

ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭКЛОГИТОВ АТБАШИНСКОГО ХРЕБТА
(Южный Тянь-Шань)

В.А. Симонов, К.С. Сакиев*, Н.И. Волкова, С.И. Ступаков, А.В. Травин

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Институт геологии НАН КР, 720481, Бишкек, просп. Эркиндик, 30, Киргизская Республика*

В результате проведенных исследований получены новые данные об условиях и времени формирования эклогитов Атбашинского хребта (Южный Тянь-Шань). Установлены *PT*-параметры кристаллизации высокобарических минералов из эклогитов: 23—25 кбар, 510—570 °С. Анализ флюидных включений показал, что в метаморфических процессах формирования эклогитов Атбашинского хребта активное участие принимали водно-солевые флюиды с содержанием NaCl до 6—12 мас.%. Первичные флюидные включения захватывались омфацитом и гранатом при их кристаллизации в области повышенных давлений (23—25 кбар). Установленные по включениям давления (6—7.2 кбар) являются следствием адаптации матрицы минерала-хозяина к снижению параметров, приводившей к переуровновешиванию флюида во включениях. Мнимовторичные включения в омфаците, кварце и гранате отражают условия регрессивных процессов в ходе подъема эклогитов при давлениях до 4.5—6.2 кбар. Определение абсолютного возраста методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ступенчатого датирования показало, что кристаллизация высокобарических минералов из эклогитов Атбашинского хребта происходила 324—327 млн лет назад. На основе данных по редким и редкоземельным элементам выяснено, что протолиты двух установленных типов эклогитов Атбашинского хребта (с характеристиками N-MORB и платобазальтов) формировались одновременно в результате взаимодействия магматических систем срединно-океанического хребта с плюмовым платобазальтовым магматизмом. Протолитами эклогитов послужили базитовые палеоокеанические комплексы, фрагменты которых в виде офиолитов располагаются в структурах хр. Атбаша. Максимальный интервал времени между образованием древней океанической коры и эклогитовым метаморфизмом в зонах субдукции для рассмотренных ассоциаций Атбашинского хребта составляет около 120 млн лет.

Эклогиты, PT-параметры, флюидные включения, Ar/Ar датирование, Атбашинский хребет, Тянь-Шань.

CONDITIONS OF FORMATION OF THE ATBASHI RIDGE ECLOGITES
(South Tien Shan)

V.A. Simonov, K.S. Sakiev, N.I. Volkova, S.I. Stupakov, and A.V. Travin

New data on the conditions and time of formation of eclogites in the Atbashi Ridge (South Tien Shan) were obtained. The *PT*-conditions of crystallization of high-pressure minerals from eclogites have been established: 23–25 kbar, 510–570°C. Analysis of fluid inclusions showed that the metamorphic processes of the eclogite formation involved salt-aqueous fluids (up to 6–12 wt.% NaCl). Primary fluid inclusions were trapped by omphacite and garnet on their high-pressure (23–25 kbar) crystallization. The pressures determined from thermodynamic data on the inclusions (6–7.2 kbar) reflect the adaptation of the host-mineral matrix to the decrease in ambient parameters, which led to the fluid re-equilibration in the inclusions. The pseudosecondary inclusions in omphacite, quartz, and garnet reflect the conditions of regressive processes running on the ascent of eclogites at pressures of up to 4.5–6.2 kbar. The stepwise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating showed that the high-pressure minerals from the Atbashi Ridge eclogites crystallized at 324–327 Ma. Data on trace and rare-earth elements indicate that the protoliths of two established types of eclogites (with characteristics of N-MORB and plateau basalts) formed synchronously as a result of the interaction of MOR magmatic systems with plateau-basaltic plume magmatism. These protoliths were basic paleo-oceanic complexes, whose fragments are localized as ophiolites in the Atbashi Ridge structures. The maximum time gap between the formation of ancient oceanic crust and the eclogite metamorphism in the subduction zones of the studied associations is ~120 Myr.

Eclogites, PT-conditions, fluid inclusions, Ar/Ar dating, Atbashi Ridge, Tien Shan

ВВЕДЕНИЕ

Эклогиты Атбашинского хребта, располагающегося в Киргизской Республике на северной окраине Южного Тянь-Шаня (рис. 1), входят в состав протяженного высокобарического пояса, прослеживающегося на запад до Урала [Добрецов, 1974; Бакиров и др., 1998] и уходящего на восток в Китай [Gao, Klemd, 2003]. Эклогитовые комплексы Тянь-Шаня, маркирующие сутуру закрытия палеозойского океанического бассейна, образовались за счет базитовых пород офиолитовых ассоциаций в результате их погружения в зонах субдукции. Впоследствии они были выведены в составе тектонического меланжа и несут следы многократных преобразований, включающих кроме прогрессивного метаморфизма несколько фаз ретроградных изменений [Бакиров, 1990].

Особенности формирования эклогитов Тянь-Шаня привлекают самое пристальное внимание исследователей и рассматриваются в работах [Добрецов, Соболев, 1970; Добрецов, 1974; Бакиров, 1989, 1990; Соболев и др., 1989а; Шацкий, Усова, 1989; Эклогиты..., 1989; Tagiri et al., 1995; Бакиров и др., 1998; Gao, Klemd, 2003]. Наибольший интерес представляют следующие аспекты генезиса этих высокобарических комплексов: *PT*-параметры и флюидный режим метаморфизма, а также время формирования эклогитов и характер их протолитов. Именно по этим направлениям существует целый ряд публикаций, в которых рассматриваются условия формирования эклогитов Атбашинского хребта в Южном Тянь-Шане.

Анализ минералого-петрографической и геологической информации позволил Н.Г. Удовкиной [1985] выделить шесть стадий преобразования эклогитов и вмещающих пород в Атбашинском хребте. При этом установлены следующие *PT*-параметры собственно эклогитовой фации: 13—15 кбар, 670—760 °С. Для эклогитов хр. Атбаша на основе данных по минералогии были выяснены условия первого этапа метаморфических процессов: температуры не превышали 400 °С, а давления — 9 кбар [Соболев и др., 1989а]. Количественные оценки температур прогрессивного этапа метаморфизма укладываются в интервалы 430—500 °С. Установлены верхние пределы температур и давлений, соответствующие 500—540 °С и 12—13 кбар [Соболев и др., 1989а]. Более высокие значения *PT*-условий метаморфизма для эклогитов этого района были определены М. Тагири с соавторами [Tagiri et al., 1995]: $T = 660$ °С и $P = 25$ кбар. Последующие исследования эклогитов Атбашинского хребта подтвердили возможность их формирования при значительных параметрах. Обнаружение псевдоморфоз кварца по коэситу в гранате и в омфаците, высокое содержание Si в фенгите и наличие реликтов лавсонита позволили повысить оценочные значения давлений до 25—35 кбар и температур до 725 °С и выше [Бакиров и др., 1998].

Первые данные по летучим компонентам, участвовавшим в процессах формирования эклогитов хр. Атбаша, были получены в результате анализа флюидных включений в минералах. Наличие одно- и двухфазовых включений водно-солевых растворов показало, что отличительной особенностью является преобладание в метаморфических флюидах воды [Шацкий и др., 1988а; Соболев и др., 1989б].

До последнего времени для атбашинских эклогитов были известны практически единичные датировки: одна с большой ошибкой — 351 ± 150 млн лет, полученная Sm-Nd методом [Шацкий и др., 1988б], другая, более молодая, Rb-Sr минеральная изохрона с возрастом 270 млн лет [Tagiri et al., 1995], а также K-Ag даты, укладывающиеся в интервал 288—320 млн лет [Удовкина, 1985].

Геохимические особенности эклогитов атбашинского хребта, установленные предыдущими учеными, свидетельствуют о том, что в качестве протолитов выступали породы коры океанического типа [Соболев и др., 1989а].

Наши исследования позволили получить новые данные по всем перечисленным выше важнейшим проблемам генезиса эклогитов Атбашинского хребта: *PT*-параметры, флюидный режим, время формирования и особенности протолитов. Были изучены составы минералов, а также определены содержания редких и редкоземельных элементов в образцах эклогитов, отобранных в ходе совместных экспедиций Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) и Института геологии НАН КР (г. Бишкек).

Большое внимание при обработке коллекций было уделено флюидным включениям в минералах из рассмотренных эклогитов и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализу возраста пород.

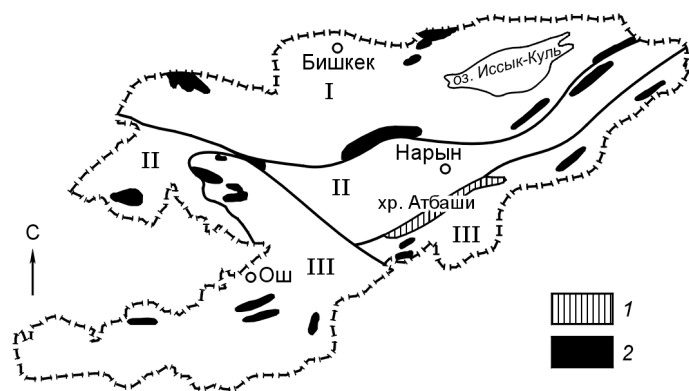


Рис. 1. Расположение офиолитовых комплексов на территории Киргизской Республики.

1 — офиолитовые и эклогитовые комплексы хр. Атбаша; 2 — другие офиолитовые комплексы Тянь-Шаня; I — Северный, II — Срединный, III — Южный.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Составы минералов (омфацит, гранат, фенгит, эпидот) в рассмотренных эклогитах Атбашинского хребта были определены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в ИГМ СО РАН. Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток поглощенных электронов — 40 нА, диаметр зонда 2—3 мкм, время счета 10 с на каждой аналитической линии. Стандартами служили природные и синтетические минералы.

Результаты анализов минералов приведены в табл. 1—3. Расчет Fe^{3+} производился на основе 12 кислородов и 8 катионов для гранатов, 6 кислородов и 4 катионов для пироксенов и 23 кислородов и 13 катионов без Са, Na и К для амфиболов.

Значительное внимание было уделено флюидным включениям, которые удалось найти в омфаците, гранате и в кварце изученных образцов эклогитов. Включения исследовались с помощью методов термометрии и криометрии [Борисенко, 1977; Ермаков, Долгов, 1979; Реддер, 1987] в микротермокамерах и криокамерах оригинальных конструкций [Симонов, 1993]. Для выяснения реальных температур и давлений минералообразования вводились поправки по соответствующим водно-солевым системам, и проводилось согласование с полученными данными по минералогическим термометрам и барометрам.

Возраст эклогитов был установлен методом $^{40}Ar/^{39}Ar$ ступенчатого датирования в ИГМ СО РАН. Анализировались тщательно отобранные мономинеральные (практически без вторичных минералов) фракции (глаукофан и фенгит) с размерами зерен 0.5—0.25 мм. Выделение аргона проводилось в кварцевом реакторе (бланк по ^{40}Ar при 1200 °С — не более $5 \cdot 10^{-9}$ нсм³) с печью внешнего прогрева. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре «Noble Gas 5400» фирмы Микромасс (Англия).

Содержания редких элементов в эклогитах были определены в результате рентгенофлуоресцентного анализа с использованием синхротронного излучения (РФА СИ) в Центре синхротронного излучения ИЯФ СО РАН (г. Новосибирск) и в ИГМ СО РАН. Значения редкоземельных элементов установлены с помощью ICP MS в Университете Ибараки (г. Мито, Япония).

ПЕТРОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭКЛОГИТОВ

Тела эклогитов хр. Атбаша в виде тектонических линз и блоков разной величины залегают среди кристаллических сланцев и кварцитов в узкой тектонической зоне субширотного простирания, которая разделяет офиолитовые комплексы, расположенные к северу, и кристаллические образования Атбашинской зоны Тянь-Шаня — к югу [Геологическая карта..., 1984]. Детально исследовались образцы, содержащие минимальное количество вторичных низкотемпературных минералов и представляющие различные тела эклогитов.

Изученные эклогиты обладают преимущественно ярко-зеленой окраской и имеют среднекристаллическую порфиривидную структуру. Крупные порфиробласты представлены идиоморфным гранатом, обычно заключенным в лепидогранобластовую основную массу, состоящую из омфацита, граната, фенгита, кварца, сфена, рутила. В рассмотренных образцах глаукофан находится в виде относительно мелких зерен между призматическими кристаллами клинопироксена. Минералы группы эпидота встречаются и в виде включений в центральных частях кристаллов граната. Наблюдаются участки с гранобластовой структурой, представленные скоплениями призматических зерен омфацита, между которыми размещаются альбит и рудный минерал.

В целом исследованные нами эклогиты относятся, скорее всего, ко второму типу эклогитовых пород, выделенному ранее среди высокобарических комплексов Атбашинского хребта [Соболев и др., 1989а; Шацкий, Усова, 1989].

Гранаты характеризуются высокой железистостью 70—84 % и следующими вариациями компонентного состава (мол. %): альмандин — 53—59, пироп — 12—23, гроссуляр — 14—24, спессартин — 1—3, андрадит — 2—9 (см. табл. 1). Обычно они представлены двумя генерациями — крупными порфиробластами и мелкими кристаллами в основной массе. Крупные зерна имеют зональное строение. Ядерная часть отличается от внешней зоны и часто содержит включения омфацита, кварца, эпидота, сфена, кальцита, рутила. В зональных гранатах отмечается увеличение содержаний Mg и уменьшение Са (и зачастую Fe, Mn) от центра к краю.

В гранате изученного нами обр. Г-7 найдены твердофазные включения размерами от 5 до 20 мкм в длину. Формы включений — вытянутые с закругленными торцами. Они равномерно располагаются в центральных частях зерен граната и имеют кварцевый состав.

Клинопироксены слагают основную часть породы и встречаются в виде вытянутых призматических кристаллов. Как и гранаты, они имеют зональное строение. По составу (см. табл. 2) клинопироксены отвечают омфациту с содержанием жадеитового компонента 37—47 мол. % и варьируют по железистости $f = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ от 11 до 22 %.

Таблица 2.

Составы пироксенов из эклогитов Атбашинского хребта

Компонент	Г-7-1ц	Г-7-1ц	Г-7-1к	Г-7-1к	Г-7-1к	Г-7-1к	Г-7-2ц	Г-7-2к	Г-7-2к	Г-7-2к	Г-7-3ц	Г-7-3ц	Г-7-3ц	Г-23-1ц	Г-23-1ц
SiO ₂ , мас.%	55.68	56.20	56.45	56.06	56.14	56.53	56.18	55.94	55.80	56.18	55.92	56.45	56.24	56.10	56.01
TiO ₂	0.05	0.06	0.07	0.05	0.06	0.06	0.02	0.06	0.04	0.07	0.03	0.05	0.05	0.07	0.08
Al ₂ O ₃	10.19	9.30	11.11	9.24	11.01	10.25	8.83	10.17	8.77	10.25	9.90	9.18	10.56	10.20	9.71
Cr ₂ O ₃	0.03	0.08	0.03	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.02	0.01	0.06	0.05	0.01	0.08	0.09
FeO	3.93	4.33	3.40	5.71	4.82	3.72	4.60	4.17	4.51	4.32	4.28	5.12	4.31	4.91	5.21
MnO	0.05	0.05	0.04	0.03	0.01	0.05	0.03	0.05	0.09	0.08	0.06	0.05	0.04	0.01	0.02
MgO	8.90	9.34	8.60	8.51	7.55	8.96	9.63	8.74	9.62	8.73	8.85	9.07	8.34	8.45	8.56
CaO	13.64	14.81	13.45	13.58	12.36	13.86	14.86	13.68	14.82	13.50	13.84	13.93	13.51	13.16	13.12
Na ₂ O	6.76	6.13	6.73	6.56	7.36	6.48	6.18	6.54	5.95	6.72	6.62	6.71	6.84	6.89	6.82
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.23	100.29	99.88	99.79	99.37	99.93	100.37	99.39	99.63	99.85	99.55	100.61	99.90	99.87	99.62
Si, ф.е.	1.998	2.002	2.000	2.014	2.010	2.008	2.004	2.003	2.004	2.003	2.003	2.010	2.004	2.005	2.010
Ti	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002
Al	0.430	0.390	0.464	0.391	0.465	0.429	0.371	0.429	0.371	0.431	0.418	0.385	0.443	0.430	0.411
Cr	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.002	0.003
Fe ³⁺	0.060	0.033	0.000	0.048	0.031	0.000	0.067	0.020	0.045	0.034	0.048	0.080	0.027	0.048	0.055
Fe ²⁺	0.057	0.095	0.101	0.123	0.113	0.110	0.070	0.105	0.089	0.094	0.080	0.071	0.101	0.098	0.101
Mn	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001
Mg	0.476	0.496	0.454	0.456	0.403	0.474	0.512	0.467	0.515	0.464	0.473	0.481	0.443	0.450	0.458
Ca	0.524	0.565	0.511	0.523	0.474	0.527	0.568	0.525	0.570	0.516	0.531	0.531	0.516	0.504	0.504
Na	0.470	0.423	0.462	0.457	0.511	0.446	0.427	0.454	0.414	0.465	0.460	0.463	0.472	0.477	0.474
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
f, %	10.7	16.1	18.2	21.2	21.9	18.8	12.0	18.4	14.7	16.8	14.5	12.9	18.6	17.9	18.1

Амфиболы представлены в изученных образцах в основном голубовато-синим глаукофаном с содержанием Na(B) — 1.88—1.91, Mg/(Mg + Fe²⁺) = 0.60—0.78 и Al^{IV} > Fe³⁺ (см. табл. 3).

Белые слюды отвечают по составу фенгиту (см. табл. 3). Фенгиты содержат значительные количества селадонитового компонента, при этом Si варьирует от 3.35 до 3.45 ф.е. Крупные кристаллы фенгита имеют пониженные содержания Si в центральных участках (3.35 ф.е.), тогда как их краевые зоны и небольшие пластинки фенгита характеризуются более высокими значениями Si.

PT-ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛОВ ИЗ ЭКЛОГИТОВ

На основании составов сосуществующих минералов были проведены термобарометрические расчеты условий формирования исследованных эклогитов. Для обр. Г-23 оценки температур по различным версиям гранат-клинопироксенового термометра составляют: 690—720 °C [Ellis, Green, 1979], 670—700 °C [Powell, 1985], 570—580 °C [Ravna, 2000] при давлении $P = 23—24$ кбар, рассчитанном в результате использования гранат-клинопироксен-фенгитового геобарометра [Waters, Martin, 1993]. Для обр. Г-7 при совпадающих расчетных давлениях были получены более низкие оценки температур: 660—670 °C [Ellis, Green, 1979], 640—650 °C [Powell, 1985], 555—570 °C [Ravna, 2000]. При этом максимальные значения температур и минимальные давления отвечают анализам минералов по схеме край—край в соседних участках зерен. Оценки температур, полученные для центральных участков зерен, обычно на 20—30 °C ниже, что указывает на прогрессивную зональность во время роста кристаллов граната.

Следует отметить, что близкие значения *PT*-параметров пика метаморфизма для эклогитов Атбашинского хребта были определены М. Тагири с соавторами [Tagiri et al., 1995]: $T = 660$ °C, $P = 25$ кбар. В то же время расчеты *PT*-условий метаморфизма для парагенезиса гранат + омфацил + фенгит + кварц, выполненные нами с помощью программы THERMOCALC при использовании различных наборов реакций [Holland, Powell, 1998], дали практически аналогичные оценки давлений (23—25 кбар), но более низкие температуры. Результаты расчетов следующие:

Таблица 3.

Составы глаукофанов, фенгитов и эпидитов из эклогитов Агбашинского хребта

Компонент	Глаукофан										Фенгит						Эпидот		
	Г-8-02	Г-15-02	Г-17-02	Г-17-02	Г-17-02	Г-17-02	Г-17-02	Г-7-1к	Г-7-1к	Г-7-1к	Г-8-02	Г-8-02	Г-23-1к	Г-23-1к	Г-23-2ц	Г-23-2к	Г-23-2к	Г-15-02	
	Г-8-02	Г-15-02	Г-17-02	Г-17-02	Г-17-02	Г-17-02	Г-17-02	Г-7-1к	Г-7-1к	Г-7-1к	Г-8-02	Г-8-02	Г-23-1к	Г-23-1к	Г-23-2ц	Г-23-2к	Г-23-2к	Г-15-02	
SiO ₂ , мас. %	56.44	57.47	58.13	57.31	57.83	52.33	52.07	52.14	52.35	51.32	51.54	51.35	50.98	51.24	38.40	38.07	37.40		
TiO ₂	0.04	0.02	0.01	0.01	0.02	0.21	0.21	0.21	0.19	0.25	0.21	0.22	0.20	0.21	0.17	0.12	0.05		
Al ₂ O ₃	10.11	10.02	11.53	11.29	11.50	26.64	26.38	26.74	27.15	27.67	26.14	25.99	28.61	28.60	28.09	28.08	23.48		
Cr ₂ O ₃	0.02	0.07	0.00	0.09	0.00	0.05	0.04	0.03	0.00	0.07	0.05	0.07	0.04	0.04	0.19	0.07	0.022		
FeO	13.73	9.84	8.78	11.77	8.76	1.99	2.09	1.92	2.32	3.61	2.39	2.41	1.80	1.79	7.65	7.52	13.50		
MnO	0.07	0.04	0.05	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.24	0.29		
MgO	8.68	11.39	11.06	9.30	11.11	4.29	4.31	4.35	3.90	3.40	4.53	4.46	3.84	3.84	0.07	0.07	0.05		
CaO	0.72	0.64	0.58	0.67	0.63	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	23.01	23.13	22.05		
Na ₂ O	6.94	7.23	7.76	7.51	7.35	0.33	0.34	0.34	0.25	0.26	0.36	0.33	0.58	0.60	0.04	0.03	0.00		
K ₂ O	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	10.48	10.44	10.48	7.93	7.54	10.58	10.55	10.40	10.26	0.00	0.00	0.00		
Сумма	96.77	98.17	97.14	98.03	97.26	96.33	95.88	96.22	94.10	94.11	95.80	95.37	96.44	96.58	97.83	97.33	96.86		
Si, ф.е.	7.903	7.917	7.907	7.890	7.890	3.441	3.442	3.431	3.453	3.396	3.415	3.419	3.348	3.356	2.972	2.963	2.973		
Ti	0.004	0.004	0.001	0.001	0.002	0.010	0.010	0.010	0.009	0.012	0.010	0.011	0.010	0.010	0.010	0.007	0.003		
Al	1.668	1.644	1.848	1.832	1.848	2.065	2.056	2.074	2.112	2.159	2.042	2.040	2.215	2.208	2.563	2.577	2.200		
Cr	0.002	0.008	0.000	0.010	0.000	0.003	0.002	0.002	0.000	0.004	0.003	0.004	0.002	0.002	0.012	0.004	0.001		
Fe ³⁺	0.413	0.430	0.117	0.171	0.238	0.005	0.013	0.017	0.090	0.140	0.064	0.058	0.021	0.023	0.490	0.485	0.888		
Fe ²⁺	1.192	0.664	0.880	1.182	0.760	0.104	0.103	0.088	0.038	0.060	0.069	0.076	0.077	0.075	0.005	0.005	0.009		
Mn	0.008	0.005	0.004	0.007	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.016	0.020		
Mg	1.810	2.328	2.333	1.907	2.258	0.420	0.425	0.427	0.383	0.335	0.447	0.443	0.376	0.375	0.008	0.008	0.006		
Ca	0.107	0.090	0.084	0.099	0.092	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.908	1.929	1.878		
Na	1.883	1.894	2.045	2.003	1.943	0.042	0.044	0.043	0.032	0.033	0.046	0.043	0.074	0.076	0.006	0.005	0.000		
K	0.006	0.003	0.004	0.004	0.004	0.880	0.881	0.881	0.668	0.637	0.895	0.897	0.872	0.858	0.000	0.000	0.000		
f, %	39.7	22.2	30.8	38.3	25.2	19.9	19.5	17.1	9.0	15.2	13.3	14.6	17.0	16.7	—	—	—		

$T = 510 \pm 28 \text{ }^\circ\text{C}$, $P = 24.5 \pm 1.6$ кбар (обр. Г-7, центральные части зерен). Набор реакций: 1) $\text{Prp} + 2\text{Grs} + 3\text{Cel} = 6\text{Di} + 3\text{Ms}$; 2) $3\text{Hd} + 2\text{Pg} = 2\text{Jd} + \text{Grs} + \text{Alm} + 2\text{Qtz} + 2\text{H}_2\text{O}$; 3) $3\text{Hd} + \text{Adr} + 2\text{Pg} = 2\text{Acsm} + 2\text{Grs} + \text{Alm} + 2\text{Qtz} + 2\text{H}_2\text{O}$; 4) $3\text{Di} + 2\text{Acsm} + 2\text{Pg} = 4\text{Jd} + \text{Py} + \text{Adr} + 2\text{Qtz} + 2\text{H}_2\text{O}$.

$T = 557 \pm 26 \text{ }^\circ\text{C}$, $P = 23.7 \pm 1.4$ кбар (обр. Г-7, краевые участки зерен). Набор реакций: 1) $\text{Prp} + 2\text{Grs} + 3\text{Cel} = 6\text{Di} + 3\text{Ms}$; 2) $3\text{Hd} + 2\text{Pg} = 2\text{Jd} + \text{Grs} + \text{Alm} + 2\text{Qtz} + 2\text{H}_2\text{O}$; 3) $4\text{Pg} + 3\text{Cel} = 4\text{Jd} + \text{Prp} + 3\text{Ms} + 4\text{Qtz} + 4\text{H}_2\text{O}$.

$T = 542 \pm 25 \text{ }^\circ\text{C}$, $P = 23.3 \pm 1.4$ кбар (обр. Г-23, краевые участки). Набор реакций: 1) $\text{Prp} + 2\text{Grs} + 3\text{Cel} = 6\text{Di} + 3\text{Ms}$; 2) $3\text{Hd} + 2\text{Pg} = 2\text{Jd} + \text{Grs} + \text{Alm} + 2\text{Qtz} + 2\text{H}_2\text{O}$; 3) $2\text{Grs} + \text{Alm} + 3\text{Cel} = 3\text{Di} + 3\text{Hd} + 3\text{Ms}$.

Prp — пироп, Grs — гроссуляр, Alm — альмандин, Adr — андрадит, Di — диопсид, Hd — геденбергит, Jd — жадеит, Acsm — акмит, Cel — селадонит, Ms — мусковит, Pg — парагонит, Qtz — кварц.

Температурный интервал для обр. Г-7 (510—560 °С) очень близок к оценкам температур, полученным при использовании более совершенного гранат-клинопироксенового термометра [Ravna, 2000], — 555—570 °С.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ ИЗ ЭКЛОГИТОВ

Флюидные включения были обнаружены в омфациите, гранате и кварце из эклогитов Атбашинского хребта.

Включения в **омфациите** (обр. Г-7) расположены в центральных частях зерен (рис. 2, А). Крупные первичные включения (до 30 мкм в длину) располагаются группами. Они имеют трубчатую форму и ориентированы параллельно удлинению минерала. По внешнему виду и расположению в минерале они практически аналогичны флюидным включениям в омфациите из эклогитов Итальянских Западных Альп [Vallis, Scambelluri, 1996]. Группы более мелких мнимовторичных включений располагаются полосами и относятся к более позднему этапу минералогенеза. Мелкие включения (диаметром 2—5 мкм) имеют неправильную форму, иногда округлую, часто с ровными стенками и острыми углами. Все включения,

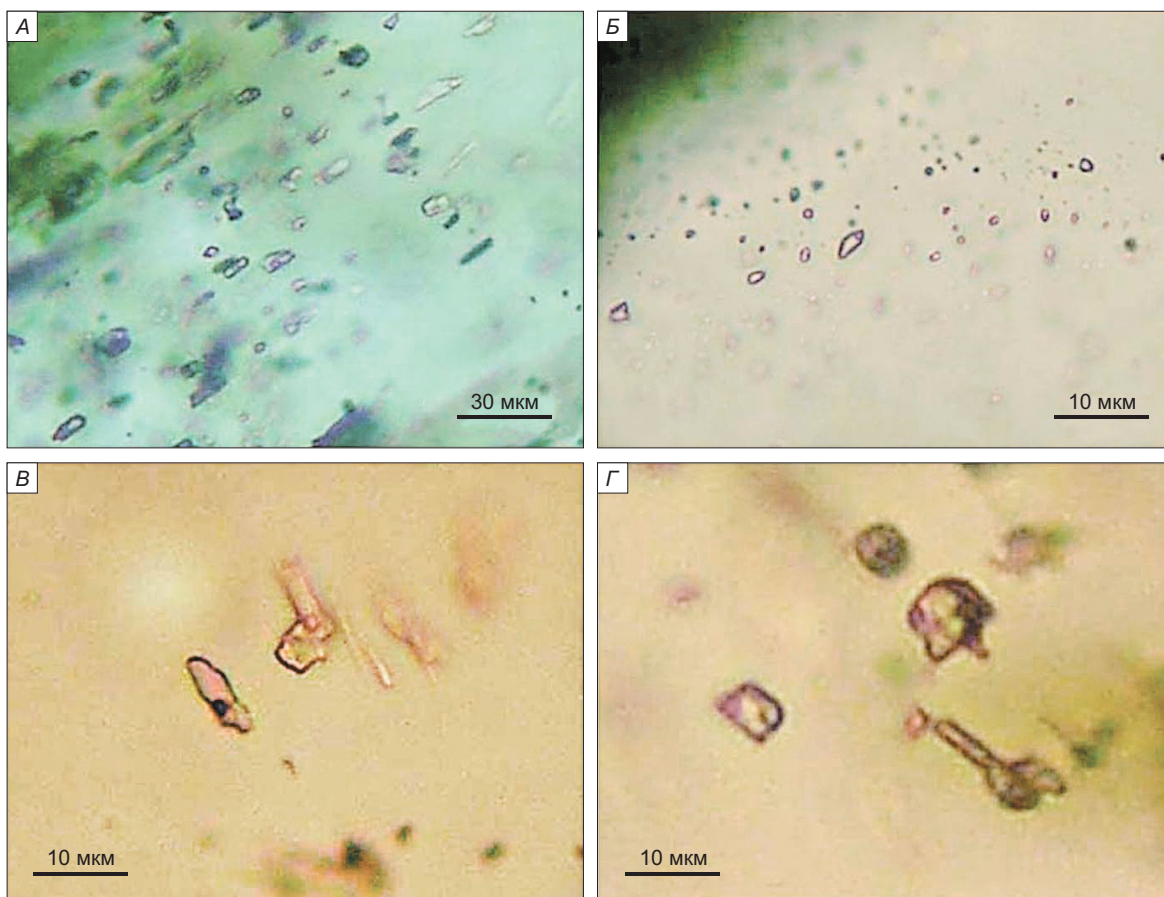


Рис. 2. Фотографии флюидных включений в минералах из эклогитов хр. Атбаши.

А — первичные флюидные включения в омфациите обр. Г-7; Б — мнимовторичные флюидные включения в кварце обр. Г-23; В, Г — первичные флюидные включения в гранате обр. Г-7.

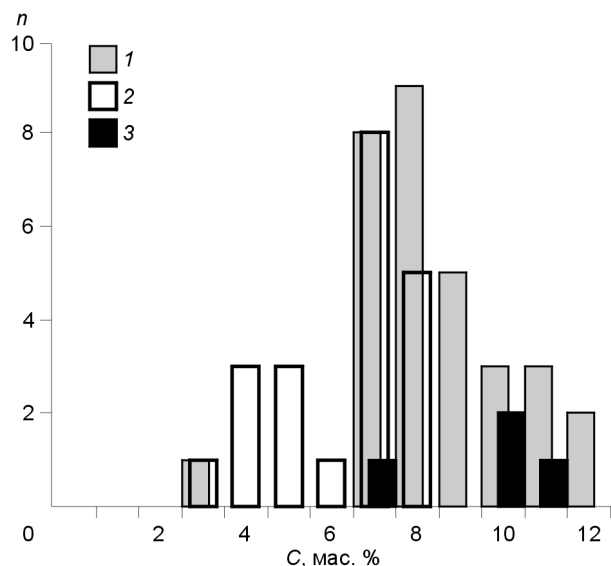


Рис. 3. Гистограмма распределения концентраций (С, мас.%) солей в растворах флюидных включений в омфаците (1), кварце (2) и гранате (3) из эклогитов Атбашинского хребта.

n — количество анализов.

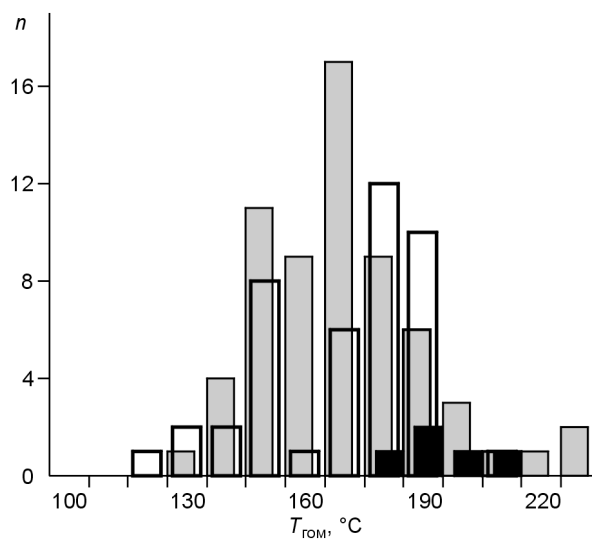


Рис. 4. Гистограмма распределения температур гомогенизации (T_{гом}, °C) флюидных включений.

Усл. обозн. см. рис. 3.

как правило, двухфазовые, в светлой жидкой фазе, занимающей основной объем включений, находится небольшой газовый пузырек.

В **гранате** (обр. Г-7) флюидные включения, как и кристаллические, расположены в центральных частях зерен минерала, формируют группы по несколько включений и являются, скорее всего, первичными (см. рис. 2, В, Г). Их размеры достигают 10—15 мкм в длину. Формы неправильные — стенки включений имеют вид изломанных линий. Некоторые включения обладают более округлой формой. Встречаются серии мелких (2—3 мкм в диаметре) мнимовторичных включений, расположенных по зонам залеченных трещин. Флюидные включения в гранате, как правило, двухфазные: небольшой газовый пузырек располагается в светлой жидкости.

В зернах **кварца** из эклогита обр. Г-23 мнимовторичные флюидные включения расположены группами по зонам залеченных трещин (см. рис. 2, Б). Среди мелких включений (до 5 мкм) встречаются и более крупные (до 15 мкм). Двухфазные включения имеют округлую неправильную форму.

Исследования включений в термо- и криокамерах дали возможность установить параметры флюидных систем, участвовавших в процессах образования омфацита, граната и кварца из эклогитов Атбашинского хребта. В результате экспериментов в криокамере были определены температуры эвтектики растворов и плавления последних кристалликов для включений в этих трех минералах. Температуры эвтектики для включений во всех минералах укладываются в пределы $-18...-20$ °C, что соответствует системе $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$. Температуры плавления последних кристалликов свидетельствуют о содержании солей в пределах 6—12 мас.% для включений в омфаците, 10—12 мас.% — в гранате и 4—8 мас.% — в кварце. В случае включений в омфаците можно выделить две группы с различной соленостью: 6—9 и 9—12 мас.%. Две группы также выделяются и для включений в кварце: 4—6 и 6—8 мас.% (рис. 3). Причем группа с 6—8 мас.% солей характерна как для омфацита, так и для кварца и отражает, скорее всего, единые процессы кристаллизации этих минералов. Для омфацита и кварца выделяются по две основные группы включений, совпадающие по интервалам температур гомогенизации: 130—160 °C и 160—200 °C. Вторая группа фактически перекрывает значительную часть значений температур гомогенизации (170—210 °C) включений в гранате (рис. 4). По соотношению температур гомогенизации и солености включения в гранате располагаются в поле включений в омфаците. Часть включений в кварце с 6—9 мас.% солей и широкими вариациями температур также совпадает с данными по включениям в омфаците. В то же время для кварца устанавливаются и более низкие значения солености — до 3 мас.% (рис. 5).

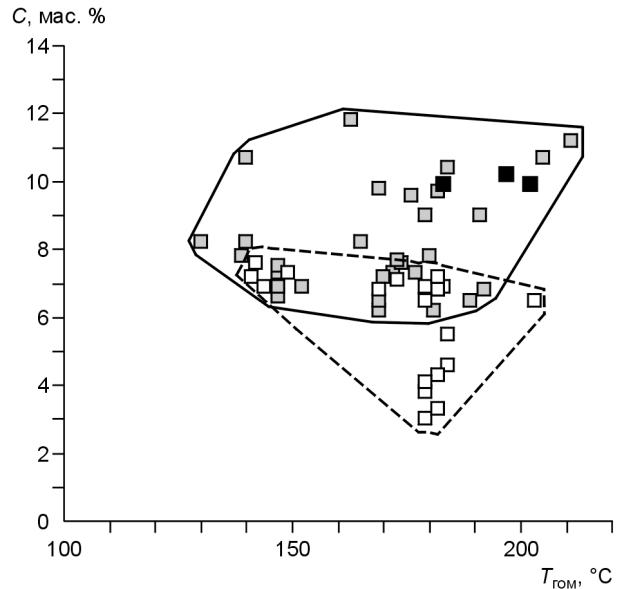
Для установления параметров кристаллизации минералов наибольшее значение имеют данные по включениям, захваченным на ранних стадиях их образования. В омфаците первичные включения содержат 6—9 мас.% солей и обладают широким диапазоном температур гомогенизации 130—200 °C. В гранате первичные включения с соленостью порядка 10—12 мас.% имеют температуры гомогенизации около

Рис. 5. Соотношение температур гомогенизации ($T_{\text{гом}}$, °С) и концентрации солей (C , мас.%) во включениях.

Усл. обозн. см. рис. 3.

190 °С. Преобладающее число ранних включений в кварце показывает значения концентраций солей в пределах 6—8 мас. % и температур гомогенизации в диапазоне 160—200 °С. Группа более поздних мнимовторичных включений характеризуется концентрациями 4—6 мас. % и температурами 120—160 °С.

Исходя из полученных нами с помощью минералогических термометров наиболее вероятных температур метаморфических процессов формирования минералов из эклогитов Атбашинского хребта (510—570 °С), была сделана оценка давлений по флюидным включениям. На *PTX*-диаграмме для 6 % раствора NaCl [Хетчиков, 1974] изохоры для первичных включений в омфациите пересекают расчетные температуры 510—570 °С при давлениях 6—7.2 кбар. Подобные расчеты для кварца показали более низкие давления, составляющие 4.5—6.2 кбар (510—570 °С). Включения в гранате имеют повышенные содержания солей (10—12 мас. %). Для них по *PTX*-диаграмме с изохорами 12%-го раствора NaCl [Хетчиков, 1974] определены давления в 4.5—6.2 кбар при соответствующих температурах.



ВОЗРАСТ ЭКЛОГИТОВ

С целью выяснения абсолютного возраста формирования эклогитов для сосуществующих минералов (фенгита и глаукофана) были проведены исследования методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ступенчатого датирования (табл. 4).

Расчитанные методом возрастного плато для всех исследованных нами фенгитов, а также для глаукофана из обр. Г-8, датировки совпали в узком диапазоне 324—327 млн лет (рис. 6, А, Б). В спектрах

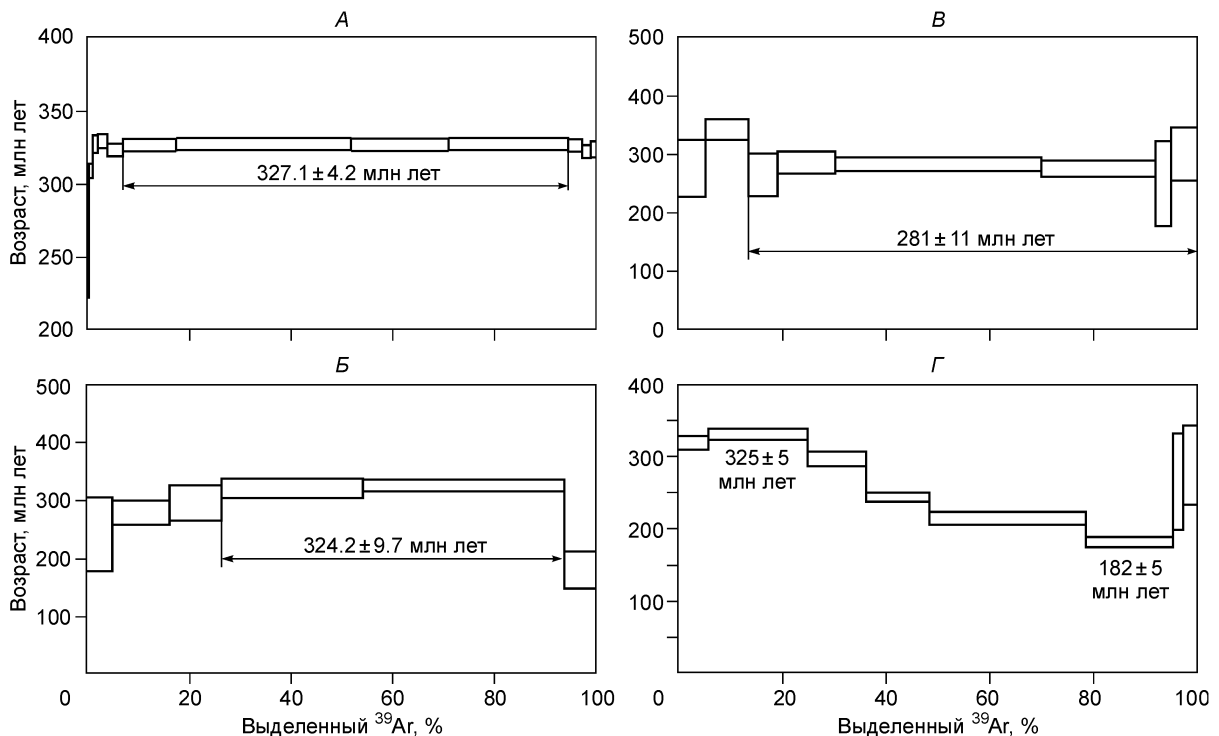


Рис. 6. Возрастные Ar/Ar спектры минералов из эклогитов Атбашинского хребта.

А — фенгит из обр. Г-8; глаукофан: Б — из обр. Г-8; В — из обр. Г-17; Г — из обр. Г-15.

глаукофанов из обр. Г-17 наблюдается плато с возрастом 281 ± 11 млн лет (рис. 6, В). Фазы последующих этапов метаморфизма, отмеченные в работе [Бакиров, 1990], отражаются на возрастном спектре глаукофана из обр. Г-15, показывающем ступенчатое снижение возраста от 325 млн лет (время формирования наиболее высокобарических минералов) до 182 ± 5 млн лет (см. рис. 6, Г). Этот рисунок иллюстрирует сложную эволюцию во времени эклогитов Атбашинского хребта после их формирования при высоких параметрах, связанную с последующими наложенными метаморфическими процессами. Чтобы установить точное время этих вторичных процессов, необходимы дальнейшие более детальные исследования для получения представительных плато на спектрах.

Совпадение датировок по фенгитам и глаукофанам трех разных образцов дает основание считать, что возраст 324—327 млн лет отвечает реальному событию, связанному с формированием эклогитов Атбашинского хребта.

Таблица 4. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования минералов из эклогитов Атбашинского хребта

Температура прогрева, $^{\circ}\text{C}$	Время прогрева, мин	^{40}Ar (cm^3)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ошибка $\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ошибка $\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ошибка $\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ошибка $\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$	Ошибка $\pm 1\sigma$
Фенгит, обр. Г-8, навеска 30.2 мг, $J = 0.005411 \pm 0.000076$														
500	10	4.80·E ⁻⁹	38.71	0.09	0.1434	0.0168	1.1588	0.4471	0.04819	0.00028	4.17	0.2	224.3	3.1
600	10	19.03·E ⁻⁹	38.84	0.12	0.0302	0.0025	0.5506	0.0668	0.01455	0.00119	1.98	0.8	309.1	5.0
650	10	31.44·E ⁻⁹	38.79	0.09	0.0186	0.0019	0.3303	0.0733	0.00668	0.00173	1.19	2.0	327.8	6.0
700	10	53.15·E ⁻⁹	38.09	0.04	0.0169	0.0010	0.0497	0.0268	0.00358	0.00081	0.18	3.9	329.5	4.7
750	10	82.72·E ⁻⁹	37.65	0.06	0.0164	0.0007	0.1628	0.0331	0.00450	0.00002	0.59	6.9	323.7	4.2
800	10	281.49·E ⁻⁹	37.42	0.03	0.0160	0.0002	0.1011	0.0054	0.00243	0.00007	0.36	17.3	326.8	4.2
850	10	926.51·E ⁻⁹	37.00	0.03	0.0148	0.0001	0.0618	0.0028	0.00089	0.00007	0.22	51.8	327.1	4.2
900	10	516.18·E ⁻⁹	37.07	0.04	0.0150	0.0002	0.0128	0.0026	0.00119	0.00010	0.05	71.0	327.0	4.2
950	10	634.31·E ⁻⁹	37.05	0.03	0.0149	0.0001	0.0156	0.0024	0.00089	0.00007	0.06	94.6	327.5	4.2
1000	10	73.54·E ⁻⁹	37.24	0.04	0.0163	0.0007	0.1255	0.0218	0.00186	0.00001	0.45	97.3	326.7	4.2
1100	10	46.24·E ⁻⁹	37.51	0.06	0.0170	0.0008	0.1460	0.0369	0.00446	0.00030	0.53	99.0	322.6	4.2
1200	10	28.06·E ⁻⁹	38.89	0.07	0.0179	0.0017	0.2569	0.0568	0.00865	0.00149	0.92	100.0	323.8	5.5
Глаукофан, обр. Г-8, навеска 50.4 мг, $J = 0.005337 \pm 0.000074$														
500	10	3.07·E ⁻⁹	59.03	1.52	0.2811	0.0256	1.5919	0.6712	0.10865	0.02585	5.73	4.7	242.2	64.3
600	10	6.20·E ⁻⁹	50.06	0.42	0.1089	0.0095	4.6024	0.2015	0.06306	0.00850	16.57	16.0	279.7	21.1
700	10	5.00·E ⁻⁹	44.71	0.56	0.0470	0.0137	3.8587	0.2420	0.03794	0.01251	13.89	26.1	296.8	30.6
850	10	14.40·E ⁻⁹	46.81	0.31	0.1089	0.0054	1.3006	0.1222	0.03523	0.00665	4.68	54.0	320.3	16.5
1000	10	20.34·E ⁻⁹	46.12	0.17	0.1082	0.0022	8.8489	0.0549	0.03067	0.00365	31.86	94.0	325.6	9.7
1200	10	3.94·E ⁻⁹	59.84	0.78	0.0609	0.0232	11.6673	0.6011	0.13598	0.01293	42.00	100.0	180.0	33.2
Фенгит, обр. Г-15, навеска 12.7 мг, $J = 0.005387 \pm 0.000075$														
500	10	5.24·E ⁻⁹	48.10	0.17	0.0371	0.0110	3.0195	0.2630	0.03835	0.00354	10.87	0.6	326.0	9.5
600	10	17.68·E ⁻⁹	40.00	0.15	0.0169	0.0015	2.1238	0.0739	0.01132	0.00369	7.65	2.9	325.1	9.8
700	10	62.68·E ⁻⁹	38.68	0.04	0.0167	0.0007	0.1074	0.0195	0.00871	0.00091	0.39	11.4	320.6	4.6
750	10	274.41·E ⁻⁹	37.38	0.03	0.0155	0.0003	0.0046	0.0046	0.00184	0.00066	0.02	49.8	326.6	4.5
800	10	171.04·E ⁻⁹	37.38	0.03	0.0161	0.0003	0.0402	0.0090	0.00315	0.00055	0.14	73.7	323.5	4.3
850	10	120.0·E ⁻⁹	37.33	0.03	0.0163	0.0004	0.1607	0.0171	0.00282	0.00069	0.58	90.5	323.8	4.5
900	10	39.80·E ⁻⁹	37.98	0.06	0.0164	0.0010	0.1386	0.0343	0.00519	0.00159	0.50	96.0	323.4	5.6
950	10	17.78·E ⁻⁹	40.96	0.09	0.0175	0.0029	0.0473	0.0426	0.01293	0.00226	0.17	98.3	329.0	6.9
1050	10	15.86·E ⁻⁹	47.65	0.18	0.0300	0.0040	1.3686	0.1071	0.04077	0.00373	4.93	100.0	316.6	9.9

Температура прогрева, T °С	Время прогрева, мин	^{40}Ar (см^3)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ошибка $\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ошибка $\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ошибка $\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ошибка $\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$	Ошибка $\pm 1\sigma$
Фенгит, обр. Г-17, навеска 31.2 мг, $J = 0.005180 \pm 0.000070$														
500	10	2.32·E ⁻⁹	45.94	2.03	1.1010	0.0578	2.4135	0.7771	0.07064	0.04422	8.69	0.1	220.2	108.2
600	10	8.71·E ⁻⁹	43.07	0.23	0.1433	0.0052	0.4619	0.1174	0.02699	0.00539	1.66	0.4	301.3	13.2
700	10	34.42·E ⁻⁹	42.26	0.06	0.0232	0.0024	0.1586	0.0414	0.01110	0.00142	0.57	1.7	331.8	5.3
750	10	43.17·E ⁻⁹	39.93	0.05	0.0174	0.0010	0.0348	0.0235	0.00481	0.00122	0.13	3.4	328.2	4.9
800	10	66.49·E ⁻⁹	39.59	0.04	0.0165	0.0007	0.0408	0.0119	0.00494	0.00096	0.15	6.0	325.2	4.6
850	10	344.39·E ⁻⁹	38.95	0.03	0.0155	0.0002	0.0034	0.0023	0.00311	0.00066	0.01	19.9	324.4	4.3
900	10	1001.99·E ⁻⁹	38.36	0.03	0.0151	0.0001	0.0064	0.0024	0.00107	0.00061	0.02	60.8	324.5	4.3
925	10	319.97·E ⁻⁹	38.41	0.04	0.0150	0.0001	0.0048	0.0022	0.00100	0.00074	0.02	73.8	325.0	4.4
950	10	240.93·E ⁻⁹	38.47	0.04	0.0157	0.0003	0.0081	0.0075	0.00166	0.00078	0.03	83.7	324.0	4.4
1000	10	254.48·E ⁻⁹	38.65	0.05	0.0154	0.0002	0.0044	0.0040	0.00155	0.00096	0.02	94.0	325.6	4.6
1050	10	94.12·E ⁻⁹	38.47	0.05	0.0157	0.0003	0.0116	0.0090	0.00199	0.00111	0.04	97.8	323.2	4.8
1100	10	54.13·E ⁻⁹	38.61	0.06	0.0181	0.0015	0.1687	0.0433	0.00351	0.00140	0.61	100.0	320.8	5.1
Глаукофан, обр. Г-17, навеска 83.2 мг, $J = 0.005233 \pm 0.000071$														
500	10	5.16·E ⁻⁹	54.34	1.07	0.2232	0.0116	1.0354	0.2395	0.07749	0.01980	3.73	5.4	274.8	47.7
600	10	7.42·E ⁻⁹	51.99	0.38	0.1032	0.0064	2.8999	0.1110	0.04062	0.00737	10.44	13.6	342.8	17.7
700	10	4.61·E ⁻⁹	46.59	0.70	0.0718	0.0095	2.3711	0.2050	0.05566	0.01495	8.54	19.3	264.2	36.3
800	10	8.13·E ⁻⁹	42.66	0.31	0.0797	0.0103	0.9904	0.1461	0.03321	0.00716	3.57	30.2	286.1	17.5
900	10	27.41·E ⁻⁹	39.34	0.18	0.1285	0.0019	4.4307	0.0518	0.02314	0.00445	15.95	70.1	283.4	11.2
950	10	15.17·E ⁻⁹	40.02	0.26	0.1849	0.0067	9.7755	0.1805	0.02865	0.00609	35.19	91.8	275.7	15.1
1000	10	4.09·E ⁻⁹	71.75	2.19	0.2161	0.0364	5.4621	0.7572	0.14686	0.03055	19.66	95.0	249.6	73.9
1100	10	4.19·E ⁻⁹	48.47	0.94	0.1043	0.0207	12.7459	0.5398	0.04715	0.01935	45.89	100.0	299.7	46.1

Примечание. J — параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате исследований оказалось возможным получить новую информацию об условиях формирования эклогитов Атбашинского хребта. В этом разделе оригинальные данные рассматриваются последовательно и согласно отмеченным во «Введении» основным проблемам, на которых было сосредоточено главное внимание в ходе проведения исследований (PT -параметры и флюидный режим метаморфизма, время формирования эклогитов и характер их протолитов) в сравнительном анализе с информацией в более ранних публикациях.

Проведенные расчеты с помощью современных программ и минералогических термометров позволили установить PT -условия формирования эклогитов Атбашинского хребта.

Расчеты, выполненные нами с использованием программы THERMOCALC [Holland, Powell, 1998], дали интервал температур в 510—560 °С при давлениях 23—25 кбар. Эти температуры хорошо согласуются с данными, полученными с помощью более совершенного гранат-клинопироксенового термометра [Ravna, 2000]: 555—570 °С и 570—580 °С.

Более высокие температуры были установлены ранее Н.Г. Удовкиной [1985] — 670—760 °С, М. Тагири с соавторами [Tagiri et al., 1995] — 660 °С и А.Б. Бакировым с соавторами [1998] — до 725 °С и выше. Умеренные температуры (510—560 °С) хорошо согласуются с данными Н.В. Соболева с соавторами [1989а] — 500—540 °С. Принимая во внимание то, что для эклогитов хр. Атбаша часто отсутствует равновесие [Соболев и др., 1989а; Шацкий, Усова, 1989], и с учетом этого факта был установлен диапазон 500—540 °С, а также то, что относительно низкие температуры определены нами с использованием более современной программы THERMOCALC [Holland, Powell, 1998] и термометра [Ravna, 2000], наиболее реальным представляется температурный интервал образования эклогитов в 510—570 °С, практически совпадающий с информацией в работе [Соболев и др., 1989а].

Расчеты давления при формировании эклогитов хр. Атбаши показали фактически одинаковые значения (23—25 кбар) независимо от типа барометра, в том числе и с использованием программы THERMOCALC [Holland, Powell, 1998]. Полученные цифры близки к данным из работ [Tagiri et al., 1995] — 25 кбар и [Бакиров и др., 1998] — до 25—35 кбар, но существенно выше приведенных в работах [Удовкина, 1985] — 13—15 кбар и [Соболев и др., 1989а] — 12—13 кбар. Причиной расхождений может являться, по всей вероятности, то, что мы исследовали образцы из других тел эклогитов с использованием программы THERMOCALC [Holland, Powell, 1998], разработанной уже после публикации данных, полученных предыдущими исследователями в результате применения более ранних оценок иного типа.

Использованию флюидных включений для решения проблем, связанных с выяснением роли летучих компонентов в процессах формирования эклогитов, посвящено значительное количество публикаций. Проведенные ранее исследования говорят о том, что в составе флюидных включений в минералах из эклогитов преобладают летучие компоненты, содержащие CO_2 , N_2 и CH_4 [Шацкий и др., 1988а; Соболев и др., 1989б; Эклогиты..., 1989; Andersen et al., 1989; Fu et al., 2000]. В то же время достаточно широко в минералах из эклогитов представлены включения водно-солевых растворов [Перчук, 1994; Giaramita, Sorensen, 1994; Vallis, Scambelluri, 1996; Scambelluri et al., 1998; Xiao et al., 2000; Gao, Klemd, 2001]. Именно такие водные включения были установлены ранее для минералов из эклогитов Атбашинского хребта [Шацкий и др., 1988а; Соболев и др., 1989б]. При этом включения другого состава, содержащие CO_2 , N_2 или CH_4 , в этом случае, как и в результате наших исследований, не отмечались.

Сравнивая с данными других исследователей, отчетливо видим, что изученные нами флюидные включения в омфаците из эклогитов Атбашинского хребта имеют значительные черты сходства с включениями в омфаците из эклогитов Итальянских Западных Альп [Vallis, Scambelluri, 1996]. По внешнему виду они практически аналогичны — удлинённые трубочки, ориентированные в одном направлении, первичные. Температуры эвтектики практически совпадают с минимальными значениями до -21°C , что свидетельствует об одинаковом составе растворов с преобладанием NaCl. Близки также и температуры плавления последних кристалликов ($-5 \dots -3^\circ\text{C}$) для включений в омфаците Атбашинского хребта и (около -4.5°C) для омфацита из эклогитов Итальянских Западных Альп, что говорит о практически одинаковой солености растворов (6—9 и около 8.7 мас.% соответственно). В то же время температуры гомогенизации существенно различаются (до $160\text{—}200^\circ\text{C}$ для включений хр. Атбаши и $190\text{—}350^\circ\text{C}$ для альпийских эклогитов), что свидетельствует о разнице в плотности растворов.

При сравнении с информацией по другим эклогитам Южного Тянь-Шаня наши данные по включениям в омфаците Атбашинского хребта отличаются от характеристик, полученных для омфацита из эклогитов Северо-Западного Китая, для включений из которых установлены более низкие содержания солей (около 1—4 мас.%) и повышенные значения температур ($220\text{—}250^\circ\text{C}$) [Gao, Klemd, 2001].

Проведенные нами исследования показали различия в оценках давлений, установленных в результате расчетов по минералогическим барометрам (23—25 кбар) и с помощью первичных флюидных включений в омфаците и в гранате, максимум 6—7.2 кбар при наиболее вероятных температурах $510\text{—}570^\circ\text{C}$. По нашему мнению, эта разница обусловлена, скорее всего, следующими процессами. Первичные флюидные включения захватывались минералами при их кристаллизации в области повышенных давлений. При резком снижении параметров в ходе подъема эклогитов матрица минерала адаптировалась к новым условиям, и происходило переуравновешивание флюида во включениях в соответствии со снижением внешнего давления. Подобный механизм рассмотрен в работе [Vallis, Scambelluri, 1996].

Мнимовторичные включения несут в основном информацию о процессах регрессивного метаморфизма в ходе быстрого подъема эклогитов и резкого падения давления, но еще в области достаточно высоких параметров — 4.5—6.2 кбар.

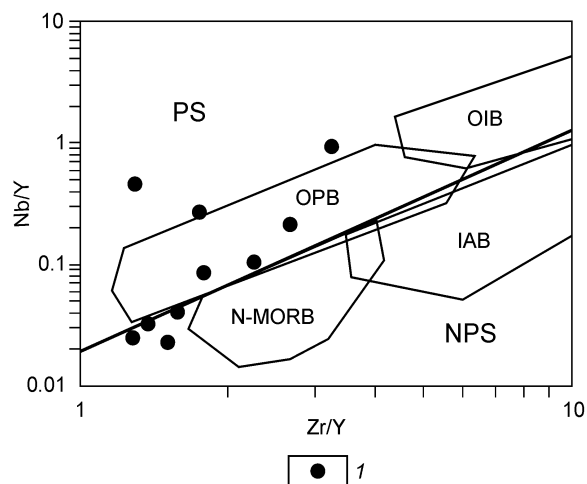
Проведенные Ar/Ar исследования позволили получить вполне обоснованный и достаточно узкий временной интервал формирования высокобарических минералов из эклогитов Атбашинского хребта — 324—327 млн лет. Эти данные хорошо согласуются с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом по фенгитам (331 ± 2.0 млн лет) из метаморфических пород эклогит-глаукофансланцевых комплексов Тянь-Шаня в Китае [Gao, Klemd, 2003]. Поскольку временной интервал между кульминацией метаморфизма и эксгумацией высокобарических пород обычно не превышает 10—15 млн лет [Скляров, 2006; Gao, Klemd, 2003], можно предполагать, что формирование эклогитов хр. Атбаши происходило, начиная с примерно 340 млн лет назад.

Наши результаты по времени формирования эклогитов Атбашинского хребта в принципе не противоречат данным, полученным Sm-Nd методом — 351 ± 150 млн лет [Шацкий и др., 1988б]. С учетом того, что среди полученных нами возрастов есть цифра 281 ± 11 млн лет, они также вполне согласуются с информацией и других исследователей: 270 млн лет [Tagiri et al., 1995] и 320—288 млн лет [Удовкина, 1985].

Анализ данных по редким и редкоземельным элементам, полученных авторами с использованием информации из работы [Соболев и др., 1989а], позволил уточнить палеогеодинамические ситуации формирования пород, послуживших протолитами для эклогитов Атбашинского хребта. На диаграмме,

Рис. 7. Диаграмма Nb/Y—Zr/Y для эклогитов Атбашинского хребта.

1 — данные по эклогитам. Поля базальтов океанических плато (OPB), океанических островов (OIB), срединно-океанических хребтов (N-MORB), островных дуг (IAB). Области влияния плюмового источника (PS) и без его влияния (NPS), по [Condie, 2005].



показывающей соотношение редких элементов, устойчивых при вторичных процессах (рис. 7), хорошо видно, что точки эклогитов формируют фактически две группы. Одна близка к полю базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB. Эклогиты другой группы обладают повышенными значениями отношения Nb/Y, располагаются в области влияния мантийных плюмовых источников и приурочены к полю базальтов океанических плато (OPB).

Данные по редкоземельным элементам также подтверждают наличие двух геохимических типов эклогитов хр. Атбаш. Спектры распределения редкоземельных элементов для одних эклогитов (рис. 8) имеют в основном плоскую горизонтальную форму, данные из работы [Соболев и др., 1989а] (см. рис. 8, А) и часть наших данных (см. рис. 8, Б). Такое распределение характерно для базальтов плато Онтонг Джава в Тихом океане, что свидетельствует об участии при формировании протолитов для эклогитов обогащенного плюмового источника. В то же время другие эклогиты, судя по результатам наших анализов (см. рис. 8, Б) и данных в работе [Соболев и др., 1989а], показывают распределение редкоземельных элементов с падением роли легких лантаноидов, наиболее отвечающее по этим характеристикам базальтам срединно-океанических хребтов типа N-MORB. В спектрах редкоземельных элементов для эклогитов Атбашинского хребта наблюдается отсутствие Eu-аномалии, что характерно как для базальтов срединно-океанических хребтов, так и для океанических платобазальтов (см. рис. 8).

В целом полученные нами данные по редким и редкоземельным элементам в совокупности с геохимической информацией предыдущих исследователей [Соболев и др., 1989а] свидетельствуют о том, что протолиты эклогитов Атбашинского хребта имели, с одной стороны, сходство с современными базальтами срединно-океанических хребтов типа N-MORB, а, с другой, — обладали характерными признаками плюмовых платобазальтовых серий. Использование в сравнительном анализе данных об океаническом внутриплитном магматизме [Mahoney et al., 1993; Condie, 2005; Симонов и др., 2004, 2005] дает возможность говорить о сложном сочетании при формировании протолитов высокобарических комплексов Атбашинского хребта магматических систем срединно-океанических хребтов и внутри-

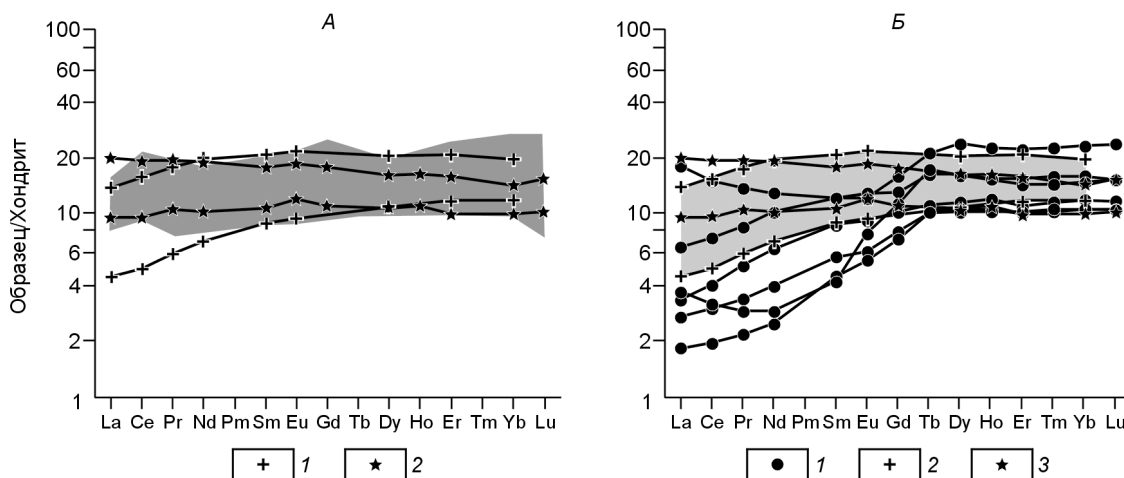


Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов в эклогитах Атбашинского хребта.

А: 1 — границы поля базальтовых пород срединно-океанических хребтов типа N-MORB [Шараськин, 1992]; 2 — границы поля базальтов плато Онтонг Джава [Mahoney et al., 1993; Симонов и др., 2005]. Серым фоном отмечено поле эклогитов Атбашинского хребта по данным [Соболев и др., 1989а].

Б: 1 — данные авторов по эклогитам Атбашинского хребта; 2 — границы поля базальтовых пород срединно-океанических хребтов типа N-MORB [Шараськин, 1992]; 3 — границы поля базальтов плато Онтонг Джава [Mahoney et al., 1993; Симонов и др., 2005]. Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно [Boynont, 1984].

плитного плюмового магматизма океанических плато, что приводило к образованию соответственно двух геохимических типов эклогитов. Такая ситуация характерна для современного бассейна Науру в районе плато Онтонг Джава в Тихом океане, где на спрединговый магматизм типа N-MORB накладываются плюмовые платобазальтовые магматические системы [Симонов и др., 2004, 2005], а также, возможно, реконструируется для некоторых раннепалеозойских высокобарических комплексов южного обрамления Сибирской платформы [Волкова, Складов, 2007].

Таким образом, геохимические данные говорят о том, что протолитами для эклогитов Атбашинского хребта являлись, наиболее вероятно, базальтовые комплексы древней океанической коры. Фрагменты палеоокеанических структур могли сохраниться в виде офиолитов, находящихся в этом же районе. О принципиальной возможности подобной ситуации свидетельствуют данные по эклогитам из других регионов. В частности, для Полярного Урала ассоциация эклогитов хр. Марун-Кеу с перидотитами, габброидами и диабазами [Удовкина, 1985] свидетельствует о том, что их протолитами могли быть породы офиолитов. По мнению Н.Л. Добрецова, Л.В. Добрецовой [1989], эклогиты марункеуского комплекса, располагающиеся в подошве офиолитовой пластины Сьум-Кеу, могут рассматриваться как метаофиолиты. По данным М.Н. Костюхина, Д.Н. Ремизова [1995], эклогитовая фация хр. Марун-Кеу принадлежит к метаофиолитовой формации высоких давлений. Наши исследования Марун-Кеуской структуры свидетельствуют о развитии высокобарических комплексов по породам офиолитовой ассоциации [Куренков и др., 2005]. Сравнительный анализ результатов полевых исследований эклогитов и пространственно совмещенных с ними офиолитов на Полярном Урале и Тянь-Шане дает возможность нам говорить о том, что и в случае Атбашинского хребта фрагменты протолитов для эклогитов могли сохраниться в виде ассоциирующих офиолитов. Подтверждением этому могут служить данные в работах [Биске, 1996; Алексеев и др., 2007], в которых отмечается, что офиолиты Атбашинского хребта формировались в бассейне с досилурийской корой океанического типа в результате процессов повторного спрединга или плюмового внутриплитного магматизма, т. е. палеогеодинамическая ситуация формирования офиолитов хр. Атбаша была такой же, что и установленная нами для протолитов эклогитов на этой же территории.

Осадочные кремнистые породы офиолитов Атбашинского хребта формировались в девоне (до 416 млн лет) на досилурийской океанической коре [Биске, 1996; Алексеев и др., 2007]. Таким образом, минимальный возраст палеоокеанических базитовых комплексов, включающих магматические породы досилурийской океанической коры и девонские эффузивно-осадочные серии и послуживших протолитами для эклогитов хр. Атбаша, был около 416—444 млн лет. Максимальная разница во времени между образованием офиолитов (палеоокеанической коры) Атбашинского хребта и эклогитовым метаморфизмом (324—327 млн лет) в зонах субдукции составляет около 120 млн лет. Для офиолитов (до 490 млн лет) и эклогитов (338—366 млн лет) Полярного Урала [Симонов и др., 1998; Шацкий и др., 2000; Куренков и др., 2005] эта разница составляет максимум 150 млн лет, что примерно соответствует информации по аналогичному периоду (между формированием офиолитов и преобразованием их в эклогиты) для Альпийских эклогитов — 130—175 млн лет [Thoni, Jagoutz, 1992].

ВЫВОДЫ

1. В результате проведенных исследований установлено, что кристаллизация высокобарических минералов в эклогитах Атбашинского хребта по данным минералогической термобарометрии происходила в интервале температур 510—570 °С и при давлениях 23—25 кбар.

2. Исследования флюидных включений показали, что в метаморфических процессах формирования эклогитов Атбашинского хребта самое активное участие принимали водно-солевые флюиды с содержанием преимущественно NaCl до 6—12 мас.%. Наличие углекислоты, азота и метана не отмечено.

3. Первичные флюидные включения захватывались омфацитом и гранатом при их кристаллизации в области повышенных давлений (до 23—25 кбар). Установленные по включениям давления (6—7.2 кбар) являются следствием адаптации матрицы минерала-хозяина к снижению параметров, приводившей к переуравновешиванию флюида во включениях. Мнимовторичные включения в омфаците, кварце и гранате отражают условия стадий регрессивных процессов в ходе подъема эклогитов при еще достаточно высоком давлении (4.5—6.2 кбар).

4. Определение абсолютного возраста методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ступенчатого датирования показало, что формирование высокобарической минеральной ассоциации эклогитов Атбашинского хребта происходило 324—327 млн лет назад.

5. На основе данных по редким и редкоземельным элементам в сравнительном анализе с информацией по бассейну Науру в районе океанического плато Онтонг Джава (Тихий океан) выяснено, что протолиты двух установленных типов эклогитов Атбашинского хребта (с характеристиками N-MORB и платобазальтов) формировались одновременно в результате взаимодействия магматических систем срединно-океанического хребта с плюмовым платобазальтовым магматизмом.

6. Протолитами исследованных эклогитов послужили базитовые палеоокеанические комплексы, фрагменты которых в виде офиолитов располагаются в структурах хр. Атбаши. Максимальный интервал времени между образованием древней океанической коры и эклогитовым метаморфизмом в зонах субдукции для рассмотренных ассоциаций Атбашинского хребта составляет около 120 млн лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 08-05-00204) и интеграционного проекта СО РАН № ОНЗ-7.10.2.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев Д.В., Аристов В.А., Дегтярев К.Е. Возраст и тектоническая позиция вулканогенно-кремнистых толщ в офиолитовом комплексе хребта Атбаши (Южный Тянь-Шань) // Докл. РАН, 2007, т. 413, № 6, с. 781—784.

Бакиров А.Б. Особенности строения и условия формирования эклогитоносных метаморфических формаций Тянь-Шаня // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Метаморфические и гидротермальные процессы. М., Наука, 1989, с. 193—203.

Бакиров А.Б. Условия формирования эклогитоносных комплексов // Изв. АН КиргССР, 1990, № 2, с. 55—62.

Бакиров А.Б., Тагири М., Сакиев К.С. Породы метаморфических фаций сверхвысоких давлений в Тянь-Шане // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1722—1732.

Биске Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб., Изд-во Ленингр. ун-та, 1996, 190 с.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977 (8), с. 16—27.

Волкова Н.И., Скляров Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 109—119.

Геологическая карта Центральной части Атбашинского хребта м-ба: 1:50 000 / Под ред. А.Б. Бакирова, А.Р. Балбачана. Институт геологии АН КиргССР, 1984.

Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, Наука, 1974, 429 с.

Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Эклогиты в метаморфических комплексах Казахстана, Тянь-Шаня, Южного Урала и их генезис // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., Наука, 1970, с. 54—76.

Добрецов Н.Л., Добрецова Л.В. Эклогиты и глаукофановые сланцы Урала, Шпицбергена, о. Куба // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск, Наука, 1989, с. 107—131.

Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М., Недра, 1979, 271 с.

Костюхин М.Н., Ремизов Д.Н. Петрология офиолитов Хадатинского габбро-гипербазитового массива (Полярный Урал). СПб., Наука, 1995, 120 с.

Куренков С.А., Симонов В.А., Шацкий В.С., Скляров Е.В., Ступаков С.И., Тикунов Ю.В. Эволюция палеосубдукционных комплексов Полярного Урала // Очерки по региональной тектонике. Т. 2. Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. М., Наука, 2005, с. 130—157.

Перчук А.Л. Флюидные включения в эклогитах Большого Кавказа // Геохимия, 1994, № 7, с. 968—972.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М., Мир, 1987, 632 с.

Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993, 247 с.

Симонов В.А., Куренков С.А., Тикунов Ю.В., Ступаков С.И., Ганелин А.В. Новые данные о возрасте офиолитов Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Материалы XXXI тектонического совещания, Т. II. М., ГЕОС, 1998, с. 181—183.

Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава—Науру, Тихий океан // Петрология, 2004, т. 12, № 2, с. 191—205.

Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж. Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 908—923.

Скляров Е.В. Механизмы эксгумации метаморфических комплексов // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 71—75.

Соболев Н.В., Шацкий В.С., Бакиров А.Б., Гильберт А.Э. Эклогиты и глаукофановые породы Тянь-Шаня // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск, Наука, 1989а, с. 83—107.

Соболев Н.В., Шацкий В.С., Добрецов Н.Л. Проблемы генезиса эклогитов // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск, Наука, 1989б, с. 193—203.

Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М., Наука, 1985, 285 с.

Хетчиков Л.Н. Включения минералообразующих сред в искусственных и природных кристаллах как индикаторы генезиса горных пород и полезных ископаемых: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., ВНИИСИМС МГ СССР, 1974, 331 с.

Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М., Наука, 1992, 163 с.

Шацкий В.С., Усова Л.В. Включения лавсонита в гранатах эклогитов Атбашинского хребта (Киргизия) // Геология и геофизика, 1989 (9), с. 134—139.

Шацкий В.С., Соболев Н.В., Томиленко А.А. Флюидные включения в эклогитах и вмещающих породах // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. Новосибирск, Наука, 1988а, с. 11—15.

Шацкий В.С., Ягоуц Э., Соболев Н.В. О возрасте эклогитов некоторых метаморфических комплексов СССР // Состав и процессы глубинных зон континентальной литосферы: Тез. докл. Международного симпозиума. Новосибирск, ИГГ СО РАН, 1988б, с. 72—73.

Шацкий В.С., Симонов В.А., Ягоуц Э., Козьменко О.А., Куренков С.А. Новые данные о возрасте эклогитов Полярного Урала // Докл. РАН, 2000, т. 371, № 4, с. 519—523.

Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях / Под ред. Н.Л. Добрецова, Н.В. Соболева, В.С. Шацкого. Новосибирск, Наука, 1989, 236 с.

Andersen T., Burke E.A.J., Austrheim H. Nitrogen-bearing, aqueous fluid inclusions in some eclogites from the western gneiss region of the Norwegian Caledonides // Contr. Miner. Petrol., 1989, v. 103 (2), p. 153—165.

Boynnton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos, 2005, v. 79, p. 491—504.

Ellis D.J., Green D.R. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contr. Miner. Petrol., 1979, v. 71, p. 13—22.

Fu B., Xiao Y.L., Zheng Y.F., Touret J.L.R., van den Kerkhof A.M., Hoefs J. Fluid inclusions in ultrahigh pressure metamorphic rocks from Shuanghe and Bixiling in Dabie Shan // Acta Petrol. Sin., 2000, v. 16, № 1, p. 119—126.

Gao J., Klemd R. Primary fluids entrapped at blueschist to eclogite transition: evidence from the Tianshan meta-subduction complex in northwestern China // Contr. Miner. Petrol., 2001, v. 142 (1), p. 1—14.

Gao J., Klemd R. Formation of HP-LT rocks and their tectonic implications in the western Tianshan Orogen, NW China: geochemical and age constraints // Lithos, 2003, v. 66, p. 1—22.

Giaramita M.J., Sorensen S.S. Primary fluids in low-temperature eclogites — evidence from 2 subduction complexes (Dominican Republic, and California, USA) // Contr. Miner. Petrol., 1994, v. 117, № 3, p. 279—292.

Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol., 1998, v. 16, p. 309—343.

Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A., Spencer K.J., Pringle M. Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1993, v. 130, p. 3—22.

Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/ geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // J. Metamorph. Geol., 1985, v. 6, p. 173—204.

Ravna E.J.K. The garnet-clinopyroxene geothermometer: an updated calibration // J. Metamorph. Geol., 2000, v. 18, p. 211—219.

Scambelluri M., Pennacchioni G., Philippot P. Salt-rich aqueous fluids formed during eclogitization of metabasites in the Alpine continental crust (Austroalpine Mt. Emilius unit, Italian western Alps) // Lithos, 1998, v. 43, № 3, p. 151—167.

Tagiri M., Yano T., Bakirov A., Nakajima T., Uchiumi S. Mineral parageneses and metamorphic P-T paths of ultrahigh-pressure eclogites from Kyrgyzstan Tien-Shan // The Island Arc, 1995, v. 4, p. 280—292.

Thoni M., Jagoutz E. Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria) // Geochim. Cosmochim. Acta, 1992, v. 56, p. 347—368.

Vallis F., Scambelluri M. Redistribution of high-pressure fluids during retrograde metamorphism of eclogite-facies rocks (Voltri Massif, Italian Western Alps) // *Lithos*, 1996, v. 39, № 1—2, p. 81—92.

Waters D.J., Martin H.N. Geobarometry in phengite-bearing eclogites // *Terra Abstracts*, 1993, v. 5, p. 410—411.

Xiao Y.L., Hoefs J., Kerkhof A.M., Fiebig J., Zheng Y.F. Fluid history of UHP metamorphism in Dabie Shan, China: a fluid inclusion and oxygen isotope study on the coesite-bearing eclogite from Bixiling // *Contr. Miner. Petrol.*, 2000, v. 139, № 1, p. 1—16.

*Рекомендована к печати 21 апреля 2008 г.
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию 3 октября 2007 г.,
после доработки — 29 января 2008 г.*