

УДК 552.3(574)

В.Г. СТЕПАНЕЦ

ТЕКТОНИКА, ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС ЛЛАНВИРНСКИХ СУПЕРПЛЮМОВ ОФИОЛИТОВ КАЗАХСТАНА

Орталық Қазақстандағы Ағырек тауының терринді құрамындағы Орал-моңғол беттік қыртысты белдеуінің офиолиттік зонасының ішінде алғаш рет табылған өте сулы суперплюмнің геохимиялық белгілеріне ие High-Zr сілтілі базальтінің стратиграфиясы, петрохимиясы мен геохимиясы туралы материалдар талданған. High-Zr сілтілі базальттері ($Nb < 65$ г/т, $Zr < 760$ г/т, $Y < 40$ г/т, $Rb < 75$ г/т, $TiO_2 < 3.70$ сал. %, $P_2O_5 < 1.12$ сал. % жоғары зарядты ионды элементтерге өте бай, ал темір тобына жататын элементтерге ($Cr < 160$ г/т, $Ni < 140$ г/т) тапшылау.

Сондықтан да мұндай магмалар мұхиттық қабаты заттарының мантияның өтпелі түрімен араласу нәтижесінде пайда болуы мүмкін деп болжанған.

Проанализированы материалы по стратиграфии, петрохимии и геохимии high-Zr щелочных базальтов, обладающих геохимическими признаками островодужных суперплюмов, впервые обнаруженных в пределах офиолитовых зон Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса в составе террейнов гор Агырек Центрального Казахстана. High-Zr щелочные базальты крайне обогащены элементами с высокочarged ионами ($Nb < 65$ г/т, $Zr < 760$ г/т, $Y < 40$ г/т, $Rb < 75$ г/т, $TiO_2 < 3.70$ мас. %, $P_2O_5 < 1.12$ мас. %) и обеднены элементами группы железа ($Cr < 160$ г/т, $Ni < 140$ г/т). Предполагается, что такие магмы образуются в результате смешения продуктов плавления океанической коры с мантией переходного типа.

Analysis of data on stratigraphy, petrochemistry and geochemistry of high-Zr alkaline basalts from ophiolite melange in the Agyrek mountains, north-eastern Central Kazakhstan shows that they have geochemical signatures characteristic of island arc superplume. High-Zr alkaline basalts strongly enriched in high-field-strength elements ($Nb < 65$ ppm, $Zr < 760$ ppm, $Y < 40$ ppm, $Rb < 75$ ppm, $TiO_2 < 3.70$ wt %, $P_2O_5 < 1.12$ wt %) and low in Chrome and Nickel ($Cr < 160$ ppm, $Ni <$ ppm). It is probable, that original source of magma derived from the melting oceanic crust with mantle transition.

Анализ опубликованных представительных баз данных по геохимии вулканитов офиолитовых зон Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса [2] дает основание утверждать, что high-Zr щелочные базальты, обнаруженные в составе офиолитовых аллохтонов каледонид Центрального Казахстана, не являются типичными вулканогенными породами офиолитов, сопоставляемых повсеместно с базальтами второго океанического слоя.

В этой связи предлагается более подробно рассмотреть геологическое положение, состав и геохимическую специализацию high-Zr щелочных базальтов аллохтонов гор Агырек северо-востока Центрального Казахстана [5].

Структурное положение и состав

На северо-востоке Центрального Казахстана в пределах Агырек-Толпакского офиолитового террейна [4], тяготеющего к восточному флангу Шакшанской структурно-формационной зоны (см. рис.1, А), в горах Агырек в составе консе-

диментационных тектонических покровов, сопровождающихся ашгиллской агырекской олистостромой, обнажаются аллохтоны щелочных базальтов, пространственно сопряженных с выходами терригенно-кремнистых отложений. Аллохтонные комплексы четко структурированы в разрезе агырекской олистостромы. Пластины щелочных базальтов повсеместно тяготеют к нижнему пакету покровов (см. рис. 2).

Аллохтоны аналогичных вулканитов широко развиты в окрестности фермы Сарытобе (рис.2), где с ними пространственно сопряжены покровы терригенно-кремнистой толщи, в силицитах которой наряду с конодонтами верхов среднего аренига (обн. 49): *Paracordylodus gracilis* Lindstrom; *Prioniodus? communis* (Ethington et Clark); *Oepikodus cf. smithensis* Lindstrom; *Baltoniodus* sp.; *Acodus deltatus* Mc Tavish, Л. А. Курковской был обнаружен (обн. 49а) обломок платформенного конодонта среднеордовикского облика: *Protopanderodus cf. rectus* (Lindstrom), что нехарактерно для глубоководных фаций косгомбай-

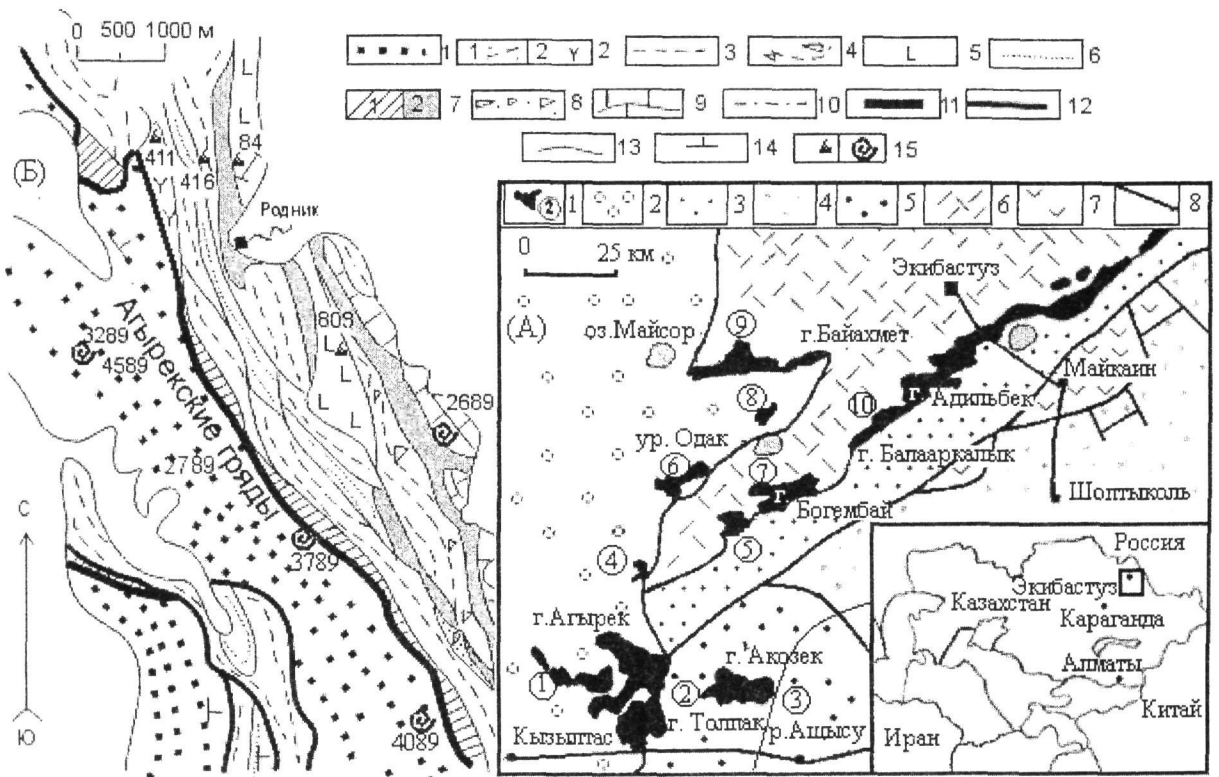


Рис. 1. (А) – Схема тектонического районирования нижнепалеозойских отложений северо-востока Центрального Казахстана: 1 – офиолитовые аллохтоны; 2-5 – тектонические покровы с флишеидно-молассовым типом разреза: 2 – Шакшанский ($O_2ln_2-S_1$); 3 – Ангренсорский (O_2ln-S_1); 4 – Восточно-Майкаинский (O_2llo-S_1); 5 – Баянаул-Ачкагауский ($O_{2as}-S_1$), 6-7 – покровы вулканических комплексов: 6 – Кендыктинский (O_1-O_2ln); 7 – Майкаинский ($G?-O_2$); 8 – границы тектонических покровов. Цифрами в кружках обозначены офиолитовые аллохтоны: 1 – Агырек-Косгомбайский; 2 – Толпаковский; 3 – Караулчекинский паравтохтон; 4 – Бурунчику; 5 – Жаксы-Богембайский; 6 – Одакский; 7 – Жаман-Богембайский; 8 – Кулбалдинский; 9 – Майсорский; 10 – Ангренсорский. 1.(Б) – Геологическая схема района Агырских гряд (координаты центра участка 50.8° с. ш., 74.2° в. д.) [4]: 1 – отложения паравтохтона, карбонатно-терригенная толща документирована кораллами O_3ash слои с *Holorynchus giganteus*, в верхах маломощный горизонт фронтальной олистостромы; 2-7 – аллохтонные толщи: 2 – щелочно-базальт-терригенно-кремнистая ($O_1arg?-O_2ln$): 2.1 – терригенно-кремнистая пачка, 2.2 – щелочные базальты; 3 – косгомбайские силициты ($O_1arg_1-O_2ln_1$); 4 – кремнеобломочная толща; 5 – толеитовые базальты спрединговых задуговых бассейнов (O_1arg); 6 – граувакковые песчаники еркебидайского облика ($O_2?$); 7 – серпентинитовые меланжи: 7.1 – полимиктовый с глыбами глаукофановых сланцев, известняков (G_{1-3}, O_3) и щелочных оливиновых базальтов океанических островов (G_1); 7.2 – мономиктовый; 8-11 – отложения неавтохтона: 8 – тыловая олистострома; 9 – известняки с кораллами O_3ash слоев с *Holorynchus giganteus*; 10 – чередование известковистых песчаников, алевропесчаников и алевролитов (O_3); 11 – основание доскладчатого покрова; 12 – орогенные разломы; 13 – границы геологических тел; 14 – элементы залегания; 15 – местонахождение конодонтов и кораллов.

ских силицитов широко известных в составе аллохтонов гор Агырек [6].

Аналогичные вулканыты, судя по петрогеохимическому составу, обнажаются и в подошве гор Кызылтумсык, здесь вулканыты прослоены сургучно-красными яшмами, мощностью от 2 до 5 м, содержащими конодонты плохой сохранности: *Prioniodus* sp.[3].

Впервые послойный фаунистически охарактеризованный разрез этих отложений был описан у северо-западного подножья Агырских гряд (см. рис. 1,Б) Н. М. Гридиной и В. Г. Степанцом.

Здесь через листовенитовую зону мощностью не более 8 м, налегая на терригенно-карбонатные отложения верхнеордовикского паравтохтона снизу вверх, мощность в метрах, наслаиваются:

1. Массивные темно-зеленые кремни (обн. 411), с редкими конодонтами раннего аренига, условно зоны *P. (P.) elegans* – *P. (O.) evae*: *Paracordylodus gracilis*; „*Scandodus*“ *americanus* Serpagli; *Prioniodus* sp. Здесь и далее по тексту конодонты обнаружены и определены Н. М. Гридиной.....6.0

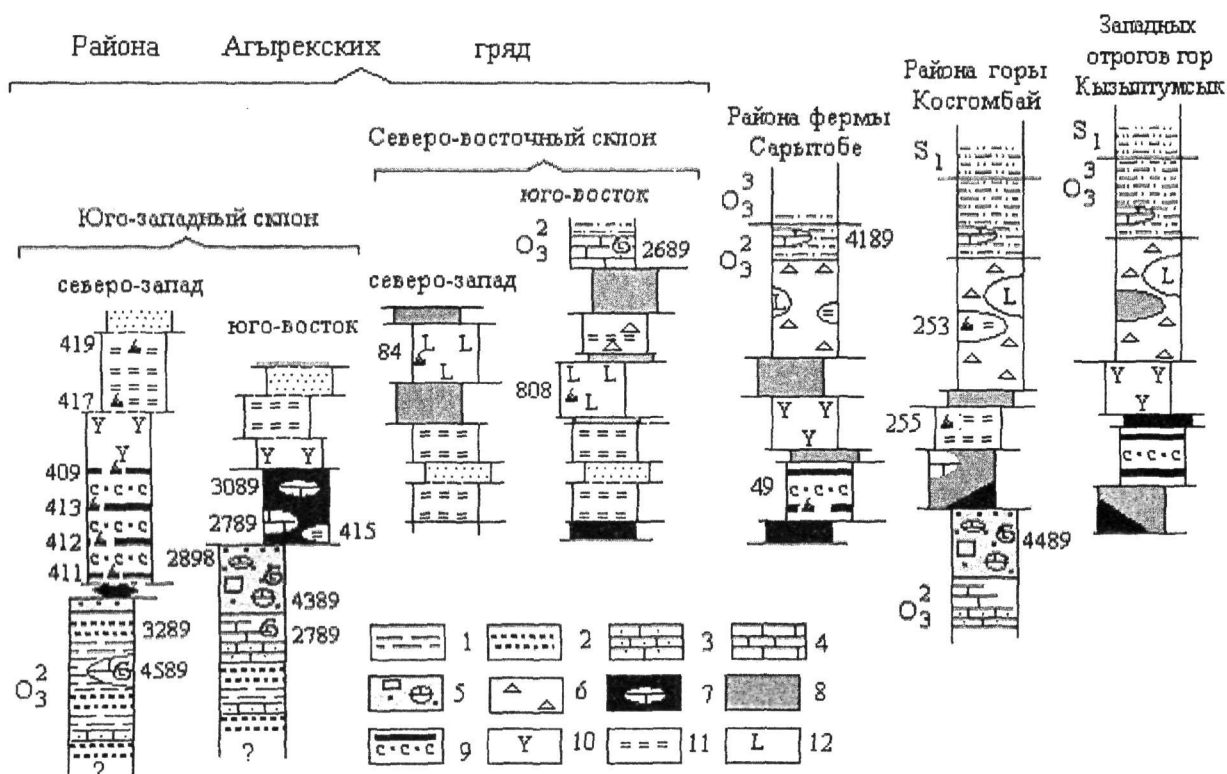


Рис. 2. Схематизированные разрезы агырекской олистостромы [4]. 1-4 – карбонатно-терригенная толща: 1 – алевролиты; 2 – песчаники; 3 – известковистые песчаники; 4 – известняки, 5-6 – собственно агырекская олистострома: 5 – фронтальная; 6 – тыловая, 7-8 – серпентинитовые меланжи: 7 – полимиктовый; 8 – олигомиктовый, 9-12 – аллохтонные комплексы: 9-10 – щелочно-базальт-терригенно-кремнистая толща: 9 – переслаивание светло-серых, темно зеленых кремней, алевролитов, алевротуффитов, реже песчаников с прослоями красных глинистых яшм, вишневых аргиллитов и туффитов; 10 – high-Zr щелочные базальтоиды (тефриты, фонотефриты и трахибазальты); 11 – косгомбайские силициты; 12 – толеитовые базальты (O₁arg). Остальные условные обозначения на рис 1.

- 2. Полосчатые светло-серые, темно зеленые кремни (обн.412, 412a), последние содержат позднеаренигские конодонты: *Periodon* sp.....0.4
- 3. Темно-серые кремни (обн.413) с конодонтами, вероятно, раннего лланвирна – *Periodon aculeatus* Hadding.....0.2
- 4. Кремнеобломочные гравелиты.....1.5
- 5. Темно-вишневые полосчатые яшмы (обн.413/1, Аз. угла падения 85° < 80°) с конодонтами – *Periodon aculeatus* Hadding.....12.0
- 6. Тонко полосчатые темно-зеленые кремни.....3.0
- 7. Частое чередование красных и темно-вишневых аргиллитов и туффитов.....1.0
- 8. Сиреневые кремнистые алевротуффиты.....2.5
- Перерыв в обнажении.....9.5
- 9. Темно-зеленые алевролиты.....8.0
- 10. Темно-серые мелко-среднезернистые полимиктовые песчаники.....1.0

- 11. Пачка часто переслаивающихся алевролитов и м/з песчаников с редкими прослоями светло-зеленых силицитов и алевролитов.....12.0
- 12. Красные массивные, грубослоистые (обн. 409, Аз. угла падения 85° < 80°) глинистые яшмы с конодонтами раннего лланвирна – *Periodon aculeatus*; *Periodon flabellum* (Lindstrom); *Histiodela* cf. *holodentata* Ethington et Clark; *Paroistodus* sp.....10.0
- 13. Чередование зеленых алевролитов, кремнистых алевролитов, реже мелкозернистых песчаников и зеленых силицитов.....5.0
- 14. Плотные темно-серые фонотефриты (с/п. 1613.1).....5.0
- 15. Темно-серые миндалекаменные фонотефриты (с/п 1613.2).....4.0
- 16. Красные массивные яшмы с гнездами и корками кальцита.....1.0
- 17. Поток темно-серых, лиловато-серых миндалекаменных (10-15 %) фонотефритов (с/п. 1613.3).....5.0

Таблица. Химический состав (мас. %), содержания элементов-примесей (г/т) и нормативный минеральный состав лланвирских щелочных базальтов западного склона Агырекских гряд.

№ пр. № п/п	4 1	6 2	6а 3	7 4	613-1 5	613-2 6	613-3 7	613-4 8	613-5 9	613-6 10	613-7 11
SiO ₂	48.63	50.22	49.90	43.70	49.60	48.60	50.80	50.30	46.00	49.50	48.40
TiO ₂	2.05	2.12	2.15	3.20	2.04	1.98	2.10	2.16	3.70	3.02	3.30
Al ₂ O ₃	15.32	15.68	15.62	13.52	16.20	15.50	16.20	16.90	15.30	14.05	15.20
Fe ₂ O ₃	4.14	4.94	5.25	6.17	4.78	6.00	5.30	7.28	5.10	5.8	7.83
FeO	4.29	3.70	3.91	4.06	3.71	2.61	4.32	2.81	3.42	1.58	3.31
MnO	0.13	0.10	0.09	0.14	0.12	0.13	0.13	0.10	0.13	0.13	0.14
MgO	2.01	2.20	2.31	5.18	2.06	1.34	2.46	2.16	3.4	2.39	2.57
CaO	6.84	5.29	5.18	9.12	5.39	6.70	4.23	5.44	8.82	9.02	6.50
Na ₂ O	2.56	3.12	3.30	2.58	1.06	3.58	2.04	3.58	3.16	3.78	3.28
K ₂ O	6.24	6.08	5.60	2.58	8.52	5.42	6.80	3.30	3.40	2.99	2.70
P ₂ O ₅	1.08	1.12	1.10	0.94	1.05	1.04	1.08	1.12	0.69	0.49	0.77
П.п.п	5.65	4.28	4.39	7.35	4.66	6.05	4.10	4.00	6.93	6.69	5.01
Сумма	98.94	98.85	98.80	98.82	99.19	98.95	99.56	99.15	100.05	99.44	99.01
CO ₂	3.37	2.05	1.93	4.39	2.33	4.05	1.23	0.97	4.14	4.49	2.20
Собщ.	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Mg#	30.9	32.5	32.3	49.0	31.5	23.0	32.6	29.1	43.1	38.5	30.7
H ₂ O	0.56	0.65	0.63	0.28	0.59	0.59	0.67	0.64	0.36	0.69	0.52
D.i.	72.9	77.4	76.8	59.1	74.7	72.0	74.7	76.0	68.9	73.7	71.4
L. t.	1206	1174	1177	1288	1189	1207	1164	1166	1260	1194	1202
Li	<10	<10	<10	35	15	<10	15	20	25	20	20
Rb	72	75	65	30	75	47	70	35	30	40	35
Y	20	37	37	24	30	40	33	34	30	32	34
Zr	520	540	510	350	710	730	760	680	370	660	400
Nb	54	56	55	35	30	65	65	50	35	64	48
Cr	12	11	11	160	10	11	10	11	30	98	10
Ni	36	32	30	140	29	23	25	30	60	54	50
Sr	210	350	340	400	160	190	200	610	480	390	360
q	0.09	-	-	1.86	1.29	0.29	1.67	2.84	0.85	4.61	5.00
ab	30.36	36.10	38.44	38.82	15.58	34.93	26.32	50.06	44.71	48.92	47.27
or	42.43	41.26	38.31	18.52	58.78	36.79	46.75	23.09	23.37	20.15	19.12
cal	8.33	5.05	4.79	11.48	5.76	9.99	3.08	2.47	10.34	11.0	5.65
cor	1.69	1.28	1.33	1.80	2.46	2.52	2.41	1.83	1.17	-	1.52
di	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.53	-
ol	-	3,23	3.56	-	-	-	-	-	-	-	-
hy	11.58	7,41	7.79	20.44	11.67	10.10	13.99	13.67	12.87	9.47	14.66
il	2.42	2.49	2.54	3.99	2.39	2.32	2.50	2.61	4.61	3.56	4.04
mt	0.73	0.74	0.79	0.92	0.73	0.73	0.84	0.88	0.74	0.61	0.98
ap	2.30	2.38	2.37	2.12	2.24	2.22	2.33	2.45	1.48	1.04	1.72
zr	0.06	0.06	0.06	0.06	0.09	0.09	0.09	0.08	0.05	0.08	0.05

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ПГО «Центркразгеология»: 1, 2, 3, 5, 6, 7 – фонотейфриты; 4, 9 – тейфриты; 8, 10, 11 – трахибазальты. Mg# = Mg/(Mg+Fe), мол. %. Нормативный минеральный состав, индекс дифференциации (D. i.), температура плавления (L. t.) и содержание H₂O рассчитаны по <http://www.neiu.edu/~kbarrels/norm3.xls>.

18. Плотные темно-серые трахибазальты (с/п. 1613.4).....9.0
 19. Темно-серые трещиноватые с прожилками магнетита тейфриты (с/п. 1613.5).....8.0
 Перерыв в обнажении.....10.0
 20. Кремнистые темно-серые алеволиты.2.0
 21. Темно-зеленые кремнеобломочные породы.....3.0

22. Поток лилово-серых миндалекаменных трахибазальтов (с/п. 1613.6).....5.0
 23. Красные массивные яшмы.....5.0
 24. Светло-зеленые массивные силициты..3.0
 25. Поток плотных зеленовато-серых трахибазальтов (с/п. 1613.7).....8.0
 26. Красные массивные радиоляриевые яшмы.....4.0

В составе вышеописанного разреза выделяется две толщи: 1) пестрая толща (мощность 72 м) светло-серых, темно зеленых кремней, алевролитов, алевротуффилов, реже – песчаников с прослоями красных глинистых яшм, вишневых аргиллитов и туффилов (слои 1–13); 2) толща (мощность до 72 м) лилово-серых, темно-серых миндалекаменных базальтоидов с пластами красных массивных яшм (слои 14–26).

Петрография и минералогия

Базальты по минеральному составу подразделяются на лейкократовые и меланократовые породы. Преобладают афировые, массивные лейкократовые апоинтерсертальные и интерсертальные, реже отмечаются порфиоровые, миндалекаменные меланократовые интерсертальные породы.

Лейкократовые базальты состоят из перекрещивающихся лейст и мелких удлиненных призм плаггиоклаза, промежутки между ними выполнены хлоритом, альбитом, калиевым полевым шпатом ($K_{1.03}; Al_{0.97}; Fe_{0.01}; Si_{2.99}$).

Меланократовые базальты характеризуются присутствием клинопироксена, как в интерстициях основной массы, так и во вкрапленниках.

Авгит слагает короткопризматические, призматические сдвойникованные зерна, гломеро-порфиоровые сростки размером от 0.2 мм до 2 мм. Плаггиоклаз вкрапленников образует идиоморфные, удлиненно-призматические кристаллы.

Для пород обеих групп характерно большое количество рудных минералов: титанистый магнетит ($TiO_2=3.5\%$, мас. %) и титаномагнетит ($TiO_2=8\%$, мас. %) образуют крупные кристаллы и точечные зерна, ильменит слагает мелкие иголки, кристаллы и решетки.

Петрохимический состав и классификация базальтоидов

По петрохимическому составу (табл.) выделяется две группы вулканогенных пород: high-Ti ($TiO_2\sim 2.16-3.70$ мас.%) меланобазальты с $Mg\#=29.1-49.0$ и med-Ti ($TiO_2=1.98-2.15$ мас.%) лейкобазальты с $Mg\#=23.0-32.5$. Лейкобазальты относительно меланобазальтов обогащены P_2O_5 (1.04–1.12 мас.%), K_2O (5.42–8.52 мас.%), более Al_2O_3 (>15.32 мас.%) и обеднены MgO (1.34–2.46 мас.%).

Лейкобазальты на классификационной диаграмме $SiO_2-(K_2O+Na_2O)$ (рис. 3а) соответствуют гиперстен-нормативным и оливин-норматив-

ным ультракалиевым фонотефритам (полевошпатовым) с нормативным корундом, их высокие концентрации калия ($K_2O>5.6$ мас.%) контролируются присутствием калиевого полевого шпата и его положительной корреляцией с рубидием.

Меланобазальты отвечают гиперстен-нормативным тефритам (базальтоидным, $SiO_2<46.0$ мас.%) с нормативным корундом и кварц-нормативным трахибазальтам ($SiO_2<50.3$ мас.%) с суммарным содержанием щелочей (K_2O+Na_2O) менее 6.88 мас.%.

Относительно низкие содержания MgO фонотефритов указывают на их высокую степень дифференциации ($D.i.=72.0-77.4$). Тефриты по отношению к фонотефритам и трахибазальтам обогащены TiO_2 (<3.70 мас.%) и характеризуются постепенным повышением MgO, что отражает их относительно меньшую степень дифференциации ($D.i.=59.1-68.9$) при низком содержании H_2O (0.28–0.36) и высокой температуре плавления (<1288 °C) тефритов (табл.).

Геохимия и возможный генезис суперплюмов гор Агырек.

Характер накопления элементов с высокозаряженными ионами (Nb, Zr, Ti, P, Y, табл.) лланвирнских щелочных базальтов гор Агырек в общих чертах соответствует составам базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками (рис. 3б,с,д и 4а). При этом следует отметить, что они не находят полной аналогии с вулканитами суперплюмов известных в пределах современных океанов [10, 28] и континентальных рифтов [15].

Они резко обогащены Zr (350–760 г/т), Nb (30–65 г/т), Y (20–40 г/т), Rb (20–40 г/т), что сближает их с базальтами суперплюма Анива, острова Сахалин [28], однако они менее фракционированы, чем последние.

На геодинамической диаграмме Nb/Y-Nb/Zr (рис. 3, d) они тяготеют к полю суперплюмовых базальтов, но относительно таковых несколько смещены влево, что обусловлено крайне высокими концентрациями Zr, это даёт основание отнести их к high-Zr суперплюмам. Rb достигает максимальных значений для вулканитов этого типа, уровень Y подчиняется тренду образуемого океаническими и островодужными плюмами, при всем том, что лланвирнские щелочные базальтоиды обеднены Sr.

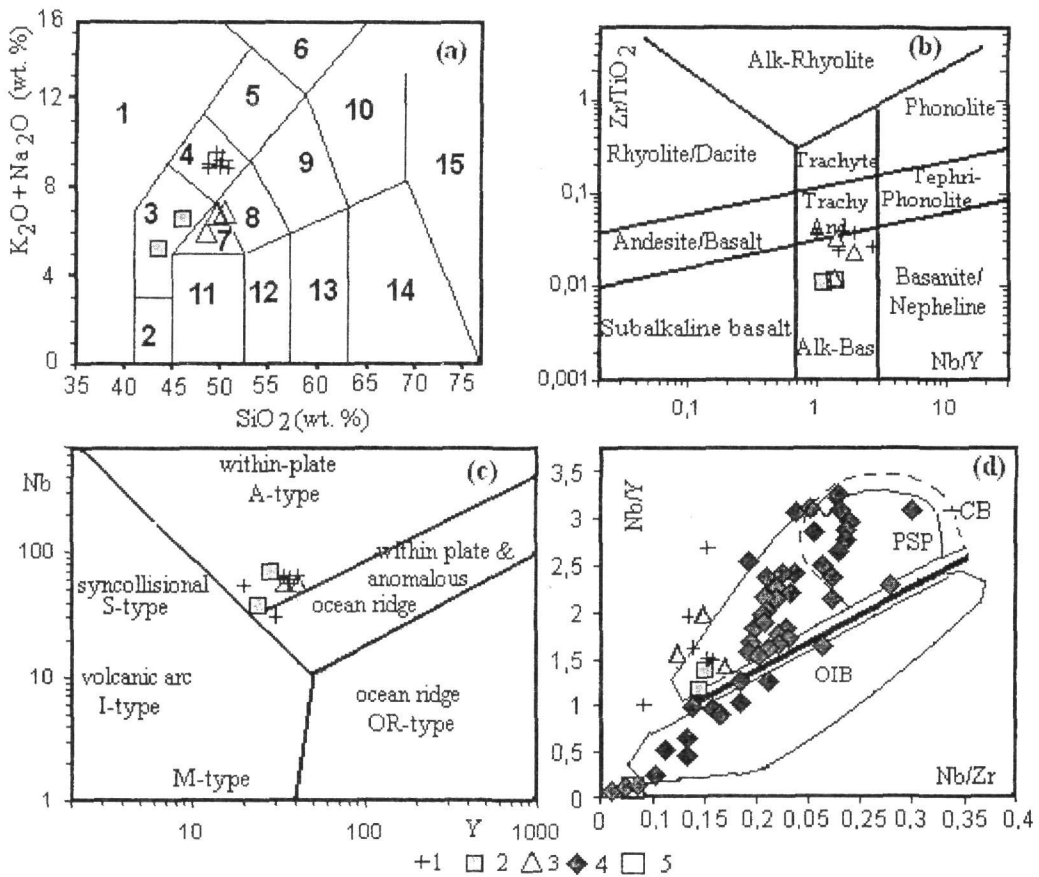


Рис. 3. Диаграммы: (a) SiO_2 -(K_2O+Na_2O) [18], (b) Zr/TiO_2 - Nb/Y и (c) Nb - Y [23], (d) Nb/Y - Nb/Zr [29, 28].

1-3 – лавинские суперплюмовые базальтоиды гор Агырек: 1 – фонотефриты (полевошпатовые), 2 – тефриты (базальтоидные), 3 – трахибазальты, 4 – вулканы суперплюма Анива, остров Сахалин [28], 6 – N-MORB [24]. Контурами показаны: PSP – Полинезийский суперплюм и OIB – базальты океанических островов по [24], CB – Континентальные базальты района Эйфеля, Германия по [15]. Для диаграммы (a): 1 – фойдит, 2 – пикритобазальт, 3 – тефрит, 4 – фонотефрит, 5 – тефрифонолит, 6 – фонолит, 7 – трахибазальт, 8 – трахиандезибазальт, 9 – трахиандезит, 10 – трахит, 11 – базальт, 12 – андезибазальт, 13 – андезит, 14 – дацит, 15 – риолит.

На диаграмме Sr/Y - Y (рис. 4 b) фигуративные точки щелочных базальтов гор Агырек резко сдвинуты относительно щелочных базальтов океанических островов в область надсубдукционных комплексов.

Их широкие диапазоны межэлементных отношений (Nb/Y $n=1.2-2.7$, Zr/Y $n=12-26$, Rb/Nb $n=0.63-2.5$, Rb/Sr $n=0.097-0.343$, Sr/Zr $n=0.26-1.30$, Sr/Nb $n=2.9-13.7$, K/Nb $n=385-960$ и Zr/Nb $n=8.3-13.6$) также не коррелируются с данными океанических базальтов в рамках конечных мантийных компонентов: DMM – деплетированная мантия, EM I – обогащенная мантия 1, EM II – обогащенная мантия 2, HIMU – обогащенная ($U+Th/Pb$) мантия, образованная впервые 1.5-2.0 млрд. лет назад [32, 13].

Изотопные и геохимические метки этих компонентов все чаще рассматриваются как различ-

ные степени частичного плавления переработанной литосферы, чем и обусловлена геохимическая гомогенизация в пределах локальных участков верхней мантии [8].

Таковой может быть как океаническая литосфера [14] так и нижняя часть мантии континентальной литосферы, вовлеченной в конвективный поток [20]. Предполагается, что такие отслоения могут происходить в результате воздействия флюидов, отделяющихся от поддвигаемой океанической плиты [29]. Образование плюмовых базальтов может происходить и в следствии смешения деплетированной мантии с коровым материалом, типа глубоководных океанических или терригенных отложений [14, 19].

От базальтов океанических плюмов high-Zr щелочные базальты гор Агырек также отлича-

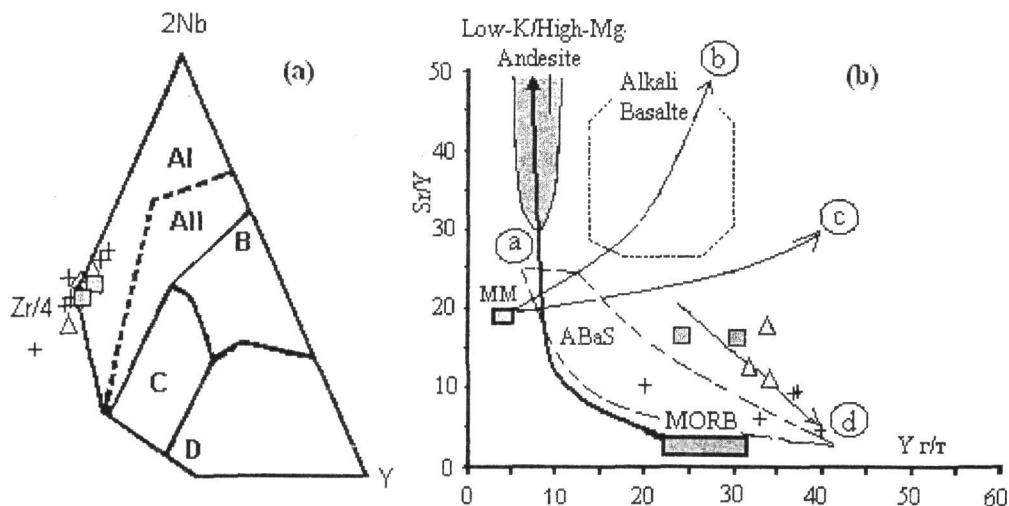


Рис. 4. Диаграммы: (a) Zr/4-2Nb-Y [21], (b) Sr/Y-Y [16], Поля: А – внутриплитные базальты: I – щелочные; II – щелочные и толеитовые; В – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; С – внутриплитные толеитовые и островодужные; D – базальты N-типа срединно-океанических хребтов и островодужные базальты. MM – метасоматически модифицированный мантийный остаток. Тренды частичного плавления: а-с: а – с гранатовой и N-MORB (производные астеносферной мантии) геохимией, б – гранат-перидотитовая (3% граната), с – шпинель-перидотитовая (7% шпинели), d – четвертичных вулканитов южных Анд по [16]. ABaS – поле составов вулканитов Лау-Тонга-Кермадек островодужной системы [12]. Нижняя граница поля ABaS соответствует тренду фракционирования вулканитов внутритропической Южно-Сандвичевой островной дуги [24]. Остальные условные обозначения смотрите на рис. 3

ются уровнем накопления элементов группы железа и магния, фонотефриты крайне обеднены Ni (<30 г/т), Cr (<11 г/т), а также MgO (2.46-1.34 мас.%).

Структурное положение фонотефритов дает основание предполагать, что на раннем этапе магматизма мантийный диапир находился в области влияния поддвигаемой океанической плиты [7, 26].

Их крайне высокие концентрации литофильных элементов с крупными ионными радиусами (Rb, K, Sr) увязываются с плавлением пелагических осадков [9], а обогащение элементами с высокочарженными ионами (Nb, Zr, Ti, P, Y) может происходить за счет плавления поддвигаемой океанической плиты [11, 14].

Тэфриты залегают, как правило, в верхах разреза. По отношению к фонотефритам они обогащены TiO₂ (<3.70 мас.%), характеризуются постепенным повышением MgO (2.39-5.18 мас.%), Ni (30-140 г/т), Cr (30-160 г/т) и понижением Nb (>35 г/т) и Zr (>350 г/т) вверх по разрезу.

Повышение уровня концентраций Ni, Cr и Mg свидетельствуют, что по мере погружения поддвигаемая океаническая плита обезвоживается, что ведет к уменьшению роли флюидов хлора в

магматических процессах, протекающих над зоной субдукции. Снижение уровня концентраций элементов с высокочарженными ионами (таких как Nb, Zr) можно связать с меньшей степенью плавления океанической плиты.

Надсубдукционной природе лланвирнских high-Zr щелочных базальтов гор Агырек не противоречат и относительно невысокие концентрации Sr (160-480 г/т, одна проба 610 г/т), что ниже, чем в производных глубинных плюмах [27].

Это вывод также согласуется с величиной дискриминанты D1 <210 (D1=2.36 SiO₂+15.61 TiO₂+1.35 Al₂O₃-0.80 FeO-3.17 MnO+3.19 MgO+2.34 CaO+21.35 Na₂O-29.15 K₂O), что значительно ниже предельной величины плюмовых океанических ассоциаций [1].

Итак, отсутствие в составе вулканогенных разрезов аллохтонов Агырекских гряд, являющихся составной частью Шакшанской структурно-формационной зоны, чьи разрезы сопоставляются с фациями задугового бассейна [5], вулканитов кислого состава и субаэральных лав, дифференцированных от базальтов до риолит-дацитов известково-щелочной серии, столь характерных для сиалических бассейнов, убедительно свидетельствует о его симатическом типе фун-

дамента. Этот вывод хорошо согласуется и с присутствием в составе ашгиллской олистостромы раннекембрийских базальтов океанических островов.

Это дает основание отказаться от идеи о возможном вовлечении в магматические процессы, протекающие над зоной субдукции Шакшанского задугового бассейна, материала нижней части мантии континентальной литосферы.

Анализ характера распределения элементов с высокочarged ионами магматических пород поздних каледонид внутренней зоны Центрального Казахстана показал [5], что вулканические и плутонические породы нижнего палеозоя характеризуются повышенными концентрациями Nb, уровень которого не опускается ниже 5 г/т.

Это дает основание заключить, что в магматические процессы, протекающие над зоной субдукции Шакшанского задугового бассейна, была вовлечена мантия переходного типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дмитриев Л. В., Соколов С. Ю., Мелсон В. Г. и др. Плюмовая и спредингвая ассоциации базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта, Российский журнал наук о Земле, 1, (6). 1999. С. 457-476.
2. Куренков С. А., Диденко А. Н., Симонов В. А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
3. Новикова М. З., Герасимова Н. А., Курковская Л. А., Степанец В. Г., Якубчук А. С. Стратиграфия нижнепалеозойских вулканических толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового комплекса (Центральный Казахстан) // БЮЛ. МОИП, отд. геол., 1993, т. 68, вып. 6. С. 47-63.
4. Степанец В. Г. Проблема офиолитовых террейнов Казахстана // Офиолиты Казахстана. Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2 «Офиолиты». Ответственный редактор академик АН КазССР А. А. Абдулин. Караганда, 1990. С. 50-65.
5. Степанец В. Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов Северо-Востока Ц. Казахстана: Дисс. канд. геол.-мин. наук. ИГН АН РК. Алма-Ата, 1992. 325 с.
6. Степанец В. Г., Гридина Н. М., Коник В. Е. Верхнеордовикские олистостромы и стратиграфия вулканогенно-кремнистых комплексов гор Агырек и Косгомбай (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. 1998. №1. С. 12-23.
7. Степанец В. Г. Происхождение флюидов хлора и спилитовых магм над зонами субдукции // Уральский геологический журнал, 2008, № 3 (63). С. 3-18.
8. Armienti, P., Gasperini, D. Do We Really Need Mantle Components to Define Mantle Composition? // Journal of petrology, v. 48, n4. P. 693-709.
9. Ben Othman, D., White, W.M. and Patchett, J. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis and crust-mantle recycling // Earth and Planetary Science Letters 94: 1989. 36. 912 p.
10. Dupuy C., Barszczus H. G., Dostal J., Vidal P., Liotard J.-M. Subducted and recycled lithosphere as the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia, central Pacific // Chemical Geology, 77, 1989. P. 1-18.
11. Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J. M. and McDermott, F. 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. Ann. Revs. Earth Planet. Sci., 21. P. 175-204.
12. Hergt, J. M., Farley, K. N. 26. Major Element, trace Element, and Isotope (Pb, Sr, and Nd) variations in site 834 basalts: Implications for the initiation of Back arc opening. // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results, 1994. Vol.:135. P 471-485.
13. Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. № 3. P. 273-296.
14. Hofmann, A. W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997, 385. P. 219-229.
15. Jung, C. Geochemische und Isotopen – geochemische Untersuchungen an tertiären Vulkaniten der Hoheifel – Ein Beitrag zur Identifizierung der Mantelquellen von Rift – bezogenen Vulkaniten. Dissertation, Marburg/Lahn, 2003, 232s.
16. Kilian, R. Magmatismus und Stoffkreislauf an aktiven Kontinentalrandern, untersucht am Beispiel der südlichen Anden // Zeitung. Dt. geol. Ges.; 1997, 148/1. S. 105-152.
17. Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W. & Woolley, A. R. The construction of the total alkali-silica chemical classification of the volcanic rocks // Mineralogy and Petrology, 1992. V.46, P. 1-22.
18. Le Maitre R.W. (Ed.) et al., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientif. Publ., 193 p.
19. Lustrino, M., and Dallai, L., 2004, On the origin of EM-I end-member: Neues Jahrbuch fur Mineralogie-Abhandlungen, v. 179, P. 85-10
20. McKenzie D., O'Nion R. K. Mantle reservoirs and ocean island basalts // Nature. 1983. V. 301. P. 229-231.
21. Meschede, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol., 1986. V.16, P. 207-218.
22. Pearce, J. A. & Peate, D. W. (1995): Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. // Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 23, P. 251-285.
23. Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle A. G (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. // J. Petrol., 25. P. 956-983.
24. Pearce, J. A., Baker P. E., Harvey, Luff, I. W. Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the south Sandwich Island Arc. // Journal Petrology, 1995, 35: P. 1073-1109.

25. Regelous, M Hofmann, A. W., Abouchami W. and Galer S. J. G. Geochemistry of Lavas from the Emperor Seamounts, and the Geochemical Evolution of Hawaiian Magmatism from 85 to 42 Ma // *Journal of Petrology*, 2003, Volume 44. Number 1. P. 113-140.
26. Stepanez, W. G., Kemmer, A. G. Mg, Ni and Cr fractionation in ophiolites as indication of the island arc and spreading back-arc magmatism maturity: an example from Central Kazakhstan // *GEO2002*, 2002. Heft 21. S. 321-322.
27. Sun, S.-S. & McDonough, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Oceans Basins* (Saunders A. D. and Norry M. J., eds) *Geol. Soc. Lond. Sp. Publ.*; 1989. 42. P. 313-345.
28. Tatsumi Y., Shinjoe H., Ishizuka H., Sager W. W., Klaus A. 1998. Geochemical evidence for a mid-Cretaceous superplume // *Geology*, V. 26, no.2, P. 151-154.
29. Tatsumoto M., Basu A. R., Wankang H. Sr-Nd-Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: enriched components EM I and EM II in subcontinental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 113. P. 107-128.
30. Vermette, D. R., Hebert, R., and Bergeron, M., 1993, Petrological and geochemical characteristics related to early rifting of Iapetus ocean, Quebec Appalachians: *American Journal of Science*, v. 295, P. 81-110.
31. Weaver, B.L. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts // *Geology*, 19, 1991. P. 123-126.
32. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics. *Annu. Rev // Earth Planet Sci. Lett.* 1986. V. 14. P. 493-571.