УДК 552.3: 548.4

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В.А. Симонов^{1,3,4}, А.И. Чернышов², А.В. Котляров^{1,4}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

³ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁴ Казанский федеральный университет, Казань, Россия

Исследования расплавных включений в хромшпинелидах (и расчетное моделирование на основе их составов) свидетельствуют о кристаллизации оливинов (1 550–1 530 °С; 6,8–4,3 кбар) и хромшпинелидов (1 430–1 250 °С) дунитов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау из пикритовых магм. Получен широкий интервал температур (1 220 °С–1 165 °С–730 °С) субсолидусной рекристаллизации ультрамафитов, которые в дальнейшем подвергались многократным деформациям в процессе подъема из верхней мантии.

Ключевые слова: Офиолиты Кузнецкого Алатау, расплавные включения, субсолидусная рекристаллизация, петроструктурный анализ, деформации.

Введение

Условия формирования ультрамафитов привлекают внимание многочисленных исследователей. До настоящего времени не существует единой точки зрения на их генезис. Наиболее сложная ситуация с ультраосновными породами из офиолитовых ассоциаций, в составе которых выделяются два главных типа: тектонизированные гипербазиты основания офиолитов и ультрамафиты расслоенной серии [Колман, 1979]. В случае дунитов, которые присутствуют как среди ультраосновных пород основания офиолитов, так и в составе расслоенной серии, выяснение условий формирования становится еще более сложным. При этом офиолитовые ультрамафиты в ходе своей эволюции подвергаются воздействиям, часто приводящим к практически полному замещению первичных структур и минеральных ассоциаций вторичными комплексами с признаками пластических деформаций. В результате ультрамафиты, содержащие свежие неизмененные оливины, могут и не представлять исходный глубинный мантийный субстрат, а являться следствием процессов перекристаллизации уже в коровых условиях.

Таким образом, история развития ультрамафитов после их глубинной кристаллизации не заканчивается, и им предстоит пройти сложный путь. Прежде всего, они подвергаются процессам субсолидусной рекристаллизации. Затем, уже фактически в твердом состоянии, ультраосновные породы испытывают при высоких *PT* параметрах пластическое течение при движении в верхние горизонты. В дальнейшем, на фоне снижения температур и давлений и в ходе продолжающихся деформаций, на ультрамафиты оказы-

вают влияние процессы, заканчивающиеся серпентинизацией.

Для выяснения условий генезиса офиолитовых ультрамафитов требуется специальный подход, а традиционные петролого-геохимические и минералогические методы вряд ли дадут возможность однозначно решить проблемы магматических и деформационных систем при кристаллизации ультраосновных пород. Большую помощь в расшифровке параметров формирования ультрамафитов на магматогенном этапе могут оказать исследования расплавных включений в хромшпинелидах, успешно использованные нами в случае дунитов из офиолитовых ассоциаций Южной Тувы и Западного Саяна [Симонов и др., 2009; Добрецов и др., 2017], а также из других ультраосновных массивов Сибири и Урала [Симонов и др., 2008, 2011, 2016, 2017]. При этом для выяснения характеристик последующих процессов развития ультрамафитов необходимо изучение составов минералов и петроструктурный анализ.

В целом подобный комплексный подход, с использованием данных по расплавным включениям, а также по составам минералов и петроструктурному анализу, был применен нами к ультрамафитам из офиолитов Кузнецкого Алатау, что дало возможность расшифровать условия формирования дунитов (входящих в состав этой ассоциации) от их кристаллизации из расплавов в глубинных условиях до установления минерального равновесия на последних этапах пластического течения в верхних горизонтах.

Методы исследования

Проводились всесторонние исследования представительной коллекции ультраосновных пород

офиолитов Кузнецкого Алатау, собранной авторами в районе Среднетерсинского массива во время многочисленных экспедиций в период с 1973 по 1994 г. Большое внимание уделялось изготовлению полированных с обеих сторон пластинок из представительных образцов ультрамафитов для поиска включений в минералах, а также изучению прозрачных шлифов для определения минерального состава пород и выяснения их петроструктурных особенностей. Химические составы минералов и расплавных включений установлены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Исследования расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Среднетерсинского массива выполнены в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН. Эксперименты при высоких температурах проводились с учетом того, что хромшпинелиды из ультраосновных пород практически непрозрачны и невозможно вести наблюдения за находящимися в них включениями в ходе нагрева. В связи с этим была применена особая методика опытов с использованием микрокамеры на основе силитового нагревателя [Симонов и др., 2017]. Мономинеральная проба (до 100–200 зерен фракции 0,5–0,25 мм) помещалась в графитовый контейнер с внутренними размерами в первые миллиметры. В ходе высокотемпературных экспериментов в этих миниконтейнерах при температурах свыше 1 100 °С создавались фактически восстановительные условия в результате реакции воздушного кислорода с графитом, что позволило сохранять хромшпинелиды (и находящиеся в них включения), несмотря на экстремальные условия экспериментов.

В целом опыты при высоких температурах проводились на основе методической информации из предыдущих работ, посвященных исследованиям расплавных включений [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994], с учетом малой вязкости расплавов (характерных для мафит-ультрамафитовых комплексов) и сведения к минимуму возможности растворения матрицы хромита-хозяина: нагрев до 1 000–1 100 °С (8–10 мин), постепенный нагрев до 1 330–1 340 °С (10 мин), закалка. Для максимального превращения расплава во включениях в гомогенное стекло проводилась закалка в воде.

Составы включений и вмещающих их хромшпинелидов определены в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU [(Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа INCA Energy 450+XMax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd.)] при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 1,5 нА и живом времени набора спектров 20 с. При данных условиях анализа погрешность определения основных компонентов ($C \geq 10$ мас. %) не превышает

1 отн. %. Погрешность определения компонентов с концентрациями 1–10 мас. % лежит в диапазоне 2–6 отн. % и обычно не превышает 10 отн. %.

Оливины и часть хромшпинелидов из дунитов были проанализированы на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro (ИГМ СО РАН). Пределы обнаружения (мас. %) компонентов этим методом следующие: SiO_2 – 0,007, TiO_2 – 0,032, Al_2O_3 – 0,011, Cr_2O_3 – 0,019, FeO – 0,019, MnO – 0,034, MgO – 0,011, CaO – 0,008, Na_2O – 0,017, K_2O – 0,009, Cl – 0,017, P_2O_5 – 0,011. Стандартами при анализе на микрозонде служили: ортоклаз (OR), альбит (AB), диопсид (DI), гранат (O-145), базальтовое стекло (GL).

Петроструктурный анализ дунитов Среднетерсинского массива проводился согласно методикам, рассмотренным в предыдущих работах [Гончаренко и др., 1982; Гончаренко, 1989; Чернышов, 2001]. 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. Динамокинематическая интерпретация полученных микроструктурных диаграмм проводилась с использованием обширных данных по экспериментально и природно деформированным породам и минералам отечественных и, в большей мере, зарубежных исследователей [Гончаренко, 1989; Чернышов, 2001; Nicolas, Poirier, 1976; Mercier, 1985; Karato et al., 2008].

Основой для определения физико-химических параметров магматогенной кристаллизации дунитов Среднетерсинского массива послужили данные по расплавным включениям в хромшпинелидах, обработанные с помощью программ PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011], COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004] и PLUTON [Лавренчук, 2004].

При выяснении условий субсолидусных (постмагматических) равновесных систем были применены минералогические термометры и барометры [Fabries, 1979; Ballhaus et al., 1990]. Значительный интерес представляет совместное использование результатов петроструктурного анализа и данных по флюидным включениям, позволившее оценить параметры пластического течения ультрамафитов.

Геолого-петрологические особенности офиолитов Кузнецкого Алатау

Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау наиболее детально исследовалась нами в районе Среднетерсинского массива (в истоках рек Нижней и Средней Терси, а также р. Кии) во время экспедиций в 1973, 1976, 1979, 1988, 1991, 1994 годах. Состав

и строение этих офиолитов рассмотрены во многих работах [Пинус и др., 1958; Кортусов, 1967; Конова-лова, Прусевич, 1977; Гончаренко и др., 1982; Гончаренко, 1989; Симонов, 1993 и др.].

В составе офиолитовой ассоциации Среднетерсинского массива (рис. 1) выделяются несколько комплексов: дунит-гарцбургитовый, дунит-верлит-клинопироксенитовый, габброидный, дайковый и эффузивно-осадочные породы. В нижних частях разреза залегают оливин-антигоритовые метаморфиты, выше, через тектонический контакт, располагаются породы дунит-гарцбургитового комплекса.

Основное внимание в данной статье уделено дунитам, часто слабо серпентинизированным с преобладанием хорошо сохранившегося оливина и содержащим практически неизмененные акцессорные хромшпинелиды. Присутствуют также в незначи-

тельном количестве орто- и клинопироксены. Представительные анализы изученных дунитов Среднетерсинского массива приведены в табл. 1.

Дуниты постоянно обнаруживают признаки пластической деформации и рекристаллизации, которые выражаются в неоднородном погасании, наличии полос пластического излома, в вариациях размера зерен породообразующих минералов, в появлении наложенной директивности, а также в проявлении синтетектонической рекристаллизации. Совокупность и сочетание этих признаков проявляются в разнообразных микроструктурах, преимущественно оливина, которые отражают прогрессивный этап метаморфизма ультрамафитов. Их формирование обусловлено внутрикристаллическим трансляционным и межзерновым скольжением, а также синтетектонической рекристаллизацией оливина [Чернышов, 2001].

Рис. 1. Схема геологического строения офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау в районе Среднетерсинского массива

1–5 – офиолитовые комплексы: 1 – гипербазиты дунит-гарцбургитового комплекса; 2 – дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс; 3 – габброиды; 4 – комплекс, содержащий серии параллельных даек типа «дайка в дайке»; 5 – комплекс, содержащий серии разноориентированных даек и силлов; 6 – хлоритовые сланцы, песчаники, известняки; 7 – габбро-диориты ордовика; 8, 9 – девонские образования: 8 – гранитоиды, 9 – конгломераты, песчаники, туфы; 10 – докембрийские комплексы мраморов, амфиболитов, кристаллических сланцев; 11 – границы офиолитов и других комплексов (а), тектонические нарушения (б). Рисунок построен на основе оригинальных экспедиционных данных с использованием материалов из работы [Гончаренко и др., 1982]

Fig. 1. The scheme of a geological structure of ophiolite association of the Kuznetsky Alatau at the region of the Srednetersinsky massif

1–5 – ophiolite complexes: 1 – ultrabasic rocks of dunite-harzburgite complex; 2 – dunite-wehrlite-clinopyroxene complex; 3 – gabbro; 4 – complex containing a series of parallel dykes of «dyke in dyke» type; 5 – complex containing a series of different directed dykes and sills; 6 – chlorite schists, sandstones, limestones; 7 – Ordovician gabbro-diorite; 8, 9 – Devonian formations: 8 – granites, 9 – conglomerates, sandstones, tuffs; 10 – Precambrian complexes of marble, amphibolites, crystal schists; 11 – borders of ophiolites and other complexes (a); tectonic breakdowns (b). Figure is constructed on the basis of the original expeditional data with use of materials from work [Goncharenko et al., 1982]

Таблица 1

Представительные анализы (мас. %) дунитов из офиолитов Кузнецкого Алатау

Table 1

Representative analyses (wt. %) of dunites from Kuznetsky Alatau ophiolites

№ п.п.	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
1	900-2	39,57	0,01	0,66	8,78	0,13	46,45	0,14	0,06	0,01	—	3,54	99,35
2	911-5	38,20	0,04	1,50	11,40	0,12	41,61	0,42	0,31	0,02	—	4,56	98,18
3	C-13-73	43,00	0,13	0,00	11,08	0,25	42,01	0,88	0,02	0,04	—	2,78	100,19
4	ст-1	38,60	0,04	0,90	7,60	0,09	44,06	—	0,06	0,02	—	7,80	99,17
5	ст-3	38,90	0,03	1,20	10,60	0,09	42,22	0,42	0,05	0,03	—	5,42	98,96
6	ст-9	38,20	0,15	0,60	8,70	0,08	42,84	0,00	0,04	0,01	—	8,79	99,41
7	ст-14	38,40	0,02	0,80	9,10	0,09	42,84	0,42	0,03	0,01	—	8,01	99,72
8	ст-18	39,00	0,04	1,10	9,50	0,13	43,29	0,42	0,06	0,01	—	5,81	99,36
9	ст-19	38,80	0,03	0,90	9,80	0,13	45,13	0,00	0,08	0,02	—	4,49	99,38
10	ст-24	39,30	0,01	0,30	10,20	0,10	41,92	0,85	0,04	0,01	—	6,27	99,00
11	ст-28	37,90	0,04	0,80	10,60	0,09	42,22	0,42	0,05	0,02	—	6,81	98,95
12	ст-31	38,80	0,03	0,70	10,30	0,14	42,53	0,42	0,05	0,04	—	6,36	99,37
13	ст-34	38,60	0,03	0,90	11,20	0,10	43,75	0,42	0,07	0,03	—	4,45	99,55
14	ст-36	39,90	0,02	0,70	9,50	0,12	39,78	—	0,05	0,02	—	9,65	99,74
15	ст-37	39,20	0,03	0,70	9,80	0,13	41,31	—	0,03	0,01	—	8,78	99,99
16	1М-91	39,59	0,03	0,12	6,01	0,12	42,42	0,11	0,30	—	0,03	10,80	99,53
17	4М-91	40,58	0,03	0,22	5,56	0,11	42,65	0,10	0,30	—	0,03	10,10	99,69

Примечание. FeO* – общее железо.

Note. FeO* – the total iron.

Магматический этап формирования ультрамафитов

Детальные исследования всех типов ультрамафитовых пород (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты) из офиолитов Кузнецкого Алатау показали, что только в случае дунитов Среднетерсинского массива удалось найти расплавные включения в акцессорных хромшпинелидах.

Были изучены первичные включения (10–60 мкм), после высокотемпературных экспериментов содержащие стекло, кристаллические и флюидные фазы (рис. 2). Наличие первичных расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов прямо свидетельствует об участии расплавов при формировании этих пород.

Исследования расплавных включений в хромшпинелидах (табл. 2) позволили установить состав расплавов, из которых формировались дуниты офиолитов Кузнецкого Алатау. По соотношению MgO – SiO₂ (см. рис. 3) валовые составы прогретых расплавных включений образуют основную группу, перекрывающую поле ультрамафитов (лерцолиты, верлиты, клинопироксениты) расслоенного комплекса из офиолитов Кузнецкого Алатау и по содержанию MgO отвечающую пикритам. При этом закалочные стекла в прогретых включениях показывают эволюцию расплава от пикритоидов к породам

базальтового состава, образующим габброидные и дайковые серии офиолитов. Таким образом, расплавные включения фактически отражают эволюцию исходных пикритовых магматических систем с образованием оливиновых кумулятов (дунитов) и остаточных расплавов, из которых впоследствии формируются офиолитовые габброиды и дайки.

В целом выяснено, что при кристаллизации ультрамафитов, входящих в состав офиолитов Кузнецкого Алатау, большую роль играли высокомагнезиальные (преимущественно пикритовые) магмы с содержаниями MgO 22–30 мас. % (рис. 3). Эти данные послужили основой для определения *PT*-параметров магматических процессов с помощью расчетного моделирования с использованием нескольких хорошо известных программ: PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011], COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004] и PLUTON [Лавренчук, 2004]. В результате оказалось возможным не только оценить температуру и давление, но и рассмотреть особенности эволюции расплавов при формировании дунитов (см. рис. 4–6).

Прежде всего, на основе данных по расплавным включениям в хромшпинелидах была рассмотрена с помощью программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004] кристаллизация расплава в ходе декомпрессионных процессов, что позволило оценить параметры давления.

Рис. 2. Расплавные включения в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов офиолитов Кузнецкого Алатау

Ст – закалочное стекло; Ол – оливин; Фл – местоположение флюидных фаз. Прямоугольниками отмечены участки площадного сканирования

Fig. 2. Melt inclusions in a ccessory Cr-spinels from dunites of the Kuznetsky Alatau ophiolites

Ст – quenching glass; Ол – olivine; Фл – a site of fluid phases. Rectangles note sites of the areal scanning

Таблица 2

Представительные анализы (мас. %) расплавных включений в хромшпинелидах дунитов из офиолитов Кузнецкого Алатау

Table 2

Representative analyses (wt. %) of melt inclusions in Cr-spinels of dunites from Kuznetsky Alatau ophiolites

№ п.п.	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	3_7	50,87	–	7,72	1,22	7,52	–	26,82	3,89	1,69	0,27	100,00
2	9_7	47,24	–	9,24	2,52	5,96	–	25,17	5,46	2,15	0,27	98,01
3	9_8	47,54	–	9,03	1,88	6,10	–	25,39	5,63	2,16	0,26	97,99
4	10_3	48,49	–	8,95	0,88	8,70	–	25,26	5,32	2,22	0,19	100,01
5	14_2	41,70	–	14,64	3,42	9,55	–	23,72	3,92	0,53	0,53	98,01
6	15_1	44,62	–	10,09	3,03	7,07	–	28,35	5,01	1,23	0,61	100,01
7	15_3	45,84	–	11,38	1,77	6,53	–	24,27	6,17	1,39	0,66	98,01
8	18_3	47,45	–	7,76	1,36	7,53	–	29,90	4,12	1,88	0,00	100,00
9	4М-11	49,91	0,09	9,50	0,93	8,00	0,08	23,35	4,67	2,58	0,24	99,35
10	4М-10	47,49	0,15	7,99	1,21	8,34	0,06	25,82	5,69	1,94	0,18	98,86
11	4М-2	41,40	0,36	7,23	1,53	12,71	0,28	30,81	4,11	0,69	0,27	99,41
12	4М-3	48,36	0,10	6,36	1,42	7,67	–	30,12	3,54	1,35	0,22	99,13
13	4М-5	49,49	0,19	9,03	1,32	6,74	–	22,89	6,27	2,52	0,22	98,67
14	4М-6	48,91	–	7,08	1,64	5,94	–	26,57	8,20	1,55	0,11	100,00
15	4М-7	46,35	0,14	6,98	1,11	8,80	–	29,95	3,70	1,93	0,11	99,08
16	4М-12	47,53	0,16	9,21	1,67	10,20	–	22,85	4,17	2,67	0,20	98,66
17	4М-13	51,02	0,00	9,47	1,31	5,88	–	19,99	7,89	2,60	0,27	98,44
18	4М-16 1,2	46,86	0,16	7,79	1,41	11,02	–	24,73	5,35	1,35	0,20	98,87
19	4М-16 3,4	45,30	0,24	8,54	2,86	11,08	–	21,49	7,06	1,96	0,22	98,74
20	4М-18	48,45	–	8,74	1,16	7,27	–	25,06	5,94	2,09	0,00	98,71
21	6_3	49,11	0,00	12,63	1,07	9,56	–	10,54	12,72	2,18	0,19	98,00
22	6_5	52,68	0,29	14,77	1,16	8,73	–	7,75	8,11	4,26	0,25	98,00
23	6_6	49,70	–	13,62	1,11	10,35	–	8,01	14,15	2,76	0,30	100,00
24	6_7	50,94	–	11,82	1,30	8,72	–	11,64	10,83	2,53	0,21	97,99
25	6_8	46,84	–	9,53	1,37	10,20	–	21,73	5,89	2,17	0,28	98,01

Примечание. 1–8 – суммарное сканирование по площади расплавного включения; 9–20 – рассчитанный по составу и по соотношению фаз валовый состав включения; 21–25 – закалочные стекла во включении.

Note. 1–8 – total scanning on the area of melt inclusion; 9–20 – calculated on composition and on a ratio of phases gross composition of inclusion; 21–25 – quenching glasses in inclusion.

Рис. 3. Диаграмма MgO – SiO₂ для расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов офиолитов Кузнецкого Алатау

Расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов офиолитов Кузнецкого Алатау: InB – валовый состав (рассчитанный по составу и соотношению фаз, а также полученный путем площадного сканирования); InG – состав стекла в прогретых включениях. Офиолиты Кузнецкого Алатау: ультрамафиты (лерцолиты, верлиты, клинопироксениты) расслоенного комплекса (Um); габброиды (Ga); дайковый комплекс (Di). IncKar – поле расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Карашатского массива (офиолиты Южной Тувы). Пунктирной линией показан тренд основной группы валовых составов расплавных включений в хромшпинелидах Кузнецкого Алатау. Точечная линия – тренд составов стекол в прогретых включениях

Fig. 3. Diagram MgO – SiO₂ for melt inclusions in Cr-spinels from dunites of the Kuznetsky Alatau ophiolites

Melt inclusions in Cr-spinels from dunites of the Kuznetsky Alatau ophiolites: InB – gross composition (calculated on composition and on a ratio of phases parity, and received by the total scanning on the area); InG – glass composition in heated-up inclusions. Kuznetsky Alatau ophiolites: ultramafic rocks (herzolite, wehrlite, clinopyroxenites) of the stratified complex (Um); gabbro (Ga); dyke complex (Di). IncKar – a field of melt inclusions in Cr-spinels from dunite of the Karashatsky massive (ophiolites of the Southern Tuva). By the dashed line the trend of the basic group of main composition of melt inclusions in Cr-spinels of the Kuznetsky Alatau is shown. A dot line – a trend of compositions of glasses in the heated-up inclusions

Рассматривалась равновесная декомпрессионная кристаллизация от 10 кбар (от низов коры) до 2 кбар. Буфер QFM. $dP/dF = 0,1$ mol. Состав исходной магмы – данные по расплавному включению с MgO (28,35 мас. %, см. табл. 2), располагающемуся в начале тренда основной группы расплавных включений в хромшпинелидах Кузнецкого Алатау (см. рис. 3). Начальное содержание воды задавалось согласно результатам непосредственных анализов расплавных включений в хромшпинелидах дунитов из офиолитов Южной Тувы – 0,1 мас. % [Симонов и др., 2009].

На основе сравнения расчетных составов оливинов с реально имеющимися данными по минералам из ультрамафитов Кузнецкого Алатау ($Fo = 90-94,4$), оказалось возможным оценить давления, при которых кристаллизовались оливины изученных дунитов. Было выяснено, что рассмотренные нами оливины наиболее вероятно формировались в достаточно ограниченном диапазоне давлений (6,8–4,3 кбар)

из широкого (начиная с 10 кбар) интервала (рис. 4). При этом содержание воды в эволюционирующем расплаве при давлении 6,8 кбар оценивалось около 0,14 мас. % (при 5,5 кбар – 0,17 мас. %), а SiO₂ – 47,3 мас. %, MgO – 20 мас. %. Наиболее близкие к этим параметрам характеристики имеет включение с содержанием SiO₂ 47,24 мас. % и MgO – 25,17 мас. % (табл. 2). Данные по составу этого включения были использованы в ходе дальнейшего расчетного моделирования.

Особенности изобарической фракционной кристаллизации пикритовых расплавов при формировании дунитов из офиолитов Кузнецкого Алатау выяснены с помощью программы PLUTON [Лавренчук, 2004]. Условия расчетов следующие. Состав исходной магмы – данные по расплавному включению с MgO (25,17 мас. %, см. табл. 2). Давление при этом задавалось как среднее интервала (6,8–4,3 кбар) – примерно 5,5 кбар. При этом давлении содержание воды (см. выше) – 0,17 мас. %. Буфер QFM.

Рис. 4. Зависимость состава образующегося оливина от давления в магматической системе при декомпрессионной кристаллизации пикритового расплава (MgO – 28,35 мас. %)

Fo – форстеритовый компонент. Расчеты проведены с помощью программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004]

Fig. 4. Dependence of composition of generated olivine from pressure in magmatic system during decompressional crystallization of picrite melt (MgO – 28,35 wt. %)

Fo – forsterite component. Calculations are spent by means of program COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004]

В результате моделирования было выяснено, что оливины из пикритового расплава (MgO – 25,17 мас. %) начинают кристаллизоваться в районе 1 530 °С и около 1 220 °С образование этого минерала практически прекращается. Фактически здесь устанавливаются параметры ликвидусной и субсолидусной кристаллизации оливинов из дунитов Кузнецкого Алатау. Как видно на рис. 5, ниже 1 210 °С кристаллизуется исключительно клинопироксен, что показывает возможность формирования пироксенитов офиолитов Кузнецкого Алатау из расплава. В целом при снижении температуры и в ходе кристаллизации минералов происходило закономерное изменение состава расплава с падением MgO и ростом остальных химических компонентов при формировании оливина, сменившееся резким падением кальция при образовании клинопироксена.

Расчеты изобарической равновесной кристаллизации пикритового расплава (MgO – 25,17 мас. %) с помощью программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004] (при тех же начальных условиях) свидетельствуют о практически аналогичных закономерностях эволюции расплава (рис. 6), показывая только некоторое повышение температур ликвидусной кристаллизации оливина (1 570 °С) и клинопироксена (1 220 °С), при таких же параметрах оливинового солидуса (1 220 °С).

Моделирование ликвидусной кристаллизации пикритовых расплавов (MgO – 25,17 мас. %) с помощью программы PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] при давлениях 5,5 кбар (среднее для установленного интервала 6,8–4,3 кбар, см. выше) свидетельствует о том, что оливин формируется при температурах 1 550–1 535 °С. На основе сравнения расчетных составов хромшпинелидов с реально имеющимися данными по минералам из дунитов Кузнецкого Алатау (Cr# = 0,75–0,86), оказалось возможным оценить температуры, при которых наиболее вероятно кристаллизовались акцессорные хромиты из изученных дунитов – 1 430–1 250 °С.

Таким образом, было выяснено, что оливины из дунитов Кузнецкого Алатау формировались из пикритового расплава в достаточно ограниченном диапазоне давлений (6,8–4,3 кбар). При этом они начинают кристаллизоваться при температурах в районе 1 530 °С, и около 1 220 °С образование этого минерала практически прекращается. Фактически здесь устанавливаются параметры ликвидусной и субсолидусной кристаллизации дунитов. Ниже 1 210 °С кристаллизуется исключительно клинопироксен (который присутствует в рассмотренных дунитах), что показывает возможность формирования пироксенитов офиолитов Кузнецкого Алатау из расплава.

Рис. 5. Результаты расчетного моделирования фракционной изобарической кристаллизации пикритового расплава (MgO – 25,17 мас. %) с помощью программы PLUTON [Лавренчук, 2004]
Ol – оливин. Cpx – клинопироксен. Na + K – Na₂O + K₂O. Component – содержание в расплаве, %

Fig. 5. Results of calculating modelling of fractional isobaric crystallization of picrite melt (MgO – 25,17 wt. %) by means of program PLUTON [Lavrenchuk, 2004]
Ol – olivine. Cpx – clinopyroxene. Na + K – Na₂O + K₂O. Component – content in the melt, %

Рис. 6. Результаты расчетного моделирования изобарической равновесной кристаллизации пикритового расплава (MgO – 25,17 мас. %) с помощью программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004]
Ol – оливин. Aug – клинопироксен. Na + K – Na₂O + K₂O. Component – содержание в расплаве, %

Fig. 6. Results of calculating modelling of isobaric equilibrium crystallization of picrite melt (MgO – 25,17 wt. %) by means of program COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004]
Ol – olivine. Aug – clinopyroxene. Na + K – Na₂O + K₂O. Component – content in the melt, %

Таким образом, при снижении температуры и в ходе кристаллизации минералов происходило закономерное изменение состава расплава с падением MgO и ростом остальных химических компонентов при формировании оливина, сменившееся резким падением кальция при образовании клинопироксена.

В целом расчетное моделирование на основе данных по составам расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах с использованием трех независимых программ позволило установить ключевые параметры процессов магматогенного формирования дунитов из офиолитов Кузнецкого Алатау.

Ликвидусная кристаллизация оливина из пикритового расплава происходила при температурах 1 550–1 530 °С и давлениях около 6,8–4,3 кбар. Солидус оливина – около 1 220 °С. Кристаллизация хромшпинелидов из расплава – 1 430–1 250 °С. Возможное образование клинопироксенов из расплава – 1 220–1 210 °С.

Субсолидусная рекристаллизация магматогенного оливинового субстрата

После кристаллизации из расплава происходила субсолидусная рекристаллизация магматогенного оливинового субстрата в офиолитах Кузнецкого Алатау. При расшифровке условий этого этапа большую помощь оказали минералогические термометры.

Нами неоднократно проводились расчеты по оливин-хромшпинелевым термометрам [Fabries, 1979] температур твердофазовых равновесий в дунитах Среднетерсинского массива при субсолидусных условиях. В результате определены достаточно высокие интервалы температур, хорошо согласующиеся с данными по включениям в хромшпинелидах о завершении кумулятивной кристаллизации из расплава около 1 220 °С и характеризующие последующий этап субсолидусной рекристаллизации с установлением минеральных равновесий: 1 165–975 °С [Гончаренко и др., 1982], 1 125–895 °С и 1 080–935 °С [Ступаков и др., 1993], 1 017–870 °С [Ступаков, Симонов, 1997]. Расчеты с использованием более современных термометров [Ballhaus et al., 1990] показали несколько более низкие параметры – 930–730 °С. В целом получен широкий интервал температур (1 165–730 °С), что свидетельствует о сложных, возможно длительных, процессах установления твердофазовых равновесий после кристаллизации из расплавов минералов офиолитовых дунитов Кузнецкого Алатау.

Пластические деформации ультрамафитов

Для дунитов из офиолитов Кузнецкого Алатау характерны деформационные структуры, свидетельствующие об интенсивных процессах преобразования ультраосновных пород после их первичной кристаллизации. Все разнообразие полученных оптических ориентировок оливина, выявленных в пластически деформированных дунитах, можно свести к трем главным типам.

Первый из них характеризуется ортогональным расположением максимумов Ng, Nm, Np, причем максимум осей Ng ориентирован субгоризонтально в северо-восточном направлении и совпадает с минеральной линейностью оливина и аксессуарного хромшпинелида (L_0) (рис. 7, обр. 904/3). При этом

минеральная уплощенность (S_0) минералов ориентирована под острыми углами к максимумам Nm, Np. Второй тип отмечается наличием субгоризонтального, не имеющего строго фиксированного пространственного положения, Ng – максимума, совпадающего с первичной минеральной линейностью (L_0) (рис. 7, обр. Ст-121).

Оси Np и Nm образуют совмещенные пояса, ориентированные нормально к максимуму Ng. В поясах отмечается субвертикальный максимум осей Nm и горизонтальный максимум осей Np, которые расположены под острым углом к первичной минеральной уплощенности (S_0). В породе устанавливается вторичная уплощенность (S_1), ориентированная субнормально максимуму осей Np. При этом вторичная минеральная линейность (L_1) ориентируется субвертикально и пространственно совмещается с максимумом осей Nm. Третий тип ориентировки оливина является результатом частичного разрушения первого и второго типов с образованием максимума Np и связанного с ним поясов Ng и Nm (рис. 7, обр. 910/2). При этом в породе сформировалась минеральная уплощенность (S_2), нормальная локальному максимуму Nm, в которой минеральная линейность (L_2) унаследует первичную линейность (L_0) и располагается вблизи максимума Ng.

Выявленные типы петроструктурных узоров оливина закономерно связаны с ориентировкой их по форме зерен. Устанавливается четыре типа ультрамафитовых тектонитов (рис. 8), отражающих эволюцию процесса деформирования ультраосновных пород Среднетерсинского массива.

Тектониты первого типа сложены протогранулярным оливином с линейностью хромшпинелидов (L_1), расположенной вблизи его Ng-максимума (рис. 8, а).

Тектониты второго типа (рис. 8, б) возникли за счет частичного разрушения первичных тектонитов с образованием мезогранулярного типа микроструктуры оливина. Сформировавшаяся при этом линейность (L_2) оливина унаследовала его первичную линейность (L_1).

Третий тип тектонитов (рис. 8, в) является результатом разрушения первых двух тектонитов и образования на их месте порфирокластового типа микроструктуры оливина с линейностью (L_3), тяготеющих к Nm-максимуму. Линейность аксессуарного хромшпинелида (L_1) сохраняет прежнее положение и совмещена с Ng-максимумом. Тектониты четвертого типа (рис. 8, д) представлены ультраметаморфитами – оливин-антигортитовыми породами. При этом линейности зерен оливина и хромшпинелида совмещены (L_4), лежат в плоскости минеральной уплощенности S_4 и располагаются вблизи Ng-максимума.

Рис. 7. Диаграммы ориентировки кристаллооптических осей оливина в дунитах Среднетерсинского массива

Проекция на верхнюю полусферу. Изолинии 1–2–4–6–8–10–12–14 % на 1 % сетки Шмидта. Точечная линия – плоскость минеральной уплощенности (S) с минеральной линейностью (L). Пояснения в тексте. Использованы данные из работы [Гончаренко и др., 1982]

Fig. 7. Orientation diagrams crystal optical axes of olivine in the dunites from the Srednetersinsky massif

Projection to the top hemisphere. Isolines of 1–2–4–6–8–10–12–14 % on 1 % of a grid of Schmidt. A dot line – a plane of mineral flatness (S) with mineral linearity (L). Explanations in the text. The data from work [Goncharenko et al., 1982] is used

Рис. 8. Эволюция деформационных структур в дунитах из офиолитов Кузнецкого Алатау

Светлое – оливин; черное – хромшпинелид; пунктир – полосы сброса; штриховка – система спайности (100) в оливине. Пояснения к рисункам в тексте. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работы [Гончаренко и др., 1982]

Fig. 8. Evolution of deformation structures in dunites from the Kuznetsky Alatau ophiolites

Light – olivine; black – Cr-spinel; a dotted line – dump strips; shading – system of cleavage (100) in olivine. For explanations of figures, see the text. Figure is constructed on the basis of the original data with use of materials from work [Goncharenko et al., 1982]

Твердофазное течение ультрамафитов

Последовательность развития пластических деформаций ультрамафитов на основе петроструктурного анализа представляется в следующем виде.

Наиболее ранняя фаза деформации (D_1) фиксируется линейностью L_1 зерен акцессорного хромшпинелида, отражающей субгоризонтальное направление течения вещества в глубинных уровнях, предположительно в верхней мантии.

Последующая фаза (D_2), очевидно, обусловлена подъемом ультрамафитов в область земной коры. Это подтверждается положением Np-максимума оливина к расположенной под углом $\sim 45^\circ$ к нему плоскостью уплощенности S_2 , а также горизонтальным Ng-максимумом, близким к линейности L_2 (см. рис. 7). Такое соотношение кристаллооптических направлений и структурных элементов находится в соответствии с экспериментальными данными [Nicolas et al., 1973], согласно которым ось Np оливина стремится занять положение, параллельное направлению сжатия σ_3 . Подобное распределение напряжений благоприятствует скольжению в оливине преимущественно по системе $\{0kl\}[100]$, которая является важной для протогранулярного оливина. В соответствии с экспериментальными данными указанная система скольжения развивается в оливине при T около $1\,000\,^\circ\text{C}$ и относительно высоких скоростях деформации. С учетом вероятного проявления низких скоростей деформации в природной обстановке предполагается, что распространенная система скольжения отвечает $T \sim 1\,000\,^\circ\text{C}$ и давлению 3–5 кбар.

Третья фаза деформации (D_3) привела к изгибу выведенного на уровень консолидации ультрамафитового тела, в результате чего была сформирована полукольцевая структура Среднетерсинского массива. В процессе изгиба произошла переориентация оси Np оливина в горизонтальное положение, сопровождавшаяся возникновением новой линейности L_3 , которая пространственно тяготеет к Nm и имеет тенденцию ориентироваться субвертикально. Уплощенность оливина S_3 приближается к плоскости (010), чем, по-видимому, обусловлено появление систем скольжения по (010) $[001]$, реализуемых в более низкотемпературных условиях, но сравнению с $\{0kl\}[100]$. Положение Ng-максимума оливина контролируется изгибом, в ходе которого он частично разрушается. В участках максимального изгиба структуры первичная линейность хромшпинелидов L_0 переориентирована в соответствии с линейностью L_3 оливина. Синтектонический характер изгиба тела ультрамафитов, отражающего деформацию D_2 , демонстрируется цилиндрическим типом складчатой структуры вмещающих их пород [Гончаренко и др., 1982].

Четвертая фаза (D_4) проявилась в формировании надвига вблизи периклинального замыкания складчатой структуры массива, основание которого сложено оливин-антигоритовыми ультраметаморфитами. Общее юго-западное направление движения фиксируется нормальным к нему удлинением оливинных зерен L_4 и их уплощенностью S_4 .

Совместное использование петроструктурных и термобарогеохимических методов позволило оценить параметры деформационных процессов внедрения ультрамафитов Кузнецкого Алатау в земную

кору. В оливинах из дунитов нами были найдены флюидные включения (5–10 мкм) сжиженных газов (метан, азот) (рис. 9), связанные с системами внутрикристаллического скольжения в минералах, реализуемого предположительно в условиях верхней мантии при температурах около $1\,000\,^\circ\text{C}$ [Гончаренко и др., 1982; Симонов, 1993]. Образование этих флюидных включений происходило в ходе процессов деформации и течения материала ультрамафитов главным образом с помощью миграции дислокаций при высоких параметрах. Движения дислокаций повышают проницаемость оливинов и перераспределяют связанные летучие. Мигрирующие дислокации, несущие флюид, накапливаются в более крупных дефектах [Вернон, 1980], образуя флюидные включения размерами в первые микроны. Включения высокоплотных сжиженных газов установлены ранее преимущественно в минералах высокометаморфизованных пород [Ермаков, Долгов, 1979], т.е. изученные нами в оливинах из дунитов флюидные включения являются фактически метаморфогенными образованиями. В целом, определив плотность сжиженных газов во включениях, оказалось возможным совместно с петроструктурными данными выяснить, что пластические деформации и твердофазное течение ультрамафитов Кузнецкого Алатау на ранних этапах их мантийно-коровой эволюции осуществлялись при температурах до $800\text{--}1\,000\,^\circ\text{C}$ и давлениях до 8–11,5 кбар [Симонов, 1993].

Обсуждение результатов

Условия формирования ультраосновных пород, входящих в состав офиолитовых ассоциаций, привлекают внимание многочисленных исследователей, которых можно разделить на две основные группы, придерживающиеся противоположных точек зрения. В одном случае предполагается образование гипербазитов путем кристаллизации ультраосновных расплавов. Другая точка зрения состоит в том, что офиолитовые ультрабазиты являются мантийными реститами, тугоплавкими остатками, возникшими в результате плавления мантии и внедрившимися в земную кору в твердом состоянии.

Петроструктурные исследования офиолитовых ультрамафитов [Гончаренко и др., 1982; Савельева, 1987; Гончаренко, 1989; Чернышов, 2001; Nicolas, 1989] убедительно свидетельствуют о реальности процессов пластической деформации и течения ультраосновных пород в твердом состоянии.

В пользу твердофазного течения офиолитовых ультрамафитов служит присутствие флюидных метаморфогенных микровключений сжиженных газов в оливинах [Симонов, 1993], что подтверждает правильность выделения в составе офиолитов метамор-

фических гипербазитов с тектонитовыми структурами согласно Р.Г. Колману [Колман, 1979].

Таким образом, существуют убедительные факты, свидетельствующие об определяющей роли деформационных процессов в формировании офиолитовых ультрамафитов, в то время как прямые свидетельства магматогенного происхождения гипербазитов из офи-

олитовых ассоциаций практически отсутствовали. Только относительно в последнее время появились публикации, содержащие результаты исследования расплавных включений в хромшпинелидах из ультраосновных офиолитовых комплексов Урала [Симонов и др., 2008], Тувы [Симонов и др., 2009], Западного Саяна [Добрецов и др., 2017] и Омана [Schiano et al., 1997].

Рис. 9. Флюидные включения в оливине из дунитов офиолитов Кузнецкого Алатау

Включения сжиженного азота при +20 °C (a) и при -195 °C (b); c – результаты анализов флюидных включений сжиженных газов с помощью КР-спектроскопии [Симонов, 1993]

Fig. 9. Fluid inclusions in olivine from dunites of the Kuznetsky Alatau ophiolites

Inclusions of liquefied nitrogen at +20 °C (a) and at -195 °C (b); c – results of analyses of fluid inclusions of liquefied gases by means of Raman spectroscopy [Simonov, 1993]

Проведенные нами исследования офиолитов Кузнецкого Алатау показали, что нет основания противопоставлять модели магматического и метаморфогенно-деформационного происхождения ультрамафитов, так как они отражают последовательную эволюцию процессов формирования ультраосновных пород офиолитовой ассоциации. В ходе первого этапа, судя по результатам изучения расплавных включений в хромшпинелидах, минералы ультрамафитов (в первую очередь оливин) кристаллизовались из пикритовых расплавов при температурах начиная с 1 550–1 530 °C и давлениях около 6,8–4,3 кбар. Прямая магматогенная кристаллизация оливина заканчивалась около 1 220 °C. В дальнейшем при снижении температуры происходила суб-

солидусная рекристаллизация уже сформировавшегося преимущественно твердого субстрата, который неизбежно начал подвергаться внешнему воздействию, приводящему к пластическим деформациям и твердофазному течению ультрамафитов Кузнецкого Алатау уже на ранних этапах их мантийно-коревой эволюции при температурах до 800–1 000 °C и давлениях до 8–11,5 кбар. Пластические деформации и преобразование ультраосновных пород продолжались и на более высоких горизонтах, с образованием оливин-антигортитовых метаморфитов.

В целом необходимо отметить, что присутствие расплавных включений в хромшпинелидах, свидетельствующее о кристаллизации рассмотренных дунитов Кузнецкого Алатау при участии магматиче-

ских систем, показывает их принадлежность к дунит-верлит-клинопироксенитовому комплексу офиолитов.

Выводы

1. Установлено присутствие первичных расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах из дунитов Среднетерсинского массива, что прямо свидетельствует об участии магматических систем при формировании ультрамафитов из офиолитов Кузнецкого Алатау.

2. Исследования расплавных включений в хромшпинелидах показали, что при формировании дунитов Среднетерсинского массива большую роль играли высокомагнезиальные (преимущественно пикритовые) магмы с содержаниями MgO около 22–30 мас. %. Расчетное моделирование на основе данных по составам расплавных включений с помощью хорошо известных программ (PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011], COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004], PLUTON [Лавренчук, 2004]) позволило установить следующие ключевые параметры процессов магматогенного образования минералов ультрамафитов из офиолитов Кузнецкого Алатау: ликвидусная кристаллизация оливина происходила при температурах 1 550–1 530 °С и давлениях около 6,8–4,3 кбар; кристаллизация хромшпинелидов из расплава – 1 430–1 250 °С; солидус оливина – около 1 220 °С; возмож-

ное образование клинопироксенов из расплава – 1 220–1 210 °С.

3. Получен широкий интервал температур (начиная с 1 220 °С и далее при снижении параметров от 1 165 до 730 °С) субсолидусной рекристаллизации, что свидетельствует о сложных, возможно длительных, процессах установления твердофазовых равновесий после кристаллизации из расплавов минералов дунитов из офиолитов Кузнецкого Алатау.

4. Согласно рассмотренным результатам петроструктурного анализа следует, что ультрамафиты из офиолитов Кузнецкого Алатау в процессе становления подвергались многократным деформациям в процессе подъема из глубин предположительно верхней мантии в область консолидации в земной коре. Общая направленность деформационных процессов от глубинных к «близкоповерхностным» находит отражение в эволюции элементов петроструктуры. С этими представлениями согласуются полученные ранее выводы о последовательности деформаций и механизме формирования уникальной структурной формы Среднетерсинского массива [Гончаренко и др., 1982; Гончаренко, 1989].

Работа выполнена в соответствии с государственным заданием ИГМ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации и договора № 14.Y26.31.0029.

ЛИТЕРАТУРА

- Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. М.: Недра, 1980. 226 с.
- Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышов А.И. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива). Новосибирск : Наука, 1982. 105 с.
- Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1989. 404 с.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 5. С. 701–722.
- Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М. : Недра, 1979. 271 с.
- Колман Р.Г. Офиолиты. М. : Мир, 1979. 264 с.
- Коновалова О.Г., Прусевич Н.А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск : Наука, 1977. 165 с.
- Кортусов М.Л. Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау) // Нижнепалеозойские интрузивные комплексы. Томск, 1967. Т. 1. С. 225.
- Лавренчук А.В. Программа для расчета внутрикамерной дифференциации основной магмы «PLUTON» // Тезисы докладов Второй Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 2004. С. 105–106.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М. : Госгеолтехиздат, 1958. 295 с.
- Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М. : Наука, 1987. 246 с.
- Симонов В.А., Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ковязин С.В. Расплавные включения в хромшпинелидах расслоенной части Ключевского габбро-гипербазитового массива // Литосфера. 2008. № 2. С. 101–115.
- Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В. Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: материалы третьей Международной конференции. Екатеринбург : Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2009. Т. 2. С. 195–198.
- Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 579–598.
- Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С., Степанов А.С. Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного массива (Средний Урал) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 6. С. 1106–1134.

- Симонов В.А., Приходько В.С., Васильев Ю.Р., Котляров А.В.** Физико-химические условия кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36, № 6. С. 70–93.
- Симонов В.А.** Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск : Изд-во ОИГТМ СО РАН, 1993. 247 с.
- Ступаков С.И., Симонов В.А., Гора М.П.** Минералогия офиолитов г. Становой Хребет (Среднетерсинский массив) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 7: Рудоносность, минералогия. Новосибирск, 1993. С. 131–140.
- Ступаков С.И., Симонов В.А.** Особенности минералогии ультрабазитов – критерии палеогеохимических условий формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 4. С. 746–755.
- Чернышов А.И.** Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001. 216 с.
- Ariskin A.A., Barmina G.S.** COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // *Geochemistry International*. 2004. V. 42 (Suppl. 1). P. S1–S157.
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H.** Oxygen fugacity controls in the earth's upper mantle // *Nature*. 1990. V. 348 (6300). P. 437–440.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu.** Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 29 July 2011. 2011. V. 12, № 7. Q07021. doi: 10.1029/2011GC003516.
- Fabries J.** Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contr. Miner. Petrol.* 1979. V. 69, № 4. P. 329–336.
- Karato S., Haemyeong J., Katayama I., Skemer P.** Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2008. V. 36. P. 59–95.
- Mercier J.C.** Olivine and pyroxenes // Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis Academic Press. INC., 1985. P. 407–430.
- Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M.** Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // *Amer. J. Sci.* 1973. № 10. P. 853–876.
- Nicolas A.** Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Publishers. Netherlands, 1989. 367 p.
- Nicolas A., Poirier J.C.** Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. L. ; N.Y., 1976. 437 p.
- Schiano P., Clocchiatti R., Lorand J.-P., Massare D., Deloule E., Chaussidon M.** Primitive basaltic melt included in podiform chromites from the Oman ophiolite // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 146. P. 489–497.
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.** Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: Constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // *J. Petrol.* 1994. V. 35. P. 1183–1211.

Авторы:

Симонов Владимир Александрович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, главный научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; научный сотрудник, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет, Казань, Россия.

E-mail: simonov@igm.nsc.ru

Чернышов Алексей Иванович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой петрографии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: aich@ggf.tsu.ru

Котляров Алексей Васильевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; научный сотрудник, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет, Казань, Россия.

E-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

Geosphere Research, 2020, 3, 34–49. DOI: 10.17223/25421379/16/3

V.A. Simonov^{1,3,4}, A.I. Chernyshov², A.V. Kotlyarov^{1,4}

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russia

² National Research Tomsk National Research State University, Tomsk, Russia

³ Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia

⁴ Kazan Federal University, Kazan, Russia

PHYSICAL AND CHEMICAL PARAMETERS OF FORMATION OF ULTRAMAFIC ROCKS FROM KUZNETSKY ALATAU OPHIOLITES

Conditions of formation of the ultrabasic rocks, which are a part of ophiolite association, draw attention of numerous researchers which, as a whole, can be divided on two basic groups following to the opposite points of view. In one case formation of ultramafic rocks by crystallization of the ultrabasic melts is supposed. Other point of view consists that ophiolite ultrabasites are mantle restites, the refractory rests which resulted melting of a mantle and penetrate into Earth Crust in a solid condition.

Our researches of the Kuznetsky Alatau ophiolites have shown that there is no basis to oppose models of a magmatic and metamorphic-deformation origin of ultramafites, because they reflect consecutive evolution of processes of formation of the ultrabasic rocks of ophiolite association. First of all, presence of primary melt inclusions in accessory Cr-spinels from dunites of the Srednetersinsky massive directly testifies to participation of magmatic systems at formation of ultramafites from the Kuznetsky Alatau ophiolites. Study of these inclusions have shown that at the formation of the dunites from the Srednetersinsky massive a high magnesia (mainly picrite) magma (with MgO content nearby 22–30 wt. %) played a great role. Calculating modelling on the basis of the data on melt inclusion composition by means of well-known programs (PETROLOG, COMAGMAT, PLUTON) has allowed to establish following key pa-

rameters of magmatogenic processes formation of ultramafic minerals from the Kuznetsky Alatau ophiolites: liquidus crystallization of olivine occurred at temperature 1,550–1,530 °C and pressure nearby 6.8–4.3 kbar; crystallization of Cr-spinels from melt – 1,430–1,250 °C; solidus of olivine – nearby 1,220 °C; possible formation of clinopyroxene from melt – 1,220–1,210 °C.

With the help of mineralogical thermometers the wide interval of temperatures (since 1,220 °C to 1,165 °C and further to 730 °C) of subsolidus recrystallization was established. This data testifies a difficult (probably long) establishment processes of solid phase equilibrium after crystallization from melts of dunite minerals from the Kuznetsky Alatau ophiolites.

According to results of petrostructure analysis follows that ultramafites from the Kuznetsky Alatau ophiolites during of their formation were exposed to repeated deformations in the course of lifting from depths of the top mantle to the consolidation area in the Earth Crust. The general orientation of deformation processes from deep to «near surface» finds reflexion in evolution of petrostructure elements. The conclusions received earlier will be co-ordinated with these representations about sequence of deformations and the mechanism of formation of the unique structural form of the Srednetersinsky ophiolite massive (Kuznetsky Alatau).

Keywords: ophiolites, melt inclusions, petrostructure analysis.

References

- Vernon R.H. *Metamorficheskiye protsessy* [Metamorphic processes]. Moscow: Nedra, 1980. 226 p. In Russian
- Goncharenko A.I., Kuznetsov P.P., Simonov V.A., Chernyshov A.I. *Ofolitovaya assotsiatsiya Kuznetskogo Alatau (na primere Srednetersinskogo massiva)* [Ophiolitic association of the Kuznetsky Alatau (on the example of the Srednetersinsky massive)]. Novosibirsk: Nauka, 1982. 105 p. In Russian
- Goncharenko A.I. *Deformatsiya i petrostrukturnaya evolyutsiya al'pinotipnykh giperbazitov* [Deformation and petrostructure evolution alpinotype ultrabasites]. Tomsk: Tomsk. Univ., 1989. 404 p. In Russian
- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Koulakov I.Yu., Kotlyarov A.V. Migration of fluids and melts in subduction zones and general aspects of thermophysical modeling in geology // *Russian Geology and Geophysics*. 2017. V. 58 (5). pp. 571–585.
- Ermakov N.P., Dolgov Yu.A. *Termobarogeokhimiya* [Thermobarogeochemistry]. Moscow: Nedra, 1979. 271 p. In Russian
- Coleman R.G. *Ofolity* [Ophiolites]. Moscow: Mir, 1979. 264 p. In Russian
- Konovalova O.G., Prusevich N.A. *Dunit-gartsburgitovyye massivy Kuznetskogo Alatau i Salaira* [Dunite-harzburgite massifs of Kuznetsky Alatau and Salair]. Novosibirsk: Nauka, 1977. 165 p. In Russian
- Kortusov M. L. *Paleozoyskiye intruzivnyye komplekсы Mariinskoy taygi (Kuznetskiy Alatau)* [Paleozoic intrusive complexes of the Mariinsky taiga (Kuznetsky Alatau) // *Nizhnepaleozoyskiye intruzivnyye komplekсы* [Lower Paleozoic intrusive complexes]. Tomsk, 1967. V.1. p. 255. In Russian
- Lavrenchuk A.V. *Programma dlya rascheta vnutrikamernoy differentsiatsii osnovnoy magmy «PLUTON»* [PLUTON software for calculating within chamber differentiation of mafic magmas], in: Abstracts, 2nd Siberian Int. Conf. Young Geosci. Novosibirsk. Gos. Univ. Novosibirsk, 2004. pp. 105–106. In Russian
- Pinus G.V., Kuznetsov V.A., Volokhov I.M. *Giperbazity Altaye-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [Hyperbasites of the Altai-Sayan folded region]. Moscow: Gosgeoltekhizdat, 1958. 295 p. In Russian
- Savel'eva G.N. *Gabbro-ul'trabazitovyye komplekсы ofiolitov Urala i ikh analogi v sovremennoy okeanicheskoy kore* [Gabbro-ultrabasite complex in ophiolites of the Urals and their analogues in the modern oceanic crust]. Moscow: Nauka, 1987. 246 p. In Russian
- Simonov V.A., Smirnov V.N., Ivanov K.S., Kovyazin S.V. *Raspavnyye vklucheniya v khromshpinelidakh rassloyennoy chasti Klyuchevskogo gabbro-giperbazitovogo massiva* [Melt inclusions in chrome-spinel of Kluchevsk gabbro-ultrabasite massif's stratiform part] // *Litosphere*. 2008. N. 2. pp. 101–115. In Russian
- Simonov V.A., Shelepaev R.A., Kotlyarov A.V. *Fiziko-khimicheskiye parametry formirovaniya rassloyennogo gabbro-giperbazitovogo kompleksa v ofiolitakh YUzhnoy Tuvy* [Physicochemical parameters of the formation of a layered gabbro-hyperbasite complex in ophiolites of South Tuva] // in: Abstracts, 3rd Int. Conf. Mafic-ultramafic complexes of folded regions and related deposits. V. 2. UrO RAN, Yekaterinburg, 2009. pp. 195–198. In Russian
- Simonov V.A., Prikhod'ko V.S., Kovyazin S.V. Genesis of platiniferous massifs in the southeastern Siberian Platform // *Petrology*. 2011. V. 19 (6). pp. 549–567.
- Simonov V.A., Puchkov V.N., Prikhod'ko V.S., Stupakov S.I., Kotlyarov A.V., Karmanov N.S., Stepanov A.S. Physicochemical conditions of crystallization of dunites of the Nizhnii Tagil Pt-bearing massif (Middle Urals) // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57 (6). pp. 868–890.
- Simonov V.A., Prikhod'ko V.S., Vasiliev Yu.R., Kotlyarov A.V. Physicochemical Conditions of Crystallization of Rocks from Ultrabasic Massifs of the Siberian Platform // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2017. V. 11 (6). pp. 447–468.
- Simonov V.A. *Petrogenesis ofiolitov (termobarogeokhimicheskiye issledovaniya)* [Petrogenesis of ophiolites (thermobarogeochemical studies)]. Novosibirsk: Publishing house of the institute of geology, geophysics and mineralogy SB RAS, 1993. 247 p. In Russian
- Stupakov S.I., Simonov V.A., Gora M.P. *Mineralogiya ofiolitov g. Stanovoy KHrebet (Srednetersinskiy massiv)* [Mineralogy of ophiolites of Stanovoy ridge (Srednetersinsky massif)] // *Giperbazitovyye assotsiatsii skladchatykh oblastey* [Ultrabasic associations of folded regions]. V. 7. Ore bearing, mineralogy. Novosibirsk, 1993. pp. 131–140. In Russian
- Stupakov S.I., Simonov V.A. *Osobennosti mineralogii ul'trabazitov - kriterii paleogeodinamicheskikh usloviy formirovaniya ofiolitov Altaye-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [Peculiarities of the ultrabasic mineralogy – criterion of paleogeodynamic conditions of ophiolite formation in the Altai-Sayan folded area] // *Russian Geology and Geophysics*. 1997. V. 38 (4). pp. 746–755. In Russian
- Chernyshov A.I. *Ul'tramafity (plasticheskoye techeniye, strukturnaya i petrostrukturnaya neodnorodnost')* [Ul'tramafity (plastic flow, structural and petrostructural heterogeneity)]. Tomsk, 2001. 216 p. In Russian
- Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // *Geochemistry International*. 2004. V. 42 (Supp. 1). pp. S1–S157.
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. Oxygen fugacity controls in the earth's upper mantle // *Nature*. 1990. V. 348 (6300). pp. 437–440.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 29 July 2011. 2011. V. 12. N 7. Q07021.

- Fabries J.** Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contr. Miner. Petrol.* 1979. V. 69 (4). pp. 329–336.
- Karato S., Haemyeong J., Katayama I., Skemer P.** Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences.* 2008. V. 36. pp. 59–95.
- Mercier J.C.** Olivine and pyroxenes // *Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis* Academic Press. INC., 1985. pp. 407–430.
- Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M.** Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // *Amer. J. Sci.*, 1973. N 10. pp. 853–876.
- Nicolas A.** Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Publishers. Netherlands, 1989. 367 p.
- Nicolas A., Poirier J.C.** Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. L.; N.Y., 1976. 437 p.
- Schiano P., Clocchiatti R., Lorand J.-P., Massare D., Deloule E., Chaussidon M.** Primitive basaltic melt included in podiform chromites from the Oman ophiolite // *Earth and Planetary Science Letters.* 1997. V. 146. pp. 489–497.
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.** Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: Constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // *J. Petrol.* 1994. V. 35. pp. 1183–1211.

Author's:

Simonov Vladimir A., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor National Research Novosibirsk State University. Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. Researcher, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University, Kazan, Russia.

E-mail: simonov@igm.nsc.ru

Chernyshov Alexey Iv., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Head at the Department of Petrography, Geology and Geography Faculty National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: aich@ggf.tsu.ru

Kotlyarov Alexey V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. Researcher, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University, Kazan, Russia.

E-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru