

**ШПИНЕЛЬ-САПФИРИНОВЫЕ РЕАКЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ В ГРАНАТОВЫХ
МЕТАУЛЬТРАМАФИТАХ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА: ПЕТРОГЕНЕЗИС И
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)**

О.В. Авченко¹, И.Л. Жуланова², К.В. Чудненко³, А.А. Карабцов¹

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: sirenevka@mail.ru

²ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, ул. Портовая 16, г. Магадан, 685000; e-mail: metamor@neisri.ru

³ ФГБУН Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, ул. Фаворского 1а, г. Иркутск, 664033

Поступила в редакцию 13 июля 2017 г.

Детально изучены шпинель-сапфириновые реакционные структуры в сапфириновых жедрититах, встречающихся в виде небольшого обособления в одном из тел гранатовых метаультрамафитов, обрамляющих Ауланджинский чарнокитоидный купол (дорифейский фундамент Омолонского массива). Установлено, что сапфириновые жедрититы возникли в результате регрессивной эволюции гранат-шпинелевых метаультрамафитов, температура формирования которых могла превышать 900°C при вероятном давлении не выше 7 кбар. Показано, что шпинель-сапфириновые реакционные структуры образовались в условиях повышенного потенциала O_2 , близкого буферному равновесию магнетит–гематит. Последующий диафорез метаультрамафитов сопровождался повышением потенциала H_2O и понижением температуры как минимум до 760°C, чем объясняется возникновение другой группы диафоритов – гранатовых жедрититов, индекс-минералами которых являются натровый жедрит и основной плагиоклаз с сильной обратной зональностью. Комплексное рассмотрение новых петрологических данных и литературных материалов по изотопно-геохронологическому изучению дорифейских образований фундамента Омолонского массива позволило отнести формирование сапфириновых жедрититов к рубежу 1.9 млрд лет (середина второй половины раннего протерозоя, согласно отечественной Общей стратиграфической шкале докембрия). Необычно высокая для древних гранулитовых комплексов величина потенциала O_2 , рассчитанная для шпинель-сапфириновых реакционных структур, уникальный магниально-глиноземистый состав жедрититов, экстремально высокие для ультраосновных ортопород содержания Zr, Ba, Rb, Hf, U позволили выдвинуть гипотезу о том, что протолитом для этих редких образований послужили продукты коры выветривания ортомагматических ультрамафитов. В этом случае рассчитанные параметры образования шпинель-сапфириновых реакционных структур могут свидетельствовать, что уже в раннем протерозое на поверхности Земли величина потенциала O_2 соответствовала буферу магнетит–гематит.

Ключевые слова: метаультрамафиты, гранат, жедрит, сапфирин, потенциал кислорода, архей, Омолонский массив, Северо-Восток Азии.

ВВЕДЕНИЕ

В современной структуре Северо-Востока Азии Омолонский массив (ОМ) выделяется своим четким двухэтажным строением. На дневной поверхности наблюдаются многочисленные выходы его кристаллического фундамента, несогласно перекрытого слабо деформированным чехлом рифейских, палеозойских и нижнемезозойских осадочных и вулканогенных отложений. В тектонических схемах последних

лет ОМ классифицируется чаще всего как кратонный терреин или микроконтинент. Геологические и изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о сложной и многоэтапной истории развития дорифейского кристаллического фундамента ОМ [6, 9, 14, 19]. Особое внимание привлекает крайний юго-восточный выход – Ауланджинский блок (выступ, горст), где обнажена наиболее глубинная часть архейского яруса континентальной коры Верхояно-

Чукотского региона [18, с. 9–29]. В гнейсах Ауланджинского блока Е.В. Бибиковой с соавторами впервые в Советском Союзе были установлены акцессорные цирконы с U-Pb возрастом свыше 3 млрд лет и на этом основании выделены аналоги древнейших (на тот момент) пород планеты – ортометаморфических «серых гнейсов» Северной Америки и Гренландии [6, 7].

Другую специфическую принадлежность Ауланджинского блока составляют меланократовые метаморфические породы, главными минералами которых являются гранат, клинопироксен и коричневая роговая обманка. Впервые они были описаны в литературе как эклогитовые сланцы [8], нами отнесены к группе гранатовых метасульфидов [13]. Среди них встречаются разновидности, содержащие жедрит и сапфирин – редкие метаморфические минералы, нигде больше в дорифее Северо-Востока не известные (коллекция И.Л. Жулановой [11]). Настоящая публикация посвящена результатам детального исследования и геолого-петрологической интерпретации локально развитых шпинель-сапфириновых реакционных структур в небольшом полосчатом обособлении (единственная находка), где, кроме того, присутствуют жедрит, плагиоклаз, биотит, ортопироксен. С определенной долей условности оно выделено нами в качестве самостоятельной горной породы – сапфиринового жедритита. Дополнительный интерес проблеме петрогенезиса этих редких образований придают материалы недавно выполненного изотопного датирования цирконов из гранатовых жедрититов – продуктов регрессивного изменения гранатовых метасульфидов [4] (в цитируемой работе они именуется эклогитоподобными породами). Первые результаты нашего целенаправленного изучения петрологии гранатовых жедрититов кратко изложены в [13], в этой статье ряд данных уточняется.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНАТОВЫХ МЕТАСУЛЬФИДОВ

В границах Ауланджинского блока (около 350 км²) реконструируется фрагмент (западная половина) купола, ядро которого слагают чарнокитоиды (рис. 1). В качестве реликтов субстрата в них повсеместно наблюдаются амфибол-двупироксеновые, иногда с гранатом, кристаллосланцы, изредка – лейкократовые гранулиты. На крыле вскрыт стратифицированный разрез, где преобладают богатые кальцием мезократовые гнейсы, кристаллосланцы (в т.ч. двупироксеновые) и амфиболиты, чередование которых между собой и с глиноземистыми толщами отвечает критериям дометаморфической слоистости. Гранатовые метасульфиды слагают линзовидные тела

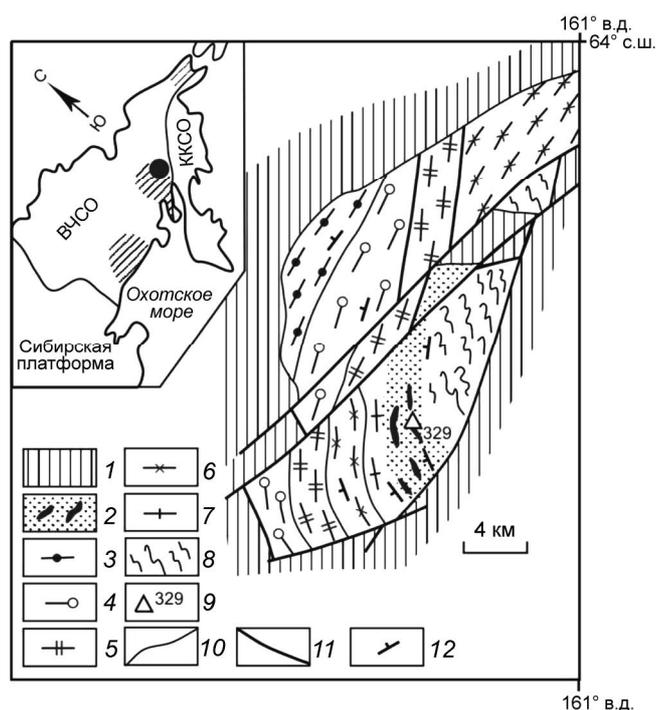


Рис. 1 Схематическая геологическая карта Ауланджинского выступа фундамента Омолонского массива. Составила И.Л. Жуланова [11].

1 – рифейские и палеозойские осадочные отложения; 2–8 – нижний архей: 2 – биотитовые гранито-гнейсы с линзами гранатовых метасульфидов, 3 – гранат-биотитовые плагиогнейсы, биотит-гиперстенные сланцы, 4 – диопсидовые плагиогнейсы, двупироксен-амфиболовые сланцы, гранат-биотитовые гнейсы, 5 – амфиболиты, диопсид-амфиболовые сланцы, 6 – преимущественно гранат-биотитовые гнейсы, иногда кордиеритсодержащие, 7 – диопсидовые амфиболиты, двупироксен-амфиболовые, гранат-диопсид-амфиболовые сланцы, 8 – чарнокитоиды, амфибол-двупироксеновые сланцы, лейкократовые гранулиты; 9 – местонахождение гранатовых и сапфириновых жедрититов, номер точки наблюдения; 10 – геологические границы; 11 – разломы; 12 – элементы залегания полосчатости метаморфических пород. На врезке: заштриховано – районы распространения выходов дорифейских метаморфических образований в ВЧСО (с юго-запада на северо-восток: Охотский, Омолон-Тайгонский, Восточно-Чукотский). ВЧСО – Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область. ККСО – Корякско-Камчатская кайнозойская складчатая область. Черный кружок – местоположение Ауланджинского выступа. Координаты точки отбора образцов 329а и 329-5: 63° 42' 20" N, 160° 47' 40" E.

мощностью от 5 до 50 м внутри широкой (4–5 км) полосы биотитовых гранито-гнейсов, залечивающих зону скрытого несогласия между ядром и крылом купола. Цепочки меланократовых тел, прослеженные на расстояние около 5 км, пространственно тяготеют к ядру купола и конформно вписываются в его общую структуру. Интерпретируются как фрагменты (тектонические отгорженцы) подошвы чарнокитоидной антиформы [14].

Отдельные тела различаются между собой по текстуре (массивные или полосчатые, ширина полос от первых миллиметров до нескольких дециметров), количественному соотношению главных минералов и их размерам (мелко или среднезернистые, реже порфириобластовые за счет равномерно рассеянных зерен граната поперечником до 10 мм), присутствию тех или иных второстепенных минералов (биотит, ильменит и др.). Петротип составляют среднезернистые разновидности гранобластовой структуры, сложенные гранатом, клинопироксеном и коричневой роговой обманкой примерно в равных соотношениях с примесью (5–8 %) ортопироксена. Изредка встречаются безгранатовые голомеланократовые породы: двупироксен-роговообманковые (содержание ортопироксена – до 20 %), клинопироксен-роговообманковые.

М.Л. Гельман, изучив первую представительную шлифотеку метаморфитов Ауланджинского блока*, выдвинул гипотезу о том, что описываемые породы (названы им эклогитовыми сланцами) представляют собой реликты амфиболовых эклогитов – древнейшего протобазитового субстрата, за счет метаморфической дифференциации и гранитизации которого сформировались разнообразие по составу дорифейские основные гранулиты Северо-Востока Азии [9]. По нашим данным, такая модель, возможно, применима для гранатсодержащих двупироксеновых кристаллосланцев, слагающих реликты субстрата чарнокитоидов вблизи выходов гранатовых метасульфидов. Для Ауланджинского блока в целом основные кристаллосланцы с гранатом не характерны [11].

В единственном случае в полосе выходов гранатовых метасульфидов встречено, в коренном залегании (водораздел Бол. Ауланджа – Анманджа), линзовидное тело (8×20 м), отличающееся крупно- и гигантозернистым сложением, резкой текстурной неоднородностью, отсутствием кристаллизационной сланцеватости. Неравномерно распределенные в массе породы порфириобласты темно-красного граната размером от 2–3 до 80 мм контрастно выделяются на фоне роговой обманки, образующей агрегаты черных, ярко блестящих, по-разному ориентированных кристаллов поперечником до 15 мм. Наиболее крупные порфириобласты (на их выветрелой поверхности иногда различимы грани пентагондодекаэдра) образуют ядра небольших (до 50 см в длину) полиминеральных линз. Для их основной ткани характерно груботакситовое сложение (скопления роговой обманки непра-

вильной формы, желваки и жилки крупнозернистого белого, иногда с зеленоватым оттенком плагиоклаза, небольшие гнезда биотита и др.), но в общей ориентировке внутри вмещающего тела улавливается субпараллельность. В основной ткани одной из линз, в ее внутренней – лишенной крупных порфириобластов граната – части, встречены среднезернистые обособления (поперечник до 7, длина до 10 см) зеленовато-серой окраски, названные нами по результатам камеральных исследований гранатовыми жедрититами [13]. Нижний край этой линзы окаймляется симметрично-полосчатым агрегатом (мощность 6–8, длина около 30 см), где визуально различимо чередование золотисто-коричневых богатых жедритом и серо-голубых существенно плагиоклазовых полосок (ширина первых от 3–5 до 10–15, вторых – 3–8 мм). На полированной поверхности штуфов в серо-голубых полосках плагиоклаза ясно видны тонкие прерывистые осевые зоны белого цвета. В шлифах, кроме того, устанавливаются сапфирин, биотит, ортопироксен и реликты зеленой шпинели внутри выделений сапфирина. Этот агрегат описывается ниже как сапфириновый жедритит.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализ состава пород и минералов проводился в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Химический анализ минералов выполнялся на четырехканальном микроанализаторе JXA 8100. Оценка содержаний петрогенных компонентов в породах производилась методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре ICP 6500 Duo. Определение содержаний H_2O^- , ppp , SiO_2 выполнено методом гравиметрии. Определение малых элементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7500 c (Agilent Technologies, США). Пробоподготовка осуществлялась сплавлением с металлом лития. Изучение шлифов и аншлифов проводилось в кабинетах электронной и световой микроскопии Аналитического центра ДВГИ, оснащенного современными высокоточными световыми микроскопами фирм CARL ZEISS (AXIOPLAN 2 и AXIOSTAR plus) и ЛОМО (ПАЛАМ Р-213).

ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОГЕОХИМИЯ ГРАНАТОВЫХ И САПФИРИНОВЫХ ЖЕДРИТИТОВ

Гранатовый жедритит (обр. 329а) сложен гранатом, плагиоклазом, ортопироксеном, жедритом и биотитом. Структура гранобластовая гетерозернистая, текстура массивная такситовая. Вокруг порфириобластов граната (10–15 мм) невооруженным глазом различимы реакционные каймы. Под микроскопом видно, что они присущи практически всем выделени-

*Коллекция М.И. Терехова и В.Н. Дорогого; материалы геологической съемки листа Р-57 Госгеолкарты СССР м-ба 1:200 000, 1969 г.

ям граната. Различаются по минеральному составу и особенностям внутреннего строения: от узких ортопироксен-плагиоклазовых и более широких жедрит-ортопироксен-плагиоклазовых до полных псевдоморфоз, сложенных тонкоструктурным симплектитом плагиоклаза, гиперстена и жедрита.

Аналитические исследования были выполнены на участке, где округлое зерно граната поперечником около 1 см окружено симплектитом ортопироксена и плагиоклаза со средней величиной индивидов 0.05×1 мм, к которым тесно примыкают небольшие субидиоморфные выделения жедрита (рис. 2). На удалении те же минералы – более крупные (2–5 мм), срастающиеся в мономинеральные агрегаты. До 3 % объема породы составляет неравномерно распределенный биотит.

В минералах установлена химическая зональность, наиболее ярко выраженная у плагиоклаза. Мелкие выделения реакционных кайм сложены битовнитом (до 87 % анортитовой молекулы), а зерна на удалении имеют обратную зональность: в центре – лабрадор, по периферии – битовнит (соответственно, 55–59 и 75–81 % анортитовой молекулы) (табл. 1). Гранат обладает в целом пониженной железистостью ($X_{Fe}^{Gr} = Fe/Fe+Mg$), которая от центра к краям возрастает от 0.43 до 0.51. У ортопироксена железистость варьирует незначительно (0.27–0.28), но содержание глинозема (Al_2O_3 , мас. %) в каймах несколько более высокое (6.3–6.4), чем на удалении от них (5.0–5.7). Состав жедрита и биотита практически постоянный (табл. 2, 3). Жедрит относится к группе натровых, которые, согласно [21], должны иметь количество Na^A ф.е. ≥ 0.5 при $Mg/(Mg+Fe^{+2}) \geq 0.50$. В наших анализах эти параметры составляют 0.6 и ≥ 0.7 , соответственно. Кроме того, для оломонских жедритов характерна невысокая степень окисленности железа. Количество Fe^{+3} на ф.е. меняется в пределах от 0.3 (обр. 329а) до 0.004 (обр. 329-5, табл.2). Биотит имеет пониженную железистость ($X_{Fe}^{Bi} = 0.22–0.21$).

Изложенное свидетельствует, что в образце 329а могут быть выделены две генерации минералов: ранняя (магнезиальный гранат, лабрадор, ортопироксен с пониженной глиноземистостью) и поздняя (гранат повышенной железистости, замещающие его битовнит, глиноземистый ортопироксен, жедрит). Изучение взаимоотношения кристаллов жедрита и плагиоклаза приводит к однозначному выводу: жедрит всегда контактирует только с основными краевыми зонами плагиоклаза, что свидетельствует о его наложении на ранние ассоциации.

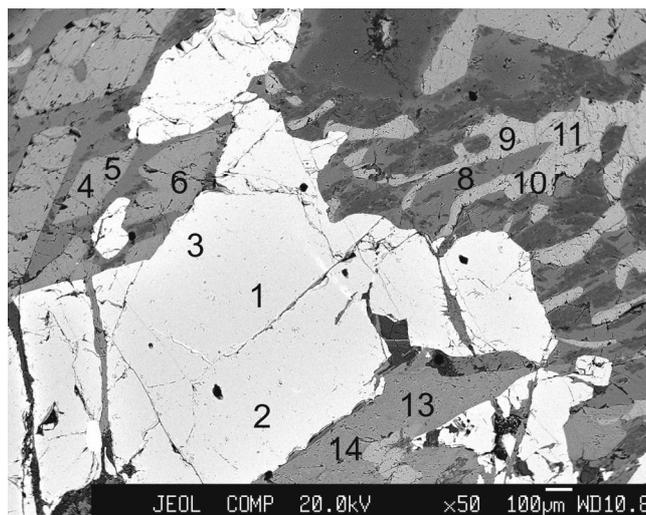


Рис. 2. Жедрит-ортопироксен-плагиоклазовые симплектиты вокруг зерна граната. Образец 329а.

Микрофотография в отраженных электронах. Цифры – номера анализов в таблицах 1–2. Точки на рисунке: 1–3 – гранат, 9–11 – ортопироксен, 4–6, 13, 14 – жедрит, 8 – плагиоклаз.

Сапфириновый жедритит (обр. 329-5) состоит (в порядке убывания) из жедрита, плагиоклаза, биотита, ортопироксена, сапфирина, шпинели. Структура гранонематобластовая гетерозернистая с участками мозаичной, текстура тонкополосчатая. Сапфирин и шпинель обнаруживают эффектные реакционные взаимоотношения: зеленовато-голубой с ясным плеохроизмом сапфирин полностью окружает темно-зеленую шпинель, так что ее выделения приобретают вид своеобразных ядер (реликтов). Они наблюдаются в большинстве (но не во всех) кристаллов сапфирина, размер индивидов которого варьирует от 0.2 до 0.6 мм по длинной оси (рис. 3 а, б).

Шпинель-сапфириновые сращения вытягиваются в цепочки по оси полосок плагиоклаза, имеющих ширину 2–3 мм и разделенных, как минимум, вдвое более широкими полосками, где преобладают темноцветные минералы. Полоски плагиоклаза представляют собой мозаичный агрегат более или менее изометричных зерен (0.5–1 мм), соприкасающихся большей частью по прямолинейным границам, нередко с образованием правильных тройных сочленений (рис. 3 б). Характерны полисинтетические двойники и обратная зональность с плавными переходами между зонами. На небольших участках и вдоль трещин спайности мусковитизирован.

В темноцветных полосках наиболее крупные выделения принадлежат жедриту. Его субидиоморфные сильно удлинённые (1–3×5–8 мм) кристаллы, равномерно окрашенные в характерный светло-коричневый

Таблица 1. Представительные микронзондовые анализы и кристаллохимические формулы гранатов, ортопироксенов и плагиоклазов из обр. 329а. Номера 1–3, 9, 8 – соответствуют цифрам на рис. 2.

Минерал №	Гранат			Ортопироксен		Плагиоклаз			
	1	2	3	9	28	8	12	23	24
SiO ₂	39.36	39.67	38.96	50.28	51.00	45.03	54.55	47.74	53.39
TiO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	22.16	21.94	22.16	6.36	5.01	34.18	27.41	32.45	28.41
FeO	21.16	22.98	23.04	17.68	18.22	0.0	0.0	0.0	0.0
MnO	0.62	0.95	0.94	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	13.98	13.06	12.17	25.31	25.60	0.0	0.0	0.0	0.0
CaO	3.18	2.60	3.02	0.0	0.0	18.33	10.4	15.84	11.51
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.40	6.04	2.92	5.13
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
∑	100.46	101.20	100.20	99.63	99.83	98.94	98.40	99.25	98.44
Si	2.917	2.944	2.926	1.823	1.849	2.101	2.500	2.208	2.450
Al	1.936	1.919	1.961	0.272	0.214	1.879	1.481	1.769	1.537
Fe ⁺²	1.081	1.233	1.261	0.455	0.465	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe ⁺³	0.166	0.113	0.148	0.081	0.087	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn	0.039	0.060	0.060	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	1.545	1.445	1.363	1.368	1.384	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	0.253	0.207	0.243	0.0	0.0	0.92	0.511	0.785	0.566
Na	-	-	-	-	-	0.13	0.537	0.262	0.456
X _{Fe} ^{Opx}	-	-	-	0.28	0.29	-	-	-	-
X _{Fe} ^{Gr}	0.45	0.48	0.51	-	-	-	-	-	-
X _{Ca} ^{Gr}	0.08	0.07	0.08	-	-	-	-	-	-
X _{An} ^{Pl}	-	-	-	-	-	0.87	0.49	0.75	0.55

Таблица 2. Представительные микронзондовые анализы и кристаллохимические формулы жедритов из обр. 329а (№ 4–66), и обр. 329-5 (№ 8, 88). Номера 4, 5, 6, 13, 14 – соответствуют цифрам на рис. 2.

№	4	5	6	13	14	64	66	8	88
SiO ₂	41.82	42.53	42.23	42.14	42.31	42.70	42.92	43.04	43.20
TiO ₂	0.71	0.63	0.63	0.40	0.44	0.46	0.62	0.83	0.80
Al ₂ O ₃	18.13	17.89	18.73	18.96	18.83	17.97	17.32	18.98	19.08
FeO	14.39	14.04	14.01	13.33	13.58	13.53	14.24	11.82	12.24
MnO	0.30	0.0	0.30	0.0	0.0	0.34	0.34	0	0.0
MgO	19.38	19.70	19.35	20.22	19.81	19.94	19.52	20.72	20.87
CaO	0.62	0.60	0.64	0.60	0.59	0.61	0.61	0.70	0.67
Na ₂ O	2.29	2.41	2.41	2.33	2.46	2.22	2.27	2.58	2.61
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
∑	97.64	97.80	98.30	97.98	98.02	97.77	97.84	98.67	99.47
Si	5.942	6.027	5.960	5.923	5.967	6.031	6.088	6.002	5.980
Al ^{IV}	2.058	1.973	2.040	2.077	2.033	1.969	1.912	1.998	2.020
∑tet	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0.978	1.015	1.076	1.064	1.097	1.022	0.983	1.122	1.093
Ti	0.076	0.067	0.067	0.042	0.047	0.049	0.066	0.087	0.083
Fe ⁺²	1.413	1.503	1.483	1.273	1.432	1.356	1.517	1.375	1.358
Fe ⁺³	0.297	0.161	0.171	0.294	0.169	0.242	0.172	0.004	0.059
Mn	0.036	0.0	0.036	0.0	0.0	0.041	0.041	0	0.0
Mg	4.105	4.162	4.071	4.237	4.165	4.198	4.128	4.308	4.307
Ca	0.094	0.091	0.097	0.09	0.089	0.092	0.093	0.105	0.099
∑M	6.999	6.999	7.001	7.000	6.999	7.000	7.000	7.001	6.999
Na ^A	0.631	0.662	0.659	0.635	0.673	0.608	0.624	0.698	0.701
X _{Fe}	0.30	0.29	0.29	0.27	0.28	0.28	0.29	0.24	0.25
y	1.427	1.310	1.381	1.442	1.360	1.362	1.287	1.300	1.318
(x+y) - Al ^{IV}	0.00	-0.001	0.00	0.00	0.00	0.001	-0.001	0.00	-0.001
Ed/Ts	0.64	0.65	0.61	0.60	0.61	0.59	0.63	0.62	0.64

Примечание. x – число атомов натрия (Na^A), y = сумма атомов Al^{VI} + Fe⁺³ + 2Ti, Ed/Ts – отношение эденита к чермакиту = (Na^A/Al^{VI}).

цвет с отчетливым плеохроизмом, тяготеют к границам полосок плагиоклаза и вытягиваются вдоль них. Более мелкие ориентированы беспорядочно. Такую же структурную позицию занимает биотит, слагающий не менее 5–6 % объема породы. Образует узкие длинные хорошо окристаллизованные пластинки яркого красновато-коричневого цвета с резким плеохроизмом; местами скапливается в мономинеральных полосках того же структурного направления. Ортопироксен наблюдается только в виде тонкоструктурных симплектитовых сростаний с плагиоклазом, располагающихся между крупными кристаллами жедрита.

На периферии тонкополосчатого агрегата, в зоне его контакта с груботакситовой частью гранат-рогово-обманковой линзы, встречаются мелкие зерна граната, неправильная форма и резорбированные границы которых свидетельствуют об их реликтовой природе. В шлифах видно, что на края подобных зерен нарастают крупные субидiomорфные кристаллы жедрита, систематически содержащие закономерно ориентированные, относительно крупные червеобразные вроски плагиоклаза (диабластовая структура). Химический состав минералов и их кристаллохимические формулы приведены в таблицах 2–4. Анализы подтверждают сильную обратную зональность плагиоклаза: центральные части кристаллов сложены лабрадором, краевые – битовнитом (соответственно, 56–61 и до 75–80 % анортитовой молекулы). На фотографиях в отраженных электронах относительно кислые зоны выделяются более темным цветом (рис. 3 а, б). Сапфирин обладает высокой магнезиальностью X_{Mg} ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) и окисленностью $X_{Fe^{3+}}$ ($Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$): $X_{Mg} = 0.88–0.91$, $X_{Fe^{3+}} = 0.31–0.53$. Сосуществующие с сап-

фирином шпинели значительно менее магнезиальны и менее окислены: $X_{Mg} = 0.63–0.65$, $X_{Fe^{3+}} = 0.13–0.20$ (сходная закономерность отмечена Л.М. Кригсманом и Дж.С. Шумахером [30]). В целом составы ортопироксенов, жедритов и биотитов из сапфиринсодержа-

Таблица 3. Микронзондовые анализы и кристаллохимические формулы биотитов из обр. 329а (№ 39-41) и обр. 329-5 (№ 42-43).

№	39	40	41	42	43
SiO ₂	37.36	37.32	36.68	37.95	37.10
TiO ₂	3.61	3.75	3.53	2.68	2.81
Al ₂ O ₃	16.57	16.29	16.49	17.40	17.19
FeO	9.21	9.60	9.74	7.00	7.19
MnO	0.0	0.0	0.0	0.13	0.01
MgO	19.05	18.58	18.75	19.49	19.32
CaO	0.0	0.0	0.0	0	0
Na ₂ O	0.77	0.57	0.64	0.94	1.15
K ₂ O	9.26	9.13	9.27	8.83	8.78
Cl	0.2	0.23	0.24	н.о.	н.о.
∑	96.03	95.47	95.34	94.30	93.54
Si	2.7	2.715	2.682	2.742	2.714
Al ^{IV}	1.3	1.285	1.318	1.258	1.286
Ti	0.196	0.205	0.194	0.146	0.155
Al ^{VI}	0.111	0.112	0.103	0.224	0.196
Fe ⁺²	0.557	0.584	0.596	0.423	0.440
Mn	0.0	0.0	0.0	0.008	0.001
Mg	2.053	2.015	2.044	2.099	2.107
Ca	0.0	0.0	0.0	0	0
∑ ^{VI}	2.917	2.916	2.937	2.900	2.899
Na	0.108	0.08	0.091	0.132	0.163
K	0.854	0.847	0.865	0.814	0.819
Cl	0.024	0.028	0.030	н.о.	н.о.
X_{Fe}^{Bi}	0.21	0.22	0.22	0.17	0.17

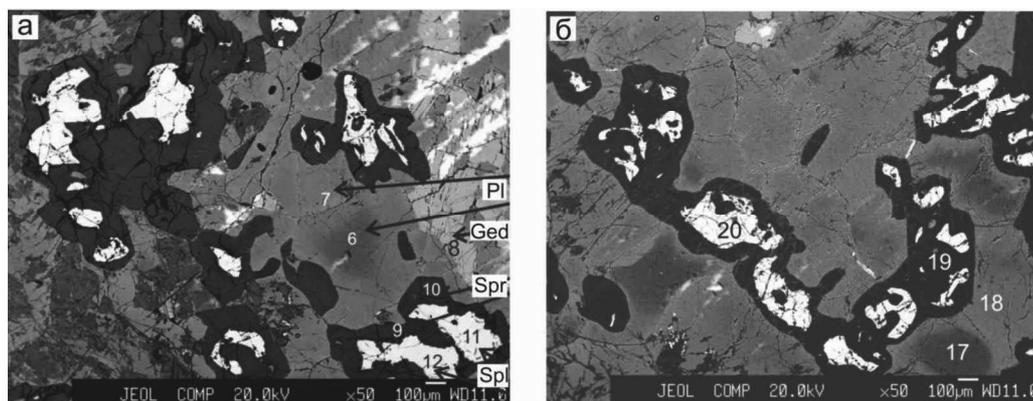


Рис. 3. Каймы сапфирина (черное) вокруг шпинели (белое), обр. 329-5.

а – точки анализов минералов на рисунке: 6–12: 6 – ядро зонального кристалла плагиоклаза (Pl) (61 % анортита), 7 – внешние зоны кристалла плагиоклаза (75 % анортита), 8 – жедрит (Ged), 9–10 – сапфирин (Spr), 11–12 – шпинель (Spl); б – точки анализов минералов на рисунке: 17–20: 17 – ядро зонального кристалла плагиоклаза (56 % анортита), 18 – внешние зоны кристалла плагиоклаза (76 % анортита), 19 – сапфирин, 20 – шпинель. Микрофотография в отраженных электронах.

Таблица 4. Химический состав и кристаллохимические формулы минералов сапфиринового жедрита (обр. 329-5).

Минерал	Сапфирины						Шпинели							
	№	1	9	10	15	19	30	2	5	11	12	16	20	31
SiO ₂	13.13	12.93	12.61	12.63	12.48	12.76	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TiO ₂	0.08	0.0	0.09	0.0	0.04	0.08	0.03	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	62.13	60.45	62.27	60.94	62.08	61.98	64.13	62.13	63.18	63	62.64	63.31	63.10	
FeO	7.03	6.83	6.43	6.53	6.25	6.34	19.72	18.06	19.45	18.73	18.85	18.79	18.54	
MnO	0	0	0.07	0	0	0.08	0.09	0.07	0.03	0.03	0.11	0.01	0.1	
MgO	17.61	17.35	17.31	17.54	17.25	17.32	16.6	16.46	16.07	16.37	15.79	16.34	16.47	
CaO	0.05	0.09	0.09	0.04	0.0	0.0	0.06	0.0	0.07	0.0	0.0	0.0	0.0	
Na ₂ O	0.23	0.02	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.08	0.31	0.24	0.0	0.11	0.03	
K ₂ O	0.0	0.02	0.0	0.05	0.03	0.0	0.0	0.08	0.0	0.0	0.0	0.04	0.0	
ZnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.16	0.0	0.68	0.38	0.5	0.6	0.72	0.86	0.96	
Сумма	100.26	97.68	98.87	97.73	98.29	98.56	101.32	97.26	99.61	98.97	98.11	99.45	99.20	
Si	1.544	1.562	1.504	1.52	1.496	1.526	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.007	0	0.008	0	0.004	0.007	0	0	0	0	0	0	0	0
Al _{IV}	4.456	4.438	4.496	4.48	4.504	4.474	0	0	0	0	0	0	0	0
Al _{VI}	4.155	4.167	4.255	4.161	4.268	4.262	1.927	1.936	1.93	1.933	1.947	1.936	1.935	
Fe ⁺²	0.353	0.41	0.416	0.306	0.393	0.437	0.343	0.329	0.336	0.328	0.363	0.337	0.337	
Fe ⁺³	0.339	0.279	0.225	0.351	0.233	0.197	0.077	0.071	0.086	0.079	0.053	0.07	0.066	
Mn	0	0	0.007	0	0	0.008	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0	0.002	
Mg	3.087	3.124	3.077	3.146	3.083	3.088	0.631	0.649	0.621	0.635	0.621	0.632	0.639	
Ca	0.006	0.012	0.011	0.005	0	0	0.002	0	0.002	0	0	0	0	
Na	0.052	0.005	0	0.023	0	0	0.005	0.004	0.016	0.012	0	0.006	0.002	
K	0	0.003	0	0.008	0.008	0.005	0.0	0.003	0	0	0	0.001	0	
Zn	0	0	0	0	0.014	0	0.013	0.007	0.086	0.079	0.053	0.016	0.018	
X _{Mg}	0.90	0.88	0.88	0.91	0.89	0.88	0.65	0.66	0.65	0.66	0.63	0.65	0.65	
X _{Fe3+}	0.49	0.40	0.35	0.53	0.37	0.31	0.18	0.18	0.20	0.19	0.13	0.17	0.16	

Минерал	Плагиоклазы									Ортопи- роксен
	№	7	33	6	17	18	40	41	36	
SiO ₂	47.97	49	51.16	53.06	47.98	48.71	47.20	52.89	51.21	
TiO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Al ₂ O ₃	32.52	31.37	29.55	28.90	32.10	32.12	33.29	28.98	5.64	
FeO	0.36	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.55	
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
MgO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	27.92	
CaO	15.07	14.69	12.70	11.76	15.78	15.43	16.5	11.85	0.0	
Na ₂ O	2.75	2.99	4.1	5.09	2.7	2.96	2.29	4.9	0.0	
K ₂ O	0.0	0.0	0.47	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Сумма	98.68	98.05	97.96	98.81	98.55	99.23	99.29	98.62	98.32	
Si	2.223	2.278	2.373	2.429	2.229	2.245	2.181	2.425	1.849	
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Al	1.776	1.719	1.616	1.559	1.757	1.744	1.813	1.566	0.240	
Fe ⁺²	0	0	0	0	0	0	0	0	0.346	
Fe ⁺³	0.13	0	0	0	0	0	0	0	0.063	
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	1.502	
Ca	0.748	0.732	0.631	0.577	0.785	0.762	0.817	0.582	0	
Na	0.247	0.269	0.369	0.452	0.243	0.264	0.205	0.436	0	
K	0	0	0.028	0	0	0	0	0	0	
X _{An} ^{Pl}	0.75	0.73	0.61	0.56	0.76	0.74	0.80	0.57	–	
X _{Mg}	–	–	–	–	–	–	–	–	0.81	

Примечание. Номера анализов 17, 18 (плагиоклазы); 19, 20 (сапфирины, шпинели) соответствуют номерам на рис. 3.

$X_{Mg} = Mg/Mg+Fe^{2+}$, $X_{Fe^{3+}} = Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}$, $X_{An}^{Pl} = Ca/Ca+Na$. Содержание трехвалентного железа в формулах минералов рассчитывалось исходя из стехиометрии [23].

щей породы близки составам одноименных минералов из гранатовых жедрититов, отличаясь несколько более высокой магнезиальностью. Сапфириновый жедритит (обр. 329-5) сложен минеральными ассоциациями нескольких генераций, но однозначное выделение равновесных фаз – вопрос достаточно сложный. Представляется, что наиболее позднюю генерацию составляют биотит, жедрит, сапфирин и окружающие его зоны основного плагиоклаза. Шпинель является, бесспорно, более ранней по отношению к сапфирину, но суждение о минералах, сосуществовавших с ней в равновесии до возникновения сапфирина, требует дальнейшего изучения.

В работе [13] с целью суждения о природе гранатовых жедрититов мы сопоставили химический состав образца 329а с составом образца А339, который в нашей коллекции представляет минимально преобразованный (типоморфный) гранатовый метаультрамафит (ортопироксен-плагиоклазовые каймы слагают не более 10 % его объема). По химическому составу типоморфная порода отвечает, согласно диаграмме TAS – классификационной для магматических пород [16], – ультраосновному пикробазальту (табл. 5, рис. 4). В то же время, от лав соответствующей основности гранатовый метаультрамафит отличается гораздо более высоким содержанием Al_2O_3 (соответственно, 6.9–10 и 15.57 мас. %) и CaO (соответственно, 3.1–6 и 12.59 мас. %) при пониженной магнезиальности, но вписывается по всем параметрам в диапазон вари-

Таблица 5. Химический состав (мас. %) ультрамафитов Ауланджинского блока.

№ обр. Компонент	А339	329а	329-5
SiO_2	43.45	44.70	43.95
TiO_2	0.94	1.09	0.48
Al_2O_3	15.57	18.37	24.67
Fe_2O_3	4.49	2.87	7.04*
FeO	11.00	10.25	–
MnO	0.26	0.22	0.04
MgO	10.35	14.21	12.65
CaO	12.59	5.32	4.81
Na_2O	1.21	1.20	1.52
K_2O	0.29	1.51	2.03
P_2O_5	0.06	0.04	0.02
ппп	0.26	0.70	2.28
Сумма	100.48	100.49	99.56
H_2O^-	не обн.	0.16	0.1

Примечание. Аналитики Г.А. Горбач, Е.А. Ткалина, Н.В. Хуркало, Л.С. Левчук. Образцы: А339 – гранатовый метаультрамафит типоморфный, 329а – гранатовый жедритит, 329-5 – сапфириновый жедритит. * Суммарное значение $Fe_2O_3 + FeO$.

ций химического состава горнблендитов [16, табл. 6, с. 117]. Гранатовый жедритит (обр. 329а) обнаруживает более высокие, относительно обр. А339, концентрации SiO_2 и K_2O (табл. 5), и его фигуративная точка попадает на той же диаграмме на стык четырех полей (ультраосновные пикробазальты, умеренно щелочные пикробазальты, трахибазальты, базальты). К тому же он характеризуется заметно более высокими, чем типоморфный гранатовый метаультрамафит, концентрациями Al_2O_3 и MgO , но резко обеднен CaO , так что в целом по главным элементам аналогов гранатовому жедрититу среди магматических образований не находится.

Сапфириновый жедритит, при общем сходстве по химическому составу с гранатовым, отличается от него значительно более высоким содержанием глинозема (24.67 против 18.37 мас. %), заметным – K_2O (2.03 против 1.51 мас. %), и его фигуративная точка на диаграмме TAS попадает в поле умереннощелочных пикробазальтов (табл. 5, рис. 4).

Очень своеобразна геохимия жедрититов. Сравнительно с другими меланократовыми породами Ауланджинского блока и петрографически родственными им метаморфитами из офиолитовых поясов

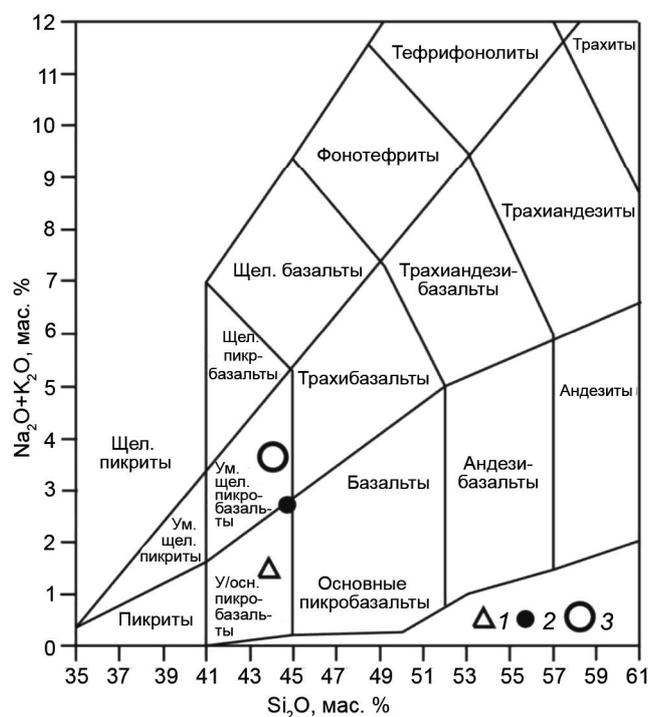


Рис. 4. Положение фигуративных точек метаультрамафитов на диаграмме TAS [16].

1 – типоморфный гранатовый метаультрамафит (обр. А339), 2 – гранатовый жедритит (обр. 329а), 3 – сапфириновый жедритит (обр. 329-5). Химический состав пород см. в таблице 5.

восточного побережья п-ова Тайгонос и южной части хр. Пекульней [11, 12], сапфириновые и гранатовые жедрититы обогащены Zr, Ba, Rb, Hf, U (табл. 6). Особенно наглядно их специфика проявляется на диаграммах Zr–Ba и Zr–Rb (рис. 5 а, б). Здесь хорошо

видно, что фигуративные точки образцов 329а и 329-5 весьма значительно удалены от всех прочих (в т.ч. от точки типоморфного образца гранатовых метаультрамафитов А339), образующих компактную группу вблизи начала координат.

Таблица 6. Содержания малых элементов (Zr, Ba, Rb, Hf, U) в меланократовых породах Ауланджинского блока, офиолитовых поясов п-ова Тайгонос и хребта Пекульней.

№ пп	№ обр.	Название породы	Содержания элементов (г/т)				
			Zr	Ba	Rb	Hf	U
1	329а	Гранатовый жедритит	567.5	315.5	43.24	12.73	0.54
2	329-5	Сапфириновый жедритит	366.5	323.9	86.41	8.43	0.39
3	325	Гранатовый метаультрамафит	121.3	157.8	10.71	2.82	0.17
4	327	То же	39.16	98.10	11.94	1.20	0.11
5	А339	–"–	23.03	29.09	1.47	0.72	0.06
6	325ж	Амфибол-двупироксеновый кристаллосланец	62.7	86.90	3.69	1.81	0.33
7	211к	Эклогитоподобная порода	115.2	11.87	1.06	3.21	0.16
8	211в	То же	112.6	9.06	0.91	2.76	0.20
9	792в	–"–	2.30	19.07	0.78	0.11	0.03
10	П677	Гранат-шпинелевый клинопироксенит	1.98	5.69	0.43	0.08	0.04

Примечание. Аналитики М.Г. Блохин, Л.С. Левчук. Ответственный исполнитель Н.В. Зарубина. Места отбора образцов: 1–6 – правобережье р. Бол. Ауланджа, 7, 8 – восточное побережье п-ова Тайгонос, 9, 10 – бассейн р. Сев. Пекульнейвеем (хр. Пекульней, Центральная Чукотка). Авторы коллекций: 1–9 – Жуланова И.Л., 10 – Паланджян С.А.

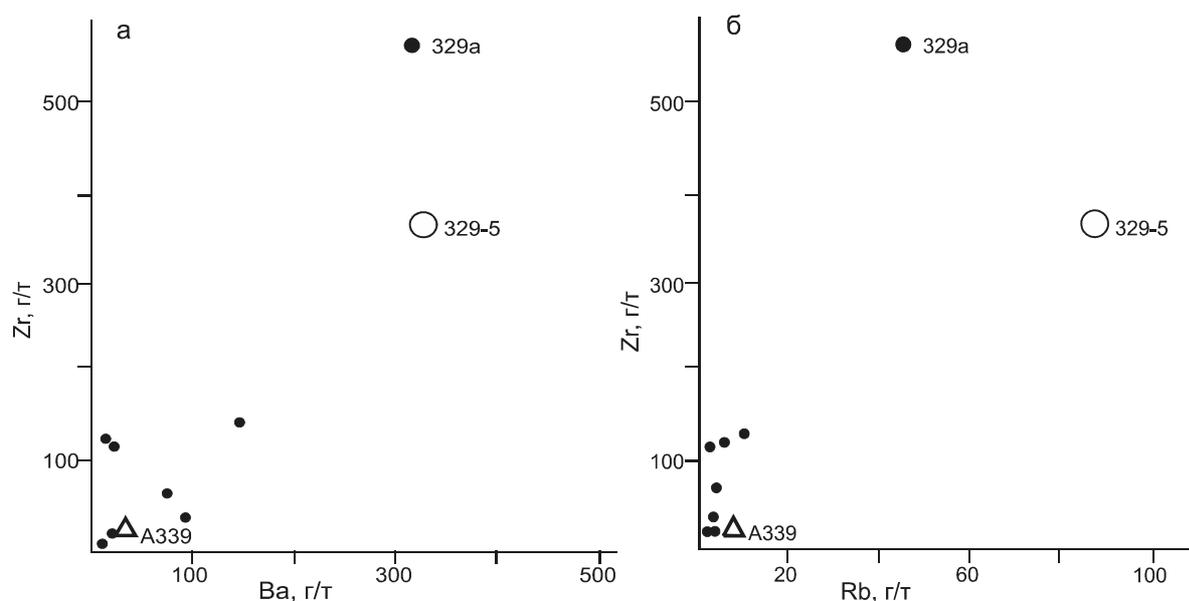


Рис. 5. Диаграммы соотношения Zr–Ba (а) и Zr–Rb (б) в меланократовых породах Ауланджинского блока, офиолитовых поясов п-ова Тайгонос и хр. Пекульней.

Информацию о фигуративных точках см. в таблице 6 и подписи к рис. 4.

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ ГРАНАТОВЫХ ЖЕДРИТИТОВ

Первоначально [13] для расчета термодинамических параметров образования двух одноименных, но разновременных минеральных ассоциаций гранат + ортопироксен + плагиоклаз, установленных в гранатowych жедрититах (обр. 329а), нами были использованы экспериментальные инструменты: геобарометр А.А. Графчикова и В.И. Фонарева [10] и гранат-ортопироксеновый геотермометр И.В. Лаврентьевой и Л.Л. Перчука [15]. Согласно выполненному расчету по анализам 1, 28, 12 (табл. 1; данные уточнены и несколько отличаются от приведенных в работе [13]), относительно более ранняя ассоциация, характеризующая гранатowe метаультрамафиты, сформировалась в условиях гранулитовой фации повышенных давлений ($T = 860^\circ\text{C}$, $P = 9$ кбар), а более поздняя, выполненная по анализам 3, 9, 8 (табл. 1), отвечает амфиболитовой фации и фиксирует этап декompрессии, сопровождавшейся значительным понижением температуры ($T = 650^\circ\text{C}$, $P = 5.5$ кбар). Однако геобарометр А.А. Графчикова и В.И. Фонарева предназначен для ассоциаций, включающих, наряду с гранатом, ортопироксеном, плагиоклазом, кварц. Если кварца в минеральной ассоциации нет (как в нашем случае), то оценка давления может быть завышена. Таким образом, для ранней ассоциации величина давления ограничивается условием $P < 9$ кбар, а поздней – $P < 5.5$ кбар.

Л.Я. Аранович по уточненной им программе TWQ, в которую встроен гранат-ортопироксеновый термобарометр [20], получил для образца 329а согласованные оценки по анализам 1–9 (табл. 1) $T = 840^\circ\text{C}$, $P = 4.8$ кбар (см. пересечение трех равновесий, рис. 6; расчет выполнен по просьбе О.В. Авченко, устное сообщение). Другие составы минералов по TWQ не дали хороших пересечений. Полученная по TWQ температура гранат-ортопироксенового равновесия 840°C практически совпадает с температурой (842°C), если ее рассчитать по анализам 1–9 (табл. 1) для 5 кбар по гранат-ортопироксеновому геотермометру И.В. Лаврентьевой и Л.Л. Перчука [15]. Следует подчеркнуть, что эти оценки температуры и давления относятся к этапу возникновения реакционных структур в обр. 329а, если судить по расположению точек анализов минералов (рис. 2). В отношении вероятных температур ранних и поздних минеральных ассоциаций в обр. 329а представляют также интерес температуры кристаллизации цирконов из гранатowych жедрититов, рассчитанные по концентрации Ti [24]. Они попадают в интервал от 760 до 880°C , причем в ядрах цирконов температуры систематически выше, чем в каймах, при максимальной

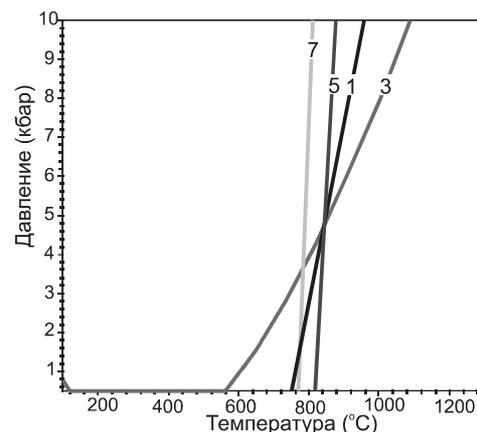


Рис. 6. Оценка условий гранат-ортопироксенового равновесия в обр. 329а по программе TWQ.

Цифры на линиях – равновесия: 1 – $\text{Alm} = 3\text{Fs} + \text{alOpx}$, 3 – $\text{Prp} = 3\text{En} + \text{alOpx}$, 5 – $\text{Alm} + 3\text{En} = \text{Prp} + 3\text{Fs}$, 7 – $\text{Alm} + \text{Phl} = \text{Prp} + \text{Ann}$. Пересечение линий 5, 1, 3 происходит в точке $P = 4.8$ кбар, $T = 840^\circ\text{C}$. Индексы минералов см. табл. 7.

величине температуры в 940°C [4]. Если учесть, что циркон в гранатowych жедрититах кристаллизовался, согласно наблюдениям В.В. Акинина и И.Л. Жулановой, синхронно с формированием симплектитовых кайм, а отчасти и позже, правомерно предположить, что температура образования ранних минеральных ассоциаций (собственно гранатowych метаультрамафитов) могла достигать 900°C или даже быть выше.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ САПФИРИН- ШПИНЕЛЕВЫХ РЕАКЦИОННЫХ СТРУКТУР ПО ОКИСЛИТЕЛЬНОМУ ПОТЕНЦИАЛУ И P-T ПАРАМЕТРАМ

Достаточно давно установлено, что в структуру сапфирина в значительных количествах может входить трехвалентное железо [35]. Так, максимальное содержание трехвалентного железа в сапфирине по мессбауэровским спектрам при температуре 1100°C и давлении 2 кбар может достигать величины 0.7 на кристаллохимическую формулу. Таким образом, состав сапфирина может служить потенциальным оксиметром, а расчет сапфиринсодержащих фазовых диаграмм должен производиться с учетом трехвалентного железа. Однако только в 2010 г. К. Тэйлор-Джонс и Р. Пауэлл [37] попытались ввести трехвалентное железо в модель твердого раствора сапфирина. Она была уточнена в 2014 г. [38] и согласована с улучшенными термодинамическими данными конечных минералов, опубликованными в работе Т. Холланда и Р. Пауллы [26, 27]. Данная модель была введена в ПК (программный комплекс) Селектор и послужила ос-

новой для расчета потенциала кислорода в сапфирино-шпинелевых ассоциациях.

Моделирование на ПК Селектор производится на основе определенного химического состава породы [1]. Нам для этой цели послужил реальный состав образца 329-5 (табл. 5). Моделирование проводилось с использованием термодинамической базы [26] при учете моделей твердых растворов. База данных по моделям твердых растворов, по сравнению с работой [2], была существенно переработана и расширена за счет новых моделей орто- и клиноамфиболов, биотита, клинопироксена, ильменита, шпинели, сапфирина, опубликованных в работах [22, 25, 36–40].

Газовый флюид моделировался идеальной смесью реальных газов H_2O , CO_2 , CH_4 , CO , H_2 , O_2 , причем зависимость термодинамических характеристик газов от давления вычислялась по модифицированному Б.И. Ли и М.Г. Кеслером [31] уравнению состояния Бенедикта – Вебба – Рубина. Далее, в условиях буферирования рассматриваемой породой (обр. 329-5) флюида, осуществлялся поиск таких условий P и T , чтобы в результате решения получилась модельная ассоциация, содержащая сапфирин и шпинель с составами минералов, близкими или совпадающими с наблюдаемыми. Как оказалось, при $P = 6$ кбар и $T = 900$ °C при определенном составе флюида возможно создать минеральную ассоциацию, содержащую сапфирин и шпинель, составы которых по величине магнезиальности и окисленности очень близки к наблюдаемым в

реальности составам (табл. 7). При этом решение позволяет получить величину активности (фугитивности) кислорода при образовании данной минеральной ассоциации. Параметры состава флюида до и после реакции с породой приводятся в таблице 8. Согласно проведенным расчетам, величина логарифма фугитивности кислорода в образовавшейся модельной ассоциации $Spr+Spl+Pl+Orx+Bt+Grt$ (индексы минералов см. в примечании к табл. 7) при 900 °C и давлении 6 кбар составила величину минус 8.7, тогда как $\log_{10} f_{O_2}$ на буфере магнетит–гематит (MagHem) при тех же параметрах P и T равен минус 8.4 (рис. 7). Величина логарифма активности кислорода на буфере кварц–фаялит–магнетит (QFaMag) при 900 °C и давлении 6 кбар, согласно расчету на ПК Селектор, равна минус 10.7 (рис. 7).

Целый ряд ранее выполненных измерений активности кислорода в породах гранулитовой фации сутамского комплекса показал величину активности кислорода на полтора – два порядка ниже буфера магнетит–гематит [5, рис. 2]. Изученная шпинель-сапфириновая реакционная структура из метаультрамафитов Ауланджинского блока, таким образом, значительно более окислена, чем эндербиты и гранулиты сутамского комплекса.

Если рассчитать модельную шпинель-сапфириновую минеральную ассоциацию при 900 °C и давлении 6 кбар прямо на буфере MagHem, то величина $X_{Fe^{3+}}$ в сапфирине будет равна 0.42. Если же, меняя состав флюида, получить ту же ассоциацию на буфере QFaMag, то величина $X_{Fe^{3+}}$ в сапфирине составит 0.15. Поскольку средняя величина $X_{Fe^{3+}}$ в реальном сапфирине, согласно нашим данным (табл. 4), равна 0.41, то совершенно очевидна чрезвычайно высокая

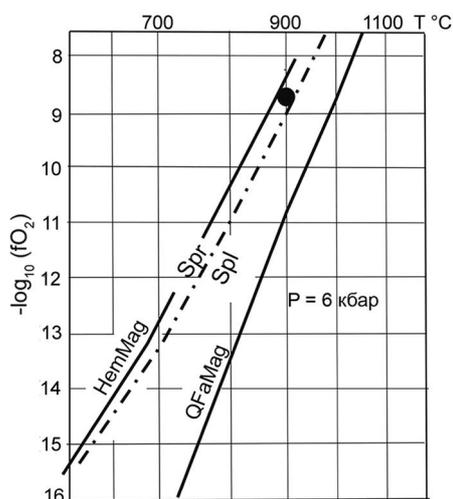


Рис. 7. Величина активности кислорода в ассоциации сапфирин-шпинель (кружок) для обр. 329-5 на диаграмме $-\log_{10} f_{O_2} - T$ °C. $P = 6$ кбар.

Линии: черные сплошные – буферные равновесия гематит–магнетит (HemMag) и кварц–фаялит–магнетит (QFaMag), пунктир с точкой – граница полей $Spr-Spl-Grt-Orx-Pl-Kfs-Bi-Rt$ и $Spl-Grt-Orx-Pl-Kfs-Bi-Rt$. Индексы минералов см. табл. 7.

Таблица 7. Сопоставление реальных составов минералов с модельными составами при 900 °C и 6 кбар.

Минерал	Параметры	Реальные	Модельные
Spr	X_{mg}	0.89 (среднее)	0.89
Spl	X_{mg}	0.65 (среднее)	0.66
Spr	$X_{Fe^{3+}}$	0.41 (среднее)	0.37
Spl	$X_{Fe^{3+}}$	0.17 (среднее)	0.16
Bt	X_{mg}	0.83	0.82
Orx	X_{mg}	0.81	0.84
Pl	X_{An}^{Pl}	54–80	63

Примечание. Здесь и далее индексы минералов по [41]: Bt – биотит, Crd – кордиерит, Fa – фаялит, Ged – жедрит, Grt – гранат, Hem – гематит, Kfs – калиевый полевой шпат, Mag – магнетит, Orx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Q – кварц, Rt – рутил, Spr – сапфирин, Spl – шпинель, Alm – алмадин, Fs – ферросилил, alOrx – ортокорунд, En – энстатит, Prp – пироп, Phl – флогопит, Ann – аннит.

степень окисленности сапфирина в образце 329-5, близкая по величине активности кислорода к буферу MagHem.

Для образца 329-5 можно определить температуру сапфирин-шпинелевого равновесия по существующим термометрам. По экспериментальным сапфирин-шпинелевым термометрам температура равновесия определяется в 780 °С [34] и 994 °С [28], а по эмпирическому сапфирин-шпинелевому термометру [33] температура сапфирин-шпинелевого равновесия равна 861 °С. Последнее значение довольно хорошо соответствует вышеуказанной температуре по гранат-ортопироксеновому термометру и близка к данным моделирования (табл. 7). Вероятно, эмпирический сапфирин-шпинелевый термометр более точно отражает температуры образования этого равновесия в природе. При оценке температуры по сапфирин-шпинелевым термометрам рассчитывалась средняя величина натурального логарифма $K_D = (X_{Fe}^{Spl} \cdot X_{Mg}^{Spr}) / (X_{Mg}^{Spl} \cdot X_{Fe}^{Spr})$ из данных таблицы 4. Она равна 1.467.

О ПРИЧИНАХ ОБРАЗОВАНИЯ ШПИНЕЛЬ-САПФИРИНОВЫХ РЕАКЦИОННЫХ СТРУКТУР, ВОЗРАСТЕ И ПРИРОДЕ ПРОТОЛИТА МЕТАУЛЬТРАМАФИТОВ

На основе результатов физико-химического моделирования на ПК Селектор и полученных термобарометрических данных, можно предложить модель образования шпинель-сапфириновых реакционных структур, жедрита и зонального плагиоклаза в обр. 329-5, хотя неравновесность минеральных ассоциаций создает трудности как для верификации моделирования, так и для точных количественных оценок изменения состава флюида, температуры и давления. Первая попытка в этом направлении была предпринята ранее [3], полученные на сегодня материалы позволяют обсудить проблему более широко. Модель образования этих структур иллюстрирует рисунок 8, на котором показаны P-T тренд эволюции обр. 329-5 по точкам А, В, С и поля 1–3 шпинелевых (без сапфирина), сапфирин-шпинелевых и сапфириновых (без шпинели) гранулитов. Данные поля рассчитаны на ПК Селектор по составу породы 329-5 при условии величины потенциала кислорода, близкой к буферу MagHem. Появление сапфирина, образование ассоциации сапфирин-шпинель и последующее исчезновение шпинели с уменьшением температуры при давлении 6 кбар иллюстрируется в таблице 9. Очевидно, что регрессивная эволюция породы 329-5 по тренду А–С приведет к образованию шпинель-сапфириновых реакционных структур (рис. 8). Основания для вывода P-T координат точек А–С на тренде следую-

щие: P-T координаты точки С (4.8 кбар и 840 °С) получены расчетом по TWQ на образце 329а, P-T координаты точки В (6 кбар и 900 °С) выведены на основе моделирования сапфирин-шпинелевого равновесия в обр. 329-5, P-T координаты точки А (1000 °С и 7 кбар) определяются путем экстраполяции линии ВС в поле шпинелевых гранулитов с учетом термометрических данных по циркону и данных моделирования.

Новообразование жедрита, как показало моделирование, объясняется понижением температуры и давления, происходящим на фоне значительного повышения потенциала воды (табл. 10). При этом возрастает основность плагиоклаза (табл. 11), что заставляет думать, что при образовании жедрита натрия заимствовался из плагиоклаза. Тем самым получают объяснение вышеописанные взаимоотношения жедрита и плагиоклаза. Следует подчеркнуть хорошее соответствие между наблюдаемыми и модельными составами жедрита, биотита и плагиоклаза (табл. 11). Однако в модельной минеральной ассоциации присутствуют гематит и кордиерит, отсутствующие в изученных породах. Это может объясняться неравновесным состоянием наблюдаемой минеральной ассоциации, в силу чего ее нельзя получить путем моделирования на минимуме потенциала Гиббса.

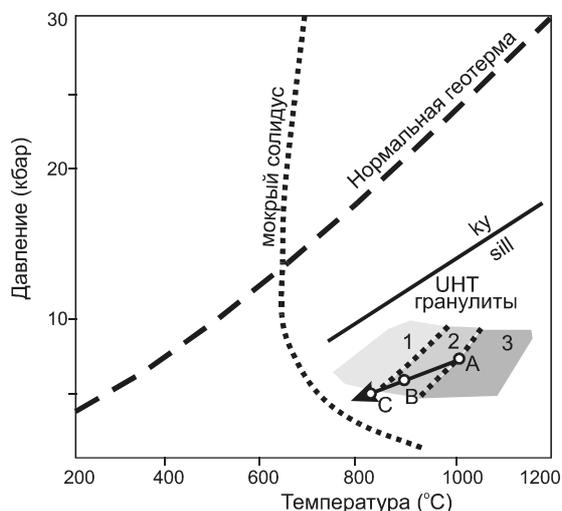


Рис. 8. Вероятный P-T тренд эволюции метаморфизма Ауланджинского выступа.

Точки В и С определены расчетом по гранат-ортопироксеновому геобаротермометру, встроенному в программу TWQ (точка С), и на основе моделирования образца 329-5 (точка В). Точка А – экстраполяция линии ВС в поле шпинелевых гранулитов УНТ – поле ультравысокотемпературных гранулитов, ку – кинанит, sill – силлиманит [29]. 1–3 – поля минеральных парагенезисов, рассчитанные по ПК Селектор на основе обр. 329-5: 1 – с сапфирином без шпинели, 2 – с сапфирином и шпинелью, 3 – со шпинелью без сапфирина.

Таблица 8. Параметры состава флюида (парциальные давления газов и логарифм фугитивности кислорода) до реакции с породой (1) и после реакции (2).

P_i , бар	P_{CO_2} , бар	P_{CO} , бар	P_{H_2} , бар	P_{CH_4} , бар	P_{H_2O} , бар	$\log_{10} f_{O_2}$
1	4880	134	9	1	972	-13
2	5275	1	0.05	0	724	-8.7

Примечание. Отношение флюид/порода (W/R) = 0.05.

Таблица 9. Модальный состав модельной минеральной ассоциации обр. 329-5 (мас. %) при разных температурах.

$T^{\circ}C$	P, кбар	$\log_{10} f_{O_2}$	Grt	Bt	Opх	Pl	Spr	Spl	Kfs	Rt
900	6	-8.7	1.1	7.6	31.4	37.8	8.7	5.4	7.5	0.4
1000	6	-7.5	0.8	1.6	33.1	37.9	-	15.0	11.4	-
880	6	-8.9	2.1	10.6	29.8	37.6	13.8	-	5.6	0.5

Таблица 10. Модальный состав обр. 329-5, парциальное давление воды и $\log_{10} f_{O_2}$ в модели с образованием сапфирина и шпинели (900 °C, 6 кбар) и в модели с образованием жедрита (840 °C, 5 кбар).

$T^{\circ}C$	P, кбар	P_{H_2O} , бар	$\log_{10} f_{O_2}$	Grt	Bt	Opх	Pl	Spr	Spl	Kfs	Rt	Hem	Crд	Ged
900	6	920	-8.7	1.1	7.6	31.4	37.8	8.7	5.4	7.5	0.4	-	-	-
840	5	4680	-8.9	0.4	19	-	32.5	4.9	-	-	0.5	0.5	12.9	29.2

Таблица 11. Сопоставление реальных составов минералов с модельными составами при образовании сапфириновых жедритов при 840 °C и 5 кбар.

Минерал	Параметр	Реальные	Модельные
Ged	X_{mg}	0.76	0.73
Bt	X_{mg}	0.83	0.82
Pl	X_{An}^{Pl}	54-80	71

Примечание. Модальный состав см. в таблице 10.

Вместе с тем, закономерное появление или исчезновение из минеральной ассоциации сапфирина, шпинели или жедрита, а также совпадение состава минералов в модельных и реальных ассоциациях позволяют думать, что причины образования шпинель-сапфириновых реакционных структур, жедрита и основного плагиоклаза подмечены правильно. Другими словами, образование шпинель-сапфириновых реакционных структур и возникновение жедрита в парагенезисе с обратно-зональным плагиоклазом фиксирует регрессивный переход высокотемпературных метаультрамафитов в породы амфиболитовой фации, причем первые фазы этого перехода отвечали условиям гранулитовой фации. Последующее наложение амфиболитовой фации сопровождалось поступлением водного флюида.

Актуальным подтверждением полиметаморфизма гранатовых ультрамафитов явились результаты U-Pb датирования циркона, выполненного В.В. Акининым на чувствительном высокоразрешающем ион-

ном микрозонде обратной геометрии SHRIMP-RG в лаборатории Стэнфордского Университета и USGS, США (некоторые аспекты этого исследования уже обсуждались в разделе, посвященном термобарометрии гранатовых жедритов). Акцессорный циркон был выделен из того же образца 329а гранатовых жедритов, где исследовались P-T условия их формирования. Еще раз напомним, что, по результатам наблюдения в шлифах, циркон кристаллизовался синхронно с формированием симплектитовых кайм, а отчасти и позже. В типоморфных же гранатовых метаультрамафитах он обнаружен не был [4, с. 678].

В цитируемой публикации, посвященной собственно циркону, первоочередное внимание уделено кристаллам, фигуративные точки которых обнаружили конкордантные (или близкие к ним, т.н. «субконкордантные») параметры своих U-Pb изотопных систем. Для историко-геологических целей не менее интересны возрастные значения, считаваемые с точек пересечения конкордии дискордиями. Таковых

получено как минимум две. Фундаментальным, со многих точек зрения, является тот факт, что из семи дискордантных точек четыре, дальше всего отстоящие от конкордии, легли на дискордию, практически идентичную по обоим пересечениям дискордии, полученной в свое время Е.В. Бибиковой (верхние отвечают возрасту 3.4, нижние – около 1 млрд лет) [7]. Тем самым снимается известное противоречие между геологическими и геохронометрическими данными о возрастных взаимоотношениях «серых гнейсов» и гранулитов в фундаменте ОМ [14]. Очевидно, что раннеархейская датировка акцессорных цирконов как кислых пород, так и гранатовых жедрититов (продуктов диафтореза гранатовых метаультрамафитов) отражает или их общее преобразование, или перестройку U-Pb изотопной системы циркона гранатовых жедрититов на этапе формирования гнейсов.

Наиболее надежной из полученных является раннепротерозойская дата 1.9 млрд лет, зафиксированная в прозрачных каймах крупных кристаллов циркона и в его мелких новообразованных зернах. Специфические оптические и геохимические свойства циркона, входящего в эту возрастную группу, позволили интерпретировать дату 1.9 млрд лет как время рекристаллизации гранатовых жедрититов в твердом состоянии [4, с. 683]. Выявление в мелком, округлом, не имеющем ядра кристалле циркона микровключений граната, идентичного по составу гранату, ассоциирующему с жедритом, дает основание рассматривать аналогичные по морфологии зерна циркона с возрастом 1.9 млрд лет как самостоятельную генерацию. В то же время наличие дискордии, соединяющей фигуративные точки раннепротерозойского кластера (в качестве нижнего пересечения) и кластера ядер крупных кристаллов циркона с возрастом 3.2 млрд лет, предполагает возможное воздействие раннепротерозойского термального события на U-Pb изотопные системы цирконов ранней генерации [4, с. 683]. Совокупность полученных данных позволяет отнести дату 1.9 млрд лет ко времени образования сапфириновых жедрититов.

Это возрастное значение хорошо вписывается в корпус многочисленных раннепротерозойских дат, фиксирующих завершение активного развития фундамента ОМ и формирование в его пределах зрелой континентальной коры [14, 19]. Геохронометрический рубеж 1.9 млрд лет имеет глобальный характер и широко проявлен на всех материках Земли. В отечественной Общей стратиграфической шкале нижнего докембрия ему отвечает граница людиковия и калевия – типовых подразделений верхнекарельской эратемы (1.92 млрд лет) [17]. На Северо-Востоке Азии стратифицированные нижнепротерозойские толщи неизвестны, но ран-

непротерозойское эндогенное событие в дорифейском фундаменте мезозойских складчатых структур выражено очень мощно. В фундаменте ОМ, в частности, с ним связано широкое проявление палингенно-метасоматической калиевой гранитизации, обусловившей становление третьей генерации гнейсовых куполов, ядра которых сложены породами верхнеомолонского ультраметаморфического комплекса (мигматит-граниты, очковые гнейсы, микроклиновые гранито-гнейсы, аляскиты). Наиболее широко образования верхнеомолонского комплекса распространены в бассейне верхнего течения р. Омолон (фундамент Кедонского поднятия). По данным Rb-Sr изохронного метода, становление куполов третьей генерации завершилось 2.3–1.7 млрд лет тому назад [14]*.

Подведем итог. Вновь полученные данные об условиях формирования уникальных жедрит- и сапфиринсодержащих пород, встреченных среди метаультрамафитов на западной периферии Ауланджинского чарнокитоидного купола, по мнению И.Л. Жулановой, могут быть непротиворечиво вписаны в историю его развития, реконструированную на основе многолетних геологических, петрологических и изотопно-геохронологических работ, выполненных силами многочисленных исследователей ОМ. Более того, их можно рассматривать как своего рода тест на правильность сложившихся к настоящему времени представлений (хотя понятно, что многие аспекты дорифейской истории ОМ и Северо-Востока Азии в целом еще долго будут оставаться спорными). Однако в главном, как представляется, результат сегодняшнего «тестирования» можно оценить положительно.

На этом фоне, тем не менее, О.В. Авченко видит основания выдвинуть принципиально новую идею о происхождении оломонских ультрамафитов (обр. 329а, 329-5). Необычно высокая для древних гранулитовых комплексов величина потенциала кислорода, рассчитанная для шпинель-сапфириновых реакционных структур, уникальный магнезиально-глиноземистый состав гранатовых и сапфириновых жедрититов, экстремально высокие для ультраосновных ортопород содержания Zr, Ba, Rb, Hf, U могут объясняться, по мнению первого автора статьи, тем, что протолитом этих редких образований были продукты коры выветривания ортомагматических ульт-

*Согласно результатам недавно проведенного U-Pb SHRIMP датирования, возраст акцессорных цирконов из очковых гнейсов верхнеомолонского комплекса с левобережья р. Омолон составил 1989 ± 10 млн лет (устное сообщение автора коллекции В.В. Акинина; работы по составлению листа Р-57 Госгеолкарты-1000/3, ВСЕГЕИ. Ответственный исполнитель В.М. Кузнецов. Измерения выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ).

трамафитов. Если гипотеза справедлива, термодинамические характеристики шпинель-сапфириновых реакционных структур могут служить свидетельством того, что уже в раннем протерозое на поверхности Земли величина потенциала кислорода соответствовала буферу магнетит–гематит. Это заключение не противоречит известному резкому повышению потенциала кислорода в ранней земной атмосфере, которое датируется возрастным интервалом в 2.4–2.1 млрд лет и описывается как Большое Кислородное Событие (GOE) [32].

Очевидно, что признание новой оригинальной идеи потребует существенной ревизии изложенной выше картины геолого-тектонического строения самого Ауланджинского блока, а также истории формирования кристаллического фундамента ОМ как целого. Эта дискуссионная проблема – интересная задача на будущее.

ВЫВОДЫ

1. Детально изучены шпинель-сапфириновые реакционные структуры в сапфириновых жедрититах, встреченных в виде небольшого обособления в одном из тел гранатовых метаультрамафитов в западном обрамлении Ауланджинского чарнокитоидного купола, вскрытого в одноименном выступе дорифейского фундамента Омолонского массива. Установлено, что сапфириновые жедрититы образовались при регрессивной эволюции гранатовых метаультрамафитов, температура формирования которых могла превышать 900 °С. На основе физико-химического моделирования показано, что шпинель-сапфириновая минеральная ассоциация образована при повышенном потенциале кислорода, близкому буферному равновесию магнетит–гематит.

2. Наложение метаморфизма амфиболитовой фации на высокотемпературные метаультрамафиты сопровождалось повышением потенциала воды и понижением температуры, по меньшей мере, до величины 760 °С, чем объясняется возникновение гранатовых и сапфириновых жедрититов, индекс-минералами которых являются натровый жедрит и основной плагиоклаз с сильной обратной зональностью (центральные части кристаллов – лабрадор, края – битовнит).

3. Рассмотрение новых петрологических данных в комплексе с литературными материалами по изотопно-геохронологическому изучению дорифейских образований фундамента Омолонского массива, в первую очередь – по недавно выполненному В.В. Акининым U-Pb SHRIMP-RG датированию цирконов гранатовых жедрититов, позволило отнести формирование сапфириновых жедрититов к рубежу 1.9 млрд лет (середины позднекарельской эры в отечественной Общей

стратиграфической шкале докембрия), широко проявленному на всех материках Земли.

4. Необычно высокая для древних гранулитовых комплексов величина потенциала кислорода, рассчитанная для шпинель-сапфириновых реакционных структур, уникальный магнезиально-глиноземистый состав гранатовых и сапфириновых жедрититов, экстремально высокие для ультраосновных ортопород содержания Zr, Ba, Rb, Hf, U позволили О.В. Авченко выдвинуть гипотезу о том, что протолитом для этих редких образований послужили продукты коры выветривания ортомагматических ультрамафитов. Если это предположение справедливо, сапфириновые жедрититы могут свидетельствовать о том, что уже в раннем протерозое величина потенциала кислорода на поверхности Земли соответствовала буферу магнетит–гематит.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 15-05-00809).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М.: Наука, 2009. 229 с.
2. Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А., Худоложкин В.О. Адаптация программного комплекса «Селектор-С» к решению проблем петрогенезиса метаморфических пород // Геохимия. 2011. № 2. С. 149–164.
3. Авченко О. В., Жуланова И. Л. Р-Т-*t* эволюция образования сапфирин-шпинелевых реакционных структур // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы III Всерос. конф. с междунар. участием. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 118–121.
4. Акинин В.В., Жуланова И.Л. Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Омолонского массива (Северо-Восток России) // Геохимия. 2016. № 8. С. 675–684.
5. Бадрединов З.Г., Шарова О.И., Авченко О.В., Сахно В.Г., Мишкин М.А., Вовна Г.М., Карабцов А.А. Магнетит-ильменитовые равновесия в архейских эндербитах сутамского комплекса (Алданский Щит) // Докл. АН. 2009. Т. 425. № 1. С. 67–71.
6. Бибилова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
7. Бибилова Е.В., Макаров В.А., Грачева Т.В., Сеславинский К.Б. Возраст древнейших пород Омолонского массива // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 2. С. 434–438.
8. Гельман М.Л., Терехов М.И. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 66–73.
9. Гельман М.Л. Вопросы геологии древнейших метаморфических комплексов Северо-Востока СССР // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 73–79.

10. Графчиков А.А., Фонарев В.И. Гранат-ортопироксен-плагноклаз-кварцевый барометр (экспериментальная калибровка) // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1991. Вып. 16. С. 199–225.
11. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М. Наука, 1990. 304 с.
12. Жуланова И.Л. Древние метаморфиты, сопряженные с гипербазитами в офиолитах хребта Пекульней и полуострова Тайгонос // Метаморфизм и геодинамика: Материалы междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 29–32.
13. Жуланова И.Л., Авченко О.В., Шарова О.И. Гранатовые метаультрамафиты и гранатовые жецдрититы Омолонского микроконтинента: глубинный диафорез и его геолого-тектоническая интерпретация (Северо-Восток России) // Фундаментальные исследования. 2014. № 8. Ч. 6. С. 1393–1399. <http://search.rae.ru>
14. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
15. Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Экспериментальное изучение фазового соответствия в системе гранат-ортопироксен-амфибол при 700 и 800°C // Очерки физико-химической петрологии. Вып. XVI. М.: Наука, 1991. С. 139–164.
16. Петрографический кодекс России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
17. Решения 3-го Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия» // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 101–106.
18. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России / Ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
19. Шевченко В.М. Архей и протерозой Омолонского массива // Петрология и изотопный возраст. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. 176 с.
20. Aranovich L. Ya., Bertram R.G. A new garnet-orthopyroxene barometer based on reversed Al_2O_3 solubility in $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ orthopyroxene // Amer. Mineralog. 1997. V. 82. P. 345–353.
21. Berg J.H. Chemical variations in sodium gedrite from Labrador // Amer. Mineralog. 1985. V. 70. P. 1205–1210.
22. Diener J.F.A., Powell R., White R.W., Holland T.J.B. A new thermodynamic model for clino- and orthoamphiboles in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}$ // J. Metamorph. Geol. 2007. V. 25. P. 631–656.
23. Droop G.T.R. A general equation of estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric constraints // Mineral. Magaz. 1987. V. 51. P. 431–435.
24. Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-In-zircon geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 154. P. 429–437.
25. Green E., Holland T.J.B., Powell R. An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite – diopside – hedenbergite – acmite, with applications to eclogitic rocks // Amer. Mineral. 2007. V. 92, N 7. P. 1181–1189.
26. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. N 3. P. 309–343
27. Holland T.J.B., Powell R. An improved and extended internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // J. Metamorph. Geol. 2011. V. 29. P. 333–383.
28. Kaushik D., Kiyoshi F., Naotaka T., Hiroyuki M. Experimental data on Fe and Mg partitioning between coexisting sapphirine and spinel: an empirical geothermometer and its application // Europ. J. Mineral. 2006. V. 18, N 1. P. 49–58.
29. Kelsey D.E., Hand M. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings // Geosci. Front. 2015. V. 6, Is. 3. P. 311–356.
30. Kriegsman L.M., Schumacher J.C. Petrology of sapphirine-bearing and associated granulites from central Sri Lanka // J. Petrol. 1999. V. 40. P. 1211–1239.
31. Lee B.I., Kesler M.G. Generalized thermodynamic correlations based on three parameter corresponding // AICHEJ. 1975. V. 21, N 3. P. 510–527.
32. Lyons T.W., Reinhard C.T., Planavsky N.J. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere // Nature. 2014. V. 506. P. 307–315.
33. Owen J.V., Greenough J.D. An empirical sapphirine-spinel Mg-Fe exchange thermometer and its application to high grade xenoliths in the Popes Harbour dyke, Nova Scotia, Canada // Lithos. 1991. V. 26. P. 317–332.
34. Sato K., Miyamoto T., Kawasaki T. Experimental calibration of sapphirine-spinel Fe^{2+} -Mg exchange thermometer: Implication for constraints on P-T condition of Howard Hills, Napier Complex, East Antarctica // Gondwana Res. 2006. V. 9. P. 398–408.
35. Steffen G., Seifert F., Amthauer G. Ferric iron in sapphirine: a Mössbauer spectroscopic study // Amer. Mineral. 1984. V. 69. P. 339–348.
36. Tajcmanova L., Connolly J.A.D., Cesare B. A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite // J. Metamorph. Geol. 2009. V. 27. P. 153–165
37. Taylor-Jones K., Powell R. The stability of sapphirine + quartz: calculated phase equilibria in $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{O}$ // J. Metamorph. Geol. 2010. V. 28. P. 615–633.
38. Wheeler C.J., Powell R. A new thermodynamic model for sapphirine: calculated phase equilibria in $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ // J. Metamorph. Geol. 2014. V. 32. P. 287–299.
39. White R.W., Powell R., Clarke G.L. The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ // J. Metamorph. Geol. 2002. V. 20. P. 41–55.
40. White R.W., Pomroy N.E., Powell R. An in situ metatexite-diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia // J. Metamorph. Geol. 2005. V. 23. P. 579–602.
41. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185–187.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

O.V. Avchenko, I.L. Zhulanova, K.V. Chudnenko, A.A. Karabtcov

The spinel-sapphirine reaction structures in the garnet metaultramafic rocks of the Omolon Massif: Petrogenesis and geological interpretation (Northeast Asia)

Spinel-sapphirine reaction structures in sapphirine gedritites which form a small segregation within one of the bodies of garnet metaultramafic rocks framing the Aulandzha charnockitoid dome (the pre-Riphean basement of the Omolon Massif, Northeast Russia) have been studied in detail. It is established that sapphirine gedritites resulted from the regressive evolution of garnet-spinel metaultramafic rocks, the formation temperature of which could exceed 900° C at a probable pressure not exceeding 7 kbar. It is shown that spinel-sapphirine reaction structures were formed under conditions of an increased O₂ potential close to the buffer equilibrium of magnetite-hematite. Retrograde metamorphism was accompanied by an increase in the potential of H₂O and a decrease in T to at least 760° C. This process reasons the development of another group of diaphthorites – the garnet gedritites, whose index-minerals are sodium gedrite and basic plagioclase with strong inverse zoning. A comprehensive analysis of new petrological data and published materials on the isotope-geochronological study of the pre-Riphean basement of the Omolon Massif makes it possible to attribute the formation of the sapphirine gedritites to the turn of 1.9 Ga (the middle of the second half of the Early Proterozoic, according to the General Stratigraphic Scale of Russia). The unusually high value of the O₂ potential calculated for spinel-sapphirine reaction structures, the unique magnesian-alumina composition of gedritites, extremely high concentration of Zb, Ba, Rb, and Hf offer a conclusion that the gedritites are the products of crust weathering of orthomagmatic ultramafic rocks. In this case, the calculated parameters for formation of the spinel-sapphirine reaction structures may indicate that in the early Proterozoic the value of the O₂ potential on the Earth's surface most probably corresponded to the magnetite-hematite buffer.

Key words: metaultramafic rocks, garnet, gedrite, sapphirine, oxygen potential, Archean, Omolon Massif, Northeast Asia.