

Типоморфизм цирконов Мунилканского массива как отражение специфики его геологического развития

Т.С.ХАБИБУЛИНА

Мунилканский гранитный массив расположен на восточной окраине Тас-Хаяхтахского горст-антиклинория и интродуцирует складчатую терригенно-карбонатную толщу палеозоя (рис. 1). Массив детально изучен В.А.Труниловой с соавторами [5], по данным которых и приводится описание его внутреннего строения и особенностей слагающих пород. В непосредственной близости от выхода массива закартирован тектонический покров офиолитов, представляющий собой фрагменты коры раннепалеозойского паракеанического бассейна [3]. Массив имеет близкую к овальной форму выхода площадью 30 км² и вытянут на северо-запад согласно с направлением основных тектонических структур. Изотопные датировки гранитов ⁴⁰Ar—³⁹Ar методом по биотиту (141,5 и 143,3 млн.лет) соответствуют берриасскому веку начала раннего мела. Отсутствие гравитационного минимума и выходы терригенно-карбонатных пород в долине р.Мунилкан позволили предположить, что граниты слагают маломощную интрузивную пластину [5].

В пределах массива установлены многочисленные ксенодайки основного и среднего составов (габбро, долериты, диориты, андезиты), разбитые на фрагменты, сдвинутые друг относительно друга по вертикали и горизонтали на первые метры, и интродуцированные гранитным материалом. В северо-восточной части тела закартировано несколько небольших (до 1,5 км²) выходов среднезернистых габбро, полосчатых габбро-диоритов и диоритов, послойно инъецированных гранитами (см. рис. 1). Габброиды содержат округлые обособления гранитного материала до 15—20 см в поперечнике и образуют подобные обособления в гранитах. На основании этого предполагается почти синхронное существование двух самостоятельных магматических очагов и ограниченный синтексис мантийной и коровой магм [5]. Массив пересекается дайками андезитов, трахибазальтов, трахидолеритов и трахириолитов конца раннего—начала позднего мела. В целом, данный участок в мезозое являлся ареной длительной эндогенной активности с проявлением разновозрастного и разноглубинного магматизма.

Во вскрытой части Мунилканского массива преобладают лейкократовые граниты и лишь по долине р.Мунилкан, непосредственно у контакта с карбонатно-терригенной толщей палеозоя, основность пород заметно повышается с переходом к амфибол-биотитовым и пироксенсодержащим разностям. Массив сопровождается многочисленными маломощными дайками аплитов и мелкозернистых лейкогранитов. Широко распространены, особенно в зоне эндоконтакта, жильные и миароловые пегматиты.

По структурно-текстурным особенностям, петрографическому составу, принадлежности к известково-щелочной серии и значениям основных петрохимических коэффициентов мунилканские граниты отнесены к гранитам S-типа. В то же время они резко отличаются от последних по типоморфным особенностям породообразующих и акцессорных минералов, низким (вплоть до 0) величинам нормативного корунда и повышенным содержаниям Rb и Sr,

приближаясь по этим параметрам к мантийно-коровым гранитам А-типа. Распределение элементов-примесей также носит промежуточный характер между типичным палингенным известково-щелочным и апаитовым гранитами щелочного ряда, для которых Л.В.Таусоном [4] предполагается связь с базальтоидными магмами. Акцессорные минералы представлены цирконом, ортитом, сфеном, обогащенным РЗЭ (до 4,5 %) F- и Cl-апатитом, титаномагнетитом, магнетитом, ильменитом и пиритом, причем пирит отличается характерным для производных основных магм повышенным содержанием хрома. Состав этой ассоциации акцессорных минералов также свидетельствует о связи материнских расплавов с мантийными источниками [5].

Для уточнения формационной принадлежности и генезиса пород массива был применен метод изучения цирконовых популяций [8], доказавший свою состоятельность при решении подобных задач. Методика работы детально рассмотрена автором ранее [6, 7]. Популяции цирконов были изучены в лейкократовых гранитах главной фации и в диоритах ксенодаек. Результаты исследования кристалломорфологии и состава цирконов отражены на рисунках 2, 3 и в таблице.

Популяция цирконов диоритов, усредненная по пяти пробам, состоит (см. рис. 2, А) из двух четко обособленных на диаграмме составляющих главных типов и подтипов: высокотемпературной и высокощелочной вертикальной ($D \sim 30\%$, $D/1 \sim 5\%$ и $P_{5-4} \sim 35\%$; I.A. 700, I.T.~725, $T_{cp.} \sim 900-850$ С) и высоко- и среднетемпературной низко-среднещелочной, формировавшейся в условиях роста щелочности в процессе кристаллизации расплава ($S_{21-16} \sim 10\%$, $S_{22-17} \sim 10\%$, $S_{12-13} \sim 10\%$; I.A. 200—400, I.T. 600, $T_{cp.} \sim 800$ С). Замыкающий популяцию низкотемпературный морфотип G_1 представляет собой единичные ядра высокотемпературных цирконов, близких по составу цирконам морфотипа D, окруженные тонкой завершающей низкотемпературной метамиктной оболочкой, обогащенной примесями (см. таблицу).

Цирконы первой составляющей — D и P_{5-4} — очень мелкие (доли миллиметра), прозрачные, бесцветные, с удлинением 2,5—3,5, включениями в виде мельчайших темноцветных и рудных минералов, игольчатого циркона, апатита. Оптическая зональность проявлена только в головках кристаллов. По величине ZrO_2/HfO_2 (80—65) и низким содержаниям Yb (см. таблицу) они соответствуют цирконам производных глубинного щелочно-основного расплава [1, 2, 8]. Ядра аналогичного состава установлены во многих кристаллах цирконов более поздних морфотипов из популяций как диоритов, так и гранитов (см. таблицу).

Цирконы второй составляющей — S_{21-16} , S_{22-17} , S_{12-13} — также очень мелкие, бесцветные, со слабой внутренней трещиноватостью и удлинением 2—3, оптически зональные, с небольшим количеством включений темноцветных и рудных минералов, игольчатого циркона, апатита. Они отличаются стабильно высокими (до 0,83%) содержаниями Yb, кратно превышающими таковые в цирконах рассмотренных

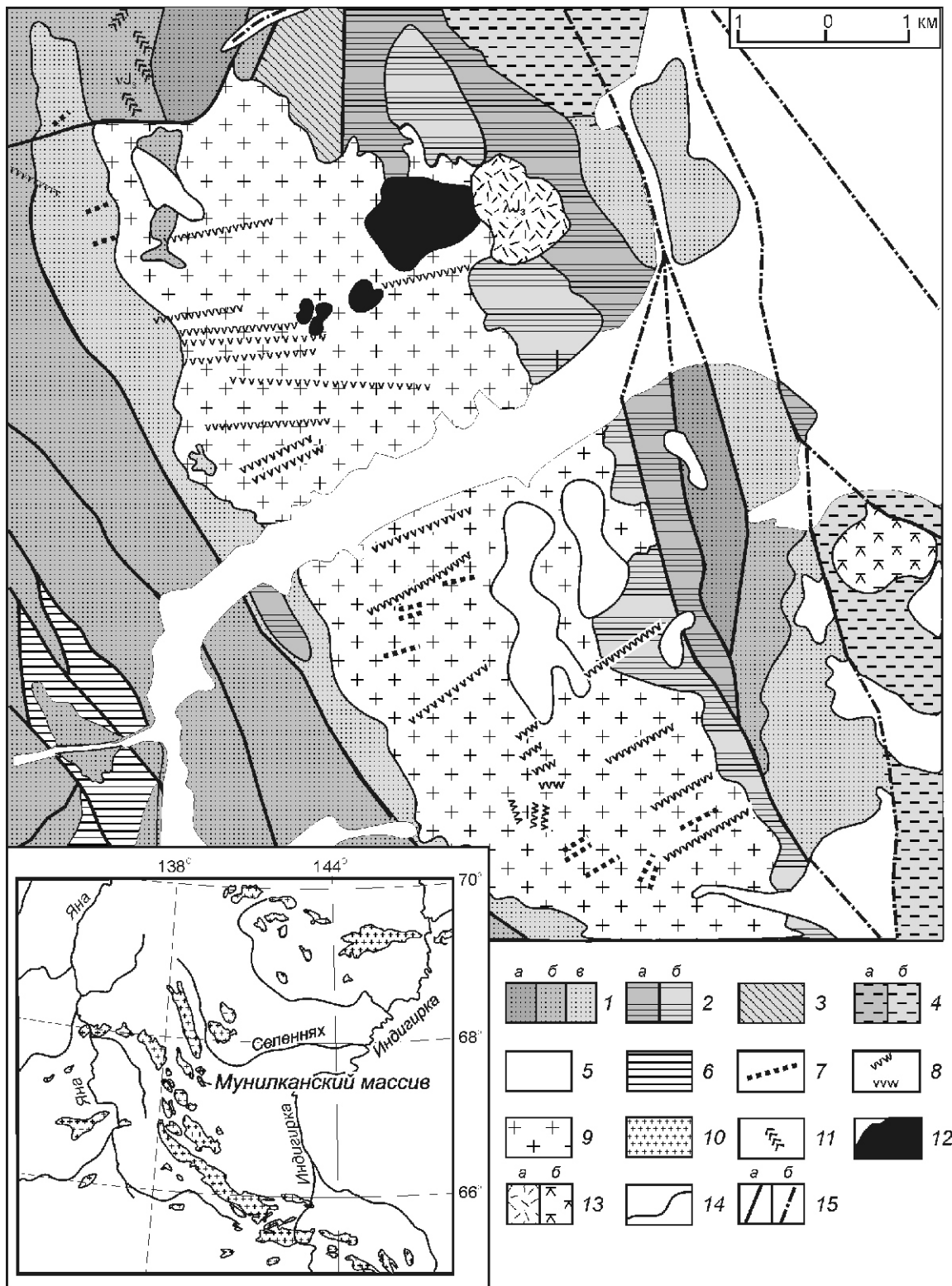


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Мунилканского массива. По С.У.Ваганову (1993):

1 — ордовик O: *a* — нижний O₁, известняки, слюдистые и хлорит-серицитовые сланцы, *б* — средний O₂, известняки, известково-глинистые сланцы; *в* — верхний O₃; 2 — силур S: *a* — нижний S₁, глинисто-известковистые глинистые сланцы, мраморизованные известняки; *б* — верхний S₂, известняки, глинисто-известковистые сланцы, мергели; 3 — нижний девон D₁, известняки, доломиты, известково-глинистые сланцы; 4 — юра J: *a* — средняя J₂, алевролиты, песчаники, аргиллиты; *б* — верхняя J₃, алевролиты, песчаники, туфопесчаники; 5 — четвертичные отложения Q; 6 — офиолиты Мунилканского блока; 7 — зоны скарнирования; магматические образования: 8 — дайки субщелочных долеритов, базальтов и андезитобазальтов, 9 — дайки аляскитов и аплитовидных гранитов, 10 — лейкограниты, 11 — дайки габброидов и диоритов, 12 — тела и ксеноблоки габбро и габбродиоритов, 13 — субвулканические: *a* — риолиты J₃, *б* — андезиты J₃; 14 — геологические границы; 15 — тектонические нарушения: *a* — установленные, *б* — предполагаемые

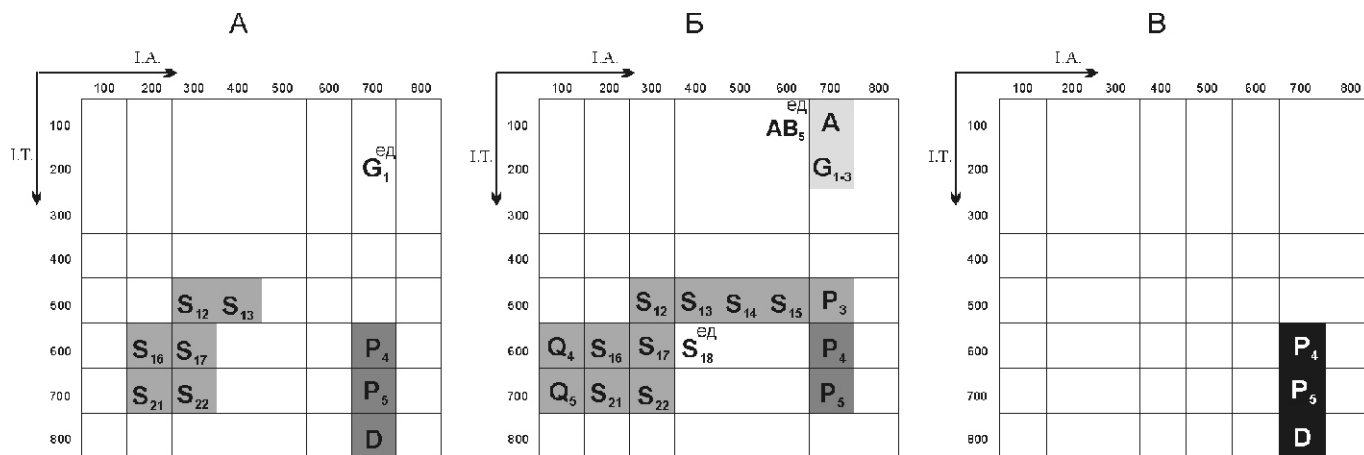


Рис. 2. Статистические диаграммы установленных популяций цирконов пород Мунилканского массива и предполагаемого исходного расплава:

А — диоритов: D~30%, D/1~5%, P₄₋₅~35%, S₁₂₋₁₃~10%, S₂₂₋₁₇~10%, S₂₁₋₁₆~10%, G₁—единичные знаки; I.A. 560, I.T. 690, T_{ср.}~840 C; Б — лейкократовых гранитов: Q₄₋₅~10%, S₂₁₋₁₆~10%, S₂₂₋₁₇~10%, S₁₈—единичные знаки, S₁₂₋₁₃~10%, S₁₄₋₁₅~15%, P₄₋₅~20%, P₃~15%, G₁~5%, A-G₃₋₅~5%, AB₅—единичные знаки; I.A. 490, I.T. 545, T_{ср.}~775 C; В — предполагаемого исходного расплава ультраосновного—основного состава: D~50%, P₃₋₄~50%; I.A. 700, I.T. 725, T_{ср.} 860 C

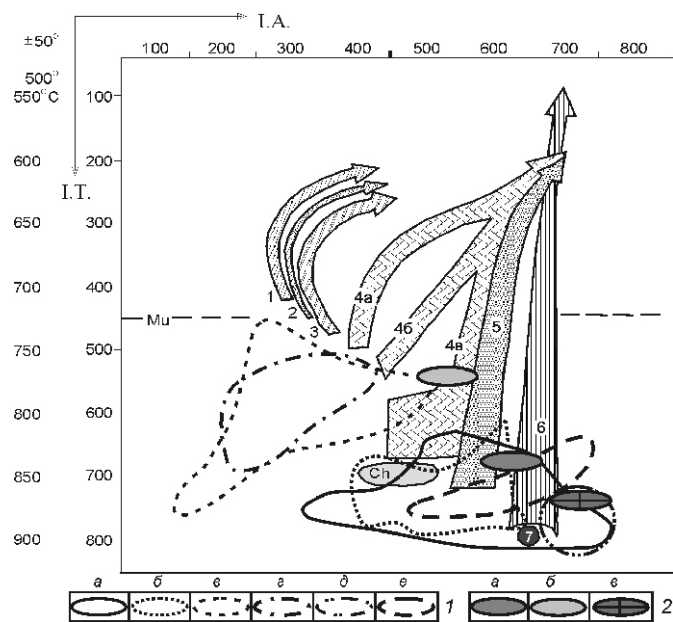


Рис. 3. Диаграмма главных трендов эволюции цирконовых популяций [8]:

усредненные поля развития популяций: 1 — цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозоид: а — М-типа, б — I-типа, в — IS-типа, г — S-типа, д — А-типа, е — L-типа; 2 — пород Мунилканского массива: а — диоритов, б — гранитов, в — предполагаемых исходных расплавов ультраосновного—основного состава; тренды популяций цирконов из гранитоидов: 1—3 — коровых и преимущественно коровых источников; 4 (а, б, в) — известково-щелочных; 5 — субщелочных серий гибридных корово-мантейных источников; 6 — щелочных и 7 — толеитовых серий мантейных или существенно мантейных источников; Mu — предел распространения цирконовых популяций из мусковитовых гранитов (I.T. 450); Ch — область распространения цирконовых популяций чарнокитоидов; I.A. — индекс агаптитности (отношение щелочности к глиноземистости среды кристаллизации), I.T. — индекс температуры среды

морфотипов, и соответствуют цирконам высокоглиноземистых (низкощелочных) метаморфических субстратов [1, 8], что позволяет рассматривать их как реститовые.

В целом, типоморфные особенности цирконов диоритов указывают на происхождение материнских расплавов в результате подплавления кислых субстратов под воздействием внедрившегося в нижние горизонты коры мантейного основного расплава с дальнейшим частичным синтексисом мантейной и коровой магм, что согласуется с уже упомянутым наличием обособлений гранитного состава в габброидах и габброидного состава в гранитах.

Усредненная по пяти пробам популяция цирконов гранитов состоит из двух унаследованных от предыдущих этапов развития магматического расплава высоко-среднетемпературных составляющих: низко- и высокощелочной (Q₄₋₅~10%, S₂₁₋₁₆~10%, S₂₂₋₁₇~10%, S₁₈—единичные знаки, S₁₂₋₁₃~10% и P₄₋₅~20%, соответственно), а также двух собственных: среднетемпературной средне-высокощелочной (S₁₄₋₁₅~15%, P₃~15%) и низкотемпературной поздне-постмагматической завершающей (G₁~5%, A—G₃₋₅~5%, AB₅—единичные знаки). Все кристаллы цирконов прозрачные до полупрозрачных, с обилием включений темноцветных и рудных минералов, а также игольчатого циркона и апатита, слаботрешиноватые, с удлинением в пределах 2,5—3,5. Исключение составляют цирконы поздне-постмагматических морфотипов (G₁, A—G₃, AB₅), представляющие собой типичные циртолиты бурого и темно-желтого цвета, непрозрачные, короткопризматические и изометричные, с ярко выраженной зональностью по цвету оболочек в кристалле.

Унаследованные цирконы морфотипов ряда P и реститовые ряда S популяции гранитов по своим характеристикам близки к цирконам соответствующих морфотипов цирконов диоритов (см. рис. 2, А, Б и таблицу). Несколько более низкие «гранитные» [2] величины ZrO₂/HfO₂ в завершающих оболочках этих кристаллов свидетельствуют о том, что только они и были сформированы в гранитном по составу расплаве. Бульшая же часть кристалла представляет собой унаследованное ядро-затравку. Интересно, что в одном из

Состав цирконов интрузивных пород Мунилканского массива

Морфотип	Зона	ZrO ₂	P ₂ O ₅	ThO ₂	UO ₃	SiO ₂	Y ₂ O ₃	HfO ₂	Yb ₂ O ₃	ZrO ₂ /HfO ₂
<i>Диорит (5 проб)</i>										
D n 3	C	68,43	0,09	0,00	0,00	29,15	0,24	0,84	0,08	81,78
	P	67,77	0,08	0,00	0,00	29,61	0,21	0,97	0,09	70,39
	G	68,27	0,08	0,00	0,00	29,33	0,09	1,02	0,09	66,85
D/1 n 3	C	69,06	0,09	0,00	0,00	29,33	0,06	0,85	0,04	81,34
	P	67,62	0,19	0,03	0,02	29,45	0,31	1,11	0,11	60,92
	G	65,63	0,42	0,36	4,10	28,03	1,41	1,42	0,39	46,22
P ₅₋₄ n 7	C	68,26	0,00	0,00	0,00	28,23	0,01	0,88	0,07	77,95
	P	68,34	0,00	0,00	0,00	28,14	0,00	0,99	0,05	69,26
	G	68,04	0,00	0,00	0,00	28,28	0,02	1,06	0,07	64,61
S ₂₁₋₁₆ n 3	C	66,80	0,13	0,00	0,00	29,16	0,16	0,89	0,56	75,56
	P	66,58	0,11	0,00	0,00	28,89	0,13	0,99	0,48	67,89
	G	66,57	0,09	0,00	0,00	29,04	0,11	1,15	0,29	58,60
S ₂₂₋₁₇ n 3	C	66,80	0,13	0,00	0,00	28,44	0,28	0,82	0,83	82,03
	P	66,28	0,07	0,00	0,00	28,84	0,07	0,97	0,49	68,85
	G	66,27	0,10	0,00	0,00	29,07	0,14	1,08	0,39	61,69
S ₁₂₋₁₃ n 5	C	68,96	0,07	0,00	0,00	31,12	0,28	0,84	0,76	82,37
	P	68,87	0,08	0,00	0,00	30,74	0,17	0,95	0,38	72,84
	G	69,06	0,07	0,00	0,00	30,95	0,03	1,03	0,49	67,08
G ₁ n 3	C	65,13	0,10	0,04	0,00	29,26	0,47	0,97	0,12	67,04
	P	65,84	0,07	0,02	0,00	29,25	0,15	1,13	0,09	57,38
	G	60,90	0,26	0,29	0,86	28,17	0,85	2,07	0,36	29,42
<i>Гранит (5 проб)</i>										
Q ₅₋₄ n 3	C	67,25	0,00	0,00	0,00	27,65	0,00	0,94	0,08	71,55
	P	66,53	0,00	0,01	0,00	27,78	0,00	1,00	0,07	66,42
	G	67,18	0,00	0,00	0,00	27,83	0,00	1,05	0,06	63,80
S ₂₁₋₁₆ n 8	C	68,82	0,08	0,00	0,00	28,92	0,11	0,87	0,06	79,14
	P	68,84	0,05	0,00	0,03	28,60	0,09	0,98	0,05	72,14
	G	69,26	0,06	0,01	0,04	28,73	0,06	1,03	0,04	67,51
	vkl	69,80	0,06	0,00	0,00	28,33	0,06	0,79	0,07	88,80
	vkl	69,06	0,06	0,00	0,00	28,23	0,04	0,77	0,03	89,92
S ₂₂₋₁₇ n 3	C	68,22	0,03	0,00	0,00	29,92	0,04	1,02	0,39	66,99
	P	68,62	0,04	0,00	0,00	29,48	0,14	1,13	0,58	60,75
	G	68,36	0,00	0,00	0,00	29,73	0,02	1,23	0,29	55,62
S ₁₈ n 2	C	65,08	0,02	0,04	0,00	28,76	0,00	1,04	0,06	62,58
	P	68,09	0,00	0,00	0,00	29,02	0,02	1,19	0,14	57,22
	G	66,48	0,00	0,00	0,00	28,92	0,00	1,26	0,08	52,76

Морфотип	Зона	ZrO ₂	P ₂ O ₅	ThO ₂	UO ₃	SiO ₂	Y ₂ O ₃	HfO ₂	Yb ₂ O ₃	ZrO ₂ /HfO ₂
S ₁₅₋₁₄ n 2	C	66,37	0,02	0,00	0,00	28,81	0,00	1,15	0,00	57,71
	P	66,05	0,04	0,00	0,00	29,06	0,08	1,17	0,04	56,45
	G	65,51	0,08	0,00	0,00	28,89	0,00	1,19	0,04	55,05
S ₁₂₋₁₃ n 9	C	67,74	0,04	0,00	0,01	29,34	0,07	0,97	0,54	69,94
	P	67,74	0,02	0,00	0,00	29,16	0,09	1,04	0,57	65,27
	G	67,77	0,02	0,00	0,01	29,35	0,03	1,14	0,53	59,55
P ₅₋₄ n 2	C	66,38	0,04	0,00	0,00	28,93	0,00	0,95	0,07	70,44
	P	68,56	0,00	0,00	0,11	28,88	0,00	1,12	0,06	66,31
	G	66,10	0,02	0,00	0,00	28,98	0,00	1,05	0,08	63,04
P ₃ n 2	C	66,53	0,29	0,00	0,00	30,83	0,52	0,86	0,14	78,23
	P	66,92	0,16	0,00	0,00	30,81	0,27	1,03	0,09	65,29
	G	66,76	0,21	0,00	0,04	30,99	0,33	1,04	0,09	64,20
G ₁ n 3	C	62,10	0,67	0,80	4,57	28,70	1,09	1,87	0,33	34,46
	P	65,03	0,43	0,00	2,30	30,88	0,59	2,88	0,32	22,58
	G	64,15	0,61	0,00	2,80	30,41	0,87	3,45	0,36	19,73
A-G ₃ n 3	C	65,00	0,11	0,02	0,53	32,34	0,16	1,35	0,12	49,45
	P	61,71	0,13	0,00	1,67	32,21	0,19	1,95	0,19	36,91
	G	60,20	0,14	0,04	2,56	31,82	0,23	2,38	0,26	31,22
AB ₅ n 2	C	55,94	0,96	3,54	2,82	25,42	2,47	1,13	0,59	49,50
	P	60,30	1,21	0,84	1,62	25,71	2,13	1,50	0,64	40,20
	G	59,09	1,79	0,43	1,72	24,92	2,87	1,58	0,67	37,40

Примечание. Анализы выполнены автором на рентгеновском микроанализаторе САМЕВАХ-Микро в ИГАБМ СО РАН; зоны: С — центр, Р — край призмы, G — край пирамиды кристалла, vkl — включения цирконов в цирконе; условия съемки: U — 20kV, I — 15 nA, стандарты — силикаты, оксиды и металлы; n — число зерен.

реститовых кристаллов морфотипа S₂₁₋₁₆ (ZrO₂/HfO₂ 79—72—67,5 в центре и по периферии призмы и пирамиды, соответственно) установлены два включения циркона с величиной ZrO₂/HfO₂ 90—89, характерной для цирконов ультраосновных—основных по составу магм [2], что однозначно предполагает мантийный источник материнского для них расплава и подтверждает предложенную историю развития магматизма рассматриваемой структуры.

Следует обратить внимание (см. таблицу), что цирконы собственно гранитных морфотипов S₁₄₋₁₅ и P₃ характеризуются заметно большими значениями ZrO₂/HfO₂, чем типовые для гранитов [2], и крайне низкими содержаниями элементов-примесей, что присуще цирконам производных основных расплавов. По мнению автора, это также указывает на унаследованность гранитной магмой геохимических параметров исходного расплава.

Наличие преобразованных и обогащенных примесями внешних оболочек у части высокотемпературных цирконов (см. рис. 2, А и таблицу, морфотип D/1) и резкое обогащение примесями конечной низкотемпературной оболочки у кристаллов морфотипа G₁ в популяциях цирконов ди-

оритов, а также богатейшая по содержанию (~10% от объема популяций), набору морфотипов и насыщенности их элементами-примесями поздне-постмагматическая составляющая в популяциях цирконов гранитов (см. рисунок 2, Б и таблицу), также свидетельствуют о дополнительном поступлении глубинных флюидов в камеру становления гранитного массива.

Разрыв вертикальной составляющей по I.A. 700 в температурном интервале 750—600 С (см. рис. 2, Б) на статистической диаграмме популяции цирконов гранитов и отсутствие в популяциях соответствующих низкотемпературных магматических морфотипов можно объяснить, во-первых, падением температуры в камере становления в связи с ее открытием и последующим довольно резким переходом к массовой кристаллизации остаточного расплава и цирконов в виде морфотипов G₁, А—G₃, АВ₅ со свойственным для этих поздне-постмагматических морфотипов обогащением примесями. Во-вторых, возможно, этот «пробел» в последовательности кристаллизации цирконов отражает частичное отделение за пределы камеры остаточного расплава и кристаллизацию недостающих морфотипов уже в нем.

Два этапа в развитии Мунилканского массива отражаются и на диаграмме главных трендов эволюции цирконо-вых популяций (см. рис. 3). Первая унаследованная высокотемпературная высокощелочная составляющая в популяции цирконов диоритов, представляющая, по мнению автора, предполагаемый типоморфный состав цирконов первичных расплавов (см. рисунки 2, В; 3), располагается в корнях ствола 6 диаграммы, соответствующего тренду развития популяций цирконов производных щелочных мантийных или преимущественно мантийных источников [8]. Усредненные параметры кристаллизации всей популяции цирконов диоритов (см. рисунки 2, А; 3) отклоняются в сторону повышения глиноземистости (уменьшения щелочности) среды кристаллизации за счет включения в состав реститовых цирконов из ассимилируемых первичным расплавом подплавленных коровых субстратов.

Среднестатистические параметры популяции цирконов гранитов соответствуют прикорневой части ствола 4с (см. рис. 3) цирконов производных известково-щелочных расплавов преимущественно коровых источников, и приграничной части ствола 5 цирконов производных субщелочных серий гибридных корово-мантийных источников, что объясняется коровым характером субстратов магмогенерации, с одной стороны, и продолжающимся поступлением мантийных флюидов, с другой.

Таким образом, специфика магматической ассоциации Мунилканского массива и типоморфных особенностей

цирконов изученных популяций обусловлены положением массива в зоне длительной эндогенной активности, началом плавления нижнекоровых субстратов под воздействием подъема мантийного диапира и продолжающимся поступлением мантийных флюидов в процессе кристаллизации гранитов главной фации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. — М.: Наука, 1986.
2. Ляхович В.В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. — М.: Недра, 1973.
3. Оксман В.С., Куренков С.А. Мунилканский офиолитовый комплекс хребта Черского (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 44—57.
4. Таусон Л.В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // 27-й МГК. Т. 9. Петрология. — М.: Наука, 1984. С. 221—228.
5. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). — Якутск, 1999.
6. Хабибулина Т.С., Трунилина В.А., Роев С.П. Акцессорные минералы анорогенных гранитоидов Северо-Востока Верхояно-Колымских мезозойд // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 57—60.
7. Хабибулина Т.С. Типология и состав цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозойд (петрогенетические аспекты). — Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003.
8. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207—220.

Региональная геология и тектоника

УДК 551.243(571.5)

А.В.Прокопьев, Г.В.Ивенсен, 2006

Реконструкция питающих провинций позднемеловых Аркагаалинских впадин (Северо-Восток Азии)

А.В.ПРОКОПЬЕВ, Г.В.ИВЕНСЕН

Аркагаалинские впадины (Верхне- и Нижнеаркагаалинская), выполненные позднемеловыми угленосными отложениями аркагаалинской (350—450 м) и вышезалегающей с незначительным угловым несогласием долгинской (250 м) свит, локализованы вдоль границы между восточной окраиной Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонским микроконтинентом. Цепочка позднемезозойских впадин, включающая кроме Аркагаалинских и расположенную северо-западнее Верхненерскую (Делянкирскую) депрессию, вытянута вдоль зоны Чай-Юреинского разлома сдвиговой кинематики на сочленении Кулар-Нерского сланцевого пояса (Аян-Юряхский антиклинорий) и Иньяли-Дебинского синклиория (рис. 1). Считается, что эти впадины представляют собой структуры пулл-апарт, возникшие в зонах растяжения Чай-Юреинского сдвига [6, 9]. Верхнемеловые породы с конгломератами и бентонитовыми глинами в основании залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на интенсивно деформированных толщах триаса и юры. По существующим представлениям, отложения впадин состоят в основном из пластов конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, каменных углей с редкими прослоями туфов риолитов и дацитов [4,

13]. Возраст осадков, выполняющих впадины, дискусионен. Он оценивается для аркагаалинской свиты как сеноманский [11], турон-коньякский [4] или сантон-кампанский [13], а для долгинской — как сенонский [4]. Впадины вмещают Верхне- и Нижнеаркагаалинское месторождения каменного угля.

Исследования пород аркагаалинской свиты проводились в Нижнеаркагаалинской впадине (рис. 2). Основная задача — реконструкция питающих провинций и уточнение направления сноса обломочного материала при формировании отложений. Петрохимические особенности различных типов пород изучались по методике Я.Э.Юдовича и М.П.Кетрис [15] на основе химических силикатных анализов. Геодинамические обстановки, влиявшие на осадконакопление, реконструировались с помощью диаграмм М.Бхатия [16] и Дж.Мейнарда [17]. Для определения процессов осадконакопления применялся седиментологический анализ палеопотоков [18] с использованием статистически обработанных элементов залегания косой слоистости. Корректировка замеров косой слоистости за наклон пласта проводилась на стереографической сетке по методике, описанной в публикации [10]. Рассчитанный средний