурой, плавными границами зерен оливина, часто сходящимися под углом  $120^\circ$ . Новообразованный оливин отличается отсутствием признаков пластических деформаций и имеет однородное погасание (Чернышов, 2001).

Энстатит в гарцбургитах оказывается менее подвержен пластическим деформациям. В исследуемых гарцбургитах установленные петроструктурные узоры оптических ориентировок энстатита имеют близкий характер распределения кристаллооптическим осям пластически деформированного оливина. Оптические ориентировки оливина и энстатита тесно связаны между собой и, несомненно, являются сингенетичными. На их сингенетичность в гарцбургитах офиолитовых комплексах неоднократно обращалось внимание многих исследователей (Чернышов, 2001; Nicolas, 1976).

Анализ петроструктурного узора энстатита также позволяет установить последовательность их пластического деформирования. Деформация энстатита осуществляется, главным образом, трансляционным скольжением по высокотемпературной системе  $(100)[100]$  при температурах  $800-1300^\circ$ ,  $P$  до 10 кбар и  $\dot{\epsilon}=10^{-4} - 10^{-7} \text{с}^{-1}$ , что соответствует трансляционному скольжению в оливине по  $(010)[100]$ . При этом оси Ng энстатита образуют максимум концентрации, ориентированный параллельно оси растяжения, который, обычно, пространственно совмещен с исходным максимумом Ng оливина. Эти максимумы отражают преимущественное направление трансляции в минералах, контролируемое пластическим течением ( $S_1$ ). Оси Nm в результате трансляции формируют максимум, который располагается перпендикулярно к плоскости полосчатости ( $S_1$ ) и ориентируется параллельно оси сжатия, при этом,

максимум  $N_m$  энстатита пространственно совмещается с максимумом  $N_p$  оливина. Пластические деформации энстатита, в участках повышенных скоростей, приводят к образованию удлиненных зерен и появлению неоднородного, волнистого погасания и полос пластического излома. Отмечаемое усложнение оптических ориентировок зерен энстатита обусловлено синтетонической рекристаллизацией. При этом часть осей  $N_p$  пластически деформированного энстатита образуют максимум, пространственно совмещенный с максимумом осей  $N_p$  оливина, отражающий направление сжатия (Чернышов, 2012).

## 6.2 Эргакский массив

### 6.2.1 Гарцбургиты

Петроструктурный анализ выполнен в гарцбургите с порфирокластовой структурой (обр. 4076).

Для *оливина*, в исследуемом гарцбургите, выявлены строгие предпочтительные петроструктурные узоры для всех трех кристаллооптических осей  $N_g$ ,  $N_m$  и  $N_p$  (рисунок 6.2, Ол) (Кичеева, 2013б), которые обнаруживают тесную связь с плоскостью минеральной уплощенности ( $S$ ). Оси  $N_g$  образуют максимум с плотностью (8 %), который совмещается с линейностью  $L$ . Он обнаруживает тенденцию к растягиванию в пояс в плоскости минеральной уплощенности  $S$ . Оси  $N_m$  и  $N_p$  концентрируются в совмещенные пояса, нормально к максимуму осей  $N_g$  и  $L$ . В поясах четко выделяются по два максимума для  $N_m$  и  $N_p$  по 8 % и 6 %. Максимумы  $N_m$  и  $N_p$  с наибольшей плотностью ориентированы субнормально к плоскости уплощенности. Слабые максимумы  $N_m$  и  $N_p$  находятся в плоскости уплощенности и субперпендикулярно к максимуму  $N_g$ . Часть осей  $N_m$  и  $N_p$  располагаются в плоскости уплощенности.

*Энстатит* имеет близкую микроструктурную ориентировку, которая отличается более отчетливой упорядоченностью (рисунок 6.2, Эн). Оси  $N_g$

концентрируются в четкий пояс в плоскости уплощенности. В поясе отчетливо проявляются два максимума с плотностью (8 % и 6 %), один из них пространственно совпадает с максимумом осей Ng оливина и линейностью. Другой максимум Ng энстатита находится вблизи максимумов Nm и Np оливина. Оси Nm концентрируются в три ортогональных максимума с различной плотностью: 8 %, 4 % и 2 %. Наиболее сильный максимум Nm энстатита лежит субперпендикулярно минеральной уплощенности. Другие максимумы Nm энстатита находятся в плоскости минеральной уплощенности, один из них совмещен с максимумом Ng оливина, а второй – с совмещенными максимумами Nm и Np оливина. Часть осей Np энстатита концентрируется в максимум перпендикулярный минеральной уплощенности, который пространственно совмещен с максимумами Nm и Np оливина. Другая часть осей Np энстатита концентрируется в пояс в плоскости минеральной уплощенности, в котором наблюдаются локальные максимумы (до 4 %).

### 6.2.2 Дуниты

Петроструктурный анализ выполнен в дуните с порфиroleйстовой структурой (обр. Эр-221).

*Оливин* имеет довольно строгий петроструктурный узор (рисунок 6.2). Оси Ng обнаруживают тенденцию к растягиванию в пояс нормально к плоскости уплощенности. В поясе отмечаются два максимума с плотностью 12 % и 4 %. Эти максимумы располагаются симметрично по отношению к линейности зерен оливина и составляют с ней угол  $\sim 30^\circ$ . При таком угловом соотношении линейности и максимумов осей Ng величина угла сдвига в процессе деформации составляла  $\sim 60^\circ$  (Nicolas, 1973). Оси Nm образуют пояс концентрации, нормальный к наибольшему максимуму осей Ng. В поясе наблюдаются два максимума 8 % и 4 %. При этом максимум наибольшей плотности 8 % лежит в плоскости минеральной уплощенности и ортогонально к L. Оси Np образуют пояс концентрации, совмещенный с поясом осей Nm, в кото-

ром отмечаются два максимума пространственно сближенные с максимумами осей Nm (Кичеева, 2014б).

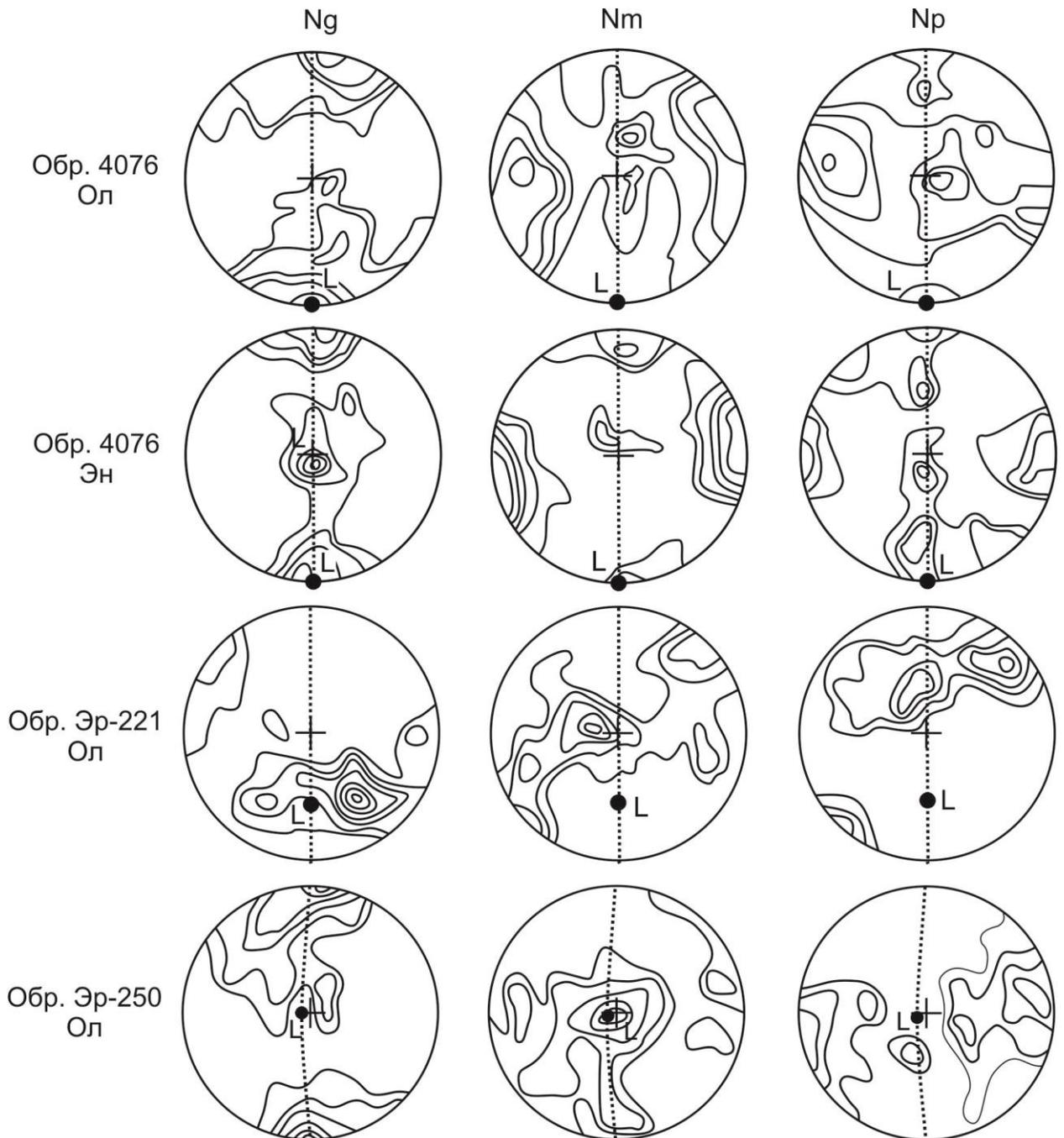


Рисунок 6.2 – Диаграммы ориентировки кристаллооптических осей оливина (Ол) и энстатита (Эн) в гарцбургите, дуните и оливините Эргакского массива. Диаграммы построены по 100 замерам кристаллооптических осей минералов. Изолинии: 1-2-4-6-8-10-12-14-16 % на 1 % сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Точечные линии – плоскость пластического течения S, линейность – L.

### 6.2.3 Оливиниты

Петроструктурный анализ выполнен в оливините с гранобластовой структурой (обр. Эр-250).

*Оливин* обнаруживает предпочтительную ориентировку оптических осей (рисунок 6.2). Оси Ng концентрируются в отчетливый максимум (10 %), который лежит в плоскости минеральной уплощенности. Отмечается слабая тенденция к растягиванию его в плоскости уплощенности. Оси Nr концентрируются в максимум (6 %), который ориентирован нормально к плоскости минеральной уплощенности. Отмечается тенденция его растягивания в пояс, нормально к максимуму Ng. Оси Nm образуют максимум (8 %), который находится в плоскости минеральной уплощенности и пространственно совмещен с линейностью. Отмечается тенденция к растягиванию этого максимума в пояса в двух, взаимно перпендикулярных, направлениях. В одном случае, растягивание в пояс происходит в плоскости уплощенности и нормально к максимуму Nr, в другом – перпендикулярно этой плоскости и нормально к максимуму Ng (Кичеева, 2014б).

### 6.2.4 Обсуждение результатов

Образование петроструктурного узора оливина в порфирокластовом гарцбургите, вероятно, осуществлялось высокотемпературным внутрикристаллическим трансляционным скольжением по системе  $\{0kl\}[100]$  и синтетонической рекристаллизацией в динамически активной зоне, очевидно, в зоне перехода верхней мантии и корневых частей земной коры. При этом направление пластического течения гарцбургитов фиксируется минеральной линейностью, с которой совмещается максимум осей Ng оливина. При этом направление сжатия отражает максимум осей Nr, нормальный к минеральной уплощенности (Кичеева, 2014а). Такой петроструктурный узор свидетельствует о том, что пластическое течение протекало в условиях осевых деформаций в режиме снижения температур (от  $900^\circ$ ), умеренной и высокой скорости ( $10^{-5} \text{ c}^{-1} - 10^{-2} \text{ c}^{-1}$ ) (Nicolas, 1976; Raterron et. al., 2012). Пластические де-

формации на этом этапе носили неоднородный характер и осуществлялись, преимущественно, трансляционным скольжением и синтетонической рекристаллизацией. В результате, зерна оливина в гарцбургитах приобретают характерное неоднородное волнистое погасание, характеризуются наличием многочисленных полос излома и подвергаются интенсивному порфирукластезу (Кичеева, 2013б).

Энстатит в гарцбургитах оказывается менее подвержен пластическим деформациям. В исследуемом гарцбургите установленные петроструктурные узоры ориентировок кристаллооптических осей энстатита имеют близкий характер распределения кристаллооптическим осям пластически деформированного оливина. Оптические ориентировки оливина и энстатита тесно связаны между собой. На их сингенетичность в гарцбургитах офиолитовых комплексов неоднократно обращалось внимание многих исследователей (Чернышов, Юричев, 2013; Nicolas, 1976). Пластические деформации энстатита осуществлялись, главным образом, трансляционным скольжением по высокотемпературной системе  $(100)[100]$ , что соответствует трансляционному скольжению в оливине по  $\{0kl\}[100]$ . При этом оси Ng энстатита образуют максимум концентрации, ориентированный параллельно минеральной линейности, который, обычно, пространственно совмещен с исходным максимумом Ng оливина. Эти максимумы отражают преимущественное направление трансляции в минералах, контролируемое пластическим течением. Оси Nm энстатита в результате трансляции формируют максимум, который располагается перпендикулярно к плоскости минеральной уплощенности и ориентирован параллельно оси сжатия, при этом максимум Nm энстатита пространственно совмещается с максимумом Nr оливина. Пластическое течение энстатита, с возрастанием скорости деформации, сопровождается появлением неоднородного, волнистого погасания, полос пластического излома, а также синтетонической рекристаллизацией. При этом часть осей Nr мелких рекристаллизованных зерен энстатита образуют максимум, пространственно

совмещенный с максимумом осей  $\text{Nr}$  оливина, отражающим направление сжатия (Кичеева, 2013б).

Петроструктурный узор оливина в дунитах с порфирокластовой структурой обусловлен активизацией трансляционного скольжения по системе  $\{0kl\}[100]$ , осуществляемого в двух направлениях (Чернышов, 2001). При этом одно из направлений является доминирующим и ориентируется, преимущественно, согласно с направлением наложенного сдвига. Второе направление трансляции располагается под углом  $60-90^\circ$  к плоскости сдвига. Последовательное увеличение степени деформации, с возрастанием угла сдвига до  $40-60^\circ$ , способствует формированию двух множеств зерен оливина, в которых многочисленные полосы излома ориентируются симметрично к направлению их удлинения, т.е. обнаруживают перистое расположение. При этом наиболее благоприятно ориентированными оказываются зерна, в которых плоскости трансляции совпадают с плоскостью сдвига. Формирование таких петроструктурных узоров, очевидно, осуществлялось в нижних частях земной коры при высокой скорости пластического течения (до  $\dot{\epsilon} \sim 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ ), которая способствовала возрастанию температуры (до  $1000^\circ\text{C}$ ) в результате внутреннего трения при сдвиговых деформациях (Kunze, 1981; Drury et al., 2011). В условиях возрастания скорости деформации и температуры пластическое течение не успевает реализоваться трансляционным скольжением в одном направлении, поэтому активизируется второе, субнормальное к первому (Кичеева, 2014б).

Оливиниты образуются в процессе вторичной рекристаллизации отжига пластически деформированных ультрамафитов, обусловленной прогрессивным метаморфизмом. В результате образовывались, свободные от напряжений, оливиновые индивиды без признаков пластического деформирования (Николя, 1992; Чернышов, 2001). Зерна оливина приобретают ориентировку по внутреннему строению (рисунок 6.2), которая контролируется внешним полем напряжения, фиксируемого максимумом осей  $\text{Nr}$   $\Pi$   $\sigma_3$ , а также трансляционным скольжением по системе  $(110)[001]$ . При этом направление

скольжения устанавливается по максимуму осей Nm II  $\sigma_1$ . Главными факторами этого процесса является повышение температуры ( $T > 500^\circ\text{C}$ ), медленная скорость ( $\dot{\epsilon} < 10^{-6} \text{ c}^{-1}$ ) и низкий стресс (10-20 МПа) (Чернышов, 2001).

## 7 ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ХРОМИТОНОСНОСТЬ ИССЛЕДУЕМЫХ МАССИВОВ

Оценка потенциальной хромитоносности ультраосновных пород проводится различными методами (Методические рекомендации ... , 2005; Перевозчиков, Набиуллин, 2007; Плотников, 2009; Gonzales-Jimenez et. al., 2014 и др.). Нами прогнозная оценка хромитоносности Калнинского и Эргакского массивов, проведена по результатам химического состава ультрамафитов по методике И.Ю. Лоскутова и В.В. Велинского (Лоскутов, Велинский, 1989). На исследуемых массивах по этой методике установлены перспективные участки, на которых ранее были выявлены рудопроявления хромититов, что подтверждает связь оруденения с химизмом вмещающих ультрамафитов (Чернышов и др., 2015; Чернышов и др., 2018а; 2018б).

### 7.1 Калнинский массив

Для оценки северной части Калнинского массива обработаны 13 оригинальных анализов и 22 заимствованных (Кривенко и др., 2002). Часть анализов отбракована, по причине отсутствия отдельного определения окисного и закисного железа. Из опыта предыдущих работ установлено, что наиболее оптимальным («контрастным») является суммирование упрощенного и полного показателя ( $Z_3 = Z_1 + Z_2$ ). Характер его распределения по данному объекту приведен на рисунке 7.1. Как видим, преобладающими являются положительные значения показателя, что свидетельствует о перспективности массива в целом. Полученный тип распределения дискриминатора близок к таковому в рудных выборках серпентинитов Урала (Лоскутов, 1993). Отличием являются лишь значения  $Z_3$ , больше 30, что нами объясняется присутствием силикатных анализов наименее выветрелых пород скважины с глубин, больших 100 м. Это можно рассматривать как благоприятный фактор для прогноза оруденения на глубину.

Построение изолиний дискриминатора хромитоносности ( $Z_3$ ) на площади северной части массива (рисунок 7.2) показывает, что имеющиеся рудоносные зоны (Еханин, 2010) попадают в потенциально благоприятные площади, выделенные по изолиниям. Вытянутость аномальных зон дискриминатора контролируется полосчатой внутренней структурой массива и протектонической отдельностью дунитов Аз. 295–335° (угол падения 60–70° на ЮЗ), вдоль которой залегают хромитовые тела (Курганьков и др., 2010). Более того, фиксируемые наиболее перспективные участки ( $Z_3 > 10$ ) находятся южнее известных рудоносных площадей, где детальные поисковые работы не проводились. Это позволяет предполагать их продолжение по простиранию.

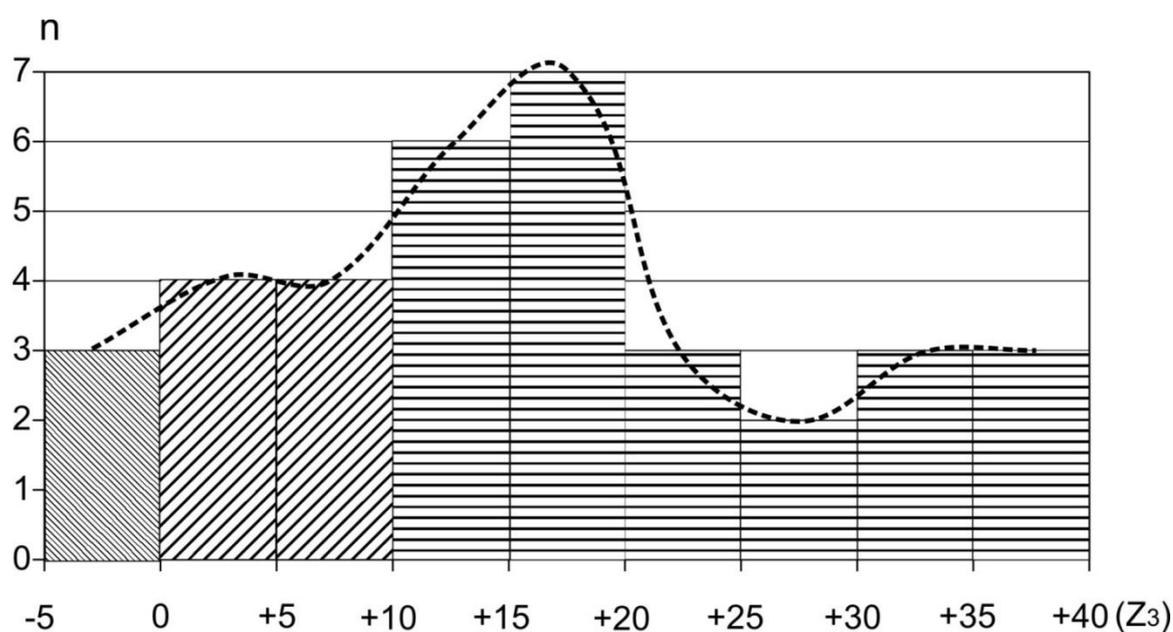


Рисунок 7.1 – Характер распределения дискриминатора хромитоносности в ультрамафитах Калнинского массива ( $n=35$ ).  $n$  – число анализов, штриховкой выделены неперспективные (тонкая косая штриховка,  $Z_3 < 0$ ), благоприятные ( $Z_3 > 0$ ) и наиболее благоприятные для оруденения (горизонтальная штриховка  $Z_3 > 10$ ) значения дискриминатора хромитоносности.

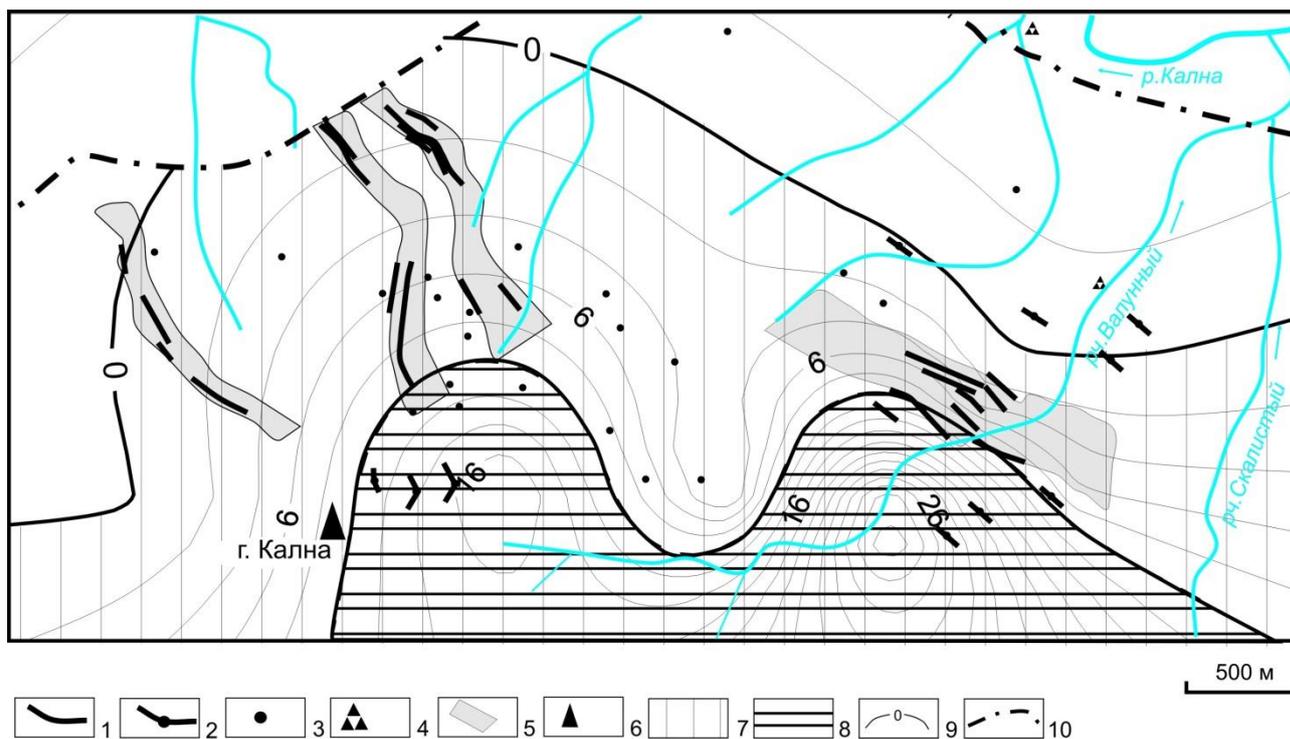


Рисунок 7.2 – Оценка хромитонности северной части Калнинского массива по петрохимическим данным. 1-5 известные рудопроявления хромитов по С.Г. Катанову 2003 г.: 1 – пласты, линзы, шлиры, эшелонированные по падению и простиранию, 2 – отдельные линзы, шлиры (вне масштаба), 3 – единичные шлиры, "струйки", 4 – аллювиальные гальки, валуны, 5 – рудоносные горизонты вкрапленных хромитов; 6 – горные вершины, 7 – перспективные площади на хромититы, выделенные по комплексному петрохимическому показателю, 8 – наиболее перспективные площади ( $Z_3 > 10$ ), 9 – изолинии дискриминатора хромитонности, 10 – северная граница массива.

## 7.2 Эргакский массив

При оценке перспектив Эргакского массива на хромититы нами учитывались результаты 38 оригинальных силикатных анализов ультрамафитов, по которым рассчитывался петрохимический показатель  $Z_3$ . Характер распределения показателя  $Z_3$  для Эргакского массива в сравнении с хромитонными уральскими серпентинитами приведён на рисунке 7.3. Как следует из рисунка, в ультрамафитах Эргакского массива отмечаются большие, по сравнению с уральскими, отрицательные значения  $Z_3$  (до -20), а в области положительных преобладают значения близкие к уральским. При этом положительные

значения  $Z_3$  на гистограммах говорят о перспективной хромитонности вмещающих ультрамафитов.

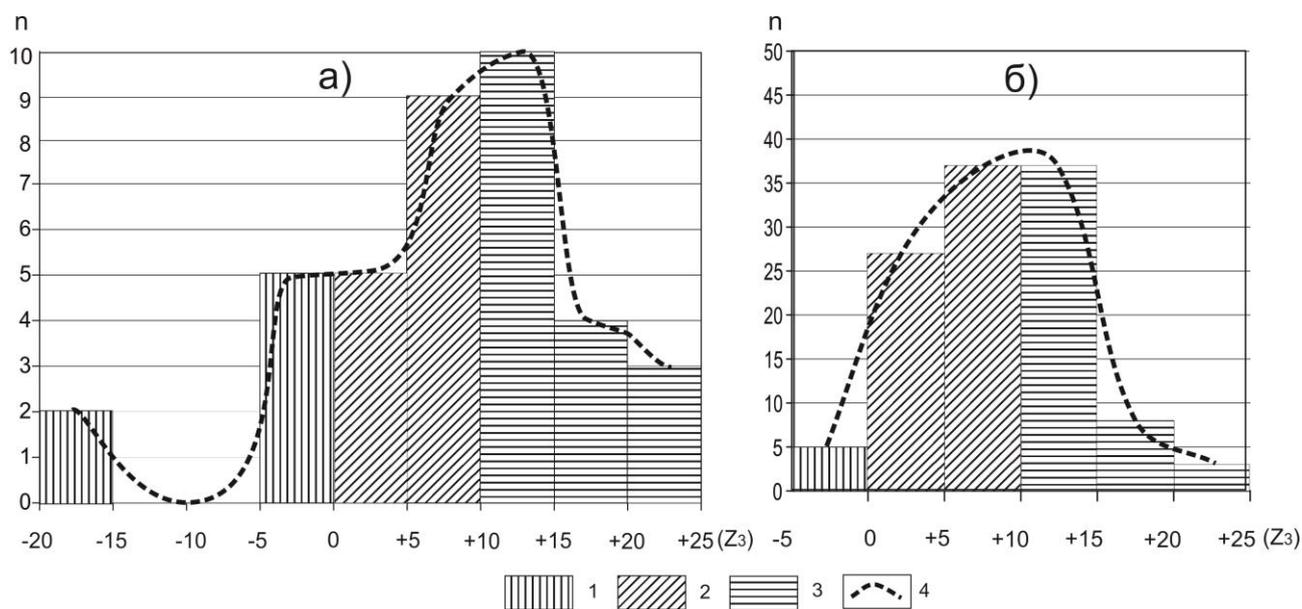


Рисунок 7.3 – Гистограммы распределения петрохимического показателя ( $Z_3$ ) для: а) хромитоносных ультрамафитов Эргакского массива ( $n=38$ ) и б) для хромитоносных серпентинитов Урала ( $n=116$ ). Значения петрохимических показателей: 1 – неперспективные на хромитонность ( $Z_3 < 0$ ), 2 – благоприятные ( $Z_3 = 0+10$ ), 3 – наиболее перспективные ( $Z_3 > 10$ ), 4 – аппроксимирующая кривая.  $n$  – количество анализов.

На Эргакском массиве нами отдельно проводилась оценка перспективности на хромититы Лысанского и Малоэргакского блоков (соответственно 28 и 10 анализов). Были построены карты изолиний по значениям параметра  $Z_3$ , которые позволили выделить благоприятные участки по положительным аномалиям. В Лысанском блоке преобладают положительные значения показателя  $Z_3$ , что свидетельствует о повышенной перспективности блока в целом (рисунок 7.4). При этом наиболее интересным представляется участок вокруг горы Лысан, который составляет примерно третью часть площади с показателем  $Z_3 > 10$ . На этой площади ранее были выявлены основные рудопроявления хромититов (рисунок 3.3).

В Малоэргакском блоке потенциально перспективна на хромититы его западная часть, для которой характерны преимущественно положительные показатели  $Z_3$  (рисунок 7.5). Непосредственно на её западной окраине ранее

были установлены два рудопроявления (рисунок 3.3). По полученным данным высокие показатели  $Z_3 > 10$  характерны для центральной части западного блока, что указывает на её наибольшую перспективность. Именно здесь следует провести детальные поисковые работы в целях обнаружения новых рудопоявлений хромититов.

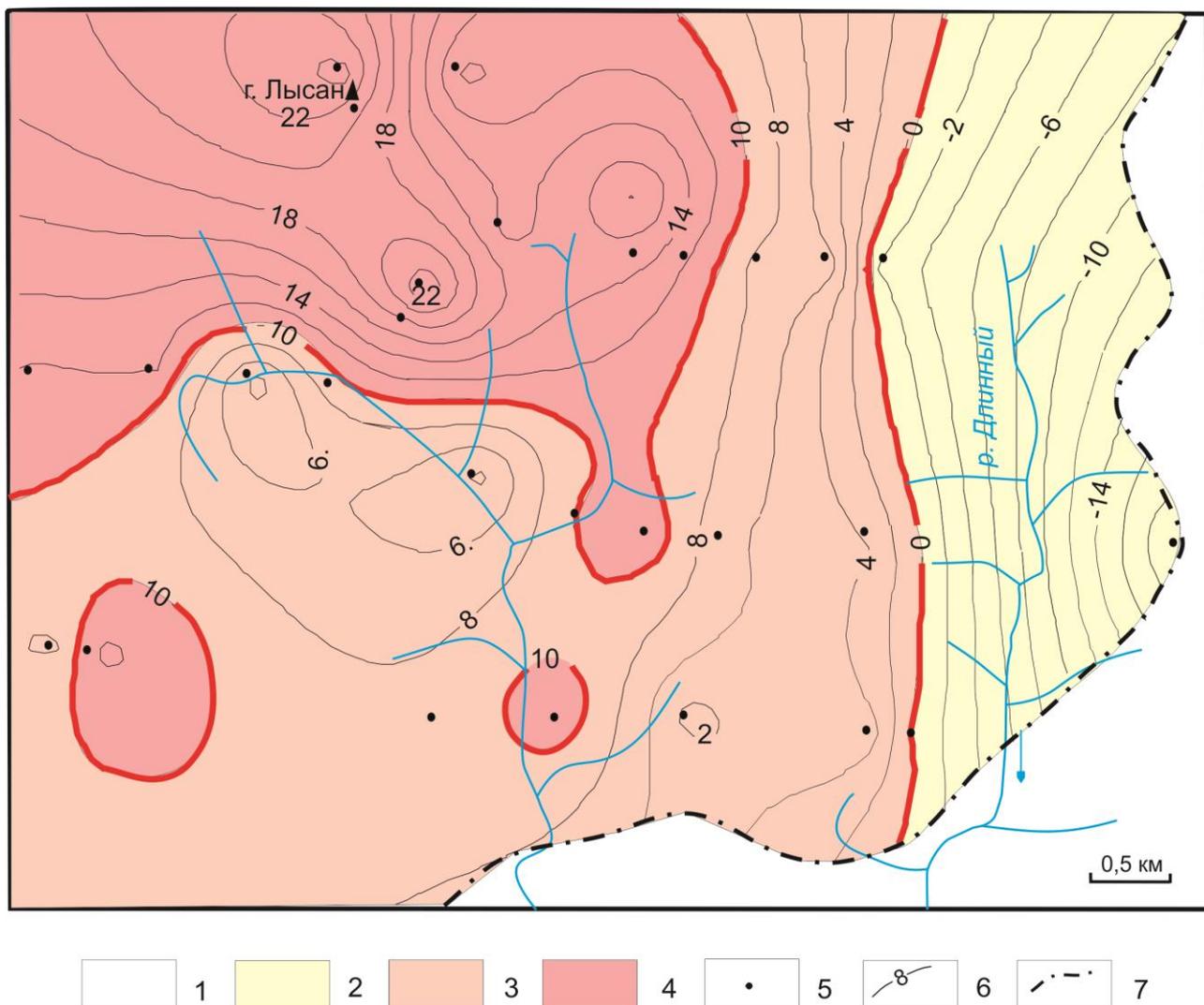


Рисунок 7.4 – Оценка перспектив хромитоносности Лысанского блока по петрохимическим данным. 1 – вмещающие породы, 2 – бесперспективные площади ( $Z_3 < 0$ ), 3 – перспективные площади ( $10 > Z_3 > 0$ ), 4 – наиболее перспективные ( $Z_3 > 10$ ), 5 – точки, используемые для построения изолиний  $Z_3$  (28 шт.), 6 – изолинии комплексного петрохимического показателя  $Z_3$ , 7 – контуры массива. Изолинии  $Z_3$  проведены через 2 единицы.

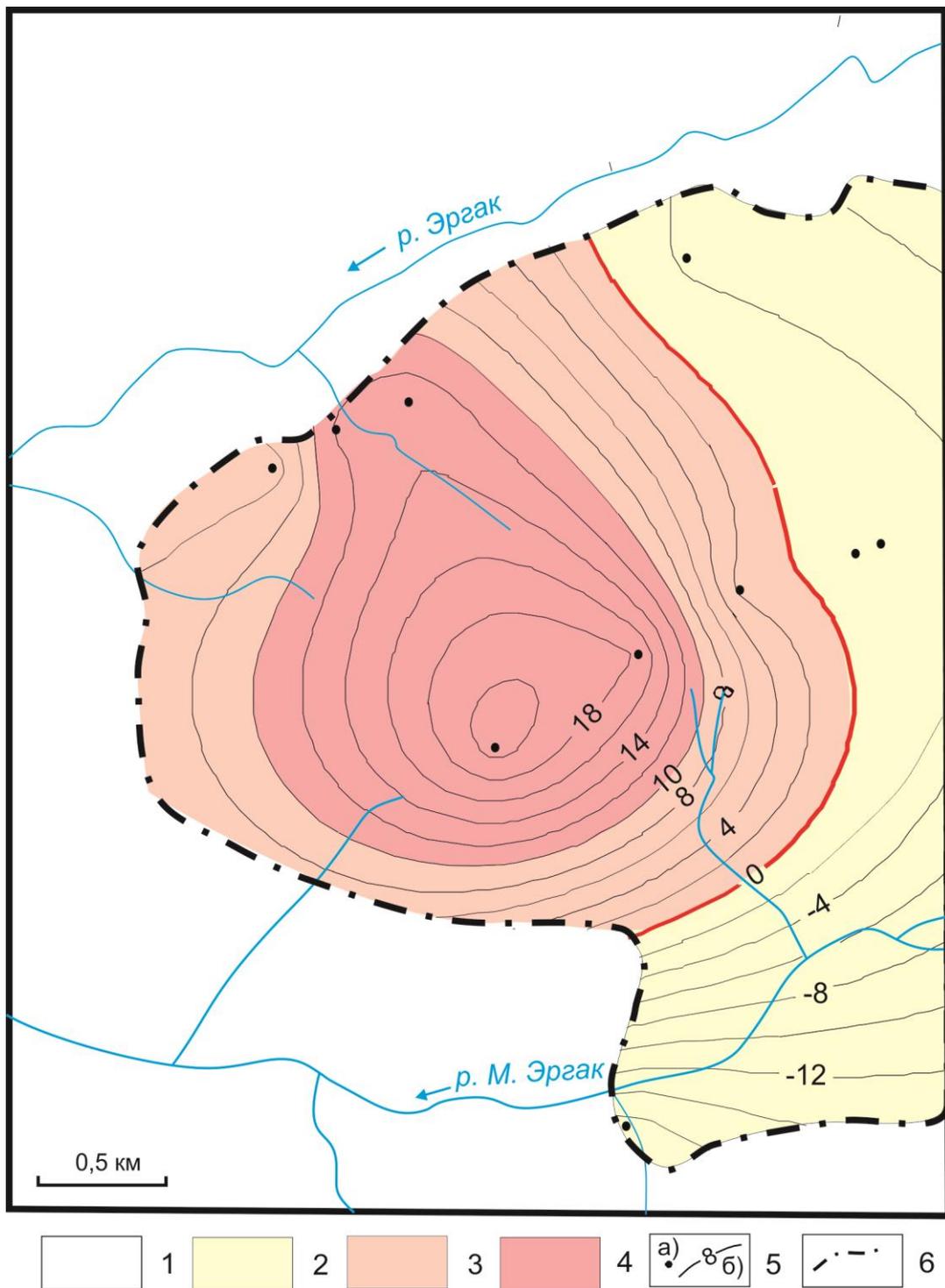


Рисунок 7.5 – Оценка перспектив хромитоносности Малоэргакского блока по петрохимическим данным. 1 – вмещающие породы, 2 – бесперспективные площади ( $Z_3 < 0$ ), 3 – перспективные площади ( $10 > Z_3 > 0$ ), 4 – наиболее перспективные ( $Z_3 > 10$ ), 5 – точки, используемые для построения изолиний  $Z_3$  (28 шт.), 5 – изолинии комплексного петрохимического показателя  $Z_3$ , 6 – контуры массива. Изолинии  $Z_3$  проведены через 2 единицы.

Таким образом, полученные результаты подтверждают связь особенностей химизма ультрамафитов с наличием в них хромитового рудопроявления. Это позволяет учитывать петрохимический показатель  $Z_3$ , как дополнительный критерий при планировании и постановке детальных поисковых работ на перспективных участках Эргакского массива, для открытия новых тел хромититов. Данный критерий, в совокупности с другими, рекомендуется использовать также в других регионах на массивах ультрамафитов при оценке их потенциальной хромитоносности.

## 8 ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволили сформулировать следующие выводы:

1. Калнинский и Эргакский массивы являются фрагментами нижней части Куртушибинского офиолитового пояса и сложены породами полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса. Внутренняя структура массивов определяется полосчатостью. Среди дунитов обоих массивов выявляются линейные зоны полосчатых хромититов, согласных с внутренней структурой массивов. Эргакский ультрамафитовый массив состоит из двух блоков: Лысанского и Малоэргакского, которые тектонически разобщены.

2. Ультрамафиты Калнинского и Эргакского массивов представлены дунитами, гарцбургитами и их серпентинизированными разностями. В северном блоке Эргакского массива ультрамафиты нередко преобразованы в регенерированные серпентин-оливиновые ультраметаморфиты и оливиниты. Среди ультрамафитов обоих массивов отмечаются хромитовые тела.

В Калнинском массиве широким распространением пользуются гарцбургиты, дуниты, а в Эргакском, наряду с дунитами и гарцбургитами, устанавливаются оливиниты. Дуниты и гарцбургиты обычно имеют средне-, крупнозернистые структуры, нередко грубозернистые. Они, в различной степени, подвержены пластическим деформациям, что выражается в появлении неоднородного погасания минералов, полос пластического излома и порфирокластезе, обусловленном синтектонической рекристаллизацией. Среди дунитов и гарцбургитов выявляются линейные тела полосчатых хромититов. Оливиниты отличаются отсутствием признаков пластических деформаций.

По совокупности и интенсивности проявления признаков пластической деформации нами выделены следующие петроструктурные типы дунитов и гарцбургитов: протогранулярный → мезогранулярный → порфирокластовый. Для оливинитов устанавливается гранобластовый тип. Их последовательность отражает возрастающую степень пластической

деформации зерен оливина. Последовательность микроструктур определяется возрастанием роли признаков пластического деформирования зерен оливина: неоднородности их погасания, полос излома, изменения формы зерен, их степени ориентации и синтетектонической рекристаллизации. Из приведенной характеристики структурных типов оливина следует, что с увеличением степени деформации пород происходит уменьшение размера зерен минералов, увеличение их удельной поверхности и, нередко, степени анизотропии, что хорошо согласуется с экспериментальными данными (Nicolas et. al., 1973). В участках локального термического разогрева, обусловленного пластическими деформациями, происходила вторичная рекристаллизация отжига с образованием гранобластовых оливинитов (Чернышов, 2001).

3. Оливины в дунитах и гарцбургитах обоих массивов по химическому составу отвечают форстериту ( $Fa=5,18-10,89\%$ ). Отмечается уменьшение железистости микрозернистого, интенсивно деформированного, оливина в порфирикластовых дунитах, что свидетельствует о синтетектонической рекристаллизации, протекавшей в окислительных условиях. Отсутствие  $CaO$  и  $MnO$  в дунитах и гарцбургитах, очевидно, связано с их интенсивным деплетированием. Оливин в оливинитах отличается от оливина из дунитов и гарцбургитов минимальной железистостью ( $Fa=0,8-1,6\%$ ). Для оливина из хромитов отмечается тенденция к снижению железистости по сравнению с рудовмещающими дунитами и оливинитами. Хромшпинелиды в дунитах и гарцбургитах по химическому составу, соответствуют алюмохромитам и хромитам, редко – хромпикотитам. Хромшпинелиды из оливинитов отвечают хромитам либо хромистым магнетитам. Хромшпинелиды в хромитах Калнинского массива представлены алюмохромитами и хромитами, тогда как в Эргакском – только хромитами.

Наблюдаемые отличия в химическом составе минералов, очевидно, связаны с неравномерной степенью деплетирования ультрамафитов, с последующей неоднородностью их пластического деформирования и с вторичной

рекристаллизацией отжига.

4. Проведенные петрохимические исследования показывают, что наименее деплетированными являются ультрамафиты Эргакского массива с лерцолитовым уклоном, которые часто содержат клинопироксен и, по своему составу, оказываются наиболее близкими Кемпирсайскому хромитоносному массиву. В Калнинском массиве степень деплетирования ультрамафитов возрастает, в нем значительным распространением пользуются дуниты, в ультрамафитах отсутствует клинопироксен. Они, по своему составу, приближаются к наиболее истощенным ультрамафитам Оспинского массива (Чернышов и др., 2010).

Ультрамафиты исследуемых массивов обнаруживают одинаковый характер распределения РЗЭ, который характеризуется уменьшением от легких к средним и одинаковыми концентрациями средних и тяжелых лантаноидов, что придает спектрам отрицательное наклонение. Устанавливается истощение средними и тяжелыми РЗЭ от гарцбургитов к дунитам, что связано с возрастанием степени деплетированности последних. При этом в ряду массивов: Кемпирсайский–Эргакский–Калнинский–Оспинский – отмечается тенденция к уменьшению содержаний РЗЭ в ультрамафитах, свидетельствующая о том, от первого к последнему они становятся более деплетированными реститами.

5. Проведенные исследования показали, что ультрамафиты в офиолитовых комплексах, в процессе формирования, испытали длительную эволюцию структурно-вещественных преобразований и приурочены к складчатым областям мозаично-блокового типа с интенсивным проявлением субгоризонтальных сдвиговых деформаций (Гончаренко, 1989; Чернышов, 2001). В дунитах и гарцбургитах повсеместно выявляются структурные признаки метаморфических пород, такие как кристаллизационная сланцеватость, минеральная уплощенность и линейность, возникшие в результате интенсивной пластической деформации, которые широко представлены в ультрамафитовых массивах офиолитовых комплексов (Колман, 1979; Чернышов, 2001).

Детальное структурно-петрологическое исследование ультрамафитов, с установлением взаимоотношений и последовательности формирования деформационных структур, а также анализ вещественных преобразований пород позволили выделить три этапа их деформационной истории: доконсолидационный, синконсолидационный, постконсолидационный (Чернышов, 2001; Чернышов, Юричев, 2013). Данные этапы являются выражением определенных тектонических событий, объединяемых в единый тектоно-деформационный цикл, который соответствует заложению, формированию и закрытию рифтогенной структуры (Миллер, 1982). "Продолжительность полного цикла деформаций деплетированного вещества верхней мантии ограничена временем растяжения и разрыва земной коры, проникновения в нее ультрамафитовых массивов и их консолидацией в обстановке орогенного сжатия" (Гончаренко, Чернышов, 1990)

*Доконсолидационный этап* включает мантийно-метаморфическую эволюцию дунит-гарцбургитового комплекса, в которой выделяются три стадии пластических деформаций.

*В первую стадию* происходило интенсивное деплетирование мантийного субстрата в условиях верхней мантии. С этой стадией связано формирование деформационной полосчатости в гарцбургитах, обусловленной неравномерным содержанием в них оливина и энстатита. На ее метаморфическую природу указывали многие исследователи (Колман, 1979; Nicolas et. al., 1973). Возникновение этой полосчатости в гарцбургитах предполагается в условиях их частичного плавления в зонах интенсивного послонно-сдвигового пластического течения (Чернышов, 2001; Чернышов, Юричев, 2013). Активная динамическая обстановка этой стадии реализовалась в условиях субгоризонтального течения вещества и способствовала образованию системы изоклинальных складок (Чернышов, 2001).

*Вторая стадия* деформаций доконсолидационного этапа обусловлена пластическим течением вещества в геодинамической обстановке океанического спрединга и способствовала формированию крупных складчатых

структур (Гончаренко, Чернышов, 1990; Колман, 1979; Чернышов, Юричев, 2013). Складчатые деформации полосчатого гарцбургитового комплекса сопровождались повышением температуры, обусловленной выделением тепловой энергии при пластическом течении и значительными градиентами напряжений (Попов, 1977). Высокие температуры способствовали дальнейшему рестированию исходного мантийного субстрата с образованием довольно крупных дунитовых обособлений, имеющих постепенные переходы с гарцбургитами и приуроченных, видимо, к наиболее напряженным частям складок в зонах перегиба (Гончаренко, Чернышов, 1990). На крыльях складок формировались дунитовые тела незначительных размеров и неправильные по форме с резкими и заливообразными границами.

С дунитами тесно ассоциируют тела хромититов различных размеров, размещение которых обычно контролируется полосчатостью во вмещающих гарцбургитах и наиболее наглядно показано в Калнинском массиве. При этом руды приобретают линейно-плоскостные текстуры, согласно элементам прототектоники. Подобные взаимоотношения хромитовых руд с вмещающими их породами отмечались на Кемпирсайском месторождении (Павлов, 1968). Согласно нашим представлениям формирование хромитового оруденения, очевидно, осуществлялось в процессе интенсивного рестирования гарцбургитов и образования на их месте дунитов. В результате частичного плавления ромбические пироксены были полностью растворены, при этом освободившиеся наиболее подвижные компоненты: Al и Ca – выносились расплавами; Mg, Fe и Cr являются инертными и остались, преимущественно, на месте, при этом первые два компонента идут на образование оливина, а последний – на формирование новообразованных хромшпинелидов. В итоге дуниты, образовавшиеся в результате частичного плавления гарцбургитов будут обогащаться хромитовой минерализацией. Формирование хромитового оруденения, очевидно, осуществлялась в дунитах, в зонах интенсивного высокотемпературного пластического течения, согласно полосчатости дунит-гарцбургитового субстрата (Савельев, 2018; Ghazi et. al., 2011). В процессе

пластического течения происходила сегрегация хромшпинелидов в отдельные параллельные полосы, которая сопровождалась «выдавливанием» из них пластического оливина (Савельев и др., 2008; Чернышов, Юричев, 2013; Юричев, Чернышов, 2016). В результате неравномерной сегрегации оливина, сформировались линейные зоны хромитового оруденения с вкрапленными структурами, контролируемые полосчатостью дунит-гарцбургитового субстрата.

На доконсолидационном этапе в глубинных мантийно-коровых условиях пластическое течение ультрамафитов реализовывалось, главным образом, в режиме осевого сжатия, высокой температуры и низких скоростей (Гончаренко, Чернышов, 1990; Чернышов, 2001; Чернышов, Юричев, 2013). Об этом свидетельствуют петроструктурные узоры оливина и энстатита в гарцбургитах и дунитах, образовавшиеся в результате внутрикристаллического трансляционного скольжения, главным образом, по системам (010)[100] и (100)[001], соответственно. Эти ориентировки отражают высокую степень анизотропии внутреннего строения ультрамафитов, фиксируемую совмещенными максимумами  $N_g$  оливина и энстатита большой плотности. Подобные ориентировки установлены для гарцбургитов Калнинского и Эргакского массивов, которые частично фиксируют первую стадию их пластического деформирования.

Полученные данные петроструктурного анализа свидетельствуют, что реализация ранних стадий доконсолидационного этапа осуществлялась при высоких температурах 800-1000 °С и низких скоростях деформации ( $\epsilon = 10^{-8} - 10^{-13}$  сек<sup>-1</sup>) вблизи верхней границы астеносферы на глубинах 70-90 км (Nicolas et. al., 1973). На этом этапе происходило расщепление вещества верхней мантии (частичное плавление) на базальтоидную составляющую и кристаллический дунит-гарцбургитовый рестит (Добрецов и др., 1977; Чернышов, Юричев, 2013).

*На заключительной стадии* доконсолидационного этапа, по мере снижения температуры и повышения роли гидротерм, ультрамафиты подверга-

лись вторичным изменениям. Начало этих изменений находит выражение в замещении энстатита с образованием псевдоморфоз мелкочешуйчатого талька. Последующие изменения ультрамафитов обусловлены, главным образом, их серпентинизацией, прежде всего развитием петельчатого лизардита.

*Синконсолидационный этап* в геодинамическом плане реализуется в условиях смены режима растяжения режимом сжатия и обусловлен процессом субдукции океанической плиты. На этом этапе, в условиях активной динамической обстановки, стратифицированные офиолитовые разрезы подвергались интенсивной тектонизации и деструкции. Расчлененные пластины испытывают надвиговые перемещения, участвуя в создании меланжево-олигостромовых горизонтов (Щербаков, 1981). Синконсолидационный этап сопровождался тектонической транспортировкой ультрамафитов в верхние горизонты земной коры с последующей их консолидацией в складчато-деформированном метаморфическом субстрате (Чернышов, 2001; Чернышов, Юричев, 2013). Перемещение ультрамафитов осуществлялось в зоне глубинного надвига, контролирующего размещение массивов, и сопровождалось интенсивным пластическим течением в условиях комбинации осевых и сдвиговых деформаций при увеличении скорости и возрастающей роли стресса.

В условиях низкой и умеренной скорости сдвиговых деформаций ультрамафиты вовлекались в наложенную коническую, либо изоклиналичную складчатость, устанавливаемую по распределению минеральной уплощенности ( $S_2$ ). В ультрамафитах, претерпевших сдвиг при высокой скорости деформации, интенсивные пластические деформации реализовались в образовании диагональных линейных зон течения, трассируемых переориентированной минеральной уплощенностью ( $S_2$ ), кливажом и мелкими дизъюнктивами, секущими первичную складчатость. Деформация хромитовых тел выражалась в переориентации струйчатости хромшпинелида, согласно с минеральной уплощенностью зерен оливина во вмещающих рудные тела дунитах. Зоны линейного пластического течения являются контролирующими структурами для метасоматических пород верлит-клинопироксенитовой ассоциа-

ции, представленных жильными телами среди дунитов и гарцбургитов (Гончаренко, Чернышов, 1990; Чернышов, Юричев, 2013).

Заключительная стадия консолидационного этапа протекала в условиях активной динамической обстановки, способствующей интенсивному пластическому течению вещества в горизонтальном направлении согласно структурам, контролирующим размещение ультрамафитовых массивов. На этой стадии ультрамафиты, совместно с породами обрамления, претерпели синметаморфические деформации, которые протекали при высоких температурах (свыше 700 °С), возрастании стресса и дифференциальных напряжений в условиях неустановившейся ползучести (Гончаренко, 1989).

Синконсолидационный этап формирования ультрамафитов сопровождался образованием разнообразных деформационных микроструктур оливина в дунитах и гарцбургитах при возрастающей роли механизма синтектонической рекристаллизации. Характерной чертой этих структур является их гетерогенность и отчетливо выраженная линейно-плоскостная минеральная ориентировка (директивность). В процессе микробудинирования крупные порфирокластовые индивиды энстатита приобретают линзовидную форму, что свидетельствует об очень интенсивном пластическом течении вещества (Спенсер, 1981). Интенсивность пластических деформаций ультрамафитов находит отражение в формировании порфирокластовых микроструктурных типов оливина. Среди пород с порфирокластовым типом часто фиксируются локальные зоны с порфиролейстовым типом, что свидетельствует о неравномерном пластическом течении внутри массива, вызвавшем послойно-сдвиговые деформации (Гончаренко, Чернышов, 1990). В результате интенсивных пластических деформаций на этом этапе линейные зоны вкрапленного оруденения подвергались деструкции с образованием линзовидных тел хромититов, из которых происходило интенсивное «выдавливание» пластичного оливина. В результате неравномерного «выдавливания» оливина сформировались хромититы с густовкрапленными и сливными текстурами.

Смена динамических условий и увеличение скорости деформаций находит отражение в эволюции петроструктурных узоров оливина и энстатита. Что устанавливается нами в гацбургитах и реже в дунитах Калнинского массива и выражается в особенностях петроструктурных узоров пластически деформированных зерен оливина и энстатита первой стадии деформации. Возрастающие напряжения и скорости сдвиговых деформаций способствовали значительному повышению температуры (Чернышов, 2001), что нашло отражение в смене систем трансляции в оливине от низко- к высокотемпературным  $(110)[001] \rightarrow (001)[100] \rightarrow \{0kl\}[100] \rightarrow (010)[100]$  и увеличении роли синтектонической рекристаллизации. Пластическое течение ультрамафитов осуществлялось в сходных термо- и геодинамических условиях, что подтверждается идентичностью петроструктур оливина и ортопироксена, а также близкими температурами оливин-хромитовых равновесий ( $T$  °С, по Фабри, составляет ~640-800 °С).

*Постконсолидационный этап* обусловлен метаморфическими изменениями ультрамафитов в результате термического воздействия на них более молодых интрузий габброидов. Этот этап наиболее отчетливо проявлен в Эргакском массиве. Он связан с появлением крупно- и гигантозернистой регенерированной микроструктуры оливина, лишенной признаков пластических деформаций, которая возникает в результате вторичной рекристаллизации отжига. Петроструктурные узоры оптической ориентировки крупнозернистого недеформированного оливина оказываются близкими, ранее создаваемым петроструктурам пластически деформированного оливина, что указывает на близкий план внешнего поля напряжений.

На постконсолидационном этапе, сформировавшиеся ранее, синконсолидационные структуры часто оставались динамически активными и унаследовались трещинами кливажа и разрывными нарушениями, смещение вдоль которых сопровождалось трансляционным скольжением, синтектонической рекристаллизацией и микробудинажем крупных порфиробластовых зерен оливина в дунитах, с образованием порфирокластовых структур.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного детального петрологического изучения установлены главные типы пород, слагающие Калнинский и Эргакский хромитоносные массивы. Они представлены, главным образом, метаморфическими ультрамафитами дунит-гарцбургитового комплекса. Главное внимание уделялось изучению петрографических, минералогических, петрогеохимических и петроструктурных особенностей дунитов.

В Калнинском массиве широким распространением пользуются как гарцбургиты, так и дуниты, тогда как в Эргакском наряду с дунитами и гарцбургитами устанавливаются оливиниты. Дуниты и гарцбургиты обычно имеют средне-, крупнозернистые структуры, нередко грубозернистые. Они в различной степени подвержены пластическим деформациям, что выражается в появлении неоднородного погасания минералов, полос пластического излома и порфиорокластезе, обусловленном синтетектонической рекристаллизацией. Среди дунитов выявляются линейные тела полосчатых хромититов. Оливиниты отличаются отсутствием признаков пластических деформаций.

Вещественный состав пород и минералов отражает, прежде всего, породную принадлежность. Устанавливаются также тенденции изменения состава пород и минералов, обусловленных их пластической деформацией.

Выявленная петрогеохимическая неоднородность пород и хромититов связана как с породной принадлежностью, так и с наложенными метаморфогенными преобразованиями.

Петроструктурный анализ оливина позволил выявить предпочтительные узоры его оптических ориентировок, анализ которых дает возможность выявить термодинамические условия и последовательность пластических деформаций дунитов на мантийно-коровых этапах их эволюции. Анализом установлено, что дуниты и гарцбургиты претерпели пластические деформа-

ции, в процессе перемещения на уровнях верхняя мантия–земная кора, механизмами трансляционного скольжения и синтетектонической рекристаллизацией, в условиях снижения температур от 800 °С, умеренной и высокой скорости ( $10^{-5}\text{c}^{-1}$ – $10^{-2}\text{c}^{-1}$ ) и низкого всестороннего давления ( $\approx 5$  кбар). Оливиниты образовались в результате высокотемпературной рекристаллизации отжига (свыше 500 °С).

Таким образом, комплексное петрологическое изучение ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов позволило установить эволюционную направленность их структурно-текстурных особенностей и вещественного состава, выявить термодинамические условия формирования и провести потенциальную оценку их хромитонности.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Велинский В. В., Лоскутов И. Ю. Дискриминантный анализ петрохимических признаков – эффективный метод оценки рудоносности геологических объектов (на примере массивов альпинотипных гипербазитов) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. 1991. Вып. 6. С. 28–32.
2. Вернон Р. Х. Метаморфические процессы – М. : Недра, 1980. 226 с.
3. Бетехтин А. Г. Курс минералогии: учебное пособие – М. : КДУ, 2008. 736 с.
4. Велинский В. В., Вартанова Н. С. Закономерности в химизме гипербазитов Тувы // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. – Новосибирск: Наука, 1980. С. 14–27.
5. Вернон Р. Х. Метаморфические процессы – М. : Недра, 1980. 226 с.
6. Гончаренко А. И. Металлогенические особенности альпинотипных гипербазитов северной части Кузнецкого Алатау и связанных с ними метасоматических образований // Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971. С. 179–181.
7. Гончаренко А. И., Баранов М. А., Сибилев А. К. Внутренняя структура и деформации гипербазитов в офиолитах Иджимского массива (Западный Саян) // Геология, петрология и полезные ископаемые Сибири. Томск, 1979. С. 184–208.
8. Гончаренко А. И., Чернышов А. И. Типы складчатых деформаций гипербазитов в офиолитах Полярного Урала // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 1. С. 166–170.
9. Гончаренко А. И., Чернышов А. И. Деформации и механизм формирования Среднетерсинского габбро-гипербазитового массива (Кузнецкий Алатау) // Вопросы геологии Сибири. Томск, 1982. С. 170–193.
10. Гончаренко А. И., Кузнецов П. П., Симонов В. А. и др. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) – Новосибирск: Наука, 1982. 105 с.

11. Гончаренко А. И. Петрология и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов: дис. ... докт. геол.-минерал. наук. Томск, 1985. 366 с.
12. Гончаренко А. И., Чернышов А. И. О соотношении микроструктурных ориентировок минералов в гипербазитах и вмещающих их породах // Тез. докл. Всесоюзной школы: Структурный анализ кристаллических комплексов. М., 1986. Ч. 2. С. 119–120.
13. Гончаренко А. И. Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 398 с.
14. Гончаренко А. И., Чернышов А. И. Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1990. 200 с.
15. Гончаренко А. И., Чернышов А. И., Резниченко Л. Г. Структура, состав и петроструктурная эволюция пород зоны серпентинитового меланжа офиолитов Центрального Казахстана – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. 86 с.
16. Гончаренко А. И., Чернышов А. И., Возная А. А. Офиолиты Западной Тувы (строение, состав, петроструктурная эволюция). Томск, 1994. 125 с.
17. Гурская Л. И., Смелова Л. В., Колбанцев Л. Р. и др. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. 306 с.
18. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы: в 5 т. – М. : Изд-во “Мир”, 1966. Т. 3. 319 с.
19. Дистлер В. В., Крячко В. В., Юдовская М. А. Условия образования оруденения платиновых металлов в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 1. С. 44–74.
20. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию – Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
21. Добрецов Н. Л., Лепезин Г. Г., Пукинская О. С. Глаукофановые сланцы Алтае-Саянской области // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. № 1. С. 200–203.

22. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта (Западный Саян) // Геология и геофизика. 1976. № 2. С. 40–53.
23. Добрецов Н. Л., Молдаванцев Ю. Е., Казак А. П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна – Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
24. Еремеев В. П., Сибилев А. К. Иджимский гипербазитовый плутон (Западный Саян) // Изв. АН СССР. Серия геол. 1969. № 8. С. 14–24.
25. Еремеев В. П., Сибилев А. К. Серпентинизация в Иджимском гипербазитовом плутоне и место самородного орегонита и маухерита в этом процессе // Изв. АН СССР. Серия геол. 1970. № 6. С. 91–100.
26. Еханин Д. А. Геология и рудоносность Калнинского ультрабазитового массива : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Красноярск, 2010. 22 с.
27. Забияка А. И. Верхнеамыльский хромитоносный район (к совершенствованию прогнозно-поисковой модели) // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск: Изд-во КНИИГГиМС, 2008. Вып. 9. С. 193–205.
28. Казаков А. Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах – Л. : Наука, 1976. 238 с.
29. Казаков А. Н. Геометрический анализ цилиндрических и конических структур метаморфических толщ // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 11. С. 124–129.
30. Киселева О. Н., Жмодик С. М., Дамдинов Б. Б. и др. Состав и эволюция платинометальной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 333–349.
31. Кичеева (Рыбакова) А. В. Петроструктурные особенности дунитов Калнинского массива (Западный Саян) // Проблемы геологии и освоения недр: труды XVI Международного симпозиума имени академика М. А. Усо-

ва студентов и молодых ученых, посвященного 110-летию со дня основания горно-геологического образования в Сибири. Том I; Томский политехнический университет. – Томск: Изд-во томского политехнического университета, 2012. С. 117–118.

32. Кичеева (Рыбакова) А. В., Чернышов А. И. Петроструктурные особенности оливина в хромититах и вмещающих дунитах (Западный Саян) // Материалы Третьей Российской молодежной Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». – М. : ИГЕМ РАН, 2013. С. 125–127.

33. Кичеева (Рыбакова) А. В. Петроструктурные особенности гарцбургитов Калнинского массива (Западный Саян) // Металлогения древних и современных океанов – 2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Научное издание. – Миасс: Институт Минералогии УрО РАН, 2013а. С. 123–126.

34. Кичеева (Рыбакова) А. В. Пластические деформации гарцбургитов Эргакского хромитоносного массива (Западный Саян) // Проблемы геологии и освоения недр: труды XVII Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 110-летию со дня основания горно-геологического образования в Сибири. Том I; Томский политехнический университет. – Томск: Изд-во томского политехнического университета, 2013б. С. 116–117.

35. Кичеева (Рыбакова) А. В. Петроструктурные исследования пластически деформированных гарцбургитов и дунитов Эргакского массива (Западный Саян) // Металлогения древних и современных океанов – 2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Научное издание. – Миасс: Институт минералогии УрО РАН, 2014а. С. 191–194.

36. Кичеева (Рыбакова) А. В. Термодинамические условия формирования дунитов и оливинитов Эргакского массива (СВ Западного Саяна) // Материалы XIII конференции студенческого научного общества геологического

факультета Санкт-Петербургского государственного университета «Геология в различных сферах». СНО, 2014б. С. 71–72.

37. Колман Р. Г. Офиолиты – М. : Мир, 1979. 269 с.

38. Кривенко А. П., Подлипский М. Ю., Кубышев А. И. и др. Перспективы хромитоносности и платиноносности гипербазитов Верхне-Амыльского района в Западном Саяне // Минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск: КНИИГиМС. 2002. Кн. 1 С. 314–324.

39. Кривенко А. П., Подлипский М. Ю., Агафонов Л. В. Петрология и минералогия гипербазитов Эргакского массива // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Раздел 1. Геология и металлогения. – Кызыл: Изд-во ТувИКОПР СО РАН, 2004. С. 61–77.

40. Кривенко А. П., Подлипский М. Ю., Агафонов Л. В. Рудная минерализация гипербазитов Эргакского массива и перспективы его хромитоносности // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Раздел 1. Геология и металлогения. – Кызыл: Изд-во ТувИКОПР СО РАН, 2005. Вып. 8. С. 32–43.

41. Курганьков П. П., Целюк И. Н., Власов А. В. и др. Перспективы хромитоносности юга Красноярского края на примере Калнинского гипербазитового массива // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири. 2010. С. 40–46.

42. Леснов Ф. П., Подлипский М. Ю., Поляков Г. В. и др. Геохимия акцессорных хромшпинелидов из пород Эргакского хромитоносного гипербазитового массива и условия его формирования (Западный Саян) // Доклады Академии наук. 2008. Т. 422. № 5. С. 660–664.

43. Лоскутов И. Ю., Велинский В. В. Петрохимические критерии оценки хромитоносности альпинотипных гипербазитов // Геология и геофизика. 1989. № 12. С. 60–69.

44. Лоскутов И. Ю. Альпинотипные гипербазиты Центрального Саяна : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1993. 21 с.
45. Лоскутов И. Ю. Петрохимический метод поиска хромитовых руд в альпинотипных серпентинитах // Геология и минерагения Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. С. 129–133.
46. Лоскутов И. Ю., Долгушин С. С. Особенности химизма хромитовых гипербазитов Эргакского массива // Мат-лы Всеросс. науч. конф. к 100-летию со дня рождения акад. Н. А. Шило «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений». Москва, 2013. С. 46.
47. Лукин Л. И., Чернышов В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ – М. : Наука, 1965. 124 с.
48. Малахов И. А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов – М. : Наука, 1983. 223 с.
49. Меляховецкий А. А., Скляр Е. В. Офиолиты и олистостромы Западного Саяна и Тувы // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. – Новосибирск: Наука, 1985. С. 58–71.
50. Методические рекомендации по применению классификации запасов к месторождениям хромовых руд. – М. : ГКЗ, 2005. 41 с.
51. Миллер Ю. В. Тектоно-метаморфические циклы – Л. : Наука, 1982. 160 с.
52. Монгуш А.А., Леснов Ф. П., Ойдуп Ч. К. и др. К минералогии оливинов, серпентинов и хромшпинелидов из пород Южной части Эргакского ультрамафитового массива (Куртушибинский офиолитовый пояс) // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Раздел 1. Геология и металлогения. – Кызыл: Изд-во ТувикОПР СО РАН, 2004. С. 78–82.
53. Николая А. Основы деформации горных пород – М. : Мир, 1992. 168 с.

54. Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды ИГН АН СССР. Сер. рудн. месторождений. – М. : Изд-во АН СССР, 1949. № 13. 87 с.
55. Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона – М. : Наука, 1968. 178 с.
56. Перевозчиков Б. В., Набиуллин В. И. Методические основы оценки ресурсного потенциала хромовых руд офиолитовых ультрабазитов // Вестник Пермского университета. Геология. 2007. № 4. С. 91–105.
57. Плотников А. В. Анализ перспектив хромитоносности массива Сыум-Кеу (Полярный Урал): дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. Пермь, 2009. 120 с.
58. Попов В. С. Причина плавления, приводящего к образованию магм // Геохимия. 1977. № 4. С. 516–524.
59. Родыгин А. И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс) – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1968. 327 с.
60. Родыгин А. И. Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи) – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979. 200 с.
61. Родыгин А. И. Структурные диаграммы – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1980. 74 с.
62. Родыгин А. И. Микроструктурный анализ кварца (с методическими указаниями и примерами геологической интерпретации) – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1994. 217 с.
63. Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н. и др. Геология, петрохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
64. Савельев Д. Е. Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромититовых ассоциаций – Уфа : Башк. Энцикл., 2018. 204 с.

65. Савельева Г. Н. Габбро-гипербазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1983. 51 с.
66. Салтыков С. А. Стереометрическая металлография – М. : Metallurgia, 1970. 375 с.
67. Сибилев А. К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне) – Новосибирск: Наука, 1980. 215 с.
68. Спенсер Э. У. Введение в структурную геологию – Л. : Недра, 1981. 367 с.
69. Сыстра Ю. И. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. – Л. : Наука, 1978. 167 с.
70. Талхаммер Т. В. Ассоциации минералов платиновой группы в массивных хромитовых рудах Кемпирсайского офиолитового комплекса (Южный Урал) как проявление мантийного метасоматоза // Записки Всероссийского минералогического общества. 1996. Ч. СХХV. № 1. С. 25–36.
71. Трегер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов – Справочник. Пер. с нем. Р. Н. Соболева. – М. : Недра, 1980. 208 с.
72. Физическое металловедение. Дефекты кристаллического строения, механические свойства металлов и сплавов // Под ред. Р. Кана. – М. : Мир, 1968. Вып. 3. 484 с.
73. Флинн Д. Деформации при метаморфизме // Природа метаморфизма. 1967. С. 49–78.
74. Чернышов А. И. Идентификация плоскостных и линейных структурных элементов в динамометаморфизованных ультрамафитах // Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации: матер. науч. семинара. Томск, 1996. С. 99–101.
75. Чернышов А. И. Петроструктурный анализ и петрология ультрамафитов различных формационных типов: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Томск, 1999. 528 с.

76. Чернышов А. И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001. 216 с.

77. Чернышов А. И. Петроструктурная эволюция оливинов в ультрамафитах Парамского и Шаманского массивов (Байкало-Муйский офиолитовый пояс) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1121–1132.

78. Чернышов А. И., Ножкин А. Д., Мишенина М. А. Петрогеохимическая типизация ультрамафитов Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия. 2010. № 2. С. 126-150.

79. Чернышов А. И., Юричев А. Н., Кичеева А. В. Петроструктурная эволюция гарцбургитов Калнинского массива (Западный Саян) // Материалы Всероссийской конференции, посвященной 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной «Современные проблемы магматизма и метаморфизма». – СПб. : Изд-во СПбГУ, 2012. Том 2. С. 326–330.

80. Чернышов А. И., Юричев А. Н. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне // Геотектоника. 2013. № 4. С. 31–46.

81. Чернышов А. И., Лоскутов И. Ю., Кичеева А. В. Связь химизма и рудоносности гипербазитов Калнинского массива (Западный Саян) // Вестн. Томского гос. ун-та, 2015. № 400. С. 366–370.

82. Чернышов А. И., Кичеева А. В., Подлипский М. Ю. Петроструктурные неоднородности ультрамафитов Эргакского хромитоносного массива (СВ Западного Саяна) // Записки Российского минералогического общества. 2016. № 5. С. 25–38.

83. Чернышов А. И., Пугачева Е. Е. Неоднородность пластических деформаций оливина в ультрамафитах Байкало-Муйского офиолитового пояса (северо-восточное Прибайкалье) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 327. № 4. С. 119–129.

84. Чернышов А. И., Юричев А. Н. Эволюция петроструктур пластического течения дунитов и хромитовых руд Харчерузского блока массива Сыумкеу (Полярный Урал) // Геотектоника. 2016. № 2. С. 62–77.

85. Чернышов А. И., Лоскутов И. Ю., Пугачёва Е. Е. Потенциальная хромитоносность пластически деформированных ультрамафитов Шаманского массива (СВ Прибайкалье) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 10. – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2018а. С. 423–427.

86. Чернышов А. И., Лоскутов И. Ю., Кичеева А. В. и др. Потенциальная хромитоносность ультрамафитов Эргакского массива (Северо-Восток Западного Саяна) // Руды и металлы. 2018б. № 1. С. 47–53.

87. Шмелев В. Р. Ультрабазиты Полярного Урала: минералогия, геохимия и петрогенезис // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Материалы III Международной конференции. Екатеринбург. 2009. Т. 2. С. 282–285.

88. Шмелев В. Р. Мантийные ультрабазиты офиолитовых комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования // Петрология. 2011. Вып. 6. № 19. С. 649–672.

89. Щербаков С. А. Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1981. № 4. С. 44–56.

90. Щербаков С. А. Пластические деформации ультрабазитов в гарцбургитовых массивах Урала: дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1986. 267 с.

91. Щербаков С. А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала – М. : Наука, 1990. 119 с.

92. Юричев А. Н., Чернышов А. И. Хромититы Харчерузского блока массива Сыум-Кеу: вещественный состав и генезис руд (Полярный Урал) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 327. № 8. С. 6–16.

93. Ahmed A. H., Arai S. Platinum-group minerals in podiform chromitites of the Oman ophiolite // *Canad. Miner.* 2003. Vol. 41. P. 597–616.
94. Ave'Lallemant H.G., Carter H. Z. Syntectonik recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol. 81. P. 2203–2220.
95. Ave Lallemant H.G. Mechanisms of preferred orientations of olivine in tectonite peridotite // *Geology.* 1975. Vol. 3. № 11. P. 653–656.
96. Boynton W. V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Rare earth element geochemistry // Elsevier. 1984. P. 63–114.
97. Carter N. L. Steady state flow of rocks // *Rev. Geophys. and Space Physics.* 1976. Vol. 14. № 3. P. 301–360.
98. Drury M. R., Ave Lallemant H. G., Pennock G. M. et. al. Crystal preferred orientation in peridotite ultramylonites deformed by grain size sensitive creep, Étang de Lers, Pyrenees, France // *Journal of Structural Geology.* 2011. Vol. 33. P. 1776–1789.
99. Evans B. W., Frost B. R. Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis // *Geochem. Cosmochim. Acta.* 1975. Vol. 39. № 6-7. P. 959–972.
100. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 69. № 4. P. 329–336.
101. Garuti G., Zaccarini F. In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature: evidence from serpentinized and weathered chromitites of the Vourinos Complex, Greece // *Canad. Miner.* 1997. Vol. 35. P. 611–626.
102. Ghazi J. M., Moazzen M., Rahghoshay M. et. al. The geodynamic setting of the Nain ophiolites, Central Iran: evidence from chromian spinels in the chromitites and associated rocks // *Ofioliti.* 2011. Vol. 36. № 1. P. 59–76.
103. Gonzales-Jimenez J. M., Griffin William L., Proenza Joaquin A. et. al. Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The crystallisation of chromitites // *Lithos.* 2014. Vol. 189. P. 148–158.

104. Jackson E. D. Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromite zones of the Stillwater Complex // *Magmatic ore deposits: A Symp. Econ. Geol.* 1969. P. 41–71.
105. Kaczmarek M., Reddy S. Mantle deformation during rifting: Constraints from quantitative microstructural analysis of olivine from the East African Rift (Marsabit, Kenya) // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 608. P. 1122–1137.
106. Karato S., Lee K., Jiang Z. A scanning electron microscope study of the effects of dynamic recrystallization on lattice preferred orientation in olivine // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 351. P. 331–341.
107. Karato S., Haemyeong J., Katayama I. et. al. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2008. Vol. 36. P. 59–95.
108. Kunze F. R., Ave Lallemand N. G. Non-coaxial experimental deformation of olivine // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 74. P. 1–13.
109. Melcher F., Grum W., Simon G. et. al. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite // *J. Petrol.* 1997. Vol. 38. P. 1419–1458.
110. Mercier J. C., Nicolas A. Textures, structures and fabrics of upper mantle peridotites, as illustrated by xenoliths from basalts // *Journ. Petr.* 1975. Vol. 16. P. 454–487.
111. Michibayashi K., Suzuki M., Komori N. Progressive deformation partitioning and recrystallization of olivine in the lithospheric mantle // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 587. P. 79–88.
112. Michibayashi K., Mainprice P., Fujii A. et. al. Natural olivine crystal fabrics in the western Pacific convergence region: a new method to identify fabric type // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. Vol. 443. P. 70–80.
113. Nicolas A., Boucher J. L., Boudier F. et. al. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European Iherzolites // *Tectonophysics*. 1971. Vol. 12. P. 55–86.

114. Nicolas A., Boudier F., Boullier A. M. Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // *Amer. J. Sci.* 1973. Vol. 10. P. 853–876.
115. Nicolas A., Poirier J. P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. – New York: Wiley-Interscience, 1976. 444 p.
116. Ohuchi T., Nishihara Y., Seto Y. et. al. In situ observation of crystallographic preferred orientation of deforming olivine at high pressure and high temperature // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2015. Vol. 243. P. 1–21.
117. Poirier J. P. Les mecanismes physiques microscopiques de la deformation plastique des mineraux et des rockes // *Bill. Soc. Geologique de France*. 1976. Vol. 18. № 6. P. 1371–1376.
118. Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis // Edited by H.-R. Wenk. – Academic Press, 1985. 610 p.
119. Raterron P., Girard J., Chen J. Activities of olivine slip systems in the upper mantle // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2012. Vol. 200–201. . 105–112.
120. Roeder P., Campbell J., Jamieson H. A Re-Evaluation of the olivine-spinel Geothermometer // *Contrib. Miner. and Pexrol*. 1979. Vol. 68. № 3. P. 325–334.
121. Ross J. V., Nielsen K. C. High-temperature flow of polycrystalline enstatite // *Tectonophysics*. 1978. Vol. 44. P. 233–261.
122. Stocker R. L., Ashby F. On the rheology of the upper mantle // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1973. Vol. II. P. 391–426.
123. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implicatios for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* (Eds. Saunders A.D., Norry M.J.). *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. P. 313–345.
124. Vernon R. N. Comparative grain-boundary studies of some basic and ultrabasic granulites, nodules and cumulates // *Scottish J. Geol.* 1970. Vol. 6. P. 337–351.

125. Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G. Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia) // Ore Geology Reviews. 2008. Vol. 33. P. 20–30.

### **Фондовая литература**

126. Катанов С. Г., Заболотский А. Д., Кривенко А. П. и др. Поиски хромитов в бассейне верхнего и среднего течения р. Амыл. Отчет ОАО "Минусинская ГРЭ" за 2000-2003 гг. Минусинск, 2003. КТГФ.

127. Макиянский С. Н., Ковалев А. П., Кулакова О. Д. Доразведка месторождения россыпного золота Билелиг (с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2006 г.): отчет артели старателей «Ойна» по работам 2005-2006 гг. – Кызыл, 2006. КТГФ.

128. Сержантов Н. Ф., Юркин В. В., Самков А. В. и др. Ревизионно-поисковые работы на хромиты на юге Красноярского края (Верхнеамыльский хромитоносный район и Шадатский массив): отчет ГПКК «КНИИГиМС. Красноярск, 2011. КТГФ.

129. Херасков Н. Н., Бардина Н. Ю., Будков Л. М. и др. Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Амыл: отчет о работе партии № 4 за 1959г. Красноярск, 1960. КТГФ.