

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 5, Number 413 (2015), 5 – 29

“OPHIOLITES” LOWER PALEOZOIC NORTHERN BALKHASH NOT REFLECT THE COMPOSITION OF THE OCEANIC CRUST GEOLOGICAL PAST

V. G. Stepanets

RCMIR_COM, Germany

Keywords: *nadsubducted ophiolites, alkaline basalts, Paleozoic cold superplum, akkretion prism, Central Kazakhstan.*

Abstract. Available data on geochemistry of the Lower Paleozoic magmatic complexes developed in the North Balkhash Region suggest that the rocks of the ophiolitic triad included into the Itmurundy-Tyulkulam accretionary prism do not reflect to the composition of the Paleozoic oceanic crust, but includes variety of the igneous rocks formed in the active continental margin and deep water biogenic sediments scraped from the subducted oceanic plate. Geochemical specialization of the volcanic rocks incorporated into the Darrivilian Itmurundy melange complex suggests the influence of a cold superplume. The chemical composition of the mantle reservoir evolved from EM1 to EM2 during the Darrivilian time. Sea water supplied from a subduction zone could play an important role in these magmatic systems. In particular, high concentration levels of the halogen elements in the fluid might cause secondary differentiation of the mantle material. Subsequent mantle reservoir differentiation resulted in sharp decrease of content of coherent elements and magnesium, as well as in increase of sodium content in volcanic rocks, as it is clearly observed in the studied volcanic rocks from the Itmurundy-Tyulkulam accretionary prism, which show geochemical similarities both to intraplate and volcanic arc basalts, as it is indicated by Sr and Ta-Nb minima, and high concentrations of LILE, HFSE and HREE. The associated serpentinite melange contains metamorphic high-pressure rocks. Elsewhere similar metamorphic rocks are well known as components of the serpentinite melange in the Cordillera-type arc systems of the active continental margins.

УДК 551.24:/56:551.732/.733 (574.3)

«ОФИОЛИТЫ» НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ НЕ ОТРАЖАЮТ СОСТАВ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

В. Г. Степанец

RCMIR_COM, Германия

Ключевые слова: надсубдукционные офиолиты, щелочные базальты, Палеозойский холодный суперплюм, аккреционная призма, Центральный Казахстан.

Аннотация. На основании анализа петрогеохимии нижнепалеозойских магматических комплексов Северного Прибалхашья постулируется, что породы офиолитовой триады не отражают состав палеозойской океанической коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород формирующихся у активной окраины континента и глубоководных океанических осадков, соскобленных с литосферной плиты, погружающейся в зоны субдукции.

Введение. Впервые термин «офиолиты» был предложен французским геологом А. Броньяром [1, 2] для магматических пород (перидотитов, габбро, диабазов и вулканогенных пород), образующих серпентинитовый меланж в Северных Апеннинах.

Впоследствии Г. Хесс [3] назвал сочетание перидотитов (серпентинитов), диабаз-спилитов и кремнистых пород, ранее детально описанное Г. Штейнманном [4], «штеймановской триадой», образование которой он генетически связывал с магматическими процессами, протекающими на дне океана.

Благодаря интенсивному развитию в 60-е годы прошлого столетия основных положений тектоники литосферных плит [3], заложенных еще в начале двадцатого столетия немецким метеорологом А. Вегенером [5], офиолиты стали интерпретировать как реликты океанической коры геологического прошлого [6-9].

Такое понимание природы офиолитов дало основание, рассматривать зоны серпентинитовых меланжей в пределах Урало-Монгольского позднепротерозойско-палеозойского покровно-складчатого пояса как реликты структур Палеоазиатского океана [10-13].

Однако следует отметить, что исключительно океаническая гипотеза происхождения офиолитов, отмеченная в решении Пенроузской конференции 1972 г. в период ее наивысшей популярности [14], была подвергнута критике [15, 16]. Впоследствии было доказано, что офиолиты складчатых областей континентов, как правило, формировались над зонами субдукции [17]. Не являются исключением и офиолиты Казахстана [18]. Как правило, дарривилским офиолитам Центрального Казахстана характерна высокая степень геохимического сходства с вулканитами Палеоазиатского холодного суперплюма [19], генетически связанного с продолжительной субдукцией океанической коры под суперконтинент Гондвана [20].

История изучения. Яшмово-базальтовые толщи, сопоставляемые с породами офиолитовой ассоциации [9], широко распространены в центральной части Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы, где они традиционно подразделяются на три свиты: итмурундинскую, кызыкскую и тюретайскую [9, 21, 22].

Итмурундинская и кызыкская свиты сопоставляются с разрезами второго и первого слоев современных океанов соответственно [9, 23]. Однако щелочной и известково-щелочной составы вулканитов итмурундинской свиты не исключают их образование как в пределах внутренних морей [24], так и в составе подводных хребтов активных континентальных окраин кордильерского типа [25].

В этой связи автор предлагает более подробно обсудить петрогеохимическую специализацию магматических пород Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы и Тюретайской системы паравтохтонов Жонгаро-Балхашской покровно-складчатой области (рисунок 1). В основу анализа положены петрогеохимические данные, полученные ранее по проекту 2 «Офиолиты» [26] и в процессе работы над геодинамической картой Центрального Казахстана [27]. Петрогенные компоненты выполнены в Центрально-геохимической лаборатории ПГО «Центрказгеология», а элементы-примеси в лаборатории ОМП-7 ИМГРЭ.

ИТМУРУНДЫ-ТЮЛЬКУЛАМСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА

Геологическое строение. Итмурунды-Тюлькуламская аккреционная призма вскрывается на северном берегу озера Балхаш (рисунок 1). Полимиктовый серпентинитовый меланж в пределах Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы сложен интенсивно расщепленными дунит-гарцбургитовыми серпентинитами, в которые закатаны блоки и глыбы первично-расслоенных лерцолитов, пироксенитов, жадеитов, габбро, габбро-амфиболитов, базальтов, альбититов, плагиосиенитов, плагиогранитов, амфиболитов, актинолитов-кварцевых кристаллосланцев, реже глаукофановых сланцев, апоэклогитовых гранатовых амфиболитов [9, 28]. В составе серпентинитового меланжа северной горы Итмурунды (рисунок 1(1)) присутствуют метаморфические породы высоких давлений с возрастным интервалом от 458 до 468 млн лет [29].

Наиболее представительный разрез мафит-ультрамафитов обнажается в 9 км юго-восточнее горы Итмурунды [30] в окрестностях родника Архарсу (рисунок 1(2)), где серпентинизированные дуниты и гарцбургиты сменяются расслоенными дунитами, верлитами, пироксенитами и габбро.

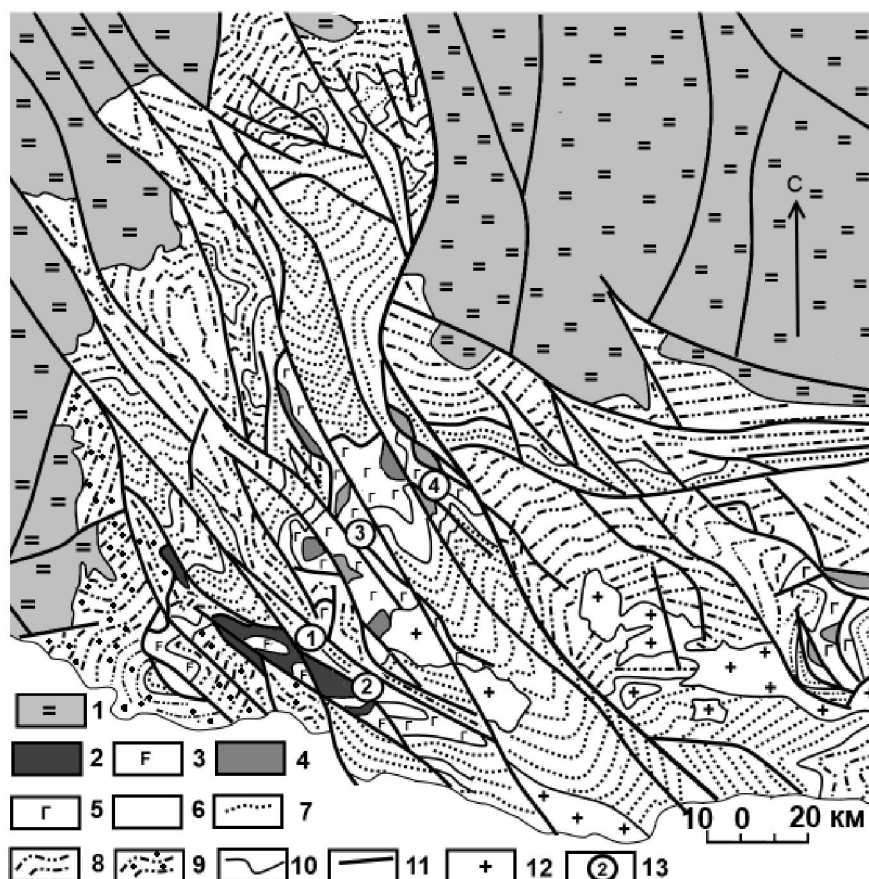


Рисунок 1 – Геодинамическая схема Северного Прибалхашья (по: [27] с упрощениями и изменениями автора).

1 – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс (C_1-P_2); 2-3 – Итмурунды-Тюлькуламская аккреционная призма (O_3-D_3). 2 – полимиктовый серпентинитовый меланж, 3 – итмурундинский кремнисто-вулканогенный меланж (O_2), 4-9 – комплексы окраинного бассейна (O_3-C_1): 4-5 – тюретайский комплекс; 4 – диабазы, габбро-диабазы, габбро, перидотиты, 5 – базальты тюретайской свиты (O_3), 6 – кызыкские яшмы (O_3), 7 – флишево-турбидитные отложения (S), 8 – вулканогенно-терригенная моласса (D_1-C_1), 9 – олистострома (D_3-S_1), 10 – геологические границы, 11 – разломы, 12 – гранитоиды, 13 – географические пункты: 1 – горы Итмурунды и Каражал, 2 – родник Архарсу, 3 – горы Торетай, 4 – горы Обалы.

Среди последних наблюдаются ксенолиты пород расслоенных ультрамафитов, вероятно с расслоенным комплексом связаны также жильные тела трондьемитов и плагиогранитов. В пределах верхней части разреза массива были выполнены палеомагнитные исследования [31].

На серпентинитовом меланже с разрывом залегает верхнеордовикская грубообломочная олистострома, наполненная офиолитовой кластикой [26], ее возрастным аналогом являются низы разреза жаманшурукской свиты, состоящей преимущественно из грубообломочных терригенных осадков, известняков, кремнистых и кремнеобломочных пород, а в верхах жаманшурукской свиты обнажаются риодациты, андезиты, базальты, реже адакиты. Отдельные горизонты в составе свиты имеют все признаки хаотического строения [22].

На олистострому тектонически налегает итмурундинский кремнисто-вулканогенный меланж субщелочных вулканитов с примесью щелочных базальтов [26], в который «закатаны» будины яшм, диабазов, реже сферолитовых трахиандезитов, трахитов, щелочных риолитов, плагиогранитов. Будины яшм содержат конодонты *Periodon cf. aculeatus* Hadding [26], вероятно, дарривилского яруса среднего ордовика. С пиллоу-базальтами пространственно ассоциирует толща голубых кремнистых алевролитов, прослоенных сине-зелеными и красными туффидами.

Структурно выше обнажается «глубоководная» олистострома нижнего силура, не содержащая продуктов перемыва серпентинитов, наполненная только кызыкскими яшмами и базальтами.

В северном крыле Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы итмурундинский кремнисто-вулканогенный меланж несогласно перекрыт жаманшурукской свитой [22].

Базальты Каражалского террейна, что обнажаются на южном склоне гряды Каражал, прослоены серо-зелеными силицитами, содержащими конодонты нижней части сандбского яруса позднего ордовика: *Periodon sp.*, *Pygodus cf. anserinus* Lamont & Lindström, имеют четкие магматические контакты с силицитами, в отличие от базальтов итмурундинского кремнисто-вулканогенного меланжа.

Яшмы, вскрывающиеся в основании гряды Каражал, охарактеризованы, по-видимому, конодонтами низов сандбского яруса: *Periodon aculeatus* Hadding, *Pygodus cf. serra* (Hadding), *Pygodus cf. anserinus* Lamont & Lindström. На вершине гряды Каражал в полупрозрачных розовых силицитах встречаются конодонты *Paroistodus proteus* Lindstrom [26], вероятно, пограничные слои тремадокского и флоского ярусов раннего ордовика.

Сложная система тектонических покровов перекрыта фаменской неоавтохтонной олистостромой [32], которая еще ранее была описана П.В. Ермоловым [26] как фаменский базальный горизонт, в составе которого доминируют конгломераты, наполненные хорошо окатанной галькой яшм, а также веретенообразные блоки яшм. Олистостром постепенно сменяется гравелитами и зеленовато-серыми песчаниками и алевропесчаниками с прослоями аналогичных пород лилового цвета.

Выше несогласно залегает раннекаменноугольная толща сероцветных и пестроцветных полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов, углистых алевролитов с полимиктовыми песчаниками. Базальный горизонт, в отличие от фаменской олистостры, состоит из валунов и гальки базальтов, гранитоидов и яшм. Известны также олистоплаки базальтов и полосчатых яшм, описанные П.В. Ермоловым [26] как гребневые выступы аллохтона.

Петрографическая характеристика. Ультрабазиты в своем большинстве полностью серпентинизированы. Преобладают петельчатые хризотил-лизардитовые гарцбургитовые серпентиниты, в которых отмечаются реликты оливина и ортопироксена. При полной серпентинизации ультрамафитов образуются лизардитовые, антигоритовые и антофиллит-антигоритовые серпентиниты. Эпизодически встречаются дунитовые серпентиниты. В состав расслоенного ультрамафитового комплекса входят верлиты и лерцолиты. Жильные пироксениты встречаются только в гарцбургитовых серпентинитах. Особую группу пород представляют апоэклогитовые гранатовые амфиболиты и глаукофановые сланцы. В гранатовых амфиболитах диагностируются омфациит, гранат и рутил. Глаукофановые сланцы представляют собой метаморфизованные фации S_1 -базальтоидов [26].

В составе итмурундинского меланжа базальтоиды кислого состава (свыше 46 % SiO_2) составляют около 70%, остальное приходится на долю силицитов (25 %), трахиандезитов, трахитов, щелочных риолитов и плагиогранитов (5 %).

Вулканиды основного состава в большинстве своем относятся к подушечным разновидностям. Среди пиллоу-лавы выделяются плагиобазальты (до 80 % микролитов плагиоклаза в стекле, 453-2, 3), андезибазальты, базальты (453-1, 1а, 453-4, 453-4б, 453-5) и щелочные базальты (460-3). Вкрапленники представлены кислым плагиоклазом и редко диопсидом и алюмодиопсидом. В протолочках систематически встречаются крупные выделения «оплавленного» рутила, оливина, клинопироксена.

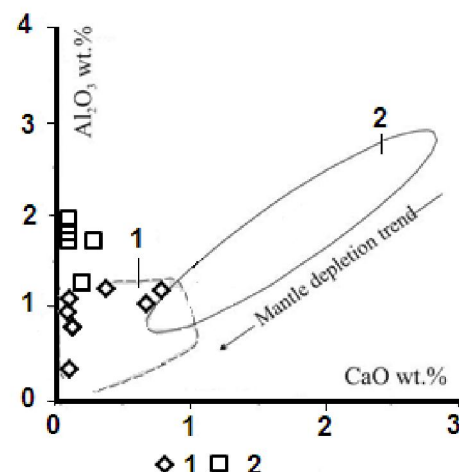
Базальты района горы Каражал из разреза «глубоководной» олистостры также сложены подушечными разновидностями. Они отличаются от вулканидов главного поля распространения итмурундинского меланжа обилием стекловатых разновидностей, имеющих магматические контакты с силицитами. По составу выделяются две разновидности: олигофировые и афировые базальты [26].

Петрогеохимическая характеристика. Состав динамометаморфизованных перидотитов серпентинитового меланжа изменяется в довольно узких пределах, что в целом характерно для дунитов и гарцбургитов офиолитовых комплексов [14]. Преобладают гарцбургиты с довольно низким колебанием Al_2O_3 (1.25 до 1.95 мас.%), тогда как в дунитах Al_2O_3 значительно меньше и не превышает 1.20 мас. %. Все серпентиниты характеризуются крайне низкими концентрациями P_2O_5 (0.01-0.02 мас.%), а уровень концентрации CaO не превышает 0.80 мас. %. Отношение $MgO/(MgO+FeO)$ вычислено с переводом Fe_2O_3 в FeO . Средняя величина этого отношения в серпентинитах составляет 0.85-0.86. В низкоглиноземистых дунитовых серпентинитах это отно-

Рисунок 2 – Диаграмма Al_2O_3 -CaO
для пород серпентинитового меланжа
Итмурунды-Тюлькуламская аккреционная призма.

Поля: 1 – преддуговые гарцбургиты, 2 – абиссальные перидотиты (по [35]).

1 – дунитовые серпентиниты, 2 – гарцбургитовые серпентиниты.



шение не превышает 0.86. Лерцолиты более магнезиальны по отношению к верлитам, содержание $Al_2O_3 = 2.80$ мас. % при $MgO/(MgO+FeO)=0.76$. По характеру накопления Al_2O_3 и CaO (рисунок 2) дунитовые серпентиниты тяготеют к полю преддуговых гарцбургитов, а фигуративные точки гарцбургитовых серпентинитов выходят за пределы этого поля.

П. В. Ермолов [26], детально изучавший включения жадеитов отмечает, что ассоциирующие с ними хромиты содержат от 46.48 до 48.25 % Cr_2O_3 и от 44.87 до 42.07 % FeO. Столь крайне высокие содержания железа характерны как для хромитов перидотитов преддуговых офиолитов [33], так и для платиноносных дунит - клинопироксенит - габбровых комплексов Урала [34].

Будины габбро-диабазов и габброидов серпентинитового меланжа различаются по содержанию основных петрогенных окислов (таблица 1). По содержанию титана они отвечают med-Ti (<1.06 мас.%) и low-Ti (>0.16 мас.%) породам.

Таблица 1 – Химический состав (мас.%) и нормативный минеральный состав основных пород серпентинитового меланжа.
1-3 – габбро-диабазы; 4 – габбро; 5 – оливковое габбро; 6 – габбродиориты; 7 – high-Ti габбро-диабаз;
8-9 – титанистые габброиды

Ком.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	46.81	45.30	49.90	48.67	36.60	53.06	43.50	44.70	45.5
TiO ₂	0.27	0.17	0.16	0.36	1.36	0.83	2.10	1.22	1.65
Al ₂ O ₃	16.75	12.66	19.10	17.50	15.00	9.9	14.60	13.90	13.11
Fe ₂ O ₃	1.98	2.57	0.77	1.74	8.39	2.29	5.24	5.74	4.40
FeO	4.11	5.39	4.72	4.52	10.04	4.67	9.69	11.95	12.90
MnO	0.14	0.15	0.13	0.12	0.24	0.13	0.16	0.20	0.21
MgO	10.42	16.72	9.98	7.50	6.03	13.28	7.79	6.63	6.92
CaO	16.72	14.52	14.47	13.16	16.10	10.83	9.16	9.80	10.53
Na ₂ O	1.50	0.63	1.25	2.60	1.44	1.83	2.99	3.80	4.10
K ₂ O	0.25	0.05	0.24	0.50	0.48	1.44	0.81	0.70	0.53
P ₂ O ₅	0.02	0.05	0.02	0.04	0.25	0.22	0.27	0.10	0.08
n.n.n.	2.38	2.71	3.76	3.24	3.57	1.13	3.23	0.47	3.57
Pl	47.77	41.68	60.80	61.65	40.23	34.65	48.43	38.63	34.90
Ort	1.74	0.36	1.65	3.53		10.27	5.97	5.11	3.83
Neph	5.15	0.54		1.18	8.63		5.86	12.10	13.65
Leucite					2.97				
Di	33.15	30.95	18.60	22.63	12.12	28.45	15.52	22.77	27.76
Hyp			13.05			20.84			
Ol	11.27	25.38	5.18	9.91	22.08	3.63	19.46	17.95	15.95
Larnite					9.72				
Il	0.33	0.21	0.19	0.44	1.83	1.02	2.70	1.55	2.08
Mag	0.55	0.75	0.50	0.54	1.82	0.65	1.43	1.68	1.64
Ap	0.04	0.11	0.04	0.09	0.60	0.49	0.62	0.23	0.18
Mg#	75.9	79.5	76.7	68.7	38.1	77.9	49.1	40.9	42.2
D.I.	54.7	42.6	62.5	66.4	51.8	44.9	60.3	55.8	52.4
E.L.T	1262	1283	1222	1206	1425	1141	1299	1297	1293

Low-Ti габбро-диабазы недонасыщены SiO_2 (45.3-49.9 мас. %), обогащены MgO (5.96-6.73 мас. %), крайне обеднены $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ при преобладании FeO (<5.39 мас. %) над Fe_2O_3 (< 2.57 мас. %) и P_2O_5 (0.02-0.05 мас. %). На диаграмме Е.Д. Муллена [36] они тяготеют к полю бонинитов, а на диаграмме $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-FeOt}$ [37] располагаются в области океанических базальтов, что характерно для толеитов раннеостроводужных комплексов. Low-Ti габбро-диабазы относятся к оливин-нормативным породам, что отличает их от кварц-нормативных бонинитов [38].

Особую группу пород составляют высокожелезистые (FeOt <17.6 мас. %) и фосфористые (P_2O_5 <0.10 мас.%) габброиды, которые содержат нормативные оливин и нефелин. Наблюдаются также оливинсодержащие габброиды, крайне обогащенные $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ (17.6 мас. %), для которых характерны нормативные нефелин и оливин, а также лейцит и ларнит. Такие породы чаще встречаются в составе plutonic комплексов платиноносной формации Урала [34].

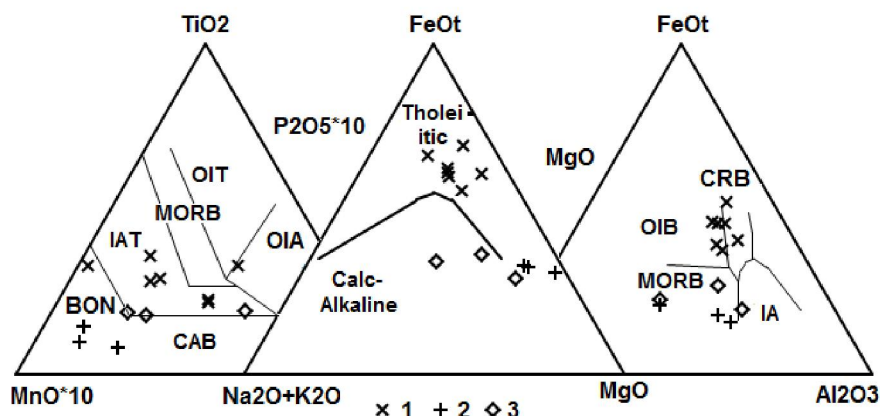


Рисунок 3 – Бинарные диаграммы $10\text{-MnO}-10\text{-P}_2\text{O}_5\text{-TiO}_2$ [36], $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O-FeOt-MgO}$ [39], $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-FeOt}$ [37] для основных пород серпентинитового меланжа.

OIT – толеиты океанических островов, OIA –щелочные базальты океанических островов, MORB – базальты срединных океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов, CRB – базальты континентальный рифтов, IAT – толеиты островных дуг, CAB – известково-щелочные базальты, BON – бониниты.

1 – титанистые габброиды и габбро-диабазы, 2 – low-Ti габбро-диабазы, 3 – диабазы, габбро-диориты.

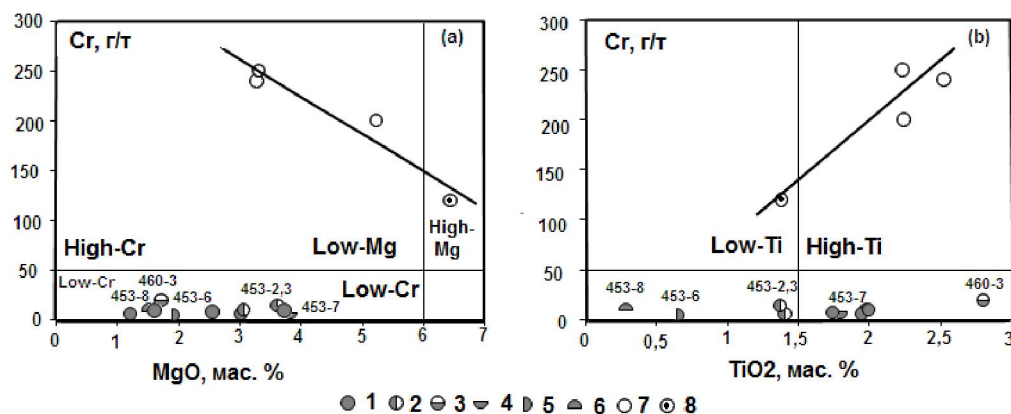


Рисунок 4 – Вариационные диаграммы отношений Cr к MgO и TiO_2 для вулканитов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы.

1-6 – вулканиты итмурундинского меланжа: 1 – базальты и андезибазальты, 2 – трахиандезиты, 3 – щелочной базальт, 4 – сферолитовый трахиандезит, 5 – трахит, 6 – риолит; 7-8 – базальты каражалского террейна: 7 – олигомиктовые базальты, 8 – афировые базальты.

Вулканиты итмурундинского меланжа и каражалского террейна четко различаются по содержанию Cr и основных петрогенных окислов (рисунок 4). Их петрогеохимические составы сведены в таблицу 2.

Таблица 2 – Химический состав (мас.%), содержание элементов-примесей (г/т)
и нормативный минеральный состав вулканитов Итмуруды-Тюлькуламской аккреционной призмы

№ пр.	453-1	453-1a	453-2	453-3	453-4	453-4b	453-5	453-6	453-7	453-8	460-3	462-1	462-3	462-4	462-5
SiO ₂	50,70	53,40	54,30	52,00	51,90	55,20	50,50	62,40	55,20	68,90	55,20	49,10	49,60	51,60	47,40
TiO ₂	1,97	1,94	1,40	1,37	2,12	1,74	1,99	0,64	1,79	0,28	2,80	2,52	1,38	2,23	2,24
Al ₂ O ₃	15,75	15,50	17,55	17,15	14,50	14,80	13,40	15,30	14,90	13,90	17,50	17,65	13,95	16,25	15,90
Fe ₂ O ₃	4,91	4,47	2,22	1,76	4,83	4,19	13,00	3,59	4,48	1,55	3,85	9,75	3,36	6,84	3,02
FeO	8,28	5,95	5,16	6,70	7,99	6,86	2,70	5,10	4,66	2,79	1,76	2,79	8,28	3,66	7,82
MnO	0,18	0,14	0,13	0,20	0,21	0,17	0,05	0,20	0,14	0,04	0,04	0,16	0,24	0,12	0,16
MgO	3,71	1,20	3,01	3,61	3,05	2,55	1,61	1,91	3,82	1,51	1,71	3,27	6,43	3,31	5,22
CaO	2,93	5,87	2,51	2,74	5,95	3,44	5,17	0,70	3,07	0,56	3,21	3,91	5,87	5,03	6,01
Na ₂ O	5,22	5,32	4,79	4,10	3,70	5,45	4,87	6,03	4,15	5,01	2,86	4,26	3,72	4,82	2,97
K ₂ O	0,98	0,75	4,48	5,06	0,88	0,65	2,36	0,86	4,19	2,89	8,20	2,33	1,29	1,76	3,24
P ₂ O ₅	1,17	1,20	1,11	1,08	1,26	1,11	2,07	0,67	1,20	0,64	0,97	0,82	0,50	0,70	0,75
П.п.п	2,77	3,06	2,24	2,85	2,70	2,60	1,51	1,25	1,93	1,24	1,08	3,35	4,47	3,11	4,17
Сум.	98,57	98,82	98,90	98,62	98,82	98,76	99,23	98,65	99,53	99,31	99,18	99,91	99,09	99,43	99,20
Mg#	34,3	17,7	42,9	43,7	30,6	30,0	16,6	29,1	44,0	39,2	36,9	33,5	50,3	37,6	46,9
H ₂ O	0,63	0,94	0,92	0,76	0,72	1,14	0,56	2,19	1,04	3,37	1,00	0,48	0,58	0,71	0,39
D.I.	68,3	79,6	81,9	81,0	62,4	76,4	73,4	80,3	77,1	88,7	88,9	74,7	67,4	78,5	75,8
E.I.t.	1156	1104	1106	1134	1167	1075	1171	953	1089	841	1095	1190	1167	1142	1211
q	0,44	4,47			15,23	7,51		17,21	1,28	24,93					
ab	60,73	69,82	51,28	46,29	41,04	64,35	56,75	57,19	47,37	45,11	35,74	58,13	57,97	66,20	52,62
or	7,12	5,27	30,57	34,71	6,17	4,57	16,66	5,86	28,46	18,61	53,19	16,56	9,42	12,29	23,16
cor	2,82		2,15	1,90	4,51	1,17		3,27	0,60	1,78	0,28	2,31			
di		3,82					3,35						6,44	2,13	3,39
ol			5,62	9,88			5,41				2,51	4,63	7,45	3,84	13,50
hy	22,51	10,70	5,71	2,51	19,64	16,84	9,44	13,54	16,85	7,61	2,72	12,32	14,73	10,38	1,86
il	2,47	2,35	1,65	1,62	2,58	2,12	2,44	0,75	2,10	0,32	3,14	3,10	1,74	2,70	2,77
mt	1,24	0,93	0,65	0,76	1,16	1,0	1,37	0,76	0,79	0,36	0,45	1,10	1,10	0,92	1,01
ap	2,67	2,64	2,37	2,33	2,78	2,45	4,58	1,42	2,55	1,29	1,95		1,14	1,53	1,67
Rb (г/т)	9,6	7,0	46	65	10	4,8	19	8,1	52	36	120	45	12	26	41
Ba	180	120	1200	1700	160	130	340	200	670	350	980	440	690	380	830
Sr	180	160	420	450	240	150	320	130	150	86	220	230	92	210	210
Th	7,85	9,30	16,97	15,44	7,38	8,05	10,21	14,35	11,02	22,10	16,4	13,48	5,66	13,35	14,27
U	2,19	3,28	2,15	2,53	2,61	2,55	3,80	2,98	2,53	2,08	4,12	2,47	1,05	3,37	3,03
Zr	650	530	460	460	470	530	470	800	300	1200	250	250	83	360	360
Hf	14	12	12	10	11	14	11	18	7,3	14	6	5,3	2,6	8,8	8,8
Nb	41	36	89	83	35	37	31	73	84	82	73	45	5,5	40	43
Ta	2,5	2,3	5,0	4,7	2,4	2,4	2,4	4,6	4,4	6,9	3,7	2,3	<0,4	2,6	2,6
Cr	<10	<6	<6	14	<10	<8	<10	<5	<7	<10	20	240	120	250	200
Co	12	19	13	9,4	18	8,0	13	4,3	11	0,54	32	44	47	38	32
Pb	11,26	7,09	8,90	9,07	6,62	11,38	5,15	11,56	11,56	7,49	10,29	7,88	8,93	8,14	9,76
Se	38	38	7,8	7,9	40	34	36	18	23	1,0	14	28	59	29	27
Y	93	77	38	33	77	80	99	90	57	120	31	32	35	37	33
La	41	32	63	64	31	38	43	72	47	69	37	28	5,6	48	41
Ce	85	66	120	120	70	74	74	150	100	110	70	60	13	83	74
Sm	16	13	9,8	10	12	15	13	19	18	17	8,7	9,1	3,6	12	9,3
Eu	4,7	4,0	2,7	2,9	3,9	4,0	4,2	4,2	6,5	1,7	2,3	1,8	1,1	2,3	2,0
Tb	3,5	3,0	1,4	1,7	2,6	3,3	2,8	3,4	3,2	2,9	1,5	1,3	1,0	2,2	1,8
Yb	10	10	3,4	3,2	9,0	8,6	11	12	6,9	11	3,0	2,7	4,44	5,3	5,1
Lu	1,8	1,5	0,48	0,41	1,4	1,5	2,0	1,7	1,0	1,7	0,52	0,42	0,73	0,89	0,80
Rb/Nb	0,23	0,19	0,52	0,78	0,29	0,13	0,61	0,11	0,62	0,44	1,64	1,00	2,18	0,65	0,95
(La/Sm) _N	1,654	1,589	4,150	4,132	1,668	1,636	2,135	2,446	1,686	2,620	2,746	1,986	1,004	2,582	2,846
(La/Yb) _N	1,838	1,766	4,612	4,591	1,853	1,817	2,373	2,718	1,873	2,912	3,051	2,207	1,116	2,869	3,162
(Nb/Yb) _N	2,833	2,488	18,090	17,925	2,687	2,973	1,948	4,204	8,413	5,152	16,816	11,518	0,864	5,216	5,827
(Nb/La) _{pm}	0,963	1,084	1,361	1,249	1,088	0,938	0,694	0,977	1,721	1,145	1,901	1,548	0,946	0,803	1,010
(Nb/Th) _{pm}	0,622	0,461	0,625	0,641	0,565	0,548	0,362	0,606	0,909	0,442	0,531	0,398	0,116	0,357	0,359

Примечание. 453-1 – базальт, 453-1a – андезибазальт, 453-2, 3 – трахиандезиты, 460-3 – базальтовый трахиандезит, 453-4 – кварцевый базальт, 4b – андезибазальт, 453-5 – трахибазальт, 453-6 – трахит, 453-7 – сферолитовый трахиандезит, 453-8 – щелочной риолит, 462-1, 4, 5 – щелочные базальты, 462-3 – афировый базальт. Значения нормированы относительно примитивной мантии (pm) и хондрита (N). Геохимические анализы выполнены в ИМГРЭ (Москва) рентгено-флуоресцентным методом на приборе Axios Advanced (исполнители: В.И. Чудинов, С.Т. Малкина).

На вариационных диаграммах Cr-MgO (рисунок 4(a)) и Cr-TiO₂ (рисунок 4(b)) все разновидности основных вулканитов итмурундинского меланжа относятся к low-Mg (MgO = 1.2-3.71 мас. %)/Cr < 20 г/т дифференцированным породам, крайне обогащенных Y, Zr. По содержанию титана они подразделяются на low-Ti (TiO₂ < 1.5 мас. %) и high-Ti (TiO₂ < 2.8 мас. %). Ассоциирующие с ними low-Ti риолиты и трахиты, как и базальты, содержат высокие концентрации P₂O₅ (0.28-0.64 мас. %).

Базальты каражалского террейна напротив обогащены Cr (>120 г/т), а по содержанию MgO подразделяются на high-Mg (MgO = 6.43 мас. %) примитивные базальты и low-Mg (MgO = 3.27-5.22 мас. %) дифференцированные базальты с обратно пропорциональным ростом Cr относительно MgO (рисунок 4(a)) и прямо пропорциональным ростом Cr относительно TiO₂ (рисунок 4(b)). Все каражалские базальты содержат меньше Y и P₂O₅, чем вулканиты итмурундинского меланжа.

По уровню содержания Na₂O все изученные вулканиты отвечают породам щелочной серии и только high-K базальт (460-3) соответствует породам субщелочной серии. Тогда как по содержанию K₂O они подразделяются на две группы: основные вулканиты итмурундинского меланжа в целом отвечают породам субщелочной серии, а остальные, включая трахиты и риолиты, соответствуют вулканитам щелочной серии.

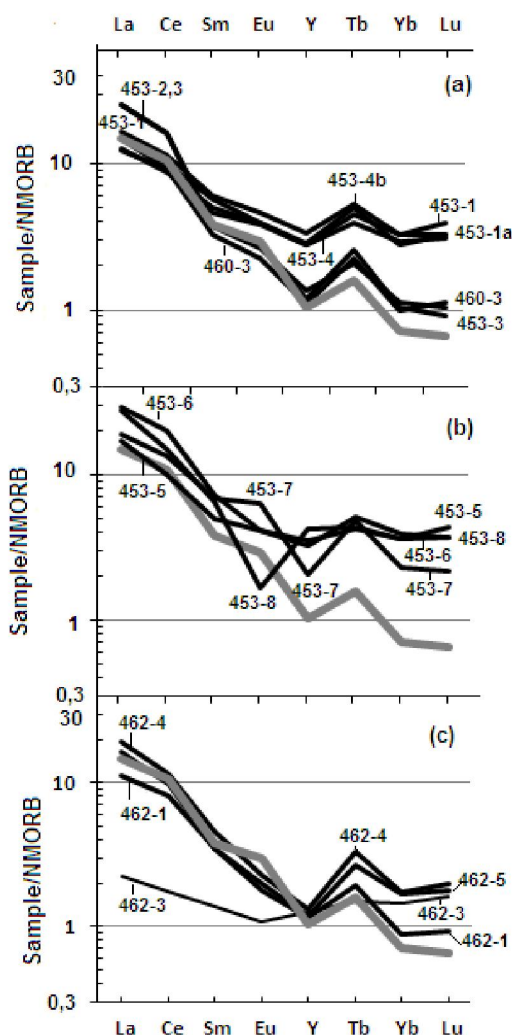


Рисунок 5 – Распределение REE и Y (a, b, c) в вулканитах Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы (по [26]) и в OIB (по [40]), нормированных к составу NMORB (по [40])

High-Ti олигомиктовые пиллоу-базальты каражалского террейна принадлежат вулканитам щелочной серии и только афировые базальты можно отнести к вулканитам субщелочной серии.

Содержания P₂O₅ и Zr в вулканитах основного состава итмурундинского меланжа варьируют от 1.54 до 2.07 мас. % и от 460 до 650 г/т соответственно, что характеризует их как high-Zr щелочные базальты. Вулканиты каражалского террейна по соотношению P₂O₅ к Zr также относятся к щелочным базальтам при несколько пониженных их содержаниях 0.70-0.85 мас. % и 250-360 г/т соответственно.

Низким уровнем концентраций P₂O₅ (0.50 мас. %) и Zr (83 г/т) характеризуются только high-Mg афировые базальты, которые, по-видимому, следует сопоставлять с породами известково-щелочной серии, чему не противоречат относительно невысокие концентрации редкоземельных элементов (REE), уровень которых несколько превышает единицу (на рисунке 5(c), проба 462-3).

Вулканиты итмурундинского меланжа различаются по уровню содержания REE (рисунок 5 (a,b)), особенно по Y и тяжелым REE (HREE – Tb, Yb, Lu).

Трахиандезиты (пробы 453-2,3) и щелочной базальт (проба 460-3) по отношению к базальтам, андезибазальтам, трахитам и щелочному риолиту обогащены La, Ce, но недонасыщены Tb, Yb, Lu (рисунок 5 (a, b)).

High-Ti базальты каражалского террейна также неоднородны по содержанию REE (рисунок 5(c)), high-Al (проба 462-1) относительно med-Al (пробы 462-4,5) обеднены La, Ce и Tb, Yb, Lu.

Все вулканиты итмурундинского меланжа обогащены HFSE, но при этом отмечается некоторое их понижение в зависимости от уровня и типа щелочности вулканитов (их сумма для high-Na вулканитов

превышает 800 г/т, для К вулканитов составляет более 600 г/т, а для high-K вулканитов не превышает 400 г/т [таблица 2]). Характерно, что самые высокие концентрации Y (77-120 г/т) отмечены также в high-Na вулканитах итмурундинского меланжа, при этом они не являются нефелин-нормативными породами.

Уровень содержания K, Rb, Ba в high-Na дифференцированных вулканитах ниже, чем в K (пробы 453-2,3,5,8) и в high-K (проба 460-3) вулканитах при постоянно высоком уровне Th, U, Pb, Zr и при четко выраженных минимумах по Ta-Nb, Sr и Ti, Mg, Co, Cr (рисунок 6(e)).

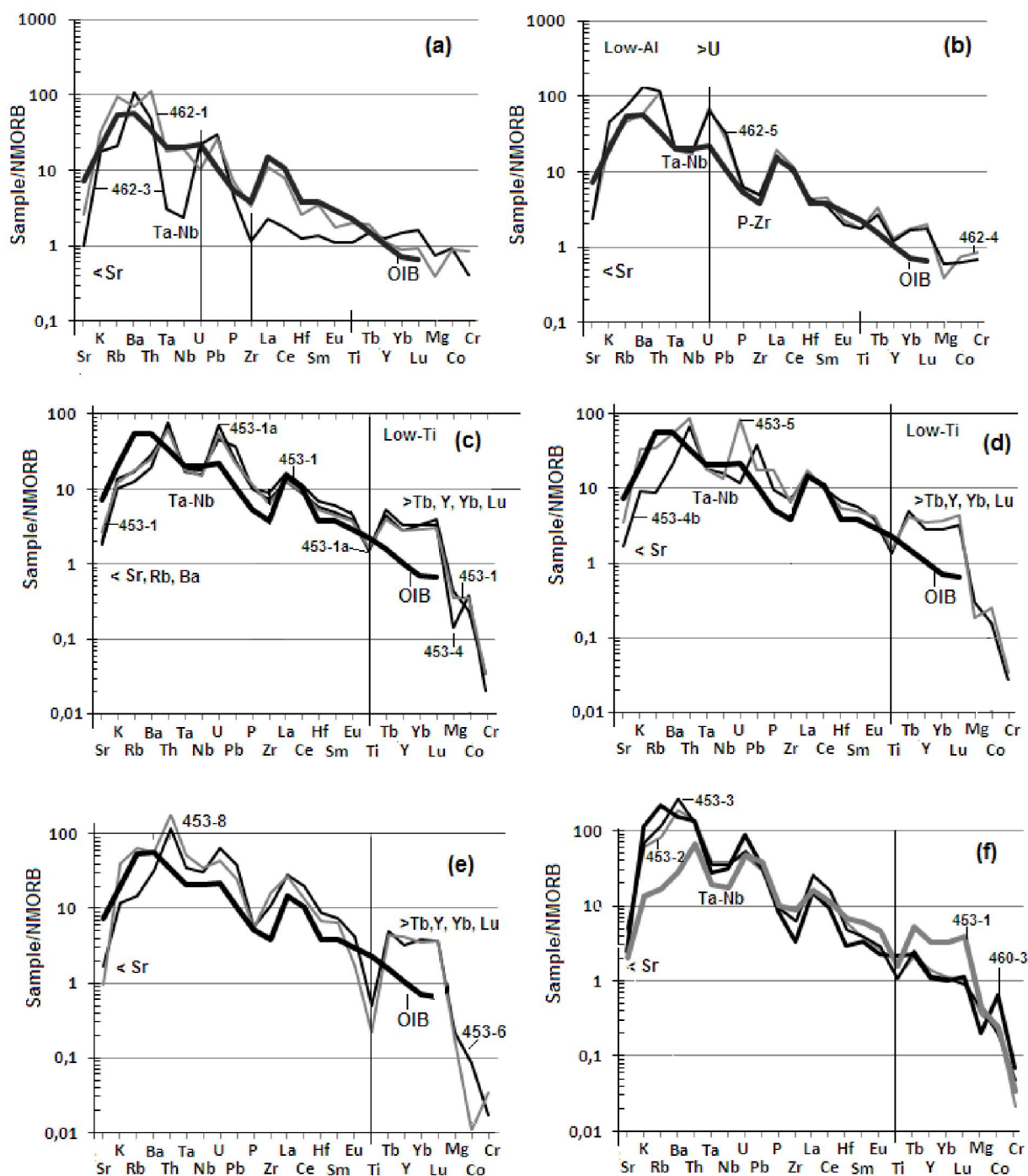


Рисунок 6 – Распределение элементов-примесей в вулканитах тюретайской свиты (а) каражалского террейна (b) и итмурундинского меланжа (с, d, e, f), нормированных к NMORB (по [40])

Low-Ti/Al афировый базальт (рисунок 6, проба 462-3) крайне обеднен легкими REE (LREE – La, Ce, Sm, Eu), а также HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Eu, Tb, Y, Yb), за исключением P, U, Pb, но при этом он обогащен элементами с крупными ионными радиусами (LILE – K, Rb, Ba, Th) с четко выраженными Sr, Zr и Ta-Nb минимумами (рисунок 6 (а)). По-видимому, low-Ti/Al афировый базальт знаменует собой новый цикл магматизма. Он по содержанию элементов-примесей очень близок базальтам тюретайской свиты.

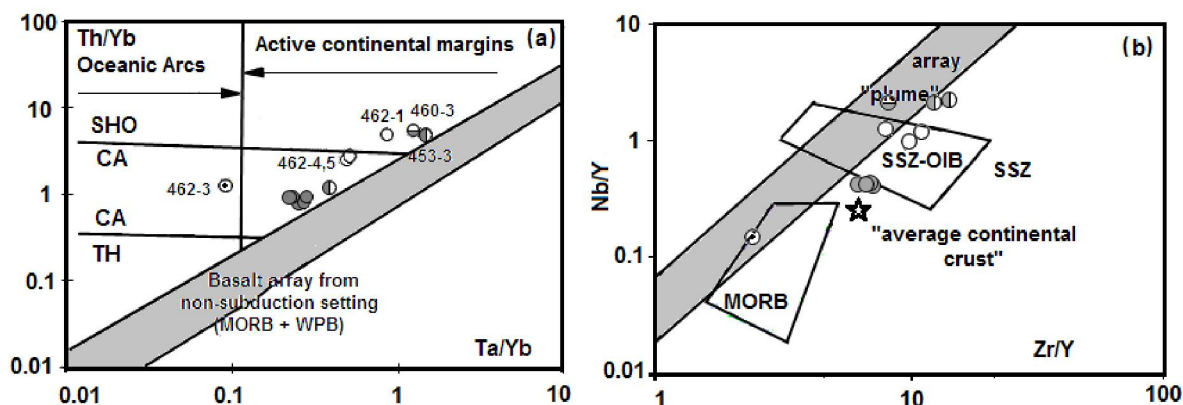


Рисунок 7 – Бинарные диаграммы (а) Th/Yb-Ta/Yb [41] и (б) Nb/Y-Zr/Y [42] для вулканитов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призм. SSZ-OIB – надсубдукционные вулканиты с характеристиками OIB Центральной Америки, SSZ – поле надсубдукционных вулканитов. Условные обозначения см. на рисунке 4

Сопоставительный анализ. Принимая во внимание, что геодинамическая природа вулканитов итмурундинского меланжа является предметом постоянных дискуссий [9, 23, 24, 19], целесообразно нормировать их геохимические спектры относительно NMORB [40]. Поскольку их спектры близки плюмовым базальтам, то дополнительно на спайдерграммы были вынесены эталонные спайдерграммы OIB [40].

При рассмотрении спайдерграмм (рисунок 6) становится очевидно, что геохимические спектры исследуемых вулканогенных комплексов имеют черты сходства с вулканитами мантийно-плюмового происхождения, но при этом обладают рядом характерных отличий.

High-Na дифференцированные вулканиты итмурундинского меланжа отличаются от OIB Ta-Nb минимумом на фоне высоких концентраций Th, U, Pb при высоком уровне содержания HFSE, HREE и крайне низком содержании когерентных элементов и магния. Такое распределение элементов-примесей на спайдерграммах (рисунок 6) характерно для вулканитов надсубдукционных комплексов [43].

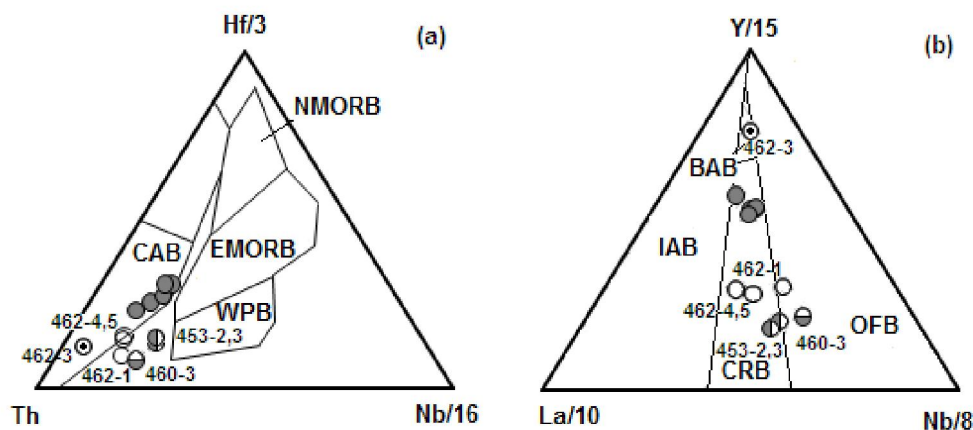


Рисунок 8 – Диаграмма Th-Nb/16-Hf/3 [44], La/10-Nb/8-Y/15 [45] для вулканитов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призм.

OFB – глубоководные базальты, CRB – базальты континентальных рифтов, IAB – базальты островных дуг, BAB – базальты задуговых бассейнов, CAB – известково-щелочные базальты и активных континентальных окраин. Остальные условные обозначения см. на рисунке 4.

Низкие значения Nb/U (10.98-18.72) и Ce/Pb (7.55-13.23) (таблица 2) для high-Na дифференцированных базальтов и андезитобазальтов, по отношению к OIB, обусловлены влиянием континентальной коры. Высокие концентрации U и Pb определены тем, что они переносятся надсубдукционными флюидами, отделяющимися от океанической плиты, в отличие от Nb и Ce, содержание которых обусловлено степенью рециклинга океанической коры и переносятся только обогащенными расплавами, что наиболее характерно для производных мантийного резервуара EM2 [46]. Компонент EM2 рассматривается как индикатор континентальной коры, включая и океанические осадки, что вполне согласуется с относительно невысокими отношениями Ba/Nb (таблица 2).

Надежным типоморфным признаком магм надсубдукционного происхождения являются канонические отношения несовместимых элементов-примесей (Th, Ta, Yb). Высокие Th/Yb отношения отражают величину надсубдукционной флюидной фазы, отделяющейся от осадков океанической плиты, а по величине отношений Ta/Yb оценивается вклад мантийного вещества, фракционирующего над зоной субдукции.

Низкие Nb/Y отношения также отражают величину надсубдукционной флюидной фазы за счет обогащения Y при крайне высоких концентрациях Zr.

На бинарной диаграмме отношений Th/Yb-Ta/Yb (рисунок 7 (a)) фигуративные точки вулканитов итмурундинского меланжа располагаются в поле известково-щелочных вулканитов активных континентальных окраин. Их надсубдукционная природа в пределах активной континентальной окраины также очевидна и на диаграмме отношений Nb/Y - Zr/Y (рисунок 7(b)).

Надсубдукционная природа high-Na дифференцированных вулканитов отчетливо прослеживается и по отношениям Th, Hf, Nb (рисунок 8(a)), которые характеризуют их как базальты активной континентальной окраины, а отношения La, Y, Nb (рисунок 8 (b)) подтверждают значительную роль присутствия сиалического компонента в high-Na вулканитах. Уровень концентраций и отношения Nb, U, Ce, Pb (рисунок 9) также свидетельствуют о влиянии континентальной коры на эволюцию high-Na магм.

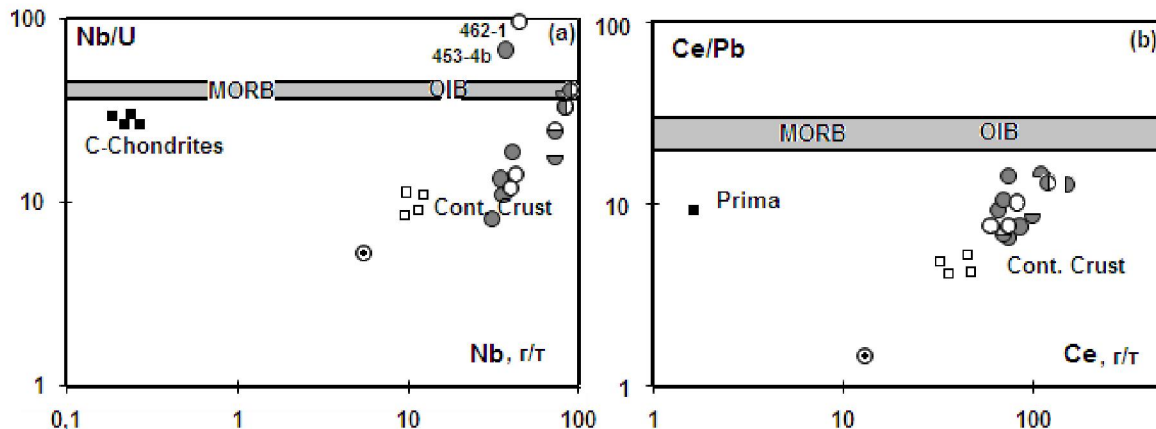


Рисунок 9 – Бинарные диаграммы: (a) Nb/U-Nb, (b) Ce/Pb-Ce [46] для вулканитов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призм. Условные обозначения см. на рисунке 4

В K и high-K вулканитах увеличивается роль Al_2O_3 , и они так же, как и high-Na вулканиты, обогащены HFSE и REE, что указывает на их принадлежность к породам щелочной и субщелочной серий континентальных рифтов или окраинно-континентальных бассейнов (рисунки 7, 8). Такие комплексы могут отражать состав вулканитов начальной стадии рифтогенеза. Крайне высокий Ba (670-1700 г/т) K и high-K вулканитов, по сравнению с другими элементами с крупными ионными радиусами, и высокие отношения Ba/Nb (7.98-20.48) и Rb/Nb (1.589-1.668) сближают их с производными компонента типа EM1 [46].

Щелочные базальты (пробы 462-1,4,5) каражалского террейна также отличаются от OIB (рисунок 6) Th, U, Pb максимумами при четко выраженных Ta-Nb и Sr минимумах. Характерно, что им свойственен Mg минимум на фоне высоких содержаний когерентных элементов (Co, Cr). На геодинамических диаграммах отношений Th/Yb-Ta/Yb (рисунок 7) их фигуративные точки

локализуются также в пределах полей надсубдукционных комплексов, а на диаграммах La, Y, Nb (рисунок 8(b)), Nb/U-Nb, Ce/Pb-Ce (рисунок 9(a, b)) принадлежат полям базальтов, сформированных с участием континентальной коры.

Высокие концентрации Ba щелочных базальтов, по сравнению с другими элементами с крупными ионными радиусами, и высокие Ba/Nb (9.50-19.30), Rb/Nb (0,65-1,00) дают основание рассматривать их как производные компонента EM1. Высокий уровень Ba является характерной особенностью океанических осадков. Компонент EM1 рассматривается как индикатор переработанной нижней континентальной коры или субконтинентальной литосферы, обогащенной флюидами и расплавами [46].

High-Mg известково-щелочной базальт (проба 462-3), сопоставляемый автором с базальтами тюретайской свиты, имеет геохимические признаки вулканитов сиалических окраинных морей (рисунок 8) при очевидном обогащении Th, Nb, U, Pb (рисунок 9), что отличает их от вулканитов внутриокеанических островодужных систем.

ТЮРЕТАЙСКАЯ СИСТЕМА ПАРАВТОХТОНОВ

Геологическое строение. Тюретайская система паравтохтонов обнажается к северу от Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы в районе гор Торетай и Обалы (рисунок 1), где в ядрах запрокинутых антиклиналей вскрываются дуниты, пироксениты, габбро, габбро-диабазы и диабазы дайково-силлового комплекса, которые постепенно сменяются вулканитами тюретайской свиты.

Породы плутонической части тюретайского комплекса относятся к дунит-пироксенит-габбровой формации [30]. Наиболее характерным представителем интрузивов тюретайского комплекса является дунит-габбровый массив Тесиктас. Он обнажается юго-западнее гряды Тюретай в районе одноименного родника (рисунок 1(3)) и имеет концентрически-зональное строение и овальную форму, длинная ось которой вытянута в северо-западном направлении. Ядро массива слагают дуниты, они сменяются габброидами, среди которых различаются нормальные габбро, амфиболизированные габбро, габбро-диабазы и кварцевые габбро с гранофировой структурой. В зоне контакта с дунитами среди габбро появляется тылаиты. Жильные породы массива представлены плагиоклазо-роговообманковыми породами, весьма сходными по структуре и составу с меланократовыми жильными породами интрузий Уральской платиноносной формации [30].

Афировые пиллоу-базальты прослоены граувакковыми песчаниками, кремнистыми алевролитами и яшмами, содержащими конодонты *P. anserinus* Lamont & Lindstrom [22], аналогичные тем, что найдены в силицитах у южного склона гряды Каражал. В тюретайских туфосилицитах конодонты близки кызыкским, но, как отмечает И. Ф. Никитин [22], в ряде мест в них отсутствуют *P. serra* (Hadding), и можно предположить более молодой возраст этих яшм. Базальты тюретайской свиты, по-видимому, образуют мощную систему силл, которые фациально замещают кызыкские силициты, туфосилициты. В базальтах тюретайской свиты встречаются залежи колчеданно-полиметаллических руд месторождения Тесиктас. В рудах в повышенных количествах присутствуют медь, цинк, свинец, мышьяк, серебро, кобальт [47].

В северном крыле Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы итмурундинский кремнисто-вулканогенный меланж несогласно перекрыт жаманшурукской свитой [Никитин И.Ф., 2002].

Свита состоит преимущественно из грубообломочных терригенных пород, известняков, кремнистых и кремнеобломочных пород, а также базальтов, базальтовых трахиандезитов, трахиандезитов, трахитов и адакитов. В низах свиты обнаружены конодонты: *Periodon grandis* Ethington, *Protopanderodus* sff. *vericostatus* (Sweet & Bergstrom), *Drepanodus suberectus* s.f. (Branson & Mehl), а в верхах, в яшмовидных алевролитах, конодонты: *Protopanderodus insculptus* (Branson & Mehl), *Periodon grandis* Ethington, и в известняках – брахиоподы, трилобиты и кораллы позднего ордовика [22].

Кызыкская свита сложена в основном красными, реже полосчатыми желтоватыми и зеленоватыми яшмами, алевролитами, кремнеобломочными породами и характерными белесыми и бирюзовыми кремнистыми туффитами и туфами кислого состава. В верхах свиты находятся невыдержанные по простиранию прослои глинисто-углеродистых сланцев с сингенетичным пиритом и мельниковит-пиритом [27].

Выше несогласно или псевдосогласно залегают турбидитные отложения нижнего силура, описанные М. З. Новиковой [Ермолов П.В., 2013] как силурийские олистостромы.

Петрогеохимическая характеристика. Тюретайская свита представлена базальтами, реже диабазами. По содержанию калия выделяются оливин-нормативные high-K (0.5-1.4 мас. %), реже гиперстен- и нефелин-нормативные low-K (<0.40 мас. %) базальты (таблица 3), которые в свою очередь подразделяются на high-Ti/low-Y, high-Y и high-Fe/med-Y.

Таблица 3 – Химический состав (мас. %), содержание элементов-примесей (г/т) и нормативный минеральный состав пород тюретайской свиты

Ком.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	45.9	46.28	48.7	48.53	51.5	48.7	49.2	47.8	48.16	46.5	46.2
TiO ₂	2.80	2.65	2.84	2.62	1.58	2.32	1.86	1.60	1.40	2.00	1.86
Al ₂ O ₃	15.2	15.29	15.4	15.21	14.4	13.1	14.1	15.5	15.53	16.5	15.4
Fe ₂ O ₃	7.50	8.00	7.28	7.38	3.59	9.18	7.26	5.96	5.96	4.22	5.06
FeO	5.30	5.17	5.42	5.30	5.62	5.91	4.94	8.12	7.98	11.32	10.28
MnO	0.14	0.14	0.20	0.20	0.28	0.23	0.19	0.26	0.25	0.20	0.21
MgO	5.97	6.21	6.24	6.44	6.18	5.32	6.29	5.2	5.5	3.86	4.79
CaO	7.09	7.18	4.89	5.10	6.62	8.28	7.92	7.66	7.91	7.09	8.18
Na ₂ O	3.64	3.52	3.44	3.62	3.88	2.88	3.74	3.46	3.28	3.46	3.82
K ₂ O	0.40	0.36	0.70	0.69	0.60	0.50	0.50	0.60	0.54	1.4	0.95
P ₂ O ₅	0.43	0.40	0.40	0.39	0.16	0.21	0.17	0.18	0.21	0.20	0.20
П.п.п.	4.42	4.50	3.52	3.52	4.34	1.70	2.11	2.13	2.26	1.95	2.57
Rb	5	5	5	5	5	5	5	14	14	35	24
Y	17	17	15	15	17	36	19	30	30	20	10
Zr	110	110	150	150	86	120	86	100	100	96	77
Nb	11	11	17	17	5.4	6.6	5.4	5	5	5.4	5.4
Sr	270	260	300	300	340	160	180	230	230	300	250
Ni	78	77	68	66	43	37	66	50	50	66	48
Cr	147	140	130	135	130	43	94	110	110	120	110
Q			1.01		1.04	0.51					
Pl	65.62	65.07	60.26	63.16	62.19	54.70	61.07	63.67	63.89	62.76	56.11
Ort	2.99	2.65	5.16	5.06	4.37	3.70	3.61	4.39	3.91	10.07	6.87
Neph										0.42	4.30
Corungum			0.85	0.12							
Di	6.63	6.39			9.01	14.54	13.89	9.21	9.14	6.57	13.32
Hyp	8.26	10.21	27.03	23.11	20.18	21.66	9.68	8.70	11.72		
Ol	10.69	10.16		3.17			7.89	10.29	8.81	15.77	15.15
Il	3.60	3.38	3.61	3.31	1.99	2.98	2.35	2.02	1.75	2.49	2.34
Mag	1.20	1.22	1.18	1.17	0.86	1.41	1.12	1.31	66.8	1.46	1.45
Ap	1.00	0.92	0.92	0.89	0.36	0.49	0.39	0.42	0.48	0.46	0.46
Mg#	46.9	47.2	48.2	49.0	55.4	40.1	49.4	40.7	42.6	31.3	36.5
D.I.	68.6	67.7	66.4	68.2	67.6	58.9	64.7	68.1	66.8	73.3	67.3
E.L.T	1233	1233	1189	1193	1127	1199	1186	1216	1214	1247	1254

В основании разреза тюретайской свиты встречаются примитивные high-Ti (TiO₂<2.62 мас. %)/low-Y(<17 г/т), low-K и high-K базальты, содержащие высокие концентрации Nb (<17 г/т). High-Ti/low-Y базальты также обогащены P₂O₅ (<0.40 %), Na₂O (>3.52 мас. %), а концентрации FeOt постоянно более 12.0 мас. %.

Средняя часть разреза сложена дифференцированными high-Y (>30 г/т) базальтами, в которых калий не превышает 0.60 мас. %, Nb менее 6.6 г/т. По отношению к high-Ti/low-Y базальтам high-Y базальты обеднены P₂O₅(<0.21 мас. %), Sr (>160 г/т), Ni (>37 г/т), Cr (>43 г/т).

В верхах разреза обнажаются нефелин-нормативные high-Fe (FeOt>14.00 мас. %) дифференцированные базальты, которые по отношению к high-Y базальтам обеднены Zr (<96 г/т), Y (<20 г/т), но обогащены Sr (>250 г/т).

Жаманшурукская свита сложена базальтами, базальтовыми трахиандезитами, трахиандезитами, трахитами и адакитами (таблица 4), которые образуют последовательно дифференцированную вулканическую серию.

Таблица 4 – Химический состав (мас. %), содержание элементов-примесей (г/т) и нормативный минеральный состав пород жаманшурукской свиты

Ком.	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45.65	52.2	64.5	57.4	60.8	64.2
TiO ₂	1.7	2.42	1.88	0.68	0.64	0.48
Al ₂ O ₃	14.7	15.1	11.9	13.9	15.4	14.6
Fe ₂ O ₃	5.55	4	3.06	6.25	4.83	3.12
FeO	6.44	8.96	5.5	4.36	2.54	2.54
MnO	0.16	0.25	0.17	0.18	0.21	0.13
MgO	5.05	3.14	1.83	2.73	2.73	1.65
CaO	13.35	4.38	3.96	3.49	2.14	3.13
Na ₂ O	3.16	5.54	4.44	4.56	5.36	5.74
K ₂ O	0.35	0.8	0.7	1.45	1.8	1.6
P ₂ O ₅	0.15	0.45	0.38	0.37	0.23	0.19
Rb	<10	<10	<10	17.4	23.7	13.7
Y	21	30	17	20	15	15
Zr	58	74	50	51	74	51
Nb	6.8	19	30	6	6.2	2.5
Sr	150	150	230	300	580	80
Ni	66	12	5	5	5	5
Cr	140	5	5	5	5	5
Q			24.86	37.5	11.15	14.57
Pl	47.53	69.74	52.66	32.97	60.22	62.38
Ком.	1	2	3	4	5	6
Ort	2.61	5.58	4.67	2.81	12.14	10.53
Neph	7.61					
Corungum				4.67	0.05	
Di	31.65	3.63	4.81			3.46
Hyp		11.00	9.27	19.25	13.69	7.65
Ol	6.96	4.94				
Il	2.16	2.95	2.19	0.89	0.74	0.54
Mag	1.13	1.18	0.74	1.01	0.62	0.47
Ap	0.35	0.98	0.80	0.90	0.49	0.40
Mg#	44.0	30.8	28.4	32.8	41.5	35.5
D.I.	57.8	75.3	82.2	73.3	83.5	87.5
E.L.T	1257	1143	925	970	972	918

Нефелин-нормативные базальты обогащены FeOt (>11,00 мас. %), обеднены Al₂O₃ (14.7 мас.%), Zr (58 г/т) и, при достаточно высоких концентрациях элементов группы железа, недонасыщены магнием.

Все остальные вулканыты отвечают гиперстен-нормативным high-Na/P породам, и они менее железистые, чем нефелин-нормативные базальты.

Дифференцированные базальтовые трахиандезиты характеризуются высокими концентрациями Nb (19 г/т) и Y (30 г/т), но они обеднены Zr (74 г/т), Ni (12 г/т), Cr (5 г/т). Дифференцированные титанистые трахиты обеднены Y (17 г/т), Zr (50 г/т), Ni (5 г/т), Cr (5 г/т), но крайне обогащены Nb (30 г/т), что характерно для плюмовых комплексов.

Адакиты являются med-Mg (MgO: 2.73 мас. %) породами с низким уровнем содержания Y (15 г/т) и высоким уровнем концентраций Sr (580 г/т).

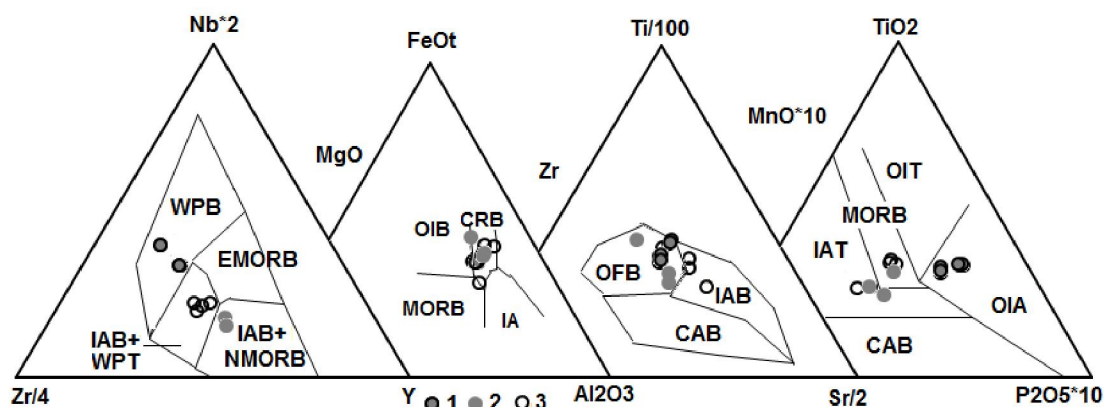


Рисунок 10 – Бинарные диаграммы $Zr/4$ - Y - $Nb \cdot 2$ [48], Zr - $Sr/2$ - $Ti/100$ [49], MgO - Al_2O_3 - $FeOt$ [37], $MnO \cdot 10$ - $P_2O_5 \cdot 10$ - TiO_2 [36] для базальтов тюретайской свиты.

1 – high-Ti/low-Y базальты, 2 – high-Y базальты, 3 – high-Fe /med-Y базальты. Остальные условные обозначения см. на рисунке 3.

Сопоставительный анализ. High-Ti/low-Y базальты с высоким уровнем концентраций Nb, P сопоставимы с внутриплитными базальтами (рисунок 11), high-Y и high-Fe/med-Y базальты тюретайской свиты на диаграммах $Zr/4$ - Y - $Nb \cdot 2$ [48] и $MnO \cdot 10$ - $P_2O_5 \cdot 10$ - TiO_2 [36] ложатся в смешанные поля.

На диаграмме Zr - $Sr/2$ - $Ti/100$ [49] все породы тюретайской свиты тяготеют к полю океанических базальтов, тогда как на диаграмме MgO - Al_2O_3 - $FeOt$ [37] довольно четко ограничиваются ареалом базальтов континентальных рифтов.

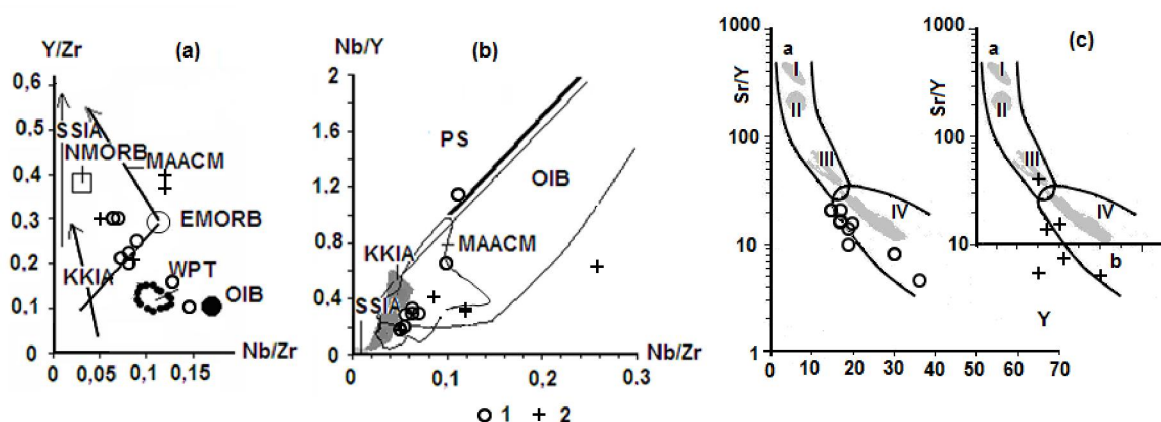


Рисунок 11 – Диаграммы отношений (a) Y/Zr - Nb/Zr , (b) Nb/Y - Nb/Zr [50] и (c) Sr/Y - Y [51] для базальтов тюретайской (1) и вулканитов жаманшурукской (2) свит.

Поля [51]: а – адakitы, б – дифференцированные вулканиты активных окраин континентов. Серыми полями обозначены составы адakitов островов: I – Коок [Кау, 1993], II – Адак (по: [52]) и III-IV – Андский вулканоплутонический пояс: III – северной (по [53]), IV – южной (по [54]). Остальные условные обозначения см. на рисунке 3.

На диаграмме Nb/Y - Nb/Zr (рисунок 11(b)) их фигуративные точки контролируются полем вулканитов активных континентальных окраин. Величины отношений неподвижных элементов-примесей Y/Zr - Nb/Zr (рисунок 11(a)) так же не отражают их островодужное происхождение. Базальты с высокими концентрациями Nb отвечают суперплюмовым базальтам, также известным в пределах активных континентальных окраин.

Показательны и величины отношений Sr/Y (рисунок 11(c)), которые показывают, что все базальты тюретайской свиты ограничиваются полем вулканитов активных континентальных окраин.

Фигуративные точки вулканитов последовательно дифференцированной жаманшурукской свиты на дискриминационных диаграммах (рисунок 11) значительно удалены от полей и трендов сиалических и симатических островных дуг, что обусловлено высоким уровнем концентраций ниобия и низким иттрия.

На диаграмме Sr/Y-Y [51] известково-щелочные вулканиты верхней части разреза жаманшурукской свиты контролируются полем дифференцированных вулканитов активных континентальных окраин. Адакиты верхов разреза ложатся на тренд вулканитов андского вулканоплутонического пояса (рисунок 11 (с)). Тогда как high-Nb вулканиты несколько обедненные Sr и их фигуративные точки сдвинуты в сторону трендов островодужных комплексов.

Обсуждение результатов

Учитывая продолжительность образования Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы и петрогеохимическую специализацию дарривилских вулканитов итмурундинского меланжа, предполагается, что их магматическая деятельность протекала под влиянием холодного суперплюма. Состав мантийного резервуара на протяжении дарривилского времени эволюционировал от EM1 к EM2. Происхождение холодного суперплюма увязывается с продолжительными процессами субдукции литосферной плиты под суперконтинент Гондвана.

Важную роль в таких магматических системах играет морская вода, поставляемая в зону субдукции тектонической плитой [55]. Высокий уровень концентраций галогенов во флюиде может вызвать вторичную дифференциацию мантийного вещества [56], которая способствует резкому снижению содержаний когерентных элементов, магния и повышению содержаний натрия в вулканитах, что четко прослеживается в изученных вулканитах основного и среднего состава Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы.

Такие вулканиты имеют геохимические черты сходства как с внутриплитными, так и с островодужными базальтами, что проявляется Sr и Ta-Nb минимумами на фоне высоких концентраций LILE, HFSE и HREE.

Сопровождающие их серпентинитовые меланжи содержат метаморфические породы высоких давлений [24]. Такие метаморфические породы широко известны в составе серпентинитовых меланжей островодужных систем кордильерского типа [57], отражающих эволюцию развития островодужных систем активных континентальных окраин.

Такому выводу не противоречит и обильное присутствие кварца в тонкообломочном матриксе раннесилурийской глубокоководной олистостромы, что указывает на его образование за счет размыва пород континентального склона [58]. По-видимому, этот комплекс можно сопоставить с турбидитами, производных мутьевых потоков, образующихся вдоль подножья континентальных склонов.

Известково-щелочные вулканиты жаманшурукской свиты довольно четко отличаются от щелочных и субщелочных вулканитов итмурундинского кремнисто-вулканогенного меланжа. Это позволяет констатировать, что известково-щелочные вулканиты отражают период формирования позднеордовикской островной дуги, фундаментом которой служили вулканиты итмурундинского кремнисто-вулканогенного меланжа.

Синхронно в смежном бассейне накапливались кызыкские яшмы, нередко обогащенные кислым пепловым материалом, одновременно изливались вулканиты тюретайской свиты, химический состав которых отражает его сиалическую природу. Этому не противоречат и повышенные концентрации свинца в колчеданно-полиметаллических рудах месторождения Тесиктас.

Многочисленные находки микрофауны [59, 26, 60, 22] показали, что во всех нижнепалеозойских осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах данного района конодонты близки по составу и содержат набор форм, характерный для дарривилского и сандбского ярусов среднего и позднего ордовика (рисунок 12). Это еще раз подтвердило ранее сделанный вывод Р.М. Антоном [9], что рассматриваемые комплексы пород представляют собой слабо стратифицированные образования, для которых типично хаотическое строение.

Не менее интересным оказалось и присутствие раннеордовикских конодонтов в силицитах, что в корне противоречит представлению о строении верхних членов офиолитовой триады, где

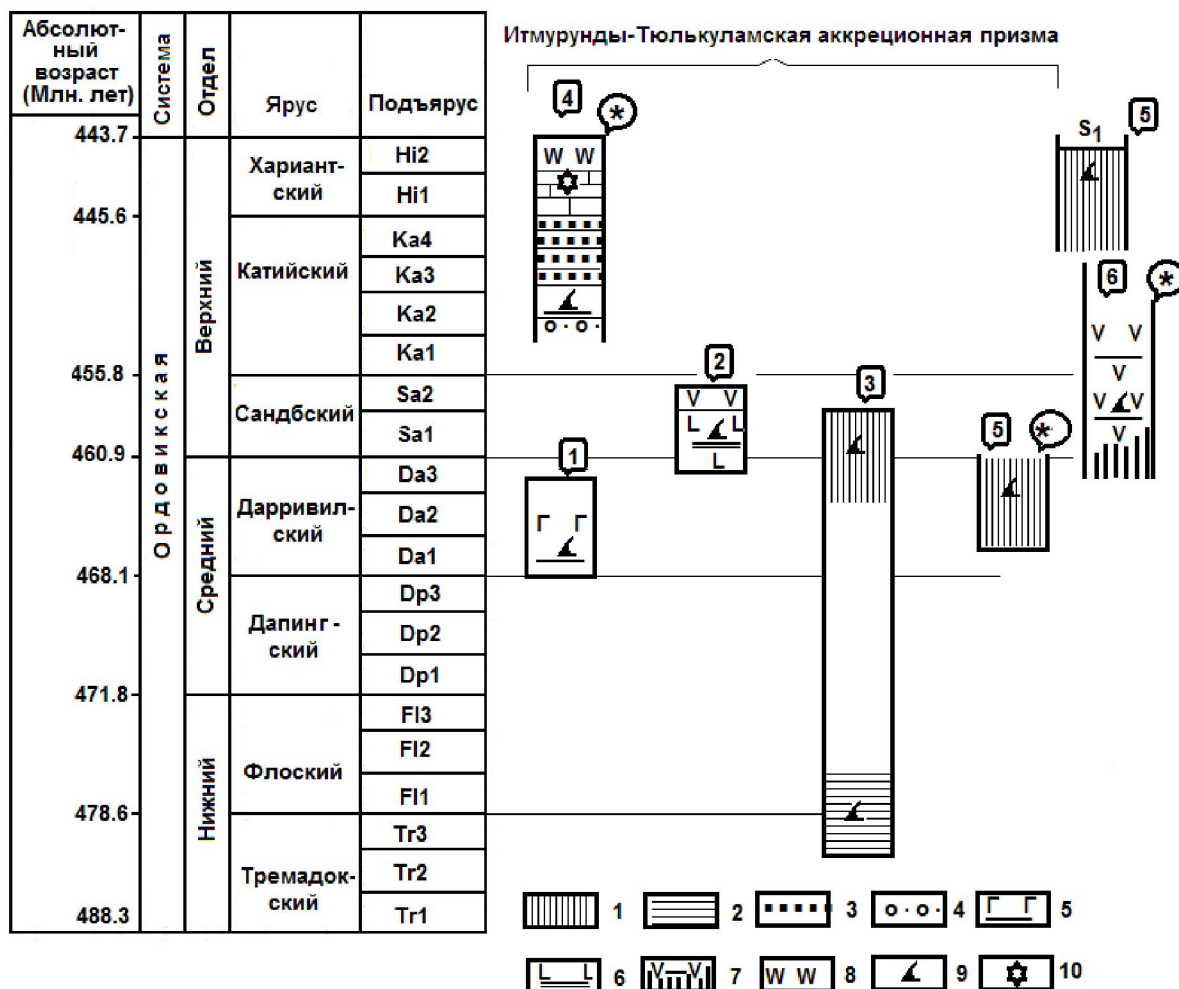


Рисунок 12 – Схема сопоставления террейнов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы и района гор Торетай.

1 – яшмы, 2 – розовые силициты, 3 – полимиктовые песчаники, 4 – конгломераты с горизонтами олистостромов, 5 – щелочные базальты, яшмы, реже щелочные риолиты, трахиандезиты, 6 – щелочные базальты и серо-зеленые силициты, 7 – известково-щелочные базальты, яшмы, 8 – андезиты, дациты, адакиты, 9 – конодонты, 10 – брахиоподы, кораллы. Цифрами обозначены: 1 – итмурудинский кремнисто-вулканогенный меланж западнее горы Итмурунды, 2 – базальты подножья горы Каражал, 3 – силициты и яшмы горы Каражал, 4 – жаманшурукская свита, 5 – кызыкские яшмы, 6 – торетайская свита. По материалам [22] и автора.

кремнистые фации непременно завершают их разрезы. Вполне очевидно, что данные комплексы пород сформировались в различных геодинамических обстановках и были впоследствии совмещены в процессе тектонического скупивания, фиксирующего область схождения двух литосферных плит.

Временной интервал метаморфических пород высоких давлений полимиктового серпентинитового меланжа и широкий временной интервал (O_3 - D_3 fm, C_1) образования олистостром в пределах Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы свидетельствует о продолжительном времени схождения литосферных плит. Погружение литосферной плиты вдоль зоны субдукции вглубь мантии, судя по возрасту (458-466 млн лет) метаморфических пород, началось в среднем ордовике. Вероятно, метаморфические породы были эксгумированы только в позднеордовикское время. Судя по времени завершения олистостромообразования, субдукционные процессы в Итмурунды-Тюлькуламской зоне завершились в позднем девоне или в раннем карбоне.

В раннем карбоне значительная часть субщелочных мафит-ультрамафитовых массивов Итмурунды-Тюлькуламской зоны субдукции была перемещена на дневную поверхность и подвергнута процессам дезинтеграции, о чем свидетельствуют визейские платиноносные титаномагнетитовые песчаники Прибалхашья [61].

Если геодинамическая природа вулканитов итмурундинского комплекса, судя по их геохимической специализации, выглядит вполне определенно и связана с надсубдукционными процессами, протекающими вдоль активной окраины континента, то накопление силицитов района горы Каражал нельзя увязывать с островодужной природой их образования.

Толщи силицитов, как правило, маломощны, в их разрезе преобладают красноцветные радиолариевые яшмы, нередко они содержат кремнеобломочные породы, их разрез лишены пеплового материала, что наиболее характерно для пород абиссальных океанических и окраинноморских впадин, удаленных от областей активной вулканической деятельности.

В пределах аккреционных призм Центрального Казахстана не удастся установить тип фундамента, на котором накапливались толщи силицитов. Как правило, толщи силицитов одно-возрастные, реже древнее или моложе, чем тектонически совмещенные с ними надсубдукционные магматические комплексы. Такие толщи силицитов с позиции тектоники литосферных плит в палеозоидах Казахстана рассматриваются как составные части аккреционных призм, образующихся в зонах субдукции в результате срыва осадков с погружающихся плит [25].

Выше изложенные факты дают основание утверждать, что серпентинитовый меланж, осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы не отражают состав единой офиолитовой ассоциации и не являются нижнепалеозойской океанической корой Жонгаро-Балхашской покровно-складчатой области.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЖОНГАРО-БАЛХАШСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Жонгаро-Балхашская складчатая система является наиболее геодинамически структурированной областью Центрального Казахстана (рисунок 13), где с северо-запада на юго-восток выделяются следующие геодинамические обстановки:

1) Девонский вулканоплутонический пояс и обрамляющий его с юга Нурино-Карасорский преддуговой прогиб (S_2-D_3). Тектурмасская аккреционная призма (O_3-S_1), которая с юга тектонически перекрыта флишем Сарысуйского окраинного моря (S_{1-2});

2) Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс (C_1-P_2) с юга обрамлен Кентарлау-Котанбулакским преддуговым бассейном (D_1-P_1), структуры которого на юге контактируют с Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмой (D_3-C_1). С северо-запада Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс обрамлен флишем Жаман-Сырысуйского окраинного моря (S_{1-2}). Структуры Сарысуйского и Жаман-Сырысуйского окраинных морей разделены Успенским внутриконтинентальным рифтом (D_3-P).

Докембрийские и палеозойские комплексы Жонгаро-Балхашской складчатой области Центрального Казахстана, обнажающиеся в профиле Тектурмасской и Итмурунды-Тюлькуламской аккреционных призм, по-видимому, следует объединить в Атасу-Моинтинскую тектоническую плиту, отражающую сложные тектономагматические процессы, протекающие на протяжении палеозоя на границе схождения докембрийской континентальной и нижнепалеозойской океанической плит.

Дарривилские среднеордовикские щелочные вулканиты итмурундинского меланжа, как и метаморфиты (468 млн лет) являются наиболее древними породами в составе Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы, маркирующей границу схождения Атасу-Моинтинской плиты и кембрийской или кембро-нижнеордовикской океанической плиты. Возраст океанической плиты определяется условно, поскольку в составе аккреционной призмы известны только фрагменты первого океанического слоя в виде террейнов каражалских силицитов нижнего и верхнего ордовика.

Присутствие метаморфитов высоких давлений с цифрами абсолютного возраста от 458 до 468 млн лет в составе серпентинитового меланжа указывает на то, что они только в конце сандбского яруса были эксгумированы и включены в состав аккреционной призмы. Субдуцирование кембрийской океанической плиты завершилось в нижнем карбоне, что фиксируется временем завершения олистостромообразования.

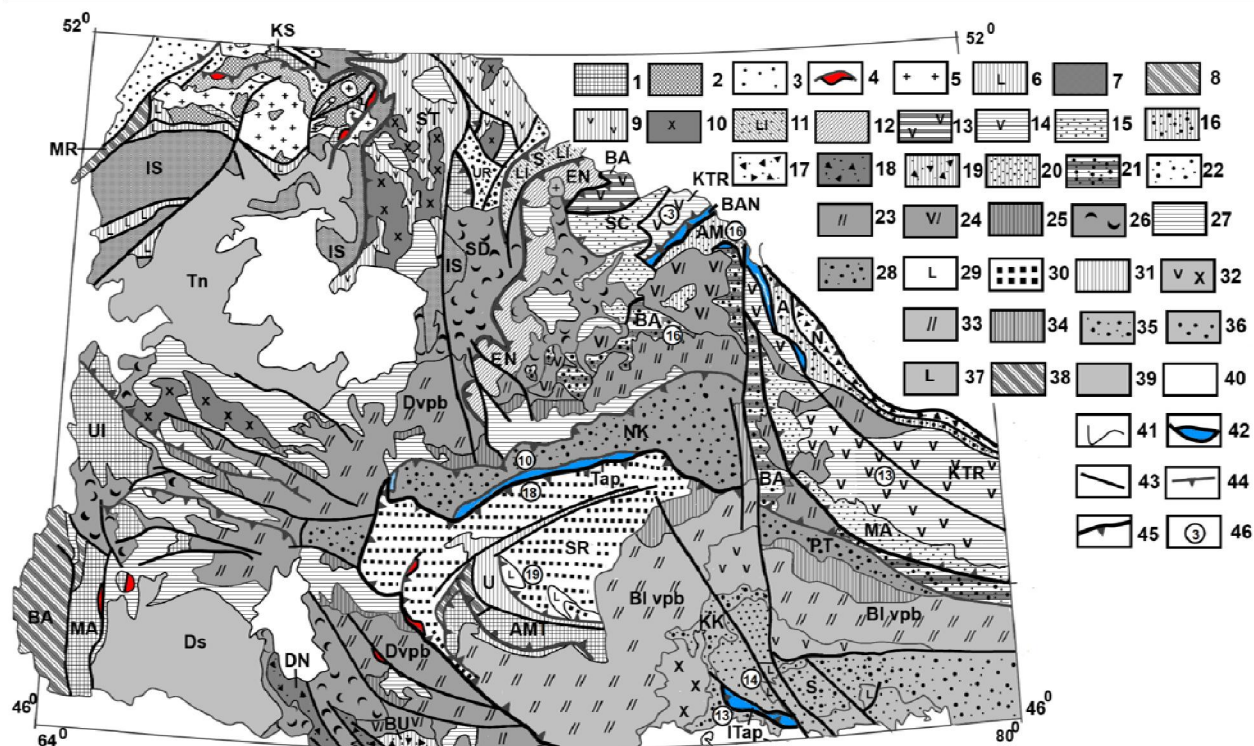


Рисунок 13 – Геодинамическая схема Центрального Казахстана
(по [27, 22] с изменениями и дополнениями автора)

1 – террейны докембрийских микроконтинентов, 2 – метаморфические комплексы, 3 – кварциты, 4 – платиноносные и алмазоносные мафит-ультрамафитовые комплексы, 5 – гранитоиды, 6 – Никольско-Бурлукский континентальный рифт (O_1), 7-8 – комплексы пассивных континентальных окраин: 7 – Ишимская, 8 – Байканурская, 9 – Степнякская рифтогенная пассивная окраина (O_{2-3}), 10 – гранитоиды крыкудукского комплекса, 11 – Селетинский окраинный бассейн (C_1-O_3), 12 – Ерейментау-Ниязский кристаллический массив ($Pr-O_3$), 13 – Бозшаколь-Ащикольская островодужная система (C_1-O_3), 14 – Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс (C_1-S_1), 15 – Шакшан-Маялжен-Арсаланский задуговой бассейн (C_1-S_1) и Агырек-Арсаланская аккреционная призма (O_3), 16 – Богембай-Аркалыкский преддуговой прогиб (O_{1-3}), 17 – Найманжальская аккреционная призма (C_2-O_3), 18 – Джалаир-Найманская аккреционная призма, 19 – Бурунтауская аккреционная призма, 20 – Ангренсор-Майкаинский задуговой прогиб, 21 – Баянаул-Акшатауский преддуговой прогиб, 22 – Ирадырский преддуговой прогиб (C_1-O_3), 23-25 – Девонская активная континентальная окраина (D_{1-3}): 23 – последовательно дифференцированная базальт-андезит-риодацитовая (D_{1-3}) и 24 – андезибазальт-риолитовая (D_{1-3}) и сопутствующие им интрузии, 25 – рифтогенная контрастная базальт-риолитовая (D_{2-3}), 26 – Шидертинский задуговой бассейн (S_1-D_2), 27 – внутриконтинентальные моря и лагуны, 28 – Нурынско-Карасорский и Предшынгызский преддуговые бассейны (O_3-D_3), 29-30 – Сарысуysкое окраинное море (O_3-S_1), 31 – Успенский внутриконтинентальный рифт (D_3-P), 32-34 – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс (C_1-P_1): 32 – андезибазальтовый (C_{1-2}) и 33 – риодацитовый (C_1-P_2) комплексы и сопутствующие им интрузии, 34 – рифтогенная контрастная базальт-риолитовая (P_1), 35 – Кентарлау-Котанбулакский (D_1-C_1) и Саякский (D_1-P_1) преддуговые бассейны, 36-37 – Тюретайское окраинное море, 38 – Марьенский континентальный рифт (C_1-T_2), 39 – Тенизская и Джекказганская континентальные лагуны; 40 – континентальные депрессии и долины, 41 – границы формационных комплексов, 42 – аккреционные призмы, 43 – региональные разломы, 44 – надвиги, 45 – границы тектонических плит, 46 – палеоширота.

Континентальные докембрийские террейны: KS – Кокшетауский, MA – Майтубинский, UL – Улутауский, AMT – Атасу-Моинтинский, EN – Ерейментау-Ниязский срединный массив; пассивные континентальные окраины: BA – Байканурская, IS – Ишимская; активные окраины континентов: ST – Степнякский рифт, Dvpb – Девонский вулканоплутонический пояс, BIvpb – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс, KTR – Кендыкты-Чингиз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс; задуговые бассейны: S – Селетинский, SD – Шидертинский, AM – Ангренсор-Майкаинский, SC – Шакшанский, MA – Маялжен-Арсаланский; преддуговые бассейны: UR – Урумбайский, BA – Баянаул-Акшатауский, NK – Нурынско-Карасорский, PT – Предшынгызский; окраинные бассейны: SR – Сарысуysкий, KKA – Кентарлау-Котанбулакский, SA – Саякский; континентальные рифты: MR – Марьенский, U – Успенский; континентальные лагуны: Tn – Тенизская, Ds – Джекказганская; ар – аккреционные призмы: N – Найманжальская, BU – Бурунтауская, BAN – Богембай-Ангренсорская, T – Тектурмасская, IT – Итмурунды-Тюлькуламская.

В позднем ордовике завершилась вулканическая деятельность в пределах Жаманшурукской палеоостровной дуги, присутствие адакитов в ее составе указывает на плавление океанической плиты, что характерно для конвергентных зон субдукции кордильерского типа. Присутствие

блоков метаморфических пород высоких и сверхвысоких давлений в составе серпентинитового меланжа Итмуруды-Тюлькуламской аккреционной призмы также является подтверждением того, что эти процессы протекали в зонах субдукции кордильерского типа, эталоном которых являются структуры активной окраины восточно-тихоокеанского побережья [56].

Южнее (в древних координатах) Жаманшурукской островной дуги на протяжении верхнего ордовика и нижнего силура в субпараллельных, судя по древним палеосклонениям [61], срединных зонах наращивалась базальтовая кора Кентарлау-Котанбулакского и Сарысуйского окраинных сиалических бассейнов. Различный петрохимический состав базальтов тюретайской и талдыэпинской свит указывает на неоднородность плюмовых резервуаров, питающих эти рифтогенные системы, что может также быть обусловлено мощностью континентальной коры и процессами плавления континентальной литосферной мантии.

Скучиванию описанных выше нижнепалеозойских комплексов в единую геотектоническую Атасу-Моинтинскую плиту не противоречат и их палеомагнитные данные [62], поскольку эти комплексы значительных перемещений в нижнем палеозое относительно друг друга не испытывали. Тогда как эти данные по Атасу-Моинтинской плите отчётливо демонстрируют ее разворот относительно вулканогенных комплексов Нуринско-Карасорского преддугового прогиба и сопряженной с ним Тектурмасской аккреционной призмы (рисунок 13).

В позднем девоне до формирования структур Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса закладывается внутриконтинентальный Успенский рифт [63, 27].

На начальной стадии рифтогенеза формируются грубообломочные осадки молассового облика и контрастные антидромные магматические комплексы, на поздней стадии – глубоководные осадки, в ассоциации с которыми находятся как мантийные базальтовые выплавки (и их производные), так и анатектические, преимущественно кислые расплавы, формирующиеся в континентальной коре на начальной стадии рифтогенеза.

В парагенезисе с глубоководными отложениями сформировались стратиформные залежи железо-марганцевых и барит-полиметаллических руд, а с перидотит-габбровым комплексом связаны платиносодержащие медно-никелевые проявления [64].

В нижнем карбоне закладываются структуры Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса, формирование которого продолжалось вплоть до конца перми. Интересным представляется тот факт, что в поздней перми во внутренней зоне вулканоплутонического пояса раскрываются рифты, где протекает бимодальный базальт-риолитовый магматизм, аналогичный тому, что известен во внешней зоне Девонского вулканоплутонического пояса.

390 МЛН. ЛЕТ

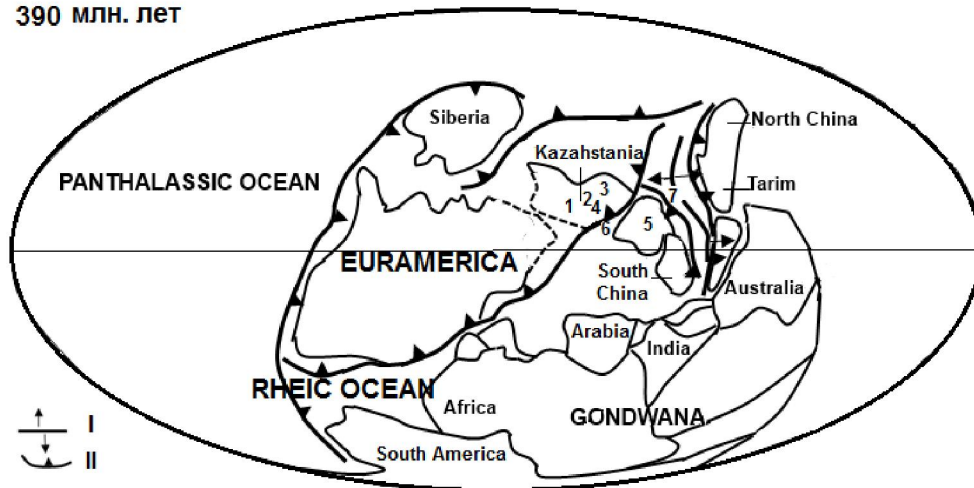


Рисунок 14 – Палинспастическая реконструкция Палеотетиса и континентальных блоков для раннего девона (по [65] с изменениями и дополнениями автора).

1 – Кокшетауский микроконтинент, 2 – Урумбайско-Селетинская внутриокеаническая островодужная система, 3 – Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс, 4 – Ангренсорско-Майкаинский энциалический бассейн, 5 – Атасу-Моинтинская плита, 6 – Тектурмасская (аккреционная призма) зона субдукции, 7 – Итмуруды-Тюлькуламская (аккреционная призма) зона субдукции; I – срединно-океанические хребты, II – зоны субдукции.

Как отмечалось ранее, раннепалеозойские структуры Центрального Казахстана к раннему девону составляли единую континентальную плиту, а вдоль ее южного края формировался Девонский вулканоплутонический пояс. Тектурмасская аккреционная призма (рисунок 14(6)) на этот период маркировала область схождения раннепалеозойских Сарыаркинской и Майкаинской плит. Автор предполагает, что юго-восточнее Тектурмасской зоны субдукции располагалась Атасу-Моинтинская плита (рисунок 14(5)), которая с северо-востока ограничивалась Итмурунды-Тюлькуламской зоной субдукции, поглощающей молодую океаническую кору малого океанического бассейна раскрывающегося между Северным Китаем и Атасу-Моинтинской плитой.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Brongniart A. Essai de classification mineralogique des roches mélanges: Journal des Mines. 181. 1813. V. XXXIV. P. 190-199.
- [2] Brongniart A. Classification et caracteres mineralogiques des roches homogenes et heterogenes. Paris: F. G. Levrault. 1827. 144 p.
- [3] Hess, H.H. "The oceanic crust". Journal of Marine Research 14. 1955. P.423-439.
- [4] Steinmann, G. 1927. Die ophiolithischen Zones in der Mediterranean Kettegebirger. In: International Geological Congress. Compte-rendu, XIve Congres Geologique International, 1926, Madrid, Graficas Reunidas. 1929. P. 637-667.
- [5] Wegener, A. Die Entstehung der Kontinent // Geologische Rundschau. 1912. Bd 3. S. 276-471.
- [6] Dietz, R.S., Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. Geol. Soc. Am. Bull., 74. 1963. P. 947-952.
- [7] Gass, I.G. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor?: Nature. 1963. V. 220. P. 32-42.
- [8] Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5-23.
- [9] Антонюк Р. М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974.
- [10] Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М., Тектоника литосферных плит территории СССР, Недра, М.: 1990, книга 1 - 326 с.; книга 2 - 334 с.
- [11] Короновский Н.В., Якушева А.Ф. Основы геологии: Учеб. для географ. спец. вузов. М.: Высш.шк.. 1991. 416 с.
- [12] Dobretsov, N. L., N. A. Berzin, and M. M. Buslov, Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean, Inter. Geol. Rev. 1995. 37. P. 335-360.
- [13] Печерский Д. М., Диденко А. Н., Палеоазиатский океан, Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере, Москва. 1995. 296с.
- [14] Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир. 1979. 262с.
- [15] Ewart, A. & Bryan W. B. Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands. Geol. Soc. Am. Bull., 83. 1972. P.3281-3298.
- [16] Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. Earth Planet. Sci.Lett. 1973. 19. P. 218-224.
- [17] Metcalf, R.V., and Shervais, J.W. Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum?, in Wright, J.E., and Shervais, J.W., eds., Ophiolites, Arcs, and Batholiths: A Tribute to Cliff Hopson: Geological Society of America Special Paper 438. 2008. P. 191-222.
- [18] 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.
- [19] Степанец В.Г., Антонюк Р.М., Кряжева Т.В. Раннепалеозойские офиолиты Агырек-Арсаланской аккреционной призммы северо-востока Центрального Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2011. № 5. С. 5-27.
- [20] Maruyama, S., Plume tectonics, J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. P. 24-49.
- [21] Новикова М.З., Герасимова Н.А., Дубинина С.В. Конодонты из вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Прибалхашья // Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 6. С. 1449-1451.
- [22] Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. С. 512-527.
- [23] Антонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Хамзин Б.С., Исмаилов Х.К., Выползов В.Л. Маслова И.Г. Офиолитовые комплексы Центрального Казахстана // Геология и охрана недр. 2009. С. 36-45.
- [24] Ермолов П.В., Жолтаев Г.Ж., Жаутиков Т.М. Геология и металлогения Казахстана с позиций современных научных концепций // Известия НАН РК. Серия геология и технических наук. 2011. №2. С. 4-16.
- [25] Степанец В.Г., Антонюк Р.М., Кряжева Т.В., Марченко И.А. Раннепалеозойские надсубдукционные офиолиты Агырек-Арсаланской аккреционной призммы Северо-Востока Центрального Казахстана // Горно-геологический журнал. № 1-2. 2012. С. 25-52.
- [26] Ермолов П.В., Степанец В.Г., Сеитов Н. Офиолиты Казахстана // Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2: "Офиолиты", Караганда: УТ «Офсет». 1990. 67 с.
- [27] Антонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Степанец В.Г., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г. Геодинамическая карта Казахстана. Серия Центрально-Казахстанская. Масштаб 1: 1500000. Караганда: Фонды МТД «Центрказнедра». 1995. 251 с.
- [28] Авдеев А.В. Геология офиолитовых зон Казахстана. Новосибирск. Автореферат дис. д-р. геол.- мин. наук, 1986, 32 с.
- [29] Ермолов П.В. Новый взгляд на происхождение офиолитовых поясов Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008. № 1. С. 76-85.

- [30] Геология СССР. Том XX. Центральный Казахстан. Геологическое описание. Книга 2. М.: Недра. 1972, 380 с.
- [31] Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М., 2002. 294 с.
- [32] Stepanets, W. G. Geology and geodynamics of ophiolites of the northeast of central Kazakhstan // L. P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics. Moscow. 1993. P. 139-140.
- [33] Stern, J. R. Subduction initiation: spontaneous and induced. Earth and Planetary Science Letters 226. 2004. P. 275–292.
- [34] Ультрасосновные породы. Магм. горные породы. Т. 5. М.: Наука, 1988. 508 с.
- [35] Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H., Fiske, R., 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara–Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer, P., Pearce, L.B., Stokking, L.B. (Eds.), Proc. Ocean Drill. Prog., College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 445–485.
- [36] Mullen, E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅. A minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters 62. P. 53–62.
- [37] Pearce, T.H., Gorman, B.E., Birkett, T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters 36. P. 121–132.
- [38] Cameron, W.E., Nisbet, E.G., Dietrich V.J. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts // Nature. 1979. Vol. 280. P. 550-553.
- [39] Irvine, T.N. & Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 1971. 8. P. 523-548.
- [40] 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. V. 42. P. 313-345.
- [41] Pearce, J. A. Role of the cub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J. eds., Continental basalts and mantle Xenoliths, Shiva, Nantwich, Cheshire, U.K. 1983. P. 230-250.
- [42] Fitton, J.G., Saunders, A.D., Norry, M.J., Hardarson, B.S., Taylor, R.N. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. Earth and Planetary Science Letters 153 (3–4). 1997. P. 197–208.
- [43] Pearce, J., Lippar, d S.J., Roberts, S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites, in Marginal Basin Geology, edited by B. P. Kokelaar and M. F. Howells, Geol. Soc. Spec. Publ. Vol. 16, 1984. P. 77-94.
- [44] Wood, D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planet. Sci. Lett. 50. 1980. P. 11–30.
- [45] Cabanis, B., and Lecolle, M. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: a tool for distinguishing volcanic series ar discovering crustal mixing and/or contamination. Comptes Rendus de l' Academie des sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre. 1989. 309 (20). P. 2023-2029.
- [46] Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., White W. M. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // EPSL. 1986. V. 79. P. 33-45.
- [47] Двойнин В.В., Газизова К.С. Месторождение Тесиктас // Металлогения Казахстана. Месторождения руд меди. Алма-Ата: Наука, 1978. С.37-40.
- [48] Mesched, E.M. 1986. A method of discriminating between different types Mid-Oceanic Ridge Basalts continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chemical Geology. No 56. P. 207-218. [49] Pearce, J.A. & Cann, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // EPSL 19. 1973. P. 290-300.
- [50] Bradshaw, G.D. Geology and genesis of the Wolverine polymetallic volcanic rock-hosted massive sulphide (VHMS) deposit, Finlayson Lake district, Yukon, Canada: Unpubl. M.Sc. thesis, The University of British Columbia, 2003. P. 172.
- [51] Stern, R.J. Subduction zones, Rev. Geophys., 2002. 40(4), 1012.
- [52] Yagodinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A. V., Kay, S.M. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region; implications for slab melting and processes in the mantle wedge // GSA Bulletin, 1995. Vol. 107. № 5. P. 505-519.
- [53] Futa, K. & Stern, C.R. Sr and Nd isotopic and trace element composition of Quaternary volcanic centers of southern Andes. Earth and Planetary Science Letters 88. 1988. P.253–263.
- [54] López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P., Tagiri, M. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 418300 and 468000S, Chile. Revista Geológica de Chile 20 (1). 1993. P-33–55.
- [55] Maruyama, S., Plume tectonics, J. Geol. Soc. Japan, 1994. V. 100. P. 24–49.
- [56] Stepanez, W.G. & Kemmer, A.G. Mg, Ni and Cr fractionation in ophiolite as indication of the island arc and spreading back-arc magmatism maturity: an example from Central Kazakhstan // S. Der Deut. Geol. Gesellschaft. Hannover 2002. Heft 21. S. 321-322.
- [57] Xiao W.J., Huang B., Han C., Sun S., Li.J. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens// Gondwana Research. 2010. V.18. P. 253–273.
- [58] Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. Караганда, 2013. 222с.
- [59] Новикова М. З., Герасимова Н. А., Дубинина С. В. Конodontы из вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Прибалхашья // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 6. С. 1449-1451.
- [60] Zhylykaidarov A. M. Conodonts form Ordovician of Central Kazakhstan // Acta Paleontologica Polonica. 1998. V.43. № 1. P. 53-68.
- [61] Русаков М.П. и Бурдуков Г.П. Известия АН КазССР. Сер. геол. Вып. 1 (26), 46 (1957).
- [62] Турманидзе Т.Л., Гришин Д.М., Печерский Д.М., Степанец В.Г. Палеомагнитная информация об ордовикских офиолитах из аллохтонных массивов Караулчеку, Толпак и Базарбай (Центр. Казахстан) // Геодинамика. 1991. № 4. С. 54-69.
- [63] Магматические комплексы Центрального Казахстана. Путеводитель экскурсии IV Казахстанского петрографического совещания. Караганда. 1988. 62с.

- [64] Антоненко А.А., Герцен Л.Е., Левин В.Л., Омарбекова А., Павлова З.Н. Форма нахождения элементов-примесей в рудах медно-никелевого месторождения Камкор // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. №4. С. 28-35.
- [65] Scotese, C.R. Continental Drift, 7th edition, PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 1997. 79 p.

REFERENCES

- [1] Brongniart A. Essai de classification mineralogique des roches mélanges: Journal des Mines. 181. 1813. V. XXXIV. P. 190-199.
- [2] Brongniart A. Classification et caracteres mineralogiques des roches homogenes et heterogenes. Paris: F. G. Levrault. 1827. 144 p.
- [3] Hess, H.H. "The oceanic crust". Journal of Marine Research 14. 1955. P.423-439.
- [4] Steinmann, G. 1927. Die ophiolithischen Zonen in der Mediterranean Kettegebirger. In: International Geological Congress. Compte-rendu, XIVe Congres Geologique International, 1926, Madrid, Graficas Reunidas. 1929. P. 637-667.
- [5] Wegener, A. Die Entstehung der Kontinent // Geologische Rundschau. 1912. Bd 3. S. 276-471.
- [6] Dietz, R.S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. Geol. Soc. Am. Bull., 74. 1963. P. 947-952.
- [7] Gass, I.G. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor?: Nature. 1963. V. 220. P. 32-42.
- [8] Pejwe A.W. Okeanitschekaja kora geologitschekogo proschlogo // Geotektonika. 1969. № 4. С. 5-23. (in Russ.).
- [9] Antonjuk R. M. Okeanitschekaja kora jewgeocinklinaln'noj oblacti woctoka Zentral'nogo Kasachctana // Tektonika Uralo-Mongol'ckogo ckladtschatogo pojaca. M., 1974. (in Russ.).
- [10] Sonenschajn L. P., Kus'min M. I., Natapow L. M., Tektonika litocvernych plit territorii CCCR, Nedra, M.: 1990, kniga 1 - 326 c.; kniga 2 - 334 c. (in Russ.).
- [11] Koronowckij N.W., Jakuschewa A.V. Ocnowy geologii: Utsheb. dlja geograv. cpez. wusow. M.: Wycsch.sch.. 1991. 416 c. (in Russ.).
- [12] Dobretsov, N. L., N. A. Berzin, and M. M. Buslov, Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean, Inter. Geol. Rev. 1995. 37. P. 335-360.
- [13] Petscherckij D. M., Didenko A. N., Paleoasiatskij okean, Petromagnitnaja i paleomagnitnaja invormazija o ego litocvere, Mockwa. 1995. 296c. (in Russ.).
- [14] Kolman R.G. Oviolity. M.: Mir. 1979. 262c. (in Russ.).
- [15] Ewart, A. & Bryan W. B. Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands. Geol. Soc. Am. Bull., 83. 1972. P.3281-3298.
- [16] Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. Earth Planet. Sci.Lett. 1973. 19. P. 218-224.
- [17] Metcalf, R.V., and Shervais, J.W. Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum?, in Wright, J.E., and Shervais, J.W., eds., Ophiolites, Arcs, and Batholiths: A Tribute to Cliff Hopson: Geological Society of America Special Paper 438. 2008. P. 191-222.
- [18] Ctepanez W.G. Petrologija i geologitschekaja posizija oviolitow Cewero-Woctoka Z. Kasachctana: Dicc. kand. geol.-min. nauk. IGN AN RK. Alma-Ata. 1992. 325 c. (in Russ.).
- [19] Ctepanez W.G., Antonjuk R.M., Krjazhewa T.W. Rannepaleosojckie oviolity Agyrek-Arcalanckoj akkrezionnoj prismy cewero-woctoka Zentral'nogo Kasachctana // Iswectija NAN RK. Cerija geologitschekaja. 2011. № 5. C. 5-27. (in Russ.).
- [20] Maruyama, S., Plume tectonics, J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. P. 24-49.
- [21] Nowikowa M.S., Geracimowa N.A., Dubinina C.W. Konodonty is wulkanogenno-kremnictogo komplekca Cewernogo Pribalchash'ja // Dokl. AN CCCR, 1983, t. 271, № 6. C. 1449-1451. (in Russ.).
- [22] Nikitin I.V. Ordowikckie kremničtye i kremnicto-basal'towye komplekcy Kasachctana // Geologija i geowisika. 2002. T. 43. C. 512-527. (in Russ.).
- [23] Antonjuk R.M., Ewceenko R.D., Chamsin B.C., Icmailow Ch.K., Wypolsow W.L., Macłowa I.G. Oviolitowye komplekcy Zentral'nogo Kasachctana // Geologija i ochrana neдр. 2009. C. 36-45. (in Russ.).
- [24] Ermolow P.W., Zhołtaew G.Zh., Zhautikow T.M. Geologija i metallogenija Kasachctana c posizij cownemennych nautsnych koncepzij // Iswectija NAN RK. Cerija geologija i technitschekich nauk. 2011. №2. C. 4-16. (in Russ.).
- [25] Ctepanez W.G., Antonjuk R.M., Krjazhewa T.W., Martschenko I.A. Rannepaleosojckie nad-cubdukcionnye oviolity Agyrek-Arcalanckoj akkrezionnoj prismy Cewero-Woctoka Zentral'nogo Kasachctana // Gorno-geologitschekij zhurnal. № 1-2. 2012. C. 25-52. (in Russ.).
- [26] Ermolow P.W., Ctepanez W.G., Ceitow N. Oviolity Kasachctana // Putewoditel' jekckurcii mezhdunarodnogo rabotschego cowneshanija po proektu 2: "Oviolity", Karaganda: UT «Ovceb». 1990. 67 c. (in Russ.).
- [27] Antonjuk R.M., Ewceenko R.D., Ctepanez W.G., Grankin M.C., Mal'tschenko E.G. Geodinamitschekaja karta Kasachctana. Cerija Zentral'no-Kasachctanckaja. Macshtab 1: 1500000. Karaganda: Vondy MTD «Zentrkasnedra». 1995. 251 c. (in Russ.).
- [28] Awdeew A.W. Geologija oviolitowych son Kasachctana. Nowocibirck. Awtoverat dic. d-r. geol.- min. nauk, 1986, 32 c. (in Russ.).
- [29] Ermolow P.W. Nowyj wsgljad na proicchozhdenie oviolitowych pojacow Kasachctana // Iswectija NAN RK. Cerija geologitschekaja. 2008. № 1. C. 76-85. (in Russ.).
- [30] Geologija CCCR. Tom XX. Zentral'nyj Kasachctan. Geologitschekoe opicanie. Kniga 2. M.: Nedra. 1972, 380 c. (in Russ.).
- [31] Kurenkow C.A., Didenko A.N., Cimonow W.A. Geodinamika paleocpredinga. M., 2002. 294 c. (in Russ.).
- [32] Stepanets, W. G. Geology and geodynamics of ophiolites of the northeast of central Kazakhstan // L. P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics. Moscow. 1993. P. 139-140.
- [33] Stern, J. R. Subduction initiation: spontaneous and induced. Earth and Planetary Science Letters 226. 2004. P. 275- 292.

- [34] Ul'traocnownnye porody. Magm. gornye porody. T. 5. M.: Nauka, 1988. 508 c. (in Russ.).
- [35] Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H., Fiske, R., 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer, P., Pearce, L.B., Stokking, L.B. (Eds.), Proc. Ocean Drill. Prog., College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 445-485.
- [36] Mullen, E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅. A minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters 62. P. 53-62.
- [37] Pearce, T.H., Gorman, B.E., Birkett, T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters 36. P. 121-132.
- [38] Cameron, W.E., Nisbet, E.G., Dietrich V.J. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts // Nature. 1979. Vol. 280. P. 550-553.
- [39] Irvine, T.N. & Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 1971. 8. P. 523-548.
- [40] 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. V. 42. P. 313-345.
- [41] Pearce, J. A. Role of the cub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J. eds., Continental basalts and mantle Xenoliths, Shiva, Nantwich, Cheshire, U.K. 1983. P. 230-250
- [42] Fitton, J.G., Saunders, A.D., Norry, M.J., Hardarson, B.S., Taylor, R.N. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. Earth and Planetary Science Letters 153 (3-4). 1997. P. 197-208.
- [43] Pearce, J., Lippard, S.J., Roberts, S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites, in Marginal Basin Geology, edited by B. P. Kokelaar and M. F. Howells, Geol. Soc. Spec. Publ. Vol. 16, 1984. P. 77-94.
- [44] Wood, D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planet. Sci. Lett. 50. 1980. P. 11-30.
- [45] Cabanis, B., and Lecolle, M. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination. Comptes Rendus de l'Academie des sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre. 1989. 309 (20). P. 2023-2029.
- [46] Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., White W. M. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // EPSL. 1986. V. 79. P. 33-45.
- [47] Dwojnin W.W., Gasisowa K.C. Mectorozhdenie Teciktac // Metallogenija Kasachstana. Mectorozhdenija rud medi. Alma-Ata: Nauka, 1978. C.37-40. (in Russ.).
- [48] Mesched, E.M. 1986. A method of discriminating between different types Mid-Oceanic Ridge Basalts continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chemical Geology. No 56. P. 207-218. [49] Pearce, J.A. & Cann, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // EPSL 19. 1973. P. 290-300.
- [50] Bradshaw, G.D. Geology and genesis of the Wolverine polymetallic volcanic rock-hosted massive sulphide (VHMS) deposit, Finlayson Lake district, Yukon, Canada: Unpubl. M.Sc. thesis, The University of British Columbia, 2003. P. 172.
- [51] Stern, R.J. Subduction zones, Rev. Geophys., 2002. 40(4), 1012.
- [52] Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Kay, S.M. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region; implications for slab melting and processes in the mantle wedge // GSA Bulletin, 1995. Vol. 107. № 5. P. 505-519.
- [53] Futa, K. & Stern, C.R. Sr and Nd isotopic and trace element composition of Quaternary volcanic centers of southern Andes. Earth and Planetary Science Letters 88. 1988. P.253-263.
- [54] López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P., Tagiri, M. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 418300 and 468000S, Chile. Revista Geológica de Chile 20 (1). 1993. P.33-55.
- [55] Maruyama, S., Plume tectonics, J. Geol. Soc. Japan, 1994. V. 100. P. 24-49.
- [56] Stepanez, W.G. & Kemmer, A.G. Mg, Ni and Cr fractionation in ophiolite as indication of the island arc and spreading back-arc magmatism maturity: an example from Central Kazakhstan // S. Der Deut. Geol. Gesellschaft. Hannover 2002. Heft 21. S. 321-322.
- [57] Xiao W.J., Huang B., Han C., Sun S., Li J. A review of the western part of the Altai: A key to understanding the architecture of accretionary orogens// Gondwana Research. 2010. V.18. P. 253-273.
- [58] Ermolov P.W. Aktual'nye problemy isotopnoj geologii i metallogenii Kasachstana. Karaganda, 2013. 222c. (in Russ.).
- [59] Nowikowa M. S., Geracimowa N. A., Dubinina C. W. Konodonty is wulkanogenno-kremnictogo kompleksa Cewernogo Pribalchash'ja // Dokl. AN CCCR. 1983. T. 271, № 6. C. 1449-1451. (in Russ.).
- [60] Zhylkaidarov A. M. Conodonts from Ordovician of Central Kazakhstan // Acta Paleontologica Polonica. 1998. V.43. № 1. P. 53-68.
- [61] Rucakow M.P. i Burdukow G.P. Iswectija AN KasCCR. Cer. geol. Wyp. 1 (26), 46 (1957). (in Russ.).
- [62] Turmanidse T.L., Grischin D.M., Petscherkij D.M., Ctepanez W.G. Paleomagnetnaja informacija ob ordowikskich oviolitach is allochtonnych macciwow Karaulscheku, Tolpak i Basarbaj (Zentr. Kasachstan) // Geodinamika. 1991. № 4. C. 54-69. (in Russ.).
- [63] Magmatitscheckie komplekcy Zentral'nogo Kasachstana. Putewoditel' jekskurcii IV Kasachstanckogo petrogravitscheckogo ceweshanija. Karaganda. 1988. 62c. (in Russ.).
- [64] Antonenko A.A., Gerzen L.E., Lewin W.L., Omarbekowa A., Pawlowa S.N. Vorma nachozhdenija jelementow-primecej w rudach medno-nikelewogo mectorozhdenija Kamkor // Iswectija NAN RK. Cerija geologitscheckaja. 2009. №4. C. 28-35. (in Russ.).
- [65] Scotese, C.R. Continental Drift, 7th edition, PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 1997. 79 p.

**СОЛТҮСТІК БАЛХАШ МАНЫНЫҢ ТӨМЕНГІ ПАЛЕОЗОЙ «ОФИОЛИТТЕРІ»
ГЕОЛОГИЯЛЫҚ ТАРИХТА МҰХИТТЫҚ ҚЫРТЫСТЫҢ ҚҰРАМЫН КӨРСЕТПЕЙДІ**

В. Г. Степанец

RCMIR_COM, Германия

Тірек сөздер: сбдукция усті офиолиттері, сілтілі базальттар, палеозойлық суық суперплум, аккреционды призма, Орталық Қазақстан

Аннотация. Солтүстік Балхаш маңының төменгі палеозойлық магмалық кешендерін петрохимиялық талдау негізінде ондағыофиолитті үштік жыныстары палеозойлық мұхиттық қыртыс құрамын көрсетпейтінін постулаттайды,яғни маңайында субдукция белдеміне сүңгийтін магмалық жыныстар мен белсенді континент шетінің және тереңсулы мұхитты немесе литосфералық плиталардан ажыраған шөгінділердің тектоникалық коспасы ретінде қарастырылады.

Поступила 21.07.2015 г.