

Министерство образования Российской Федерации
Томский государственный университет

Томская горнодобывающая компания

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Выпуск 2

*Материалы научной конференции,
посвященной 80-летию со дня рождения
профессора Михаила Петровича Кортусова*

Томск, 28-30 ноября 2001 года

Томск 2001

ского кража как источника высокоглиноземистого сырья // Геология и геофизика, 1979. №11. С.35-43.

Лепезин Г.Г., Семин В.Д., Степанов С.А., Медведев Г.П., Семина З.Ф., Базыбайское месторождение кварц-силлиманитовых руд (геология, петрохимия, промышленное значение) // Геология и геофизика, 1989. №6 С. 80-87.

Одинцов М.М., Шмотов А.П. Высокоглиноземистое сырье Восточной Сибири – проблема заслуживающая внимания и разработки // Геология и геофизика, 1981. №4. С.25-28.

Семин В.Д., Медведев Г.П., Семина З.Ф., Перспективные источники алюминиевого сырья в Сибири // Изв. вузов. Цв. Металлургия, 1988. № 4. С. 48-54.

Степанов С.А., Лепезин Г.Г. Особенности метаморфизма Базыбайского выступа (Восточные Саяны) // Геология и геофизика, 1986. № 6. С. 80-89.

Степанов С.А., Минералогия и Р-Т условия образования роговиков в пределах Базыбайского высту-

па (Восточный Саян). // Взаимосвязь процессов магматизма, метаморфизма и рудообразования в складчатых областях юга Сибири. Новосибирск, Сб. науч. тр. АН СССР, Ин-т геологии и геофизики, 1988. С. 24-56.

Степанов С.А. Гранаты метанелитов регионального и контактового метаморфизма Базыбайского выступа (Восточные Саяны) // Критерии оценки эволюции параметров метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 79-108.

Степанов С.А. Особенности химического состава гранатов из метаморфических пород Базыбайского выступа (Восточный Саян) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2001 (в этом сборнике).

Черкасов Г.Н. Силлиманиты Базыбай-Казырского междуречья Восточного Саяна // Минералообразование в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1987. С. 81-87.

Анализ динамического режима формирования микроструктур эклогитов марункеуского комплекса (Полярный Урал)

П.А. ТИШИН

Тамский государственный университет, г. Тамск

В большинстве случаев проявления метаморфизма неразрывно связаны с тектоническими процессами и, следовательно, должны сопровождаться деформациями горных пород на различных уровнях организации их структуры. В то же время, в реальной геологической практике такая связь устанавливается далеко не всегда. Причины данного несоответствия кроются как во вполне объективных факторах (упругий характер деформаций, компенсация анизотропии поля напряжений объемным эффектом минеральных превращений, локализация тектонических движений вдоль узких зон пластических срывов - ductile shear zones, и т.д.), так и недостаточностью структурно-петрологической изученности высокотемпературных метаморфитов. В этой связи, А.И. Родыгин (2001) подчеркивает, что, несмотря на изобилие признаков синдеформационного метаморфизма на уровне зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (кренуляционный кливаж, порфирокластические системы, лентиккулярные агрегаты и пр.), критерии распознавания высокотемпературных и высокобарических тектонитов до сих пор отсутствуют. Образовавшийся пробел, по всей вероятности обусловлен тем, что при этих условиях резко возрастает роль гидростатического давления, формируются гранулометрически однородные агрегаты, выравниваются реологичес-

кие свойства сосуществующих минеральных фаз. Поэтому для оценки соотношений метаморфизма и деформаций горных пород при высоких давлениях и/или температурах традиционные методы изучения их структур должны подкрепляться дополнительными исследованиями. В последнее время, для определения динамического режима метаморфизма наиболее широко используются метод диагностики асимметрии формы минеральных зерен (Flinn, 1962) и анализ предпочтительных ориентировок породообразующих минералов (Казиков, 1987; Родыгин, 1994, Тишин, 1999; 1999а; Abalos, 1996, Buatier et al. 1991).

В данной работе автором предлагается решение обозначенной задачи путем количественной оценки характера границ и статистического анализа гранулометрического состава главных породообразующих фаз пироповых эклогитов марункеуского эклогит-амфиболит-гнейсового комплекса (Полярный Урал).

Марункеуский эклогит-амфиболит-гнейсовый комплекс входит в состав одноименной надвиговой системы в зоне Главного Глубинного Разлома Урала (Ленных, 1984). На западе породы комплекса надвинуты на метабазиты няровейской свиты, а на востоке они тектонически перекрываются образованиями гердизского эклогит-глаукофансланцевого комплекса.

Среди слагающих марункеуский комплекс пород,

выделяются две петрогенетические серии - метабазитовая и гранитоидная (Тишин, Чернышов, 1998). Метабазитовая серия объединяет гранатовые перидотиты, пироповые эклогиты, альмандиновые эклогиты, а также их протолиты и продукты диафтореза. Гранитоидная серия представлена дезинтегрированными телами инъекционных гранат-гастингситовых гнейсов, гранодиорит-мигматитов, субщелочных гранитов, лейкогранитов.

Породы слагающие марункеуский комплекс ограничены по простиранию и чередуются друг с другом, создавая впечатление структуры "слоеного пирога" (Удовкина, 1985). В них устанавливаются признаки неоднократных пластических деформаций (макро-, мезо-, микромасштабная складчатость, будинаж, бластомилонитизация и т.д.), характер распределения которых указывает на чешуйчато-блоковое строение комплекса. При этом в изоклинально-складчатом матриксе, контролируемом системой субмеридианальных взбросо-надвигов, картируются слабо-дислоцированные "блоки-композицы".

Комплексом структурно-петрологических исследований установлено, что внутренняя структура марункеуского комплекса отражает два этапа его деформационной эволюции (Тишин, Чернышов, 1998). Первый этап фиксируется развитием системы асимметричных полулежащих опрокинутых складок Fm_1 , формирование которых протекало на больших глубинах в высокопластических условиях. Второй этап нашел отражение в становлении современной чешуйчато-блоковой структуры комплекса и изоклинально-складчатых систем Fm_2 . Деформации этого этапа осуществлялись в две стадии. Первая стадия протекала в вязкопластических условиях в режиме чистого сдвига. Вторая стадия характеризуется возрастанием роли катакlastического течения при доминанте простого правостороннего сдвига. Обращает на себя внимание, что текстурно-структурные характеристики эклогитов во многом контролируются их приуроченностью к тем или иным видам складчатых форм. Так в структурах Fm_1 эклогиты отличаются массивным, такситовым и грубополосчатым обликом со слабовыраженной директивностью, а в изоклинально-складчатом матриксе Fm_2 данные породы приобретают элементы листоватости и сланцеватости. При этом, между эклогитами с разным внутренним строением отмечаются постепенные взаимопереходы, что позволяет провести микроструктурную типизацию данных пород и попытаться дать качественно-количественную оценку динамического режима их формирования.

В основу такой типизации был положен комплекс морфологических признаков зерен породообразующих минералов - наличие реакционных структур, морфология границ зерен и их внутреннее строение (наличие полос излома, субзерновых доменов, деформационных двойников, волнистого погасания); статистические параметры гранулометрического состава граната и омфацита (коэффициент вариаций,

асимметрия, величина критерия Пирсона χ^2 для нормального распределения); характеристики количественной оценки удельной протяженности зерен границ зерен. Для анализа последних привлекались методы стереометрической металлографии (Салтыков, 1970), нашедшие в последние годы широкое применение в структурной петрологии и стрейн-анализе. Эти исследования основаны на измерении удельной протяженности границ зерен способом направленных секущих с последующим определением степени их ориентации.

Генетическая сущность численных значений удельной протяженности границ зерен определяется их функциональной прямой зависимостью от величины поверхностной энергии, минимизация которой определяет кинетически устойчивое состояние зернистого агрегата (Вернон, 1980). Степень же ориентации границ зерен может рассматриваться в качестве количественной характеристики анизотропии минеральных агрегатов. В целях численной оценки изменения анизотропии структуры в процессе метаморфизма, был модифицирован, предложенный И.Ф. Гертнером (Чернышов и др., 1997), критерий $Fa = \lg(\alpha/\alpha_0)$, где α - степень ориентации линий в конкретном структурном типе эклогитов, α_0 - среднеарифметическая величина ориентации линий в реликтах протолита. В целях соблюдения чистоты эксперимента все измерения проводились в плоскости перпендикулярной полосчатости (сланцеватости) и параллельной минеральной и/или агрегатной линейности.

Проведенная автором типизация структурных признаков позволила свести весь спектр наблюдаемых микроструктур к двум классам, отражающим динамические условия метаморфизма эклогитов: 1) ростовые структуры, фиксирующие кинетику прогрессивного эклогитообразования в статических условиях; 2) деформационные, характеризующие развитие динамического преобразования пород в результате синтетектонической рекристаллизации, предшествующей регрессивным минеральным замещениям эклогитов.

Ростовые структуры фиксируются для изотропных, полиминеральных агрегатов эклогитового парагенезиса, которые замещают первичные габброиды. Характер изменения гранулометрического состава, асимметрии минерального агрегата, а также формы границ и морфологии индивидов позволили выстроить структуры данного класса в иерархический ряд, который отражает развитие кинетически устойчивого агрегата зерен граната и омфацита на месте исходного магматического субстрата. В этом ряду выделяется три основных типа микроструктур - ксенобластовый, гетеробластовый и гранобластовый, отражающие последовательное замещение первично-магматических агрегатов.

Первичномагматические структуры идентифицируются в реликтах протолитов эклогитов, представленных габброидами. Эти породы характеризуются

типично магматическими габбровыми, габброофитовыми структурами и отличаются идиоморфным субравномернозернистым (1-4 мм) агрегатом плагиоклаза, клинопироксена и оливины. Довольно крупные размеры индивидов главных породообразующих минералов обуславливают низкие значения удельной протяженности границ зерен - 1,8 мм/мм² (табл. 1, обр. МК-7/1). В этих породах фиксируется высокая степень ориентации границ зерен, схожая с аналогичным параметром в плагиоклаз-оливиновых кумулатах, кристаллизовавшихся в стационарном поле тектонических напряжений (Чернышов и др., 1997).

Ксенобластовый тип микроструктур (рис. 1 а, 2, 3, табл. 1, 2, обр. МК0/1) установлен в эклогитизированных габброидах, локализованных в ядрах складок F_{m1} . Данные породы обладают пятнистой текстурой, обусловленной неравномерным проявлением эклогитизации. При этом участки, сложенные измененными плагиоклазами, пироксенами и оливином, погружены в псевдоофитовый матрикс граната и омфацита. В свою очередь, минералы высокобарического парагенезиса слагают линзовидные мономинеральные домены, которые подчеркивают метаморфическую полосчатость и линейность. Типоморфными признаками микроструктур данного типа являются наличие реакционных структур, а также зубчатые и рябевидные границы минеральных индивидов.

Гранулометрический состав граната и омфацита в данных породах характеризуется слабыми вариациями от 0,07 мм до 0,51 мм. При этом отмечаются некоторые различия в характере распределения размеров зерен разных минералов. Так для граната установлено относительно симметричное логнормальное распределение с низкими значениями критерия Пирсона, а для пироксенов отмечается ярко выраженная левосторонняя асимметрия распределения со значительным отклонением от нормального закона.

Малые размеры зерен эклогитовых минералов, в сочетании с их неправильной формой, определяют весьма высокую удельную протяженность границ зерен (~16 мм/мм²), а особенности пространственной ориентировки омфацита фиксируют низкую степень ориентации их границ (~3 %) и, соответственно, максимальные отрицательные отклонения критерия F_a .

Гетерогранобластовый тип микроструктур (рис. 1 б, 2, 3, табл. 1; 2, обр. МК-8/14, МК-8/17, МК-8/18) идентифицируется в пироповых эклогитах, непосредственно приуроченных к осевым зонам складок F_{m1} . Данные породы характеризуются грубополосчатым обликом и гломеробластовым строением. Их текстурный рисунок повторяет облик первичных габброидов – алоплагиоклазовый матрикс замещается гранатом, промежутки между которым выполнены омфацитом. В отличие от структур ксенобластового типа в гетерогранобластовых породах, как правило, отсутствуют заливообразные и рябевидные границы, и контуры зерен характеризуются криво-

линейно-округлыми очертаниями, часто приближаясь к рациональным {010}, {100}, {110} граням.

Вариации гранулометрического состава зерен, в гетеробластовых эклогитах неоднозначно. Так распределение размеров индивидов граната и омфацита в образце МК-8/8 во многом соответствует ксенобластовому стандарту, отличаясь несколько повышенными вариациями (до 0,4 мм для граната и 0,76 мм для пироксена) и более симметричным распределением. В образце МК-8/14 фиксируется резкое возрастание размеров зерен омфацита (до 2,45 мм) относительно граната (до 0,45 мм); при этом для пироксенов устанавливается резко асимметричное распределение с весьма значительными показателями критерия Пирсона. И наконец в образце МК-8/17 для двух минералов отмечаются близкие, резко асимметричные профили распределений.

Увеличение размеров зерен и выравнивание границ индивидов, наблюдаемое в гетерогранобластовом типе микроструктур, отражается на уменьшении удельной протяженности их границ (а). При этом фиксируется увеличение степени ориентации контуров зерен до 4,7-7%, что приближает директивность гетерогранобластовых эклогитов к анизотропии их протолитов.

Гранобластовый тип микроструктур (рис. 1 в, 2, табл. 1, 2, обр. МК-т/4) установлен в пироповых эклогитах, локализованных в крыльях складок F_{m1} . Эти породы характеризуются равномернозернистым строением и отчетливо выраженным идиоморфизмом главных породообразующих минералов.

Для индивидов омфацита устанавливаются криволинейно-округлые, иногда прямолинейные границы, среди которых наиболее часто фиксируются рациональные грани {010} и {100}, реже {110}. При симметричном нормальном распределении размер зерен омфацита колеблется от 0,6 до 2,5 мм.

Индивиды граната характеризуются максимальным идиоморфизмом, выраженным в их полигональном и округлом строении. Размеры зерен граната в гранобластовых эклогитах приблизительно в два раза меньше индивидов омфацита и изменяются от 0,1 до 1,45 мм. Гранулометрический состав этого минерала, так же, характеризуется симметричным распределением, соответствующим нормальному закону.

Идиоморфное строение минеральных индивидов, максимальные, по сравнению с ксенобластовым и гетерогранобластовым типами, размеры зерен обуславливают минимальную удельную протяженность их границ (3,7 и 6,64 мм/мм²), отмечаемое при этом увеличение степени ориентации контуров зерен (8,96 и 10,3%) фиксирует практически полное соответствие данного параметра к анизотропии протолитов этих пород.

Таким образом, в иерархическом ряду ростовых микроструктур “ksenobластовый → гетеробластовый → гранобластовый” устанавливается, увеличение удельной протяженности и средних размеров зерен главных породообразующих минералов; упорядочи-

Таблица 1. Статистические параметры размеров зерен омфациита и граната в эклогитах

обр.		n	min	X	max	S	S ²	V	A	A/q _A	E	E/q _E	χ ²	Структурный тип
МК0/1	Омфациит	100	0,067	0,174	0,511	0,104	0,011	60,06	1,405	5,738	1,937	3,954	84,61	Ксенобластовый
МК8/14		100	0,35	0,99	2,4	0,456	0,046	44,94	1,222	5,071	0,999	2,135	52,16	Гетерогранобластовый
МК8/17		100	0,05	0,530	2,25	0,497	0,05	49,77	1,499	6,22	2,384	5,866	19,53	Гетерогранобластовый
МК8/8		100	0,067	0,3	0,756	0,151	0,023	50,46	0,441	1,804	-0,01	-0,02	16,51	Гетерогранобластовый
МК _m /4		100	0,6	1,536	2,55	0,49	0,24	31,89	0,093	0,383	-0,63	-1,28	5,372	Гранобластовый
МК _m /3		100	0,022	0,593	1,933	0,427	0,183	72,07	0,998	4,075	0,595	1,216	21,67	Мезокластовый
МК _m /1		100	0,15	0,912	2,25	0,576	0,332	63,21	0,654	2,67	-0,61	-1,25	37,61	Мезокластовый
МК7/13		100	0,3	1,007	2,5	0,517	0,268	51,38	0,992	4,051	0,812	1,658	32,41	Порфирикластовый
МК7/12		100	0,5	1,048	2,35	0,42	0,176	40,06	0,984	4,018	0,691	1,411	25,28	Порфирикластовый
МК0/1		Гранат	100	0,089	0,224	0,378	0,074	0,006	33,18	0,124	0,509	-0,59	-1,19	23,46
МК8/14	100		0,1	0,273	0,45	0,075	0,006	27,35	-0,09	-0,36	-0,38	-0,78	33,81	Гетерогранобластовый
МК8/17	100		0,15	0,645	1,8	0,266	0,071	41,23	1,684	6,875	5,537	11,3	27,13	Гетерогранобластовый
МК8/8	100		0,133	0,243	0,4	0,069	0,005	28,59	0,323	1,319	-0,59	-1,21	13,85	Гетерогранобластовый
МК _m /4	100		0,1	0,62	1,45	0,298	0,089	48,09	0,516	2,109	-0,23	-0,47	7,324	Гранобластовый
МК _m /3	100		0,156	0,474	0,867	0,175	0,031	36,88	0,266	1,087	-0,51	-1,04	17,74	Мезокластовый
МК _m /1	100		0,15	0,491	0,9	0,195	0,038	39,73	0,265	1,083	-0,75	-1,53	8,691	Мезокластовый
МК7/12	100		0,05	0,163	0,35	0,069	0,005	42,19	0,611	2,494	0,162	0,332	34,72	Порфирикластовый
МК7/13	100		0,05	0,209	0,4	0,097	0,009	46,55	0,328	1,342	-0,82	-1,67	27,08	Порфирикластовый

Примечание. n - объем выборки; min и max - минимальные и максимальные значения размеров зерен (мм); X - средневыворочное значение; S - среднеквадратичное отклонение; A - асимметрия; E - эксцесс; A/q_A и E/q_E - абсолютные значения асимметрии и эксцесса, нормированные к их стандартным отклонениям; χ² - критерий согласия Пирсона. Критические значения для вероятности 90 % при числе степеней свободы K = 8 χ² = 13,36. Допустимые значения A/q_A ≤ 3, E/q_E ≤ 3

Таблица 2. Удельная протяженность и степень ориентации границ зерен в эклитах и их протолитах

Обр.	m_{\perp} мм ⁻¹	m_{\parallel} мм ⁻¹	ΣP_0 (мм/мм ²)	ΣP (мм/мм ²)	α (%)	$F(\alpha)$	Структурный тип
МК7/1	1,261	1,049	0,167	1,814	9,198	0	Габбро-офитовый
МК0/1	11,097	10,645	0,453	16,26	2,783	-0,519	Ксенобластовый
МК8/14 °	3,995	3,761	0,234	5,671	4,127	-0,348	Гетерогранобластовый
МК8/17	6,312	5,672	0,641	8,264	7,753	-0,389	Гетерогранобластовый
МК8/8	5,688	5,24	0,448	7,779	5,756	-0,287	Гетерогранобластовый
МКm/4	2,903	2,571	0,332	3,704	8,968	-0,011	Гранобластовый
МКm/3	4,306	3,688	0,618	5,171	11,96	0,114	Мезокластовый
МКm/1	4,508	3,915	0,593	5,554	10,67	0,064	Мезокластовый
МК7/12	5,776	4,62	1,156	6,098	18,95	0,314	Порфиροкластовый
МК7/13	6,024	4,911	1,112	6,598	16,86	0,263	Порфиροкластовый

Примечание. m_{\perp} - среднее число пересечений границ зерен на 1 мм длины секущих, перпендикулярных к оси ориентации (мм⁻¹); m_{\parallel} - среднее число пересечений границ зерен на 1 мм длины секущих, параллельных к оси ориентации (мм⁻¹); ΣP_0 - протяженность ориентированной доли линий системы (мм/мм²); ΣP - суммарная удельная протяженность линий системы (мм/мм²); α - степень ориентированности линий системы (%); $F(\alpha)$ - эмпирический коэффициент изменения степени ориентации линий в процессе метаморфогенного структурообразования. $F(\alpha) = \lg(a/a_0)$, где a_0 - степень ориентированности линий системы протолита.

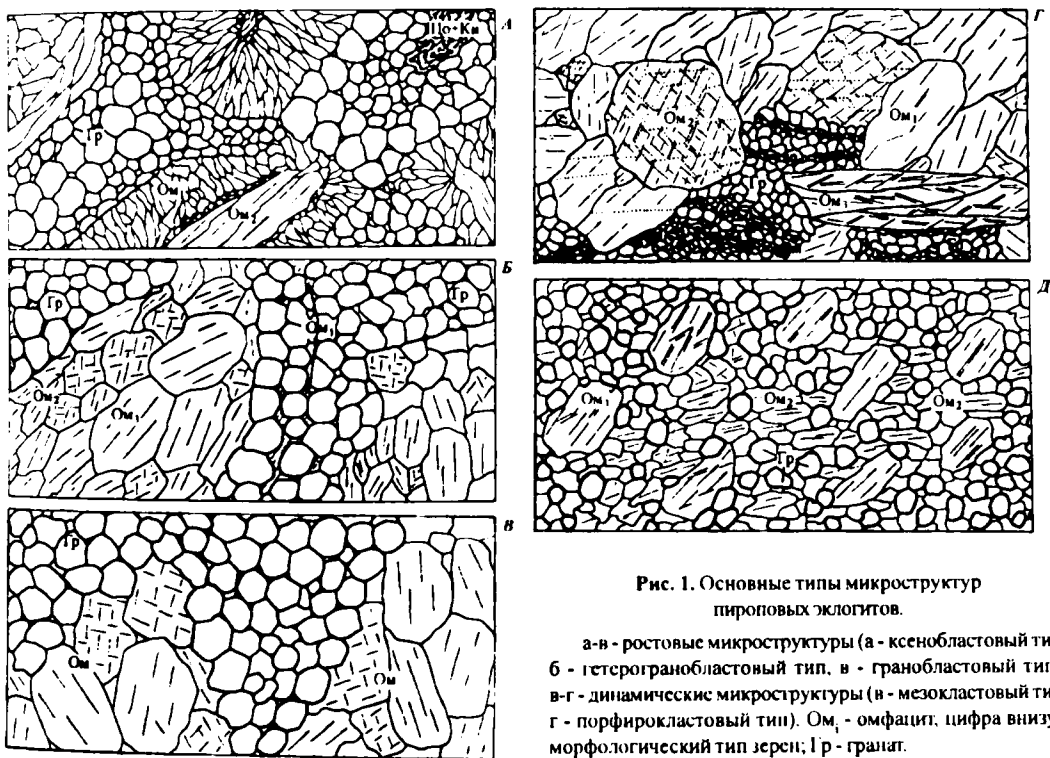


Рис. 1. Основные типы микроструктур пироповых эклитов.

а-в - ростовые микроструктуры (а - ксенобластовый тип, б - гетерогранобластовый тип, в - гранобластовый тип); в-г - динамические микроструктуры (в - мезокластовый тип, г - порфиροкластовый тип). Ом₁ - омфациит, цифра внизу - морфологический тип зерен; Гр - гранат.

вание их гранулометрического состава; выпрямление границ индивидов; рост анизотропии минерального агрегата и приближением его к анизотропии протолита. Данные вариации структурных признаков отражают уменьшение поверхностной энергии зерен, за

счет собирательной кристаллизации и геометрического отбора и определяют развитие минерального агрегата в статическом (упругом) поле напряжений, контролируемом геологическими структурами высоких порядков (Вернон, 1980).

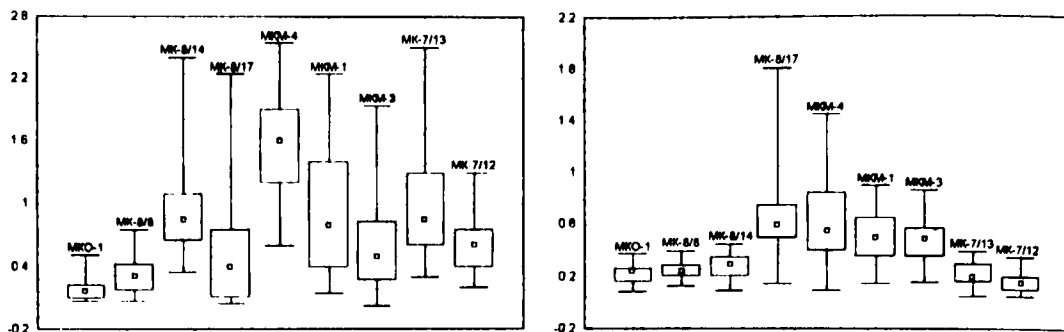


Рис. 2. Распределение granulометрического состава омфацита (а) и граната (б) в пироповых эклогитах.

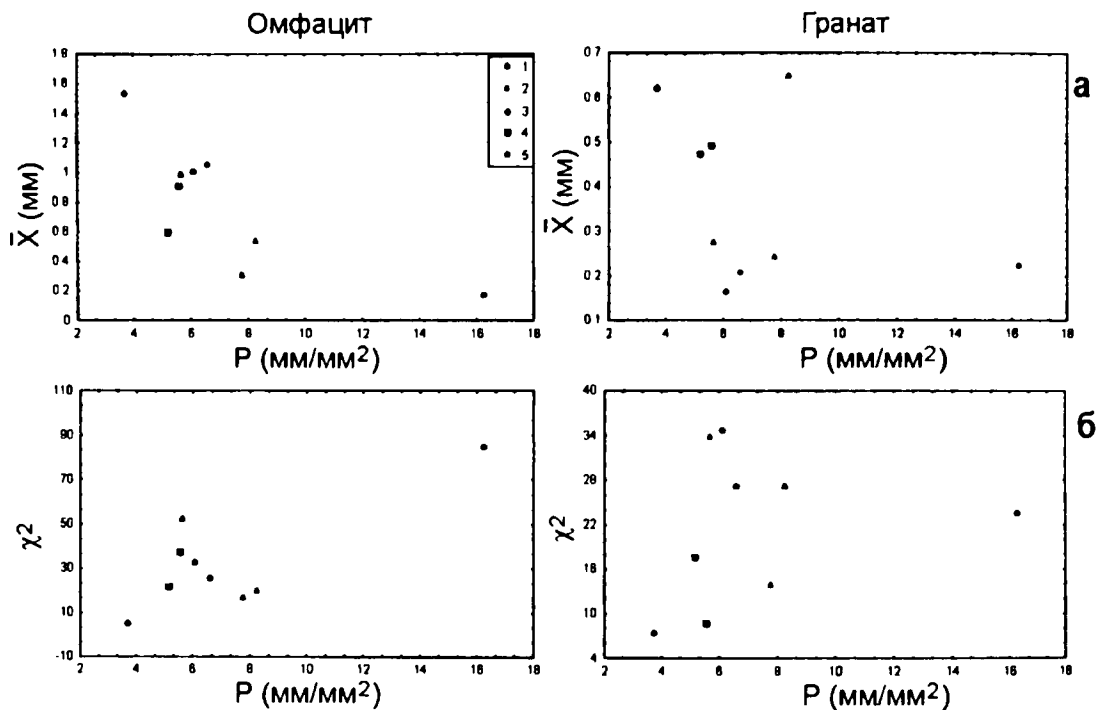


Рис. 3. Вариации средних размеров (а) и степени разупорядоченности их granulометрического состава критерия χ^2 (б) относительно удельной протяженности границ зерен

1 - ксенобластовый тип, 2 - гетерогранобластовый тип, 3 - гранобластовый тип, 4 - мезокластовый тип, 5 - порфирокластовый тип.

Динамические структуры характерны для директивных агрегатов граната и омфацита, развивающихся на месте ростовых эклогитов. Типизация микроструктурных признаков позволяет выстроить структуры этого класса в иерархический ряд, отражающий развитие синтетонической рекристаллизации: гранобластовый тип \rightarrow мезокластовый тип \rightarrow порфирокластовый тип.

Мезокластовый тип микроструктур (рис. 1 г, 2, табл. 1, 2, обр. МК-м/3, МК-м/1) характеризует начальную стадию деформационных преобразований минеральных агрегатов и устанавливается в эклогитах, приуроченных к крыльям флексуобразных складок Fm_2 . По морфологическим признакам здесь

выделяется типа зерен омфацита: 1) недеформированные индивиды, образовавшиеся при метабластезе эклогитов; 2) субзерновые агрегаты, возникшие в результате дислокационного распада первичных зерен; 3) полисинтетические двойники с плоскостью срастания (010) и осевой симметрией вдоль [001]. Деформационные преобразования граната в этих породах выражаются в микрогрануляции вдоль плоскостей квиважа осевой поверхности складок Fm_2 .

Разнообразие морфологических типов зерен омфацита оказывает существенное влияние на его granulометрический состав. По сравнению с гранобластовым типом в мезокластовых микроструктурах отмечается уменьшение средних значений размеров

зерен, а характер распределения соответствует логнормальному закону с выраженной левосторонней асимметрией. В то же время, наблюдаемая в шлифах микрогрануляция граната фиксируется только незначительным смещением размеров зерен в сторону меньших значений, при сохранении или слабых отклонениях распределения от нормального закона.

Соответственно вариациям гранулометрического состава эколгитов, в них увеличивается удельная протяженность границ зерен, сопровождающаяся ростом степени их ориентации, которая в мезокластовом типе незначительно превышает анизотропию протолита.

Порфирокластовый тип микроструктур (рис. 1 д, рис. 2, табл. 1, 2, обр. МК-7/12, МК-7/13) установлен в эколгитах из зон изоклиальной складчатости F_m , где интенсивно развита сланцеватость и породы приобретают ярко выраженный анизотропный облик. Для структур порфирокластового типа характерно неравномерное зернистое строение, обусловленное присутствием двух генераций зерен основных породообразующих фаз. Индивиды омфашита первой генерации по своим размерам соответствуют гранобластовому стандарту (1.8-2.6 мм). Наличие в них признаков пластических деформаций (двойники, неоднородное погасание) позволяет рассматривать эти зерна в качестве реликтового субстрата, сформировавшегося в статических условиях. Индивиды второй генерации образуют более мелкозернистый (0.5-0.7 мм) гетерогранобластовый агрегат, развивающийся в результате распада субзерновых доменов.

Гранатовые зерна и их гранобластовые агрегаты, также как и пироксен, подвергаются грануляции и дезинтеграции с образованием изометричных полигональных индивидов (размером 0.05-0.4 мм), равномерно распределенных по всему объему пород.

По гранулометрическому составу гранат и омфашит в структурах данного типа, в отличие от мезокластового, характеризуются более высокими положительными значениями асимметрии. Размеры зерен резко смещаются в сторону малых значений, что подчеркивается устойчивым логнормальным распределением. При этом смещение в пироксенах менее значительно, чем в гранатах.

В порфирокластовом типе микроструктур отмечается заметное повышение удельной протяженности границ зерен и степени анизотропии минерального агрегата, последняя характеристика четко фиксируется высокими положительными значениями параметра F_a .

На основании вышесказанного можно заключить, что в ряду микроструктур гранобластового \rightarrow мезокластового \rightarrow порфирокластового типов преобразования в строении минеральной о агрегата отразились в уменьшении среднего размера индивидов, за счет последовательного увеличения количественной роли мелких рекристаллизованных индивидов; разупорядочении распределения размеров зерен; усложнении границ индивидов, и, как следствие, возрастанием их

удельной протяженности, а также ростом анизотропии агрегатов. Данная направленность структурных изменений в породах динамического ряда фиксирует увеличение поверхностной энергии границ зерен и ее перераспределение согласно полю напряжений. Такого рода преобразования соответствуют синектонической рекристаллизации, при которой скорость роста индивидов соответствует их деформации. (Вернон, 1980).

Таким образом показаны вариации некоторых количественных характеристик отражающих динамический режим метаморфизма. При этом критерий удельной протяженности границ зерен, как функция их поверхностной энергии, во многом определяется размером зерен (рис. 3 а) и определяется кинетическим пределом роста индивидов, что накладывает определенные ограничения на его применение (Чернышов и др., 1997). В то же время наличие прямой экспоненциальной зависимости от степени упорядоченности гранулометрического состава (рис. 3 б) позволяет рассматривать последнюю как показатель отклонения структуры от устойчивого состояния минерального агрегата. Данный факт указывает на более высокую универсальность статистических характеристик распределения размеров зерен, как количественных критериев стабильности структуры горной породы.

В то же время использование величин как удельной протяженности границ зерен, так и параметров упорядоченности гранулометрического состава сами по себе, без подкреплений визуальными наблюдениями индикаторов деформаций, не позволяет различать ростовые и тектонические структуры. В этой связи, представляются показательными вариации коэффициента изменения линейной ориентации границ зерен - F_a . Установлено, что количественная характеристика анизотропии наиболее устойчивых сочетаний зерен эколгитового парагенезиса (гранобластовый тип структур), численно соответствует тому же параметру в исходных габброидах. Следовательно в ростовых структурах, директивность которых меньше, чем в протолитах и гранобластовых эколгитах значения F_a принимает отрицательные значения, а с повышением линейной ориентации границ в динамических структурах - положительное. Реальность данного показателя подчеркивается соответствующими изменениями гранулометрического состава пород, вариациями степени его упорядоченности (рис.4) и удельной протяженности границ зерен (табл.2).

При этом остается открытым вопрос об универсальности и правомочности выделенного критерия. Вполне очевидно, что в двух точках наблюдения, находящихся в едином поле динамических напряжений, мы получим близкие количественные характеристики анизотропии стабильных минеральных агрегатов, но только при условии тождественности их физических свойств. В нашем же случае, мы имеем дело с двумя породами разного минерального со-

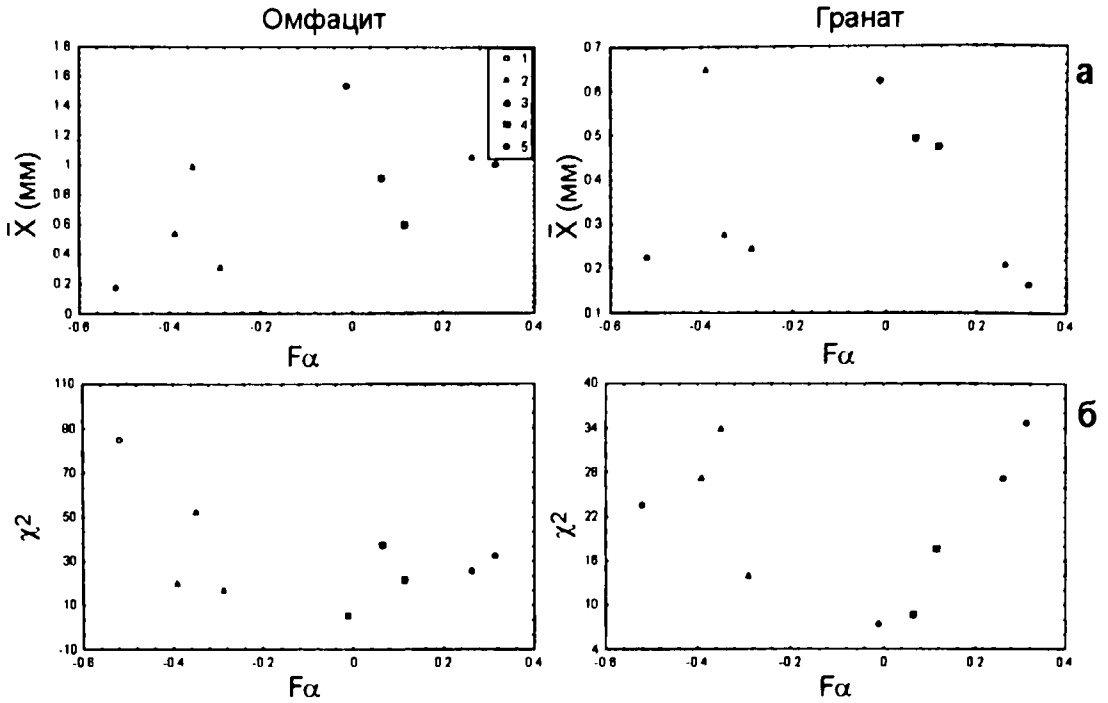


Рис. 4. Вариации средних размеров (а) и степени разупорядоченности их гранулометрического состава критерия χ^2 (б) относительно коэффициента изменения линейной ориентации Fa границ зерен

1 - ксенобластовый тип, 2 - гетерогранобластовый тип, 3 - гранобластовый тип, 4 - мезокластовый тип, 5 - порфирокластовый тип.

става, и соответственно дискретными кристаллографическими и реологическими характеристиками. Поэтому сам факт памяти агрегатной формы при фазовом переходе требует физического объяснения. А на данный момент нуждается в статистическом подтверждении как на приведенном, так и на других примерах.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 00-05-65203.

Литература

Вернон Р.Х. *Метаморфические процессы*. М.: Недра, 1980. 226 с.

Казаков А.Н. *Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов*. Л.: Наука, 1987. 272 с.

Ленных В.И. *Доуралиты зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала*. Свердловск, 1984. С. 21-42.

Родыгин А.И. *Динамометаморфические породы*. Томск 2001, 356с.

Родыгин А.И. *Микроструктурный анализ кварца (с методическими указаниями и примерами геологической интерпретации)*. Томск, 1994. 220с.

Салтыков С.А. *Стереометрическая металлография*. М.: Металлургия, 1970. 376 с.

Тишин П.А., Чернышов А.И. *Особенности внутреннего строения Марункеусского эклогит-амфибо-*

лит-гнейсового комплекса (Полярный Урал) // Проблемы петрологии и минерогенеза мафит-ультрамафитовых комплексов Сибири: Сб. науч. трудов. Томск 1998. С.157-168.

Тишин П.А. *Микроструктурные преобразования при эклогитизации габброидов // Структурный анализ в геологических исследованиях: Мат. Междунар. семинара. Томск, 1999. С.149-152*

Тишин П.А. *Изменение режима деформаций эклогитов Марункеусского комплекса (Полярный Урал) по данным петроструктурного анализа омфациита // Структурный анализ в геологических исследованиях: Мат. Междунар. семинара. Томск, 1999. С.153-155*

Тишин П.А., Чернышов А.И. *Особенности внутреннего строения Марункеусского эклогит-амфиболит-гнейсового комплекса (Полярный Урал) // Проблемы петрологии и минерогенеза мафит-ультрамафитовых комплексов Сибири: Сб. науч. трудов. Томск 1998. С.157-168.*

Тишин П.А., Чернышов А.И. *Особенности внутреннего строения Марункеусского эклогит-амфиболит-гнейсового комплекса (Полярный Урал) // Проблемы петрологии и минерогенеза мафит-ультрамафитовых комплексов Сибири: Сб. науч. трудов. Томск 1998. С.157-168.*

Удовкина Н.Г. *Эклогиты СССР*. М.: Наука, 1985. 185 с.

Чернышов А.И., Гончаренко А.И., Гертнер И.Ф.,

Бетхер О.В. Петроструктурная эволюция ультрамафитов. Томск, 1997. 160 с.

Abalos B. Omphacite fabric variation in the Cabo Ortegal eclogite (NW Spain): relationships with strain symmetry during high-pressure deformation // *Jour. Struct. Geol.* 1996. Vol. 19. № 5. P. 621-637.

Buatier M., Van Roermund H.L.M., Drury M.R.,

Lardeaux J.M. Deformation and recrystallization mechanisms in naturally deformed omphacites from the Sezia-Lanzo zone; geophysical consequences // *Tectonophysics*, 1991. Vol. 195. P. 11-27.

Flinn D On folding during three-dimensional progressive deformation // *Quart. Jour. of the Geol. Soc. of London*, 1962. Vol. 118. № 3. P. 385-428.

Петроструктурная эволюция и динамометаморфизм пород мафит-ультрамафитовой ассоциации Уктусского массива (Средний Урал)

А.И. ЧЕРНЫШОВ¹, В.Р. ШМЕЛЕВ², Е.А. ГЛАДКОВ¹

¹Тамский госуниверситет, г. Тамск

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Уктусский массив в сравнении с другими габбро-гипербазитовыми массивами Урала лишь сравнительно недавно стал объектом детального геохимического и петро-минералогического изучения (Иванов, 1997; Пушкарев, 2000 и др.). В то же время, специальных структурных исследований на массиве не проводилось, за исключением более ранних тематических и геолого-съёмочных работ Р.Н. Кирьянова, Р.Д. Калугиной (Безман, 1961). Нами изучена внутренняя деформационная структура массива и проведен анализ петроструктурных узоров оливина и клинопироксена в дунитах, пироксенитах и габброидах с целью проследить их эволюцию при формировании массива.

Уктусский массив имеет концентрически-зональное строение. В его составе выделяются три крупных блока, центральные части, которых сложены дунитами, а внешние – габброидами, между которыми в виде реакционной каймы присутствуют верлиты и клинопироксениты (Иванов, 1997). По набору пород, строению и тектонической позиции массив, возможно, является тектонически перемещенным фрагментом Платиноносного пояса Урала (Шмелев, Чернышов, 1997). Последний сопоставим в этом плане с аляскинским поясом Клакван Дьюк, в котором массивы также размещаются в пределах различных формационно-возрастных зон (Mertie, 1976).

В породах массива часто отмечается полосчатость и директивность, подчеркнутая плоскостными и линейными структурными элементами пластического течения. Использование геометрического анализа (Чернышов, 1996; Nicolas, Poirier, 1976) позволило уточнить пространственную ориентировку минеральной уплощенности (foliation-S) и линейности (L) в ориентированных образцах, включая те, где ориентировка не выражена визуально. При этом было

установлено, что трещины кливажа и системы тектонических нарушений нередко унаследуют элементы пластического течения.

В результате пространственного геометрического анализа минеральной уплощенности и линейности в породах массива, нами было показано (Шмелев, Чернышов, 1997), что формирование внутренней деформационной структуры массива, происходило в три последовательных этапа пластического течения.

Первый протометаморфический этап отражает плоскостные структуры широтного простираения с крутым падением (S₁) и субгоризонтальной линейностью (L₁). Эти структуры являются рудоконтролирующими для локализованных среди дунитов мелких тел хромитов, полосчатость в которых ориентирована согласно их залеганию.

Второй этап деформации обуславливает возникновение плоскостных структур северо-восточного простираения (S₂) и минеральной линейности субвертикального погружения. Эти структуры часто наследуются многочисленными тектоническими нарушениями, наиболее крупные из которых расчленяют массив на блоки. Данный этап происходил в обстановке левосторонних сдвиговых дислокаций в зоне меридионального глубинного надвига, контролирующего локализацию массива.

Третий этап, очевидно, является синконсолидационным и, осуществлялся в условиях сочетания правостороннего сдвига и осевых деформаций. В результате сформировались субмеридиональные плоскостные линейные структуры S₃, конформные к региональным структурам обрамления, которые преобладают в породах западного эндоконтакта массива. При этом минеральная линейность L₃ в породах концентрируется в поясе меридионального простираения.