

**NEWS**

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

**SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES**

ISSN 2224-5278

Volume 6, Number 420 (2016), 6 – 21

**V. G. Stepanec**

\*RCMIR\_COM, Rheinstr. 87, 26382 Wilhelmshaven, Germany.

E-mail: wladimir@stepanez.de

**GEODYNAMIC POSITION  
OF THE TEKURMAS ACCRETIONARY PRISM OPHIOLITES  
(CENTRAL KAZAKHSTAN). Part 2**

**Abstract.** The article describes the geodynamic position Lower Paleozoic ophiolites of the Tekurmas accretionary prism. The facies analysis paleontological, lithological and geochemical data provide the basic information what ophiolites Tekurmas accretionary prism formed above a subduction zone prior to the formation of Euramerica the Devonian active continental margin. Lateral structural row along the north-eastern outskirts of Euramerica during the Devonian included: non-volcanic (Tekurmas accretionary prism) relatively narrow island arc – Nura-Karasor forearc basin – Devonian volcanic-plutonic belt – Shiderty back-arc basin. Such lateral series may well reflect the structure of marginal-continental subduction zone of the Andean-type, where for the upper Ordovician and Silurian the sub oceanic plate subducts beneath under transitional or thinning of subcontinental crust Early Paleozoic stage of stabilization. The Ophiolite Terrane of the Tekurmas accretionary prism composes blocks sealed Upper Ordovician and Lower Silurian olistostromes, which is caused by the formation of the descent of the Atasu-Mointy and Saryarka tectonic plates in the subduction zone Panthalassa.

As part of the tectonic sheets meet ophiolites counterparts' fore-arc basins, primitive island arcs such as Marian-type, back-arc spreading basins, mature island arcs and continental margins.

**Keywords:** Kazakhstan, ophiolites, accretionary prism, Late Paleozoic, island arc.

УДК 551.24:/56:551.732/.733 (374.3)

**В. Г. Степанец**

RCMIR\_COM, Германия

**ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОФИОЛИТОВ ТЕКУРМАССКОЙ  
АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)  
Часть 2**

**Аннотация.** Рассмотрена геодинамическая позиция офиолитов нижнего палеозоя в составе Тектурмасской аккреционной призмы. На основе анализа палеонтологических, литологических и петрогеохимических данных доказывается, что офиолиты Тектурмасской аккреционной призмы формировались над зоной субдукции до начала формирования девонской активной континентальной окраины Евразии. Латеральный структурный ряд вдоль северо-восточной окраины Евразии на протяжении девона включал в себя:

невулканическую (Тектурмасскую аккреционную призму) относительно узкую островную дугу – Нуринско-Карасорский преддуговой прогиб – Devonский вулканоплутонический пояс – Шидертинский задуговой бассейн. Такой латеральный ряд вполне может отражать строение окраинно-материковой зоны субдукции андского типа, где на протяжении верхнего ордовика и силура происходило пододвигание кембрийской субокеанической плиты под переходную или утоненную субконтинентальную кору раннепалеозойского этапа стабилизации. Террейны разноформационных офиолитов Тектурмасской аккреционной призмы слагают бескорневые тела, запечатанные верхнеордовикской и нижнесилурийской олистостромой, образование которой обусловлено схождением Атасу-Моинтинской и Сарыаркинской тектонических плит в зоне субдукции Панталасса. В составе тектонических покровов встречаются офиолиты аналогов преддуговых бассейнов, примитивных островных дуг марианского типа, задуговых спрединговых бассейнов и зрелых островных дуг.

**Ключевые слова:** Казахстан, офиолиты, аккреционная призма, нижний палеозой, островная дуга.

**Аллохтонные комплексы.** *Карамурунская толща* имеет довольно пестрый состав. Она сложена базальтами, трахибазальтами, базальтовыми трахиандезитами, реже трахиандезитами, базанитами, тефритами, фонотефритами и тефрифонолитами (рисунок 8).

Общим для всех вулкаников карамурунской толщи являются высокие концентрации  $TiO_2$  (<3.25 мас.%),  $FeO_{общ}$  (<14.76 мас.%),  $P_2O_5$  (<1.35 мас.%) и рост щелочей с увеличением  $SiO_2$ .

По данным М. З. Новиковой [12, 25] вулканики обогащены Nb (35–42 г/т) V (185 г/т), Ba (350–460 г/т) Sr (300 г/т), Zr (278 г/т), Rb (27 г/т), Y (29 г/т) и резко обеднены Cr (10 г/т), Ni (50 г/т), Co (23 г/т) и MgO (<5.59 мас.%), что свидетельствует об интенсивной дифференциации исходной обогащенной магмы. Все вулканики карамурунской толщи отвечают нефелин-оливин-нормативным породам.

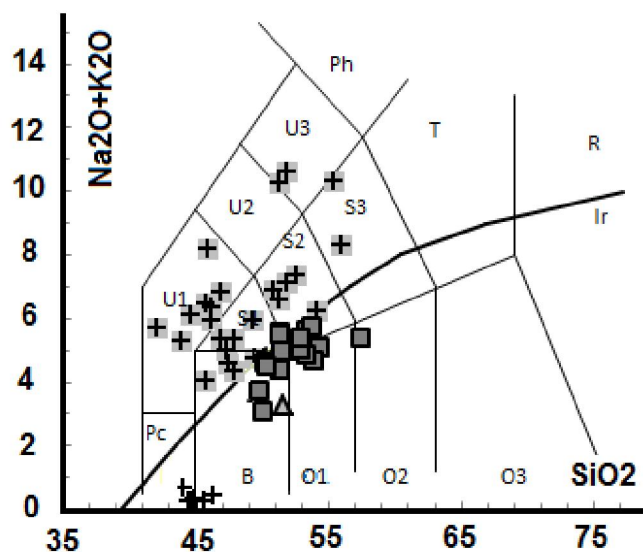


Рисунок 8 – Диаграмма  $Na_2O+K_2O-SiO_2$  [46, 50] для пород Тектурмасской аккреционной призмы.

Pc – пикритобазальт; U1 – базанит; U2 – фонотефрит, U3 – тефрофонолит; Ph – фонолит;  
S1 – трахибазальт; S2 – базальтовый трахиандезит; S3 – трахиандезит; T – трахит; B – базальт;  
O1 – базальтовый андезит; O2 – андезит; O3 – дацит.

◆ 1 + 2 + 3 ▲ 4 ■ 5 □ 6

Тортаульская ложбина: 1 – диабазы, 2 – долериты, 3 – карамурунские базальты;  
4 – диабазы гор Сарытау; 5 – базальты гор Дуана-Корасы; 6 – базальты гор Косдонгал.

Figure 8 –  $SiO_2$  vs  $Na_2O+K_2O$  diagram plotting [46, 50] for volcanic rocks of Tekturmas accretionary complex. Abbreviations: Pc – picrite-basalt; U1 – basanite; U2 – phonotefrit, U3 – tefrofonolit; Ph – phonolite; S1 – trachybasalt; S2 – basalt-trachyandesite; S3 – trachyandesite; T – trachyte; B – basalt; O1 – basaltic andesite; O2 – andesite; O3 – dacite.

◆ 1 + 2 + 3 ▲ 4 ■ 5 □ 6

Tortaul valley: 1 – diabases, 2 – dolerites, 3 – basalts of Karamurun Formation;  
4 – diabases of Sarytau Mountains; 5 – basalts of Duana-Korasy Mountains; 6 – basalts of Kosdongal Mountains.

Плюмовая составляющая базальтоидов карамурунской толщи находит подтверждение на диаграмме  $10 \cdot \text{MnO} - 10 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 - \text{TiO}_2$  [47], где они в основном ложатся в поле щелочных базальтов океанических островов (рисунок 6). Тогда как на диаграмме  $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}_t$  [48] они соответствуют базальтам континентальных рифтов и базальтам срединных зон (рисунок 7).

Контаминация исходной магмы карамурунских вулканитов веществом континентальной коры подтверждается и величиной отношения изотопов стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , изменяющейся от 0.7086 до 0.7170 [5], что значительно превышает эту величину как в базальтах срединно-океанических хребтов, так и в базальтах океанических островов [51].

*Дуана-Корасыкская толща.* Базальты и базальтовые андезиты сопоставляются с низкотитанистыми ( $\text{TiO}_2: 0.63 - 1.15$  мас.%), низкоглиноземистыми ( $\text{Al}_2\text{O}_3: 13.96 - 15.75$  мас.%), низкофосфористыми ( $\text{P}_2\text{O}_5: 0.08 - 0.15$  мас.%), высоконатриевыми ( $\text{Na}_2\text{O}: 2.65 - 7.89$  мас.%) толеитами с известково-щелочным уклоном. По содержанию калия они относятся к низкокалиевым толеитам и среднекалиевым известково-щелочным островодужным базальтам (рисунок 6, 7). С увеличением роли кремнезема ( $\text{SiO}_2 < 53.87$  мас.%) в вулканитах повышается уровень концентраций  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (до 17.36 мас.%) и  $\text{TiO}_2$  (<1.15 мас.%), по характеру распределения  $\text{MgO}$  (3.41–6.90 мас.%) они преимущественно отвечают дифференцированным, реже примитивным базальтам. Редко встречаются базальты с крайне низкими концентрациями  $\text{P}_2\text{O}_5$  (<0.04 мас.%), чем находят аналогию с породами примитивных островных дуг. По характеру накопления петрогенных окислов базальты дуана-корасыкской толщи близки диабазам серпентинитового меланжа Тортаульской ложбины (рисунок 6, 7).

*Косдонгалская толща.* Она представлена преимущественно титанистыми ( $\text{TiO}_2: 1.14 - 1.69$  мас.%) толеитовыми базальтами с умеренными концентрациями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12.76–15.21 мас.%) при низких содержаниях  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.09–0.22 мас.%) и  $\text{K}_2\text{O}$  (>0.05 мас.%), что сближает их с базальтами задуговых срединных бассейнов (рисунок 6, 7), обогащенных  $\text{Na}_2\text{O}$  (3.46–6.25 мас.%). Также встречаются дифференцированные высокотитанистые ( $\text{TiO}_2 = 3.36$  мас.%), низкоглиноземистые ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.25$  мас.%) и низкокалиевые ( $\text{K}_2\text{O} = 0.05$  мас.%) базальты, но с невысокими содержаниями  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.22–0.45 мас.%), что в целом отличает их от плюмовых базальтов карамурунской толщи.

По-видимому, в отдельную толщу следует выделить вулканиты урочища Пожарище и гор Сарытау, где встречены базальты трех различных типов.

Известны собственно плюмовые базальты, аналогичные таковым карамурунской толщи урочища Тортаул (рисунок 9). Особо следует отметить появление низкотитанистых ( $\text{TiO}_2: 0.76 - 0.96$  мас.%), низкожелезистых ( $\text{FeO}_{\text{общ}}: 7.45 - 8.17$  мас.%), умеренноглиноземистых ( $\text{Al}_2\text{O}_3: 14.79 - 15.09$  мас.%), фосфористых ( $\text{P}_2\text{O}_5: 0.32 - 0.38$  мас.%) известково-щелочных базальтов широко известных в

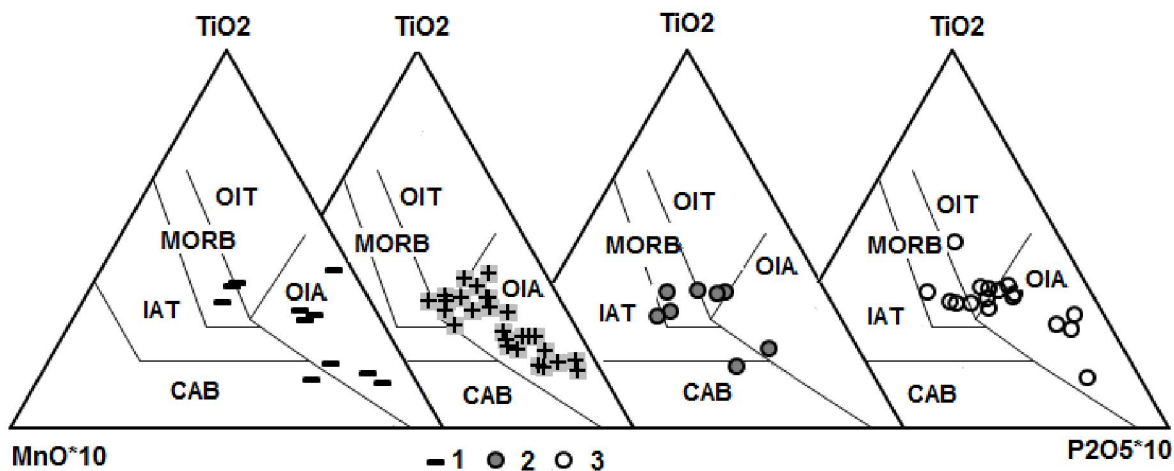


Рисунок 9 – Бинарная диаграмма  $10 \cdot \text{MnO} - 10 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 - \text{TiO}_2$  [47] для пород Тектурмасской аккреционной призмы.

1 – базальты урочища Пожарище; 2 – базальты севера гор Сарытау; 3 – базальты гор Сарытау.

Остальные условные обозначения смотри на рисунке 8.

Figure 6–Triangular tectonic discrimination diagram  $10 \cdot \text{MnO} - 10 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 - \text{TiO}_2$  [47] for volcanic rocks of Tekturmas accretionary complex. 1 – basalt tract configuration; 2 – basalts of northern Sarytau Mountains; 3 – basalts of Sarytau Mountains.

For symbols see Figure 8.



пределах активных континентальных окраин. Важно отметить появление примитивных титанистых ( $\text{TiO}_2 < 3.37$  мас.%), высококальциевых ( $\text{CaO} < 11.51$  мас.%) толеитовых базальтов с известково-щелочным уклоном известных в задуговых спрединговых бассейнах.

**Паравтохтонные комплексы.** *Расслоенный базарбайский комплекс.* Габброиды, габбро-диориты и трондjemиты базарбайского комплекса по петрохимическому составу отвечают низкотитанистым ( $\text{TiO}_2$ : 0.79–0.59 мас%), низкокальциевым ( $\text{K}_2\text{O} < 0.1$  мас.%) и высокотитанистым ( $\text{Na}_2\text{O} < 8.0$  мас.%) породам известково-щелочной серии (рисунок 10). Они, однако, содержат высокие концентрации Nb (7.5 г/т), Y (40 г/т), Yb (4.3 г/т), Zr (235 г/т), Ga (17 г/т) и низкие концентрации Ni (12 г/т), Cr (17 г/т), Co (9 г/т).

*Дайково-силловый комплекс.* Диабазы и кварцевые диабазы, образующие, как правило, одиночные силлы и дайки, отвечают высоконариевым ( $\text{Na}_2\text{O} < 5.29$  мас.%) дифференцированным ( $\text{MgO} > 2.54$  мас.%) и реже примитивным ( $\text{MgO} < 7.08$  мас.%) породам толеитовой и известково-щелочной серии. В примитивных известково-щелочных диабазах по отношению к дифференцированным диабазам несколько повышены  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (14.96–15.44 мас.%) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.1–0.13 мас.%), но они менее железистые ( $\text{FeO}_{\text{общ}} < 9.39$  мас. %), а уровень  $\text{Na}_2\text{O}$  не превышает 3.08 мас. %. Для кварцевых диабазов характерны крайне низкие концентрации  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.05–0.07 мас.%), тогда как в дифференцированных диабазах содержания  $\text{P}_2\text{O}_5$  достигают 0.22 мас.%.

Долериты являются примитивными известково-щелочными породами и довольно четко разделяются на низкотитанистые ( $\text{TiO}_2 < 1.0$  мас.%) и умереннотитанистые ( $\text{TiO}_2 > 1.0$  мас.%). С увеличением кремнезема постепенно понижается уровень концентраций глинозема и железа, однако в умереннотитанистых эта тенденция не проявлена. Породы дайково-силлового комплекса по характеру накопления основных петрогенных окислов неэквивалентны вулканитам кузекской свиты, что демонстрируют бинарные диаграммы (рисунок 11). На диаграмме отчетливо видны различные направления трендов накопления глинозема в примитивных вулканитах и примитивных диабазах, а уровень глинозема в долеритах выше, чем в вулканитах кузекской свиты.

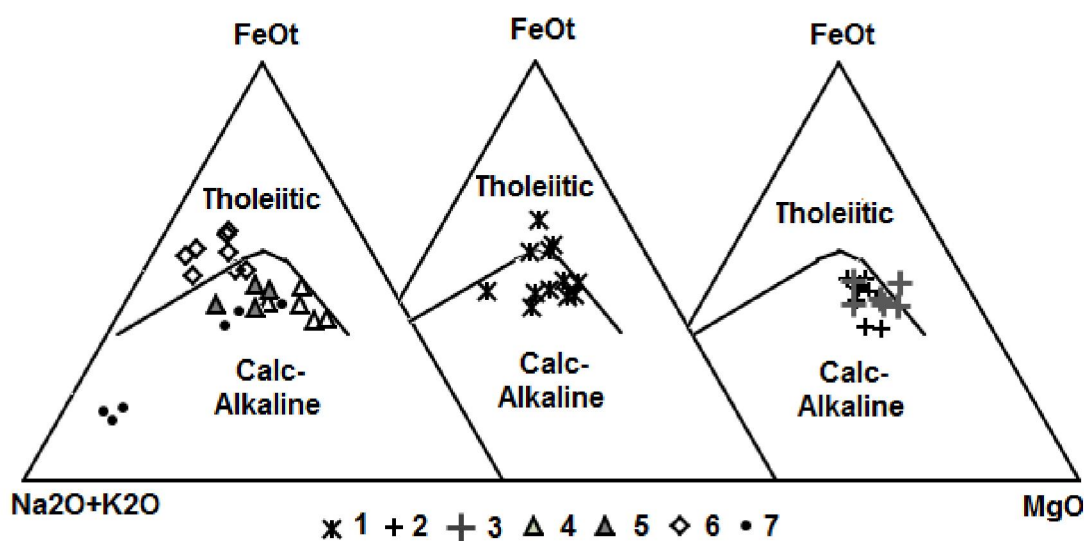


Рисунок 10 – Бинарная диаграмма  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}$  [46] для пород базарбайского офиолитового комплекса.

1 – диабазы и кварцевые диабазы; 2-3 – долериты: 2 – low-Ti, 3 – med-Ti; 4-6 – кузекская свита:

4 – примитивные вулканиты; 5-6 – дифференцированные вулканиты: 5 – low-Fe, 6 – high-Fe;

7 – породы расслоенного габбро-плагиигранитного комплекса.

Figure 10 – Triangular discrimination diagram  $\text{MgO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{FeO}$  after [46] for volcanic rocks of Basarbai ophiolite complex.

1 – diabases and quartz diabases 2-3 – dolerites: 2 – low-Ti, 3 – med-Ti; 4-6 – Kuzek Formation: 4 – primitive volcanic rocks; 5-6 – differentiated volcanic rocks: 5 – low-Fe, 6 – high-Fe; 7 – volcanic rocks of layered gabbro-plagiogranite complex.



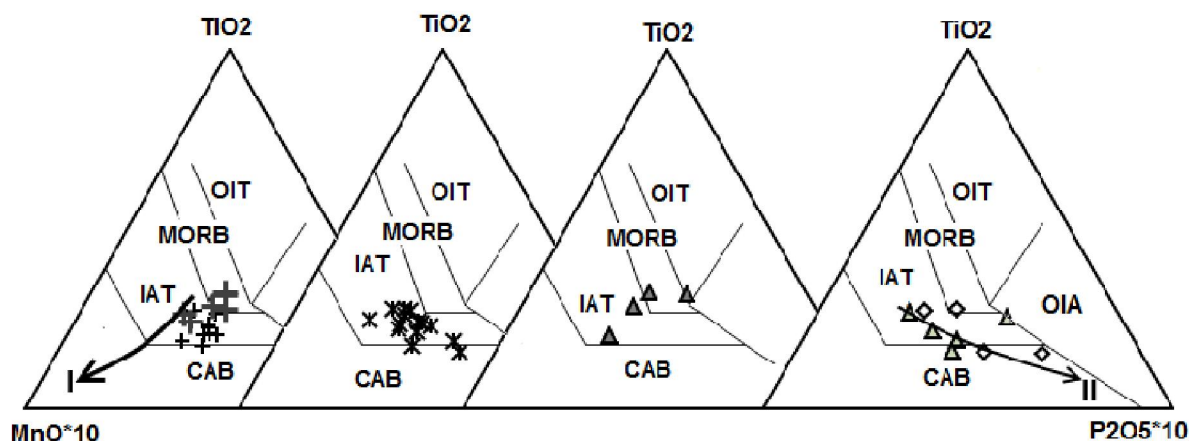


Рисунок 11 – Бинарная диаграмма  $10^*MnO-10^*P_2O_5-TiO_2$  [47] для пород базарбайского офиолитового комплекса. Линиями показаны тренды: I – примитивных островных дуг, II – активных континентальных окраин. Условные обозначения смотри на рисунке 10.

Figure 11 – Triangular tectonic discrimination diagram  $10^*MnO-10^*P_2O_5-TiO_2$  [47] for volcanic rocks of Basarbai ophiolite complex.

Line showing trends of: I – primitive island arcs, and II – active continental margins. For symbols see Figure 10.

*Кузекская свита.* Вулканиты свиты по петрохимическому составу принадлежат примитивным базальтам и дифференцированным базальтам, трахибазальтам, базальтовым трахиандезитам и трахиандезитам с явно выраженным обогащением по  $Na_2O$  (<2.51 мас.%) при содержании  $K_2O$  не более 1.58 мас.%, что наиболее характерно для известково-щелочных серий (рисунок 10). Обособленную группу составляют высокожелезистые дифференцированные вулканиты, которые могут быть сопоставлены с толеитами с известково-щелочным уклоном. По характеру накопления титана они отвечают низко- и умереннотитанистым вулканитам с высоким трендом обогащения фосфором (рисунок 11), что характерно для вулканитов активных континентальных окраин.

### Обсуждение и выводы

Стратиграфическая последовательность базальтоидных и осадочных толщ района гор Тектурмас, рассмотренная в работах Р.М. Антонюка [5, 7] и М.З. Новиковой [12], с позиций классического строения верхних членов офиолитовой триады, отражающей океаническую историю их формирования [15, 38], как бы не вызывает сомнений.

Это в том случае, если океаническая природа исследуемых магматических пород четко обоснована, ассоциирующие с океаническими перидотитами и габброидами тела диабазов являются комаматами базальтов, а конденсированные силициты содержат металлоносные илы и железомарганцевые конкреции.

Как было показано выше, ни одно из перечисленных критериев определения океанической природы нижнепалеозойских образований в пределах гор Тектурмас, на данный момент не установлено.

Тем более все изученные перидотиты и габброиды, как и их породообразующие и аксессуарные минералы, отвечают плутоническим породам надсубдукционных офиолитов. В серпентинитовом меланже встречаются породы марианит-бонинитовой серии, образование которых также ограничивается рифтами преддуговых бассейнов.

В составе тектонических покровов известны базальты дуана-корасынской толщи, аналоги вулканитов примитивных островных дуг марианского типа, а также покровы вулканитов задуговых спрединговых бассейнов, одновозрастных высокотитанистым щелочным базальтам карамурунской и силицитам тектурмасской толщ (рисунок 12).

Если рассмотреть имеющиеся по магматическим породам Тектурмасской аккреционной призмы палеомагнитные определения, к примеру, для базальтов гор Дуана-Корасы и базальтов карамурунской толщ Тортаульской ложбины (таблица), то для их совмещения в один разрез они

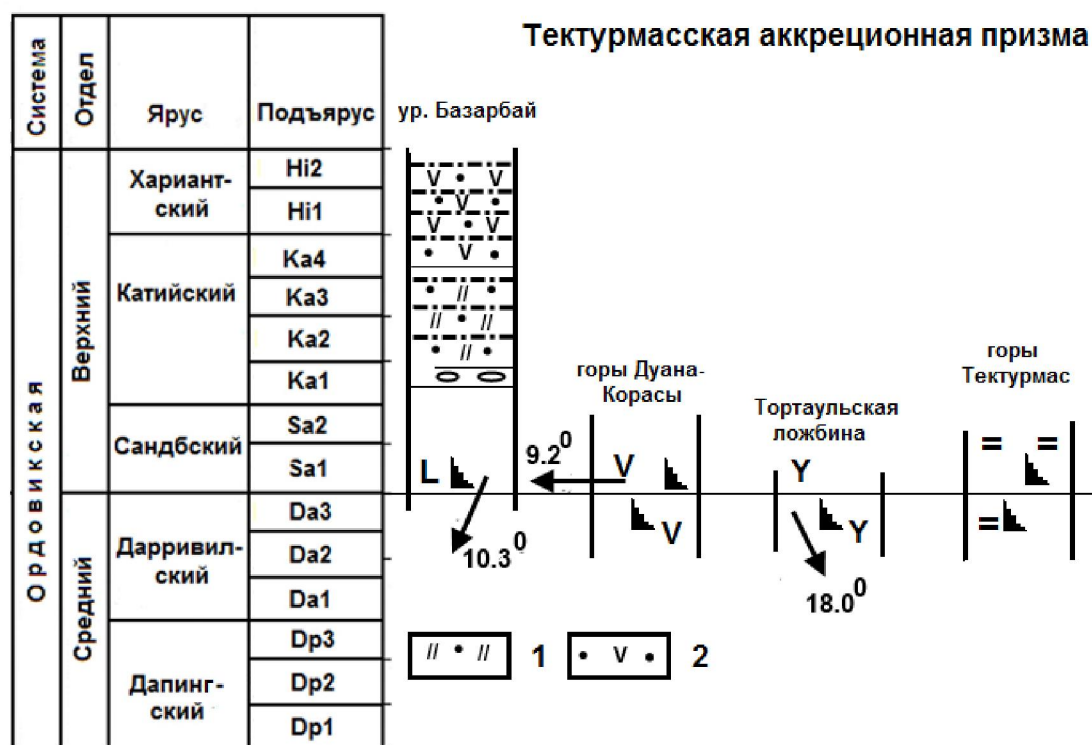


Рисунок 12 – Корреляционная схема образований Тектурмасской аккреционной призмы:

1 – пепловые туфы кислого состава; 2 – пепловые туфы среднего и основного состава.

Стрелками показано склонение, а в градусах палеопирота. Остальные условные обозначения см. на рисунке 1(б).

Figure 12 – Correlation chart of pyroclastic rocks of Tekturmas accretionary prism:

1 – acid tuffs; 2 – intermediate and basic tuffs. Arrows indicate declinations and paleolatitudes. Other symbols, see figure 1 (b).

Палеомагнитные направления пород Тектурмасской аккреционной призмы (52.8°с.ш., 74.6°в.д.)

The paleomagnetic directions of rocks from Tekturmas accretionary prism (52.8° N, 74.6° E)

Объект	Воз.	Az, °		n	Т-чистка, 500°C				Круги				П, °
		ПД			Dec, °	Inc, °	K	α95, °	n	Dec, °	Inc, °	α95, °	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
ББ	O <sub>3</sub>	325-20	25-75	17	171	-6	4	17	-	-	-	-	-
					180	17	-	-	23	190	20	10	10.3
БД1-14	O <sub>3</sub>	280	90	15	155	44	2	25	-	-	-	-	-
					240	25	-	-	9	210	24	19	12.6
БД 15-18 БГ	O <sub>3</sub>	340	40	12	46	47	1.5	43	-	-	-	-	-
					20	25	-	-	12	185	13	9	6.6
ДБ	O <sub>2</sub>	210-30	30-80	9	162	-5	2	25	-	-	-	-	-
					139	-25	-	-	7	273	18	11	9.2
БА	O <sub>2</sub>	164-232	20-80	9	313	78	2	26	-	-	-	-	-
					205	79	-	-	9	162	33	11	18

Примечание. ББ – базальты кузекской свиты; БД – долериты дайково-силлового комплекса; БГ – габбро; ДБ – блоки диабазов из серпентинитового меланжа; БА – базальты карамурунской свиты района Торгаульской ложбины, по данным [22].

Note. ББ – basalts Kuzek suite; БД – dolerite dike-sill complex; БГ – gabbro; ДБ – diabase blocks of serpentinite melange; БА – basalts Karamurun suite district Tortaul trough, data from [22].

должны были бы преодолеть расстояние почти в одну тысячу километров. Такое же расстояние можно предполагать и между базальтами карамурунской толщи и вулканитами кузекской свиты. При этом базальты гор Дуана-Корасы аномально повернуты на 80 градусов по часовой стрелке относительно как карамурунских базальтов, так и вулканитов кузекской свиты.

Определение геодинамической позиции дифференцированных щелочных базальтов гор Тектурмас является одной из обсуждаемых проблем в истории геологического развития Жонгаро-Балхашской складчатой системы.

А. С. Якубчук [25], анализируя спайдерграммы базальтоидов карамурунской толщи, используя при этом данные полуколичественного спектрального анализа, сделал вывод, что они наиболее близки вулканитам энциалического окраинного бассейна Южных Шетландских островов, ссылаясь при этом на спайдерграммы третичных базальтов приведенных в работе [52].

Прежде следует отметить, что в геологическом строении Южных Шетландских островов ведущее место занимают известково-щелочные интрузивные породы, пирокласты кислого состава и субэральные лавы, последовательно дифференцированные от базальтов до риолитов [53]. Базальты, как правило, занимают незначительный объем в составе этих серий и представлены низкожелезистыми примитивными базальтами, явно обогащенными элементами группы железа (Cr, Ni, Co), в которых содержание Nb не превышает 3 г/т.

Дифференцированные щелочные базальты карамурунской толщи района Тортаульской ложбины напротив обогащены Nb (35-42 г/т), концентрации Ba (460 г/т), Rb (28 г/т) в них на порядок выше, а Cr (10 г/т), Ni (50 г/т) значимо меньше, чем в третичных базальтах Южных Шетландских островов [52].

Высокие отношения изотопов стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0.7086-0.7170) дарривилских щелочных базальтов карамурунской толщи увязываются с контаминацией исходной магмы веществом континентальной коры, на что еще ранее обратил внимание А.С. Якубчук [25]. Столь высокие отношения изотопов стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  щелочных базальтов карамурунской толщи указывают, что они, вероятнее всего, являются производными обогащенной мантии типа EM2. Этому не противоречат и величины отношений Zr/Nb (6.62-7.94), Rb/Nb (0.64-0.77), Ba/Nb (10.00-10.95) и Rb/Sr (0.09) щелочных базальтов карамурунской толщи. Как известно [54], компонент EM-2 рассматривается как индикатор переработанной океанической коры, включая и континентальные осадки.

Отсутствие их прямой связи с субэральными лавами, последовательно дифференцированных от базальтов до риолит-дацитов известково-щелочной серии, столь характерных для сиалических бассейнов [52], дает основание предполагать, что высокая доля сиалического компонента щелочных базальтов карамурунской толщи указывает на значительный объем отслоившейся нижней части мантии континентальной литосферы, вовлеченной в конвективный поток [55]. Предполагается, что такие отслоения могут происходить в результате воздействия флюидов, отделяющихся от пододвигаемой океанической плиты в зону субдукции [56]. Этому не противоречат низкие концентрации Cr, Ni, Co, V, Mg, а также высокие содержания Ba, Pb, Zr щелочных базальтов карамурунской толщи.

Если учесть отношение изотопов стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0.7053±0.0021) кератофинов, пространственно и, вероятно, генетически связанных с базальтоидами карамурунской толщи района Тортаульской ложбины [5, 7], то вполне обосновано, можно говорить об антидромной последовательности вулканизма карамурунской толщи, что не характерно для мезозойско-кайнозойского магматизма протекающего в срединно-океанических хребтах. Отношение изотопов стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  кератофинов, указывает на присутствие в их составе компонента EM1, который рассматривается как индикатор переработки древних пелагических отложений или древней субконтинентальной литосферы [54], что также не противоречит антидромной последовательности образования вулканитов карамурунской толщи Тортаульской ложбины. Это дает основание предполагать, что на протяжении дарривила холодный суперплюм формирующий магматические породы, отражающие состав сиалического задугового бассейна, эволюционировал от обогащенной мантии типа EM1 к EM2. Такая последовательность эволюции магматизма дарривилского холодного суперплюма характерна и для вулканогенных комплексов Итмурундинской аккреционной призмы [57] Жонгаро-Балхашской складчатой системы Центрального Казахстана, что указывает на глобальный характер его проявления.



Также довольно проблематично выглядит идея Р. М. Антонюка [7] о том, что карамурунские щелочные базальты отражают состав океанических островов при отсутствии в пределах Тектурмасской аккреционной призмы достоверно установленных океанических базальтов, габброидов и перидотитов. Тому подтверждением является отношение изотопов стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  щелочных базальтов, что значительно выше, чем в базальтах срединно-океанических хребтов и в щелочных океанических базальтах ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}: 0.7020-0.7035$ ) [51]. Следует не забывать, что серпентиниты Тортаульской ложбины обогащены иттербием (0,42 г/т), что также не характерно для кайнозойских абиссальных перидотитов [58].

Альтернативным вариантом природы щелочных базальтов карамурунской толщи может служить идея их образования в составе офиолитов переходных зон океан-континент, в пределах таких зон, как правило [59], субконтинентальная литосферная мантия представлена лерцолитами, что в нашем случае подтверждается составом серпентинитового меланжа района Тортаульской ложбины (рисунок 2) и присутствием хроммагнетита и субальюмохроммагнетита в составе лерцолитов. Такие процессы, по-видимому, могут протекать и в пределах сиалических задуговых бассейнов, примером тому являются офиолиты чилийского типа [60].

Редкие глыбы гранитов из полимиктового серпентинитового меланжа района Тортаульской ложбины по характеру накопления основных петрогенных компонентов отвечают орогенным гранитам I-типа [61] и могут быть сопоставлены с таковыми активных континентальных окраин.

Отсутствие в составе серпентинитового меланжа Тортаульской ложбины диабазов комагматичных щелочным базальтам карамурунской толщи, как и их палеоширота образования (таблица), свидетельствуют о том, что последние были сорваны с материнского ложа и тектонически совмещены с меланжированными породами островодужных габбро-перидотитовых комплексов.

Трондьемиты базарбайского комплекса, учитывая их высокие концентрации Nb, Y, Yb, Zr, Ga и низкие концентрации Mg, Ni, Cr, Co, сопоставляются с гранитоидами A-типа [62, 61], при этом содержания Nb, Y, Yb, Zr в них ниже, чем в гранитах срединно-океанических хребтов [63]. Учитывая отношение Nb-Y-Ga [64] они могут быть отнесены к анорогенным гранитоидам A<sub>2</sub>-типа постколлизийных обстановок. Крайне низкие концентрации K<sub>2</sub>O и высокие содержания Na<sub>2</sub>O дают основание предполагать, что трондьемиты являются производными высоконатровой интенсивно дифференцированной базальтовой магмы [65], что сближает их с островодужными гранитоидами I-типа [66].

Н. А. Герасимова [13], ссылаясь на изменчивость строения, состава матрикса и аллохтонного материала сарытауской олистокры, предлагает выделять в ее составе проксимальные (Тектурмасская подзона) и дистальные (Сарытауская подзона) фации, последние характерны для турбидитовых толщ Атасу-Моинтинской пассивной континентальной окраины. По-видимому, дистальные фации турбидитов гор Зангар, Иманак (рисунок 1г) и северных склонов гор Сарытау (рисунок 1б) отвечают таковым, тогда как собственно для Тектурмасской подзоны наиболее характерны олистокры, связанные с тектоническими перемещениями в зонах поглощения тектонических плит, формирующих систему аккреционных призм, время формирования которых определяется продолжительностью субдукции. В нашем случае пододвигание одной тектонической плиты под другую протекало на протяжении ордовика и нижнего силура.

Присутствие в разрезе тектурмасских яшм вишневых кремнистых туффитов, пеплистых яшм, не смотря на отсутствие прямых соотношений последних с базальтоидами карамурунской толщи, может свидетельствовать о принадлежности их одному задуговому палеобассейну. Однако это предположение требует дательного изучения разрезов силицитов тектурмасской толщи района гор Тектурмас, поскольку в других аккреционных призмах Центрального Казахстана дарривилские щелочные базальты, как правило, надстраивают кремнисто-туфогенные разрезы [29] или оказываются синхронными по времени образования кремнистым толщам [23]. Нижняя и верхняя стратиграфические границы интенсивно дислоцированных силицитов тектурмасской толщи достоверно не установлены. Учитывая известные на данное время списки конодонтов [12, 26], можно условно принять возраст тектурмасской толщи в объеме дарривилского яруса среднего ордовика и сандбского яруса позднего ордовика. Р.А. Антонюк [7], учитывая литологическое сходство силицитов района гор Тектурмас с таковыми бурубайтальской формации [28], предлагает нижнюю стратиграфическую границу тектурмасской толщи опустить до верхнего кембрия включительно. Однако

следует отметить, что конденсированные океанические радиолариты бурубайтальской формации и тектурмасские силициты отделены друг от друга, как минимум, двумя погребенными сутурными зонами. К тому же тектурмасские силициты содержат большое количество туфогенного материала, по-видимому, о позднекембрийском-среднеордовикском возрасте можно говорить лишь для турбидитных отложений Атасу-Моинтинской пассивной континентальной окраины.

Учитывая некоторое петрохимическое родство между диабазами серпентинитового меланжа и базальтами дуана-корасынской толщи, можно предположить, что только эти породы Тектурмасской аккреционной призмы могут быть объединены в единый офиолитовый комплекс, отражающий состав примитивной островной дуги, вулканизм в пределах которой протекал на протяжении дарривилского и сандбского ярусов среднего и верхнего ордовика соответственно.

Палеошироты базальтов кузекской свиты и габброидов базарбайского массива различаются всего на  $4^{\circ}$  при близком их склонении, тогда как породы дайково-силлового комплекса повернуты относительно габбро и базальтов на  $20^{\circ}$  по часовой стрелке при палеошироте на  $6^{\circ}$  больше чем палеоширота габброидов.

Отсутствие прямых петрогеохимических связей между базальтами кузекской свиты, аналогичных составу вулканитов активных континентальных окраин, породами дайково-силлового и габбро-плагиогранитного комплексов, также ставят вопрос правомерности объединения этих пород в единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Р. М. Антонюк [7], вулканиты кузекской свиты, ссылаясь на их петрохимический состав, сопоставляет с лавами нижней части разреза верхне-среднеордовикской Байдаулетовской островной дуги, верхи которой сложены крупнопорфировыми вулканитами, что также характерно для вулканитов палеоостровных дуг формирующихся у активных окраин континентов.

Особого внимания заслуживает краткое обсуждение тектонического положения серпентинитового меланжа в структуре Тектурмасской аккреционной призмы. В конце прошлого столетия, в период геосинклинальной доктрины в геологии Казахстана, большинство исследователей, обращающихся к этой проблеме, основываясь на магнитных и гравиметрических данных [67], рассматривали структуру гор Тектурмас как глубинный разлом, где массивы габбро-перидотитов [17] или серпентинитового меланжа [25] своими корнями достигали границы Мохо. Также предполагалось, что под горами Тектурмас и смежными с ними структурами отсутствует гранитно-метаморфический слой, что в целом обосновывало существование в пределах покровно-складчатых структур мантийных диапиров, поставляющих габбро-перидотитовые массы на дневную поверхность. Следует помнить и примеры расчетов залегания подошвы ультрамафитов и базальтов района урочища Пожарище на глубине не более 4.5 км [67]. Вероятнее всего эта мощность на порядок завышена, поскольку в расчетах, как правило, принималось, что с глубиной увеличивается плотность перидотитов.

По-видимому, современное решение этой проблемы лежит в плоскости понимания аллохтонной природы пород офиолитовой триады на флангах Тектурмасской аккреционной призмы, которую еще раньше распознала М. З. Новикова [12]. Очевидно, что и террейны разноформационных офиолитов Тектурмасской аккреционной призмы слагают бескорневые тела, запечатанные сарытауской олистостромой, образование которой обусловлено сжатием двух тектонических плит в зоне субдукции.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

В пределах северной части Жонгаро-Балхашской складчатой системы можно выделить все геодинамические элементы, присущие структурам современных активных континентальных окраин восточно-тихоокеанского (андского) типа, где центральное место занимает Девонский вулканоплутонический пояс и обрамляющий его с севера (в современных координатах) Шидертинский сиалический задуговой бассейн, а с юга Нуринско-Карасорский преддуговой прогиб ( $S_2-D_3$ ), который тектонически сопряжен с Тектурмасской аккреционной призмой ( $O_3-S_1$ ). С юга геологические комплексы Тектурмасской аккреционной призмы тектонически перекрыты флишоидными и турбидитными отложениями Сарысуйского сиалического окраинного моря ( $O_3-S_2$ ).

Опираясь на палеомагнитные данные [68], можно заключить, что Девонский вулканоплутонический пояс и сопряженные с ним структуры имели субширотное простирание, а также можно констатировать, что эти структуры относительно ордовикских и силурийских образований были смещены на юг, однако общая тенденция простирания нижнепалеозойских и девонских комплексов сохранилась.

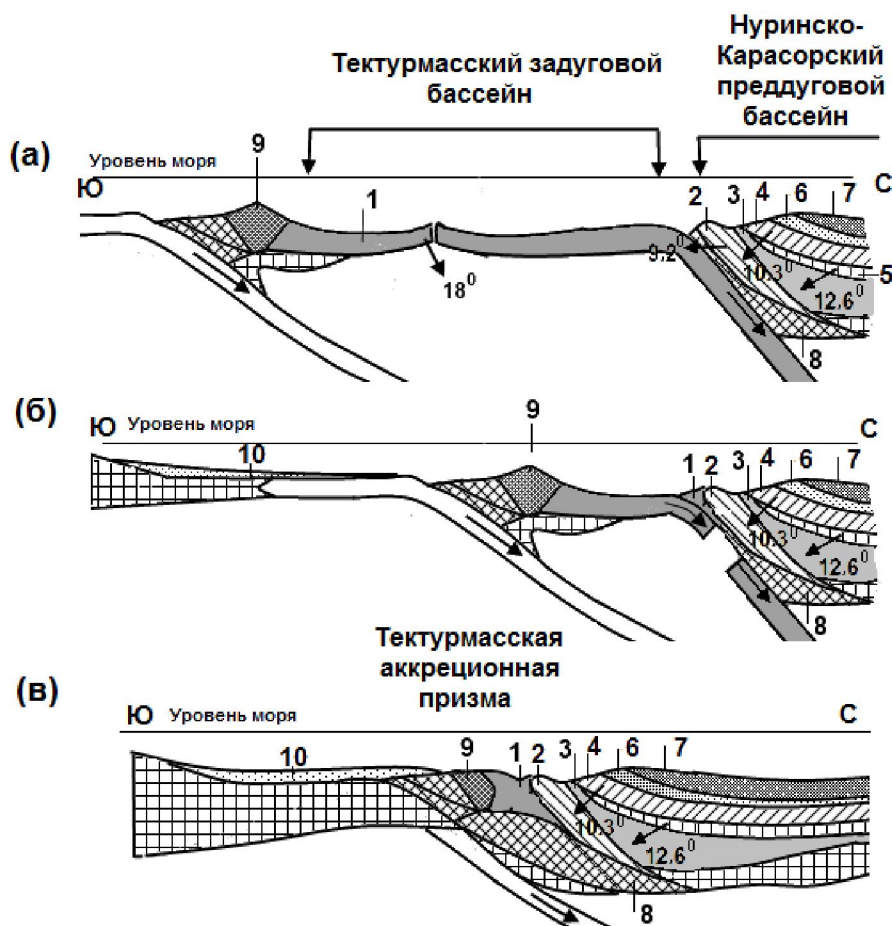


Рисунок 13 –

**а** – Палеогеодинамический профиль для среднего и верхнего ордовика северной части Жонгаро-Балхашской складчатой системы.

- 1 – щелочные базальты карамурунской толщи (вновь образованная среднеордовикская кора задугового бассейна);  
 2 – островодужный вулканогенный комплекс ( $O_{2-3}$ ) гор Дуана-Корасы; 3 – преддуговые офиолиты базарбайского комплекса; 4 – базальты кузекская свиты ( $O_3$ ); 5 – дайково-силловый комплекс;  
 6-7 – базарбайский осадочно-вулканогенный комплекс ( $O_3-S_1$ ): 6 – кислые пепловые туфы, 7 – туфы основного состава; 8 – преддуговые офиолиты; 9 – островодужные офиолиты ( $O_2$ );  
 10 – турбидиты ( $G_3-O_2$ ) пассивной окраины Атасу-Моинтинского микроконтинента.

**б** – Палеогеодинамический профиль для верхнего ордовика северной части Жонгаро-Балхашской складчатой области.

**в** – Палеогеодинамический профиль для силура северной части Жонгаро-Балхашской складчатой области.

Figure 13 –

**a** – Mid to Late Ordovician paleogeodynamic profile of northern Zhongar-Balkhash-fold system.

- 1 – alkaline basalts of Karamurun Group (Middle Ordovician juvenile back-arc basin crust); 2 – island-arc volcanic complex ( $O_{2-3}$ ) of Duana-Korasy Mountains; 3 – Bazarbai forearc ophiolitic complex; 4 – basalts of Kuzek Formation ( $O_3$ ); 5 – dike-sill complex; 6-7 – Bazarbai volcano-sedimentary complex ( $O_3-S_1$ ): 6 – acid tuffs, 7 – basic tuffs; 8 – forearc ophiolites; 9 – island arc ophiolites ( $O_2$ ); 10 – turbidites ( $G_3-O_2$ ) from passive margin of Atasu-Mointy microcontinent.

**b** – Upper Ordovician paleogeodynamic profile of northern Zhongar Balkhash-fold system.

**v** – Silurian paleogeodynamic profile of northern Zhongar Balkhash-fold system.



Относительный разворот девонских структур, как показали авторы [68], произошел в после пермское время, то есть современную подковообразную форму палеозойские структуры Центрального Казахстана приобрели только в мезозое.

Принципиально важным моментом для понимания истории геодинамического развития северной части Жонгаро-Балхашской складчатой системы является механизм и последовательность образования Тектурмасской аккреционной призмы, формирование которой протекало на протяжении верхнего ордовика и нижнего силура.

Для решения этих проблем, одновременно с петрологическими исследованиями разновозрастных магматических комплексов Тектурмасской аккреционной призмы, в рамках проекта по составлению геодинамической карты Центрального Казахстана [7] были проведены палеомагнитные исследования [22] офиолитовых террейнов, включающих как плутонические, так и осадочно-вулканогенные комплексы. Важно отметить, что палеомагнитные исследования были выполнены в пределах террейнов, возраст которых документирован ископаемой фауной. Такой подход позволил создать более или менее правдоподобную модель образования аккреционной призмы.

Для наглядности результаты палеомагнитных исследований вынесены на предлагаемый автором палеогеодинамический профиль северной части Жонгаро-Балхашской складчатой системы (рисунок 13а).

Если палеошироты собственно островодужных комплексов значимо не отличаются, и находятся в поле погрешности метода, то палеоширота щелочных базальтов карамурунской толщи, отражающих состав молодой коры сиалического задугового бассейна, отличается от вулканитов островодужных комплексов на восемь градусов (рисунок 13а). Это дает основание предполагать, что для совмещения с островодужными комплексами вулканитам карамурунской толщи пришлось преодолеть расстояние около одной тысяч километров. Следовательно, в процессе субдукции был поглощен основной объем молодой коры сиалического задугового бассейна, и только незначительная часть коры задугового бассейна из области гребневой зоны хребта в процессе обдукции была надвинута на прилегающую палеоостровную дугу (рисунок 13б).

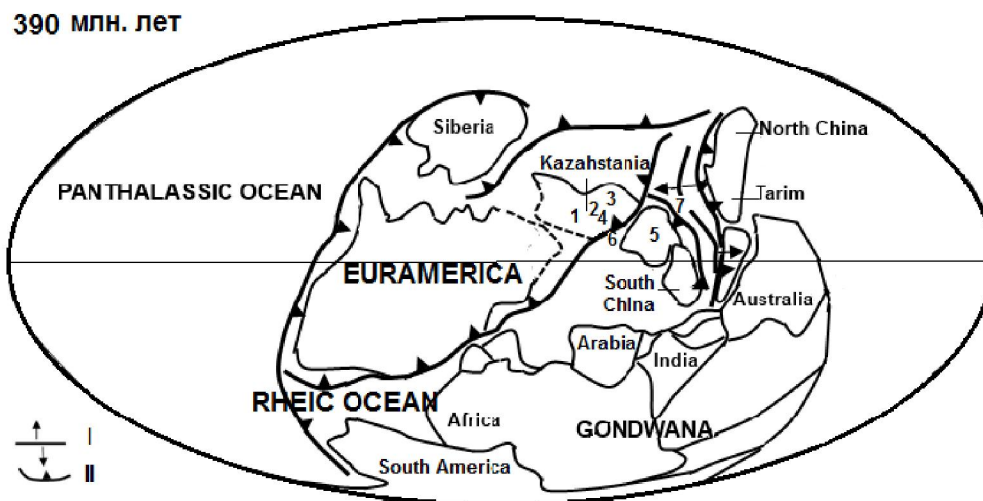


Рисунок 14 – Палинспастическая реконструкция океана Панталасса и континентальных блоков для раннего девона [70] с изменениями и дополнениями автора.

- 1 – Кокшетауский микроконтинент; 2 – Урумбайско-Селетинская внутриокеаническая островодужная система; 3 – Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс; 4 – Ангрensorско-Майкаинский энсиалический бассейн; 5 – Атасу-Моинтинская плита; 6 – Тектурмасская (аккреционная призма) зона субдукции; I – срединно-океанические рифты; II – зоны субдукции.

Figure 14 – Early Devonian palinspastic reconstruction of Panthalassa ocean and continental blocks after [70] with author's emendations and additions.

- 1 – Kokshetau microcontinent; 2 – Urumbai-Selety intra-oceanic arc system; 3 – Kendykty-Chyngyz-Tarbagatay volcano-plutonic belt; 4 – Angrensor-Maykain ensialic basin; 5 – Atasu-Moainty plate; 6 – Tekturmas subduction-accretion prism; I – mid-oceanic rifts; II – subduction zone.

По мнению авторов [69], такие процессы протекают в любом бассейне, в пределах которого четко проявлен гребневой участок срединного хребта. Такие участки срединных хребтов, как правило, интенсивно расчленены разломами, которые и будут обдуцироваться на прилегающую тектоническую плиту (островную дугу).

Такая ассоциация повсеместно наблюдается в пределах аккреционных призм Центрального Казахстана [23].

В силуре завершилось формирование Тектурмасской аккреционной призмы (рисунок 13в), где в единый пакет покровов были спаяны различные фрагменты нижнепалеозойской островодужной системы, формирующейся вдоль северо-восточной окраины Евразии. Одной из характерных особенностей Тектурмасской аккреционной призмы является отсутствие в его составе метаморфических пород ультравысоких давлений.

Латеральный структурный ряд вдоль северо-восточной окраины Евразии (рисунок 14) на протяжении девона включал в себя: невулканическую (Тектурмасскую аккреционную призму) относительно узкую островную дугу – Нуринско-Карасорский преддуговой прогиб – Девонский вулканоплутонический пояс – Шидертинский задуговой бассейн. Такой латеральный ряд вполне может отражать строение окраинно-материковой зоны субдукции андского типа, где на протяжении силура происходило пододвигание кембрийской субокеанической плиты под переходную или утоненную субконтинентальную кору раннепалеозойского этапа стабилизации. Для таких типов зон субдукции, как предполагают авторы [71], характерно отсутствие метаморфических пород сверхвысокого давления в составе аккреционных призм.

#### ЛИТЕРАТУРА

- [1] Богданов А.А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраин Карагандинского бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1939. – № 4.
- [2] Беспалов В.Ф. Тектонические покровы в Центральном Казахстане // ДАН СССР. – 1976. – Т. 227, № 3. – С. 676-680.
- [3] Беспалов В.Ф. Система тектонических покровов Казахстана // Геотектоника. – 1980. – № 2. – С. 78-94.
- [4] Четверикова Н.П. Стратиграфия и фауна силурийских и нижнедевонских отложений Нуринского синклиналия // Материалы Центрального Казахстана. – 1966. – Т. VI. – 255 с.
- [5] Антонок Р.М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. – М., 1974.
- [6] Антонок Р.М. Раннегеосинклинальные магматические формации палеозоя Центрального Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. – 1976. – № 4.
- [7] Антонок Р.М., Маслова И.Г., Мухтаров Ж.М. Тектурмасский офиолитовый пояс: строение, возраст, геодинамика // Материалы Международной научно-практической конференции «Геология, минералогия и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан», посвященной 75-летию Института Геологических наук им. К. И. Сатпаева. – Алматы, 2015. – С. 7-28.
- [8] Афоничев Н.А. О возрасте ургытжальской серии Центрального Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. – 1976. – № 5.
- [9] Назаров Б.Б. Радиолярии нижнего – среднего палеозоя Казахстана. – М., 1975. – 201 с.
- [10] Зайцев Ю.А. Некоторые аспекты геологической истории области палеозойской складчатости Казахстана. Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1977. – С. 19-46.
- [11] Курковская Л.А. Комплекс конодонтов из кремнистых и вулканогенных отложений ордовика Центрального Казахстана // Геология раннегеосинклинальных комплексов Ц. Казахстана. – М.: МГУ, 1985. – С. 164-177.
- [12] Новикова М.З., Герман Л.Л., Кузнецов И.Е., Якубчук А.С. Офиолиты Тектурмасской зоны // Магматизм и рудоносность Казахстана. – Алма-Ата: Гылым, 1991. – С. 92-102.
- [13] Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская А.А. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса // Бил. МОИП. Отд. геолог. – 1992. – Т. 67, вып. 3. – С. 60-76.
- [14] Dietz R.S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments // Geol. Soc. Am. Bull. – 1963. – 74. – P. 947-952.
- [15] Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. – 1969. – № 4. – С. 5-23.
- [16] Трусова И.Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные породы Ц. Казахстана // Тр. ГИН АН СССР. – 1948. – Сер. 27, вып. 92. – 106 с.
- [17] Михайлов Н.П., Москалева В.Н. Альпинотипные ультраосновные интрузии // В кн. Геология СССР. – Т. XX. – М., 1972.
- [18] Кузнецов И.Е. Ультрабазиты Тектурмасского антиклинария. Проблемы геологии Казахстана. – Кн. 1. – Из-во МГУ, 1980. – С. 122-139.
- [19] Зайцев Ю.А. Манпийные гипербазитовые валы особый тип геосинклинальных глубинных структур в палеозоидах эвгеосинклиналях Казахстана // Материалы по геологии Центрального Казахстана. – Т. XIX. – Из-во МГУ, 1980. – С. 140-182.
- [20] Герман Л.Л. Продукты кристаллизации остаточных расплавов при фракционировании базальтовой магмы в офиолитах Тектурмаса (Центральный Казахстан) // Тез. докл. IV Каз. петрографического совещания. – Караганда, 1988. – С. 36.
- [21] Магматические комплексы Центрального Казахстана. Путеводитель экскурсии IV Казахстанского петрографического совещания. – Караганда, 1988. – 62 с.

- [22] Турманидзе Т.Л., Гришпин Д.М., Печерский Д.М., Степанец В.Г. Палеомагнитная информация об ордовикских офиолитах из аллохтонных массивов Караулчеку, Толпак и Базарбай (Центральный Казахстан) // Геодинамика. – 1991. – № 4. – С. 54-69.
- [23] Степанец В.Г. Геология и геодинамика офиолитов Центрального Казахстана. КГТУ. – Караганда, 2015а. – 362 с.
- [24] Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически зональный тип). – М.: Недра, 1984. – 208 с.
- [25] Якубчук А.С. Тектоническая позиция и строение офиолитов Центрального Казахстана на примере Тектурмасской и юго-западной части Майкаин-Кызылтасской зоны: Автореферат дис. ... канд. геол.-минер. наук. – М.: Изд-во МГУ, 1991. – 16 с.
- [26] Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. – Т. 43. – 2002. – С. 512-527.
- [27] Степанец В.Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов Северо-Востока Ц. Казахстана: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – ИГН АН РК. – Алма-Ата, 1992. – 325 с.
- [28] Popov L.E., Tolmacheva T.J. Conodont distribution in a deep-water Cambrian-Ordovician Boundary Sequence from South-Central Kazakhstan // Ordovician Odyssey: Short Papers for the International Symposium on Ordovician System. – Las Vegas, Nevada, USA, 1995. – С. 121-124.
- [29] 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.
- [30] Гридина Н.М. Конодонты в кремнистых отложениях северо-востока Центрального Казахстана // Геонауки в Казахстане. – МГК-32. – Доклады казахстанских геологов. – 2003. – С. 135-140.
- [31] Антонюк Р.М. Вулканогенно-кремнистые формации Центрального Казахстана // Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. – М.: Изд-во МГУ, 1971. – С. 152-160.
- [32] Антонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Степанец В.Г., Гранки М.С., Мальченко Е.Г. Геодинамическая карта Казахстана. Серия Центрально-Казахстанская. – М. 1 : 1 500 000. – 1995. – 251 с.
- [33] Якубчук А.А., Степанец В.Г., Герман Л.Л. Рои пластинчатых даек, субпараллельных в офиолитовых массивах – свидетели спрединга // ДАН СССР. – 1988. – Т. 298, № 5. – С. 1193-1197.
- [34] Авдеев А.В. Геология офиолитовых зон Казахстана: Автореферат дис. ... д-р. геол.- мин. наук. – Новосибирск, 1986. – 32 с.
- [35] Герман Л.Л., Рязанцев А.В. Микрогаббровая зона в офиолитовых массивах и проблема родоначальной магмы // Вестник МГУ. Сер. геол. – 1988. – № 5. – С. 71-75.
- [36] Звонцов В.С. Кремнисто-спилитовая формация Тектурмасского антиклинория // Труды ИГН Каз.ССР. – Т. 24. – 1967. – С. 11-25.
- [37] Барабошкин Е.Ю., Читалин А.Ф. Строение условия образования нурчкенской толщи Тектурмасского антиклинория // Вестник МГУ. Сер. геол. – 1989. – № 1. – С. 34-44.
- [38] Колман Р.Г. Офиолиты. – М.: Мир, 1979. – 262 с.
- [39] Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. – М.: Гостеолтехиздат, 1956. – 246 с.
- [40] Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. 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). – 1992. – P. 445-485.
- [41] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator // Chem. Geol. – 1989. – 77. – P. 165-182.
- [42] Loucks R.R. Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene // Geology. – 1990. – Vol. 18. – P. 346-349.
- [43] LeBas M.H. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage // American Journal of Science. – 1962. – Vol. 260. – P. 267-288.
- [44] Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Института геол. наук АН СССР. – Вып. 103. – Серия рудных месторождений. – 1949. – № 13. – С. 10-35.
- [45] Cameron W.E., Nisbet E.G., Dietrich V.J. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts // Nature. – 1979. – Vol. 280. – P. 550-553.
- [46] 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.
- [47] Mullen E.D. MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. A minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planetary Science Letters. – 1983. – 62. – P. 53-62.
- [48] Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth and Planetary Science. – 1977. – 36. – P. 121-132.
- [49] Ishikawa T., Nagaishi K., Umino S. Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc // Geology. – 2002. – Vol. 30, N 10. – P. 899-902.
- [50] Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. The Interpretation of Igneous Rocks. George, Allen and Unwin. – London, 1979. – 450 p.
- [51] 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.
- [52] Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. Геология окраинных бассейнов. – М.: Мир, 1987. – С. 102-133.
- [53] Hamer R.D. Petrogenetic aspects of the Jurassic-Early Cretaceous volcanism, northernmost Antarctic Peninsula. En Oliver R.J., James P.R. y Jago J.B. (eds). Antarctic Earth Sciences, Canberra, Australian Academy of Sciences y Cambridge University. – Cambridge, 1983. – P. 338-342.



- [54] Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. – 1997. – Vol. 385. – P. 219-229.
- [55] McKenzie, D., O'Nion, R.K. Mantle reservoirs and ocean island basalts // *Nature*. – 1983. – Vol. 301. – P. 229-231.
- [56] 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. – Vol. 113. – P. 107-128.
- [57] Степанец В.Г. «Офиолиты» нижнего палеозоя Северного Прибалхашья не отражают состав океанической коры геологического прошлого // *Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук*. 2015б. – №5. – С. 5-29.
- [58] Bonatti E., Homorez J., Ferrara G. Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial mid-Atlantic ridge. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. – Series A-* 268. – 1971. – P. 385-402.
- [59] Manatschal G., Müntener O. A type sequence across an ancient magmapoor ocean–continent transition: The example of the western Alpine Tethys ophiolites. – *Tectonophysics*. – 473. – 2009. – P. 4-19.
- [60] Dilek Y. Ophiolite concept and its evolution, in Dilek, Y., and Newcomb, S., eds., *Ophiolite concept and the evolution of geological thought: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 373*. – 2003. – P. 1-16.
- [61] Bea F., Corretgé L.G., Fershtater G. A systematic typology of granitoid rocks from major element composition I: the upper silica range. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 23. – 2000. – P. 121-133.
- [62] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 95. – 1987. – P. 407-419.
- [63] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // *Journal of Petrology*. – 1984. – Vol. 25. – P. 4, 956-983.
- [64] Eby G.N. A-type granites: magma sources and their contribution to the growth of the continental crust [Text] / G.N. Eby // *Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks*. – 2011. – P. 51-52.
- [65] Frost C.D. On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin [Text] // C.D. Frost, B.R. Frost // *Journal of Petrology*. – 2010. – Vol. 52, I. 1. – P. 39-53.
- [66] Litherland M., Aspden J.A., Jemielita R.A. The Metamorphic Belts of Ecuador. *British Geological Survey, Overseas Memoir 11*. – 1994. – 147 p.
- [67] Суворов А.И. Новые данные о строении Тектурмасской зоны (Центральный Казахстан) // *ДАН СССР*. – 1973. – Т. 213, № 3. – С. 677-680.
- [68] Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: Петромагнитная и палеомагнитная информации о его литосфере. – М.: ОИФЗ РАН, 1995. – 298 с.
- [69] Christensen N.I., Salisbury V.H. Structure and constitution of the lower oceanic crust // *Reviews of Geophysics*. – 1975. – Vol. 13, Issue 1. – P. 57-86.
- [70] Scotese C.R. *Continental Drift*, 7th edition, PALEOMAP Project. – Arlington, Texas, 1997. – 79 p.
- [71] Xiao W., Han C., Yuan C., Sun M., Zhao G., Shan Y. Transitions among Mariana-, Japan-, Cordillera- and Alaska-type arc systems and their final juxtapositions leading to accretionary and collisional orogenesis. From: Kusky, T. M., Zhai, M.-G. & Xiao, W. (eds) *The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth* // *Geological Society*. – London, Special Publications, 338. – 2010. – P. 5-53.

## REFERENCES

- [1] Bogdanow A.A. Nowye dannye o geologitsheckom ctroenii juzhnoj i sapadnoj okrain Karagandinckogo bacczejna. *Isd. AN CCCR, ser. geol.* 1939. N 4.
- [2] Бєцпалов В.В. Тектонические покровы в Центральном Казахстане. *ДАН СССР*. 1976. Vol. 227, N 3. P. 676-680.
- [3] Бєцпалов В.В. Система тектонических покровов Казахстана // *Геотектоника*. 1980. N 2. P. 78-94.
- [4] Тшетверикова Н.П. Стратиграфия и вауна культурных и низнедевуонских отложений Нуринского синклинория. *Материалы Центрального Казахстана*. 1966. Vol. VI. 255 с.
- [5] Антонюк Р.М. Океаническая кора в геосинклинальной области восточного Казахстана // *Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса*. М., 1974.
- [6] Антонюк Р.М. Раннегеосинклинальные магматические формации палеозоя Центрального Казахстана. *Исв. AN KasCCR, ser. geol.* 1976. 4.
- [7] Антонюк Р.М., Мацлова И.Г., Мухтаров Ж.М. Тектурмацкий овиолитовый пояс: строение, восраст, геодинамика. *Материалы Международной научно-практической конференции «Геология, минералогия и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан», посвященной 75-летию Института Геологических Наук им. К. И. Сатпаева*. Алматы, 2015. P. 7-28.
- [8] Авонитчев Н.А. О восрасте уртынжалской цепи Центрального Казахстана *Исв. AN KasCCR. Ser. geol.* 1976. N 5.
- [9] Насаров В.В. Радиолиты нижнего – среднего палеозоя Казахстана. М., 1975. 201 p.
- [10] Сайзев Ю.А. Некоторые аспекты геологической истории области палеозойской складчатости Казахстана. *Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана*. М.: Наука, 1977. P. 19-46.
- [11] Курковская Л.А. Комплекс конodontов и кремнистых и вулканогенных отложений ордовика Центрального Казахстана // *Геология раннегеосинклинальных комплексов З. Казахстана*. М.: МГУ., 1985. P. 164-177.
- [12] Nowikowa M.S., German L.L., Kusnezow I.E., Jakubtschuk A.C. Oviolity Tekturnacckoj sony // *Magmatism i rudonocnost' Kazakhstana*. Alma-Ata: Gylim, 1991. P. 92-102.
- [13] Geracimowa N.A., Nowikowa M.S., Kurkowckaja A.A. Nowye dannye po stratigrafii nizhnego paleozoya Tekturnacckogo oviolitowogo pojaca // *Bil. MOIP, Otd. geolog.* 1992. Vol. 67, wyp. 3. P. 60-76.
- [14] Dietz R.S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. *Geol. Soc. Am. Bull.* 1963. 74. P. 947-952.
- [15] Pejwe A.W. Океаническая кора геологического прошлого // *Геотектоника*. 1969. N 4. P. 5-23.
- [16] Труцова И.В. Низнепалеозойские ультраосновные и основные породы З. Казахстана // *Тр. ГИН AN CCCR. Ser. 27, wyp. 92*. 1948. 106 p.

- [17] Michajlow N.P., Mockalewa W.N. Al'pinotipnye ul'traocnownye intrusii // W kn. Geologija CCCR. M., 1972. Vol. XX.
- [18] Kusnezow I.E. Ul'trabasity Tekturmacckogo antiklinorija. Problemy geologii Kasachctana. Kn.1. Is-wo MGU, 1980. P. 122-139.
- [19] Sajzew Ju.A. Mantijnye giperbasitowye waly ocobyj tip geocinklinal'nych glubinnych cstruktur w paleosoidach jewgeocinklinal'nych Kasachctana. Materialy po geologii Zentral'nogo Kasachctana. Vol. XIX. Is-wo MGU. 1980. P. 140-182.
- [20] German L.L. Produkty kricallisazii octatotschnych racplawow pri vrazkcionirowanii basal'towoj magmy w oviolitach Tekturmaca (Zentral'nyj Kasachctan). Tes. dokl. IV Kas. petrogravitscheckogo coweshanija. Karaganda, 1988. P. 36.
- [21] Magmatitscheckie komplekcy Zentral'nogo Kasachctana. Putewoditel' jekkurcii IV Kasachctanckogo petrogravitscheckogo coweshanija. Karaganda, 1988. 62 p.
- [22] Turmanidse T.L., Grischin D.M., Petscherkij D.M., Ctepanez W.G. Paleomagnitnaja inwormazija ob ordowickkich oviolitach is allochtonnych macciwow Karaulscheku, Tolpak i Basarbij (Zentral'nyj Kasachctan) // Geodinamika. 1991. N 4. P. 54-69.
- [23] Ctepanez W.G. Geologija i geodinamika oviolitow Zentral'nogo Kasachctana. KGTU. Karaganda, 2015a. 362 p.
- [24] Sajzew Ju.A. Jewoljuzija geocinklinal'noj koncentrirovannoj magmy (Zentral'nyj tip). M.: Nedra, 1984. 208 p.
- [25] Jakubtschuk A.C. Tektonitscheckaja pozizija i ctroenie oviolitow Zentral'nogo Kasachctana na primere Tekturmackoj i jugo-sapadnoj tschacti Majkain-Kysyltackoj sony: Awtorewerat dic. ... kand. geol.-miner. nauk. M.: Isd-wo MGU, 1991. 16 p.
- [26] Nikitin I.V. Ordowickkie kremnitye i kremnito-basal'towye komplekcy Kasachctana // Geologija i geowisika. 2002. Vol. 43. P. 512-527.
- [27] Ctepanez W.G. Petrologija i geologitscheckaja pozizija oviolitow Cewero-Woctoka Z. Kasachctana: Diccrtazija kand. geol.-min. nauk / IGNAK. Alma-Ata, 1992. 325 p.
- [28] Popov L.E., Tolmacheva T.J. Conodont distribution in a deep-water Cambrian-Ordovician Boundary Sequence from South-Central Kazakhstan // Ordovician Odyssey: Short Papers for the International Symposium on Ordovician System. Las Vegas, Nevada, USA, 1995. P. 121-124.
- [29] Ctepanez W.G., Gridina N.M., Konik W.E.) Werchneordowickkie olictotromy i ctatigravija wulkanogenno-kremnitych komplecow gor Agryek i Kocgombaj (Zentral'nyj Kasachctan) // Geologija Kasachctana. 1998. N 1. P. 12-23.
- [30] Gridina N.M. Konodonty w kremnitych otlozhenijach cewero-woctoka Zentral'nogo Kasachctana // Geonauki w Kasachctane. MGK-32. Doklady kasachctanckich geologow. 2003. P. 135-140.
- [31] Antonjuk R.M. Wulkanogenno-kremnitye w formazii Zentral'nogo Kasachctana // Ctratigravija dokembrija Kasachctana i Tjan'-Schanja. M.: Isd-wo MGU, 1971. P. 152-160.
- [32] Antonjuk R.M., Ewceenko R.D., Ctepanez W.G., Granki M.C., Mal'tschenko E.G. Geodinamitscheckaja karta Kasachctana. Cerija Zentral'no-Kasachctanckaja. M. 1 : 1 500 000. 1995. 251 p.
- [33] Jakubtschuk A.A., Ctepanez W.G., German L.L. Roi placitinschatych daek, cubparallel'nych w oviolitowych macciwach – cwideteli cpredinga // DAN CCCR. 1988. Vol. 298, N 5. P. 1193-1197.
- [34] Awdeew A.W. Geologija oviolitowych son Kasachctana: Awtorewerat dic. ... d-r. geol.-min. nauk. Nowocibirsk, 1986. 32 p.
- [35] German L.L., Rjasanzew A.W. Mikrogabbrowaja sona w oviolitowych macciwach i problema rodonatschal'noj magmy. Wecnik MGU, ser. geol. 1988. N 5. P. 71-75.
- [36] Swonzow W.C. Kremnito-cpilitowaja w formazija Tekturmackogo antiklinorija. Trudy IGNAK. 1967. Vol. 24. P. 11-25.
- [37] Baraboschkin E.Ju., Tschitalin A.V. Ctroenie ucłowija obrasowanija nurtschekenckoj tolshi Tekturmackogo antiklinorija. Wecnik MGU, ser. Geol. 1989. N 1. P. 34-44.
- [38] Kolman R.G. Oviolity. M.: Mir, 1979. 262 p.
- [39] Tschetwerikow C.D. Rukowodctwo k petrochimitscheckim perectschetam. M.: Gocgeoltechisdat, 1956. 246 p.
- [40] Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. 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). 1992. P. 445-485.
- [41] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator // Chem. Geol. 1989. 77. P. 165-182.
- [42] Loucks R.R. Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene // Geology. 1990. Vol. 18. P. 346-349.
- [43] LeBas M.H. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage // American Journal of Science. 1962. Vol. 260. P. 267-288.
- [44] Pawlow N.W. Chimitscheckij coctaw chromschpinelidow w cwjasi c petrogravitscheckim coctawom porod ul'traocnownych intrusiwow // Tr. Inctituta geol. nauk AN CCCR. Wyp. 103. Cerija rudnych mectorozhdenij. 1949. N 13. P. 10-35.
- [45] Cameron W.E., Nisbet E.G., Dietrich V.J. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts // Nature. 1979. Vol. 280. P. 550-553.
- [46] 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.
- [47] Mullen E.D. MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. A minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planetary Science Letters. 1983. 62. P. 53-62.
- [48] Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth and Planetary Science. 1977. 36. P. 121-132.
- [49] Ishikawa T., Nagaishi K., Umino S. Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc // Geology. 2002. Vol. 30, N 10. P. 899-902.
- [50] Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. The Interpretation of Igneous Rocks. George, Allen and Unwin, London, 1979. 450 p.
- [51] 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. 42. 1989. P. 313-345.
- [52] Conderc A.D., Tarni Dzh. Geochimitscheckie charakterictiki basal'towogo wulkanisma w sadugowych bacejnach. Geologija okrainnych bacejnow. M.: Mir. 1987. P. 102-133.

- [53] Hamer R.D. Petrogenetic aspects of the Jurassic-Early Cretaceous volcanism, northernmost Antarctic Peninsula. In Oliver R.J., James P.R. y Jago J.B. (eds). Antarctic Earth Sciences, Canberra, Australian Academy of Sciences y Cambridge University. Cambridge, 1983. P. 338-342.
- [54] Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. Vol. 385. P. 219-229.
- [55] McKenzie D., O'Nion R.K. Mantle reservoirs and ocean island basalts // Nature. 1983. Vol. 301. P. 229-231.
- [56] 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. Vol. 113. P. 107-128.
- [57] Stepanez W.G. «Oviolity» nizhnego paleosoja Cewernogo Pribalchash'ja ne otrazhajut coctaw okeanitscheckoj kory geologitscheckogo proshlogo. Iswectija NAN RK. Cerija geologii i technitscheckich nauk. 2015b. N 5. P. 5-29.
- [58] Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G. Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial mid-Atlantic ridge. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A-268. 1971. P. 385-402.
- [59] Manatschal G., Müntener O. A type sequence across an ancient magmapoor ocean-continent transition: The example of the western Alpine Tethys ophiolites. Tectonophysics 473. 2009. P. 4-19.
- [60] Dilek Y. Ophiolite concept and its evolution, in Dilek, Y., and Newcomb, S., eds., Ophiolite concept and the evolution of geological thought: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 373. 2003. P. 1-16.
- [61] Bea F., Corretgé L.G., Fershtater G. A systematic typology of granitoid rocks from major element composition I: the upper silica range. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía. 2000. 23. P. 121-133.
- [62] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. 95. P. 407-419.
- [63] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // Journal of Petrology. Vol. 25. P. 956-983.
- [64] Eby G.N. A-type granites: magma sources and their contribution to the growth of the continental crust [Text] / G.N. Eby // Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks. 2011. P. 51-52.
- [65] Frost C.D. On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin [Text] // C.D. Frost, B.R. Frost // Journal of Petrology. 2010. Vol. 52. I. 1. P. 39-53.
- [66] Litherland M., Aspden J.A., Jemielita R.A. The Metamorphic Belts of Ecuador. British Geological Survey, Overseas Memoir. 1994. 11. 147 p.
- [67] Cuworow A.I. Nowye dannye o ctroenii Tekturmackoj sony (Zentral'nyj Kasachctan) // DAN CCCR. 1973. Vol. 213, N 3. P. 677-680.
- [68] Petscherckij D.M., Didenko A.N. Paleoasiatskij okean: Petromagnitnaja i paleomagnitnaja informazii o ego litocvere. M.: OIVS RAN. 1995. 298 c.
- [69] Christensen N.I., Salisbury V.H. Structure and constitution of the lower oceanic crust // Reviews of Geophysics. 1975. Vol. 13, Issue 1. P. 57-86.
- [70] Scotese C.R. Continental Drift, 7th edition, PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 1997. 79 p.
- [71] Xiao W., Han C., Yuan C., Sun M., Zhao G., Shan Y. Transitions among Mariana-, Japan-, Cordillera- and Alaska-type arc systems and their final juxtapositions leading to accretionary and collisional orogenesis. From: Kusky, T. M., Zhai, M.-G. & Xiao, W. (eds) The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental. Growth. Geological Society, London, Special Publications. 2010. 338. P. 5-53.

**В. Г. Степанец**

RCMIR\_COM. Германия

**ТЕКТУРМАС ПРИЗМАЛЫ ОФИОЛИТІНІҢ ГЕДИНАМИКАЛЫҚ ЛАУАЗЫМЫ  
(ОРТАЛЫҚ ҚАЗАҚСТАН). 2-Бөлім**

**Аннотация.** Тектұрмас аккреционды призмасының құрамы төменгі палеозойдағы геодинамикалық офиолитті лауазымда қарастырылған. Тектұрмас офиолитінің аккреционды призмасы субдукция аймағының үстінде қалыптасқан және белсенді девон құрлықтық шеткі Евразия палеонтологиялық, литологиялық және петрохимиялық сараптаманың мәліметтері негізінде дәлелденеді. Шідертінді доғалық бассейн-Девонды жанартаулы плутоногенді аймақ-Нұрын-Қарасор алдыңғыдоғалық иілім – Жанартаулық емес (Тектұрмас аккреционды призмасы) тар арал доғасының өзіне енгізілген девонбойымен Евразияның солтүстік-шығыс бөлігіндегі жағалауы құрылымдық қатар болып енгізілген. Жоғарғы ордовик және силурда кембри-лісубмұхиттық плитаның жылжуымен төменге көшуі немесе батқан құрлықтық тармақшасының қыртысы ерте палеозойлық кезеңде тұрақтануы шеттік құрлық аймағының құрылымын көрсетуі мүмкін. Панталас субдукция аймағында Сарыарқа тектоникалық плитасы және Атасу-Мойынты ұқсас қалыптасып туындаған төменгі силур олистростомды бастырылған жоғарғы ордовик әр түрлі қалыптасқан офиолитер Тектұрмас аккреционды призмасын құрайды. Ерте арал доғасы және доғалық таратылған бассейндер, Мариан түрлі қарпайым арал доғасы, алдыңғы доғалық бассейнің офиолитті аналогы тектоникалық жамылғының құрамында кездеседі.

**Түйін сөздер:** Қазақстан, офиолиттер, аккреционды призма, төменгі палеозой, арал доғасы.