УДК 551.24:/56:551.732/.733 (574.3)



### СОСТАВЫ КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ, СR-ШПИНЕЛИДОВ И ПРОБЛЕМЫ ИДЕНТИФИКАЦИИ ОФИОЛИТОВ ЦЕН-ТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

### В. Г СТЕПАНЕЦ, доктор естественных наук, г. Вильгельмсхафен, Германия. Институт проблем освоения недр, г. Караганда, Республика Казахстан

Орталығ ғ азағ станнығ палеозоидтығ жапғыш-ғжімді ғғрылымдарынығ шек картирлейтін офиолит ғштіктерініғ жыныстар океаниялығ ғабығтығ ғғрамдарын тойтару ғамтып кғрсетпейді, бірағ субдукциянығ аймагына бататын океаниялығ тағталардан ғырып алынған тереғ океаниялығ тғнблардығ жғне аралдығ ғаматы шығу тегініг магмалығ жыныстарынығ тектоникалығ ғоспасы болады.

Породы офиолитовой триады, картируемые в пределах покровно-складчатых структур палеозоид Центрального Казахстана, не отражают состав океанической коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород островодужного происхождения и глубоководных океанических осадков, соскобленных с океанических плит, погружающихся в зоны субдукции.

There was explored the chemical composition of the clinopyroxenites, accessory and ore spinellides of the peridotites of the ophiolitic series of the north-east part of the Central Kazakhstan. There was made a conclusion that the massive materials of the Lower Paleozoic ophiolitic triad (peridotites, basalts and jaspers), plotted on within the fold-thrust structures of the Central Kazakhstan Paleozoic, represent not the Paleozoic oceanic crust consistence but a tectonical composition of the igneous rock of island-arc origin and deep-water ocean deposits scrapped out from the oceanic plates, plunging into subduction zones.

#### Введение в проблему

Благодаря интенсивному развитию в 60-е годы прошлого столетия основных положений тектоники литосферных плит [34], заложенных еще в начале двадцатого столетия немецким метеорологом А. Вегенером [51], офиолиты (перидотиты, габбро, диабазы и вулканогенные породы) стали интерпретировать как реликты океанической коры геологического прошлого [32, 17, 2]. Такое понимание природы офиолитов дало основание, рассматривать зоны серпентинитовых меланжей в пределах Урало-Монгольского позднепротерозойско-палеозойского покровноскладчатого пояса как реликты структур Палеоазиатского океана [9]. В трехчленной модели строения океанической коры, т.н. «офиолитовая триада» Г. Штейманна [47], включающей перидотиты, базальты, силициты, породы мафитультрамафитового комплекса трактуются как

меланократовый фундамент, на котором накапливаются вулканогенные и осадочные толщи [11], в такой схеме перидотиты являются более ранними магматическими образованиями, чем «инициальные» диабазы и базальты [27].

В горах Толпак Р.М. Антонюком [2] впервые был описан позднепротерозойский меланократовый фундамент палеозоид Центрального Казахстана. В настоящее время это понятие широко используется многими геологами, изучающими офиолиты Центрального Казахстана [1, 15, 5, 12]. Особо следует отметить, что ни в одной из упомянутых выше работ не были приведены петрологические и геохимические доказательства океанической природы мафитультрамафитов раннепалеозойских офиолитовых комплексов Центрального Казахстана.

Одновременно с океанической гипотезой происхождения пород офиолитовой триады по-кровно-складчатых областей континентов стали

разрабатываться модели их образования над зонами субдукции [43], позднее было доказано, что офиолиты формируются в преддуговых и спрединговых задуговых бассейнах [14, 19, 18 и многие др.].

Принимая во внимание, что в настоящее время продолжает обсуждаться в печати стран СНГ только океаническая гипотеза [28, 6, 3] формирования нижнепалеозойских офиолитов Центрального Казахстана, автор предлагает рассмотреть составы породообразующих и акцессорных минералов перидотитов северо-востока Центрального Казахстана, имеющие явные признаки надсубдукционных офиолитов.

Актуальность рассмотрения данных по плутоническим породам офиолитов исследуемого района, ранее полученных автором [20], интересна и тем, что в последние годы благодаря систематизированному изучению геохимии пород вулканогенных комплексов офиолитов покровно-складчатых областей современных континентов показано преимущественно их надсубдукционное происхождение [42].

Не являются исключением и офиолиты Центрального Казахстана [20], которым характерна высокая степень геохимического сходства с островодужными и внутриплитными вулканитами, производными Палеоазиатского холодного суперплюма [25], генетически связанного с продолжительной субдукцией океанической коры под суперконтинент Гондвана [41].

Породообразующие минералы, акцессорные и рудные Сг-шпинелиды перидотитов и габброидов северо-востока Центрального Казахстана были изучены в лабораториях МГУ, ИГН НАН РК и БО АН СССР. По этим же образцам в ЦХЛ ПГО «Центрказгеология» и ГЕОХИ РАН были выполнены петрогенные компоненты и элементы-примеси, что позволило провести корреляцию данных, полученных ранее различными методами [21].

Пространственное распространение и геодинамическая природа офиолитов в структуре раннепалеозойских отложений северо-востока Центрального Казахстана показано на рис. 1, строение офиолитовых массивов представлено на рис. 2

Ниже дано краткое описание геологического строения, петрография и минералогия изученных офиолитовых террейнов.

# Агырек-Арсаланская аккреционная призма.

Ранее ее составляющие комплексы включались в состав Майкаин-Кызылтасского антиклинория [16].

На юго-западном окончании Агырек-Арсаланской призмы в горах Агырек (рис. 1, (1)) обнажаются тектонические покровы позднекембрийских-среднеордовикских глубоководных силицитов, флоских толеитовых островодужных базальтов, дарривилских щелочных базальтов и флоских-дарривилских туфогенно-кремнистых отложений. прослоенные серпентинитовыми меланжами, содержащими будины дунитов, гранатсодержащих гарцбургитов, габброидов, амфиболитов. Реже наблюдаются редкие будины хромитов, а также диоритов и плагиогранитов.

Гарцбургиты содержат низкожелезистый оливин (Fa<sub>9.7-10.4</sub>). Сг-шпинелиды хромитовых дунитов отвечают high-Cr# (0.75-0.58 %) и умереннотитанистым (TiO<sub>2</sub> <0.29 мас. %) феррихромпикотитам (табл. 1).

<u>Террейн Центральный Толпак</u> (рис. 2, b) обнажается у северных отрогов горы Толпак (рис. 1, (2)). В основании террейна вскрывается разрез (более 500 м) чередующихся серпентинизированных гарцбургитов (80%) и дунитов (5-15%), вебстеритов (5%). Элементы магматической расслоенности лучше всего видны в Сг-шпинелевых кумулятивных дунитах. Сг-шпинелиды образуют ксеноморфные зерна. Полосчатый горизонт постепенно сменяется пачкой мафитультрамафитов (250 м), где переслаиваются верлиты, клинопироксениты, дуниты с тонкими параллельными прослоями кумулатов Crшпинелидов, габбронориты, цирконсодержащие габбронориты, завершают разрез дуниты и пойкилитовые гарцбургиты с прослоями верлитов. Выше, по-видимому, с послойным срывом наслаиваются габброиды мафитовой зоны (600 м), где чередуются габбронориты, роговообманковые, диопсидовые и оливиновые габбро, которые на отдельных участках прослоены горизонтами анортозитов, клинопироксенитов и вебстеритов. В верхах зоны кварцевые диориты, трондъемиты и микродиориты сменяют гипабиссальные габброиды мафитовой зоны. Микродиориты и кварцевые диабазы слагают кровлю массива и образуют своеобразный расслоенный комплекс.



Рис. 1. Схема тектонического районирования нижнепалеозойских отложений северовостока Центрального Казахстана.

1-офиолиты задуговых спрединговых бассейнов, 2 – офиолиты преддуговых бассейнов, 3-7 – структурно-формационные зоны: 3 – Шакшанская с флишоидно-молассовым типом разреза (O<sub>2</sub>-S<sub>1</sub>): 4 –Ангренсорская с паравтохтонами вулканогенных комплексов (G<sub>1</sub>-S<sub>1</sub>), 5 – Аккудукская (O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>) с осадочно-вулканогенными террейнами (O<sub>2</sub>Da), 6 – Баянаул-Акшатауская (O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>) с системой паравтохтонов преддуговых офиолитов; 7 –Кендыктинская (O<sub>1-2</sub>); 8 – границы тектонических покровов. Цифрами в кружках обозначены офиолитовые покровы: 1 – Агырек-Косгомбайский, 2 – Толпакский, 3 – Бурунчикинский 4 – Одакский, 5 – Кулбалдинский, 6 –Майсорский; 7 – Караулчекинский паравтохтон; 8-10 – Богембай-Ангренсорская сутура: 8 –Жаман-Богембайский, 9 – Жаксы-Богембайский и 10 – Ангренсорский секторы.

Срх (Wo<sub>45</sub> En<sub>44.2</sub> Fs<sub>10.8</sub>) цирконсодержащих пегматоидных габброноритов относительно Срх (Wo<sub>46.2</sub> En<sub>45.8</sub> Fs<sub>8</sub>) габброидов переходной зоны слабо обогащен Na<sub>2</sub>O (0.45-0.88 мас.%), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.23 мас.%) и более железистый (Fe#=18.33-19.56). Однако это несколько ниже, чем в Срх (Wo<sub>47</sub>En<sub>46</sub>Fs<sub>7</sub>) и Орх (Wo<sub>1</sub>En<sub>79</sub>Fs<sub>20</sub>) вебстеритов ультрамафитовой зоны, крайне обедненных TiO<sub>2</sub> (табл. 1).

Уровень железистости Срх (Wo<sub>46.6-47.6</sub> En<sub>45.8-47.5</sub> Fs<sub>5.1-7.6</sub>) верлитов основания переходной зоны значительно ниже и изменяется от 9.8 до 14.4. Наиболее высокая Fe# (19.2-21.9) отмечена в Срх (Wo<sub>48-46.2</sub> En<sub>41-42.4</sub> Fs<sub>10-11.4</sub>) габброидов мафитовой зоны, в которых уровень концентраций Na<sub>2</sub>O, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ниже предела чувствительности анализа при высоком содержании TiO<sub>2</sub> (<0.75 мас. %).

High-Cr# (0.76-0.81) кумулаты Crшпинелидов (табл. 1) хромитовых дунитов основания переходной зоны обеднены Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (8.8011.98 мас. %), тогда как ксеноморфные зерна Сгшпинелидов гарцбургитов и дунитов ультрамафитовой зоны характеризуются пониженной Сг# (0.56-0.66) и высокими содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16.30-22.03 мас. %).

Сг-шпинелиды перидотитов террейна Северный Толпак, который является естественным продолжением террейна Центральный Толпак, характеризуются близким распределением петрогенных окислов (табл. 1).

Одак-Майсор-Караайгырская олистострома (рис. 2, с). В ее составе выделяется серия тектонически разобщенных аллохтонов дарривилских базальтов задуговых спрединговых бассейнов и дарривилских глубоководных силицитов шарьированных на серпентинитовый меланж (рис. 1, (6)). Одной из особенностей внутреннего строения серпентинитового меланжа террейна Майсор является присутствие в его составе целиковых



блоков мафит-ультрамафитов и отсутствие пород кислого состава.

Рис. 2. Реконструированные схематические разрезы офиолитов северо-востока Центрального Казахстана.

а – Караулчекинского паравтохтона; б – аллохтона Центральный Толпак (северных отрогов гор Толпак); в – Майсорского аллохтона; породы: G – гарцбургиты, D – дуниты, high-Mg-Crt-D – дуниты, содержащие горизонты рудных высокомагнезиальных хромитов, V – верлиты, L – лерцолиты, amL – амфиболовые лерцолиты, Veb – вебстериты, P.ti-Mt – подиформные залежи титаномагнетитов, kG – кумулятивные габбро, iG – изотропные габбро, Di – диориты, микродиориты, Px – пироксениты, qD – кварцевые диабазы, Kr – кератофиры, B – low-Fe караулчекиты и родственные им породы, high-Mg-D – высокомагнезиальные диабазы, AGr – калиевые микрограниты, Tr – трондъемиты и плагиограниты, Pil-Spil – пиллоу-спилиты, MSpil – миндалекаменные спилиты, IAB – островодужные известково-щелочные вулканиты, IAT – островодужные толеитовые базальты, high-Nb-B – высоко-Nb базальты, high-Cr-B – высокохромистые базальты, low-Cr-B – низкохромистые базальты, high-K/low-Cr-B – высококалиевые и низкохромистые базальты, Rd – риодациты, J – яшмы, S – силициты, K – известняки; горизонты с конодонтами (GK):1 – яшмы, 2 – силициты, 3 – туфоалевролиты, 4 – туфопесчаники; OL – олистостромовые отложения; FM – флишоидно-молассовые отложения; KMol – континентальная моласса; T-Mb – тектономагматические брекчии; s – силлы; d – дайки.

Таблица 1. Средний химический состав минералов перидотитов и габброидов террейна Центральный (1-13) и Северный (14-18) Толпак, Агырека (19-20).

	(	/		/ /		/		
Окис.	2		290	575-14	575-15	290-3		290-5
№/п	1		2	3	4	5		6
Мин.	Opx(3)	Cpx(2)	Cpx(3)	Cpx(5)	Cpx(3)	Opx(2)	Срх	Cpx(2)
SiO <sub>2</sub>	56.17	54.58	53.96	54.17	52.78	56.02	54.03	54.63
TiO <sub>2</sub>	-	-	0.25	0.23	0.17	-	-	-
$Al_2O_3$	0.58	0.85	1.96	1.42	1.40	1.52	2.21	0.62

FeO	13.07	4.38	3.8	5	3.54		4.	47	1	1.95	4.9	8	6.41
MgO	29.06	16.35	15.9	6	16.14		15	.41	2	28.34		70	15.24
MnO	0.25	-	-	-	_			_		-	-		0
CaO	0.64	22.94	22.7	7	24.41		24	.88		1.46	-		21.66
Na <sub>2</sub> O	-	-	-		-			-	(	0.74	-		0.77
$Cr_2O_3$	0.23	0.48	-		-			-		-	0.2	8	0.23
Ta	блица 1.	(Продол)	кение 1)										
Окис.	290-5	577-1		577-6			29	0-1		1		575	5-2
№/п	6	7		8			(	9		10		1	1
Мин.	Срх	Cpx(4)	) Cpx(	2) O	px(2)	Cr	t(2)	Crt	t(2)	Crt(2	)	Crt	Crt
SiO <sub>2</sub>	54.37	52.20	52.2	6 5	4.55		-		-	-		-	-
TiO <sub>2</sub>	0.33	0.58	0.4	6 (	).31		-	0.	09	-		-	-
$Al_2O_3$	1.41	2.20	1.8	7 1	.16	11	.77	9.	00	21.27	7 2	20.59	23.03
FeO	6.08	7.16	6.8	5 1	5.65	18	.51	17	.88	19.45	5 1	18.81	18.10
MgO	15.14	14.76	15.1	2 2	6.09	12	.71	12	.35	12.72	2 1	12.49	13.58
MnO	-	-	0.28	8 (	0.30		-	0.	33	-			
CaO	21.69	22.74	22.6	51 1	.28				-	-			
Na <sub>2</sub> O	0.45	-	-		-		-		-	-			
$Cr_2O_3$	0.23	-	-		-	56	.05	60	.11	45.34	4 4	47.75	44.51
Ta	<b>Таолица I. (Продолжение 2).</b>												
Окис.	575	5-6	60	9			584	•				583	
<u>№</u> /п	12	2	13	3			14		~			15	
Мин.	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt	:	Crt	:	Crt	C	rt	Crt	Crt
$Al_2O_3$	17.70	18.01	16.30	19.47	18.3	3	21.8	2	20.24	4 23.	.08	28.56	23.86
FeO	17.19	17.49	22.62	22.93	20.0	9	19.0	4	20.58	<u>s 19.</u>	.58	20.26	18.67
MgO	12.95	12.53	10.53	10.95	11.2	0	12.0	3	10.9	l II.	.84	12.60	12.70
$Cr_2O_3$	51.62	51.64	49.56	46.34	46.3	8	46.9	5	47.94	4 45.	12	37.90	44.22
	олица 1.(	Продолж	сение 3)							510			
Окис.	(	16		022 17	<u>22</u> 519								
JNº/11	Cert	10 Crt	Cert	1/ Crt		Cent		<u> </u>	1	18	7t		Cert
IVIИН.					<u> </u>	UT		10	11 50	11	110		UII
$A_{12}U_3$	23.82	20.81	23.30	25.4	$\frac{1}{2}$	4.18		18	.39	1	1.48 5.70		11.40
MaQ	17.30	10.00	10.54	10.0	$\frac{7}{2}$	0.70		20	./0	11	$\frac{1}{2}$ $\frac{1}{2}$ $\frac{1}{2}$ $\frac{1}{2}$		14.70
CrO	12.90	12.55	10.30	10.8	$\frac{9}{2}$	2 07	,	10	.00 20	59	0.21 2.91	-	14.40 50.40
	<u>  +</u> 2.У/ блица 1	<u>  +1.10</u> (Продола	41.00	30.0	5 5	וע.צו		40	.20	30	5.01		J7.47
Окис	лица 1.	<u>(продол</u> 581	кснис 4)						591	1			
<u>No/п</u>		19							20	L			
Мин.	Ol	01	Ol		Crt		C	rt		Crt			Crt
SiO <sub>2</sub>	41.90	14.74	43.41		-			-		-			-
TiO <sub>2</sub>	-	-	- 1	(	).27		0.	23		0.28			0.29
$Al_2O_3$				1	8.82		19	.04		21.80	)		12.19
FeO	9.30	9.92	9.11	2	5.90		26	.02		21.46	5		22.03
MgO	48.64	48.20	17-10	9	9.84		9.	75		11.46	5		11.21
$Cr_2O_3$	-	-	-	4	4.47		48	.83		44.25	5		53.37
	•	·			1			-				-	

Примечание. 2 – вебстериты ультрамафитовой зоны; 290, 575-15, 575-14 –верлиты переходной зоны; 290-3, 290-4 –габбронориты переходной зоны; 290-5 –цирконсодержащие керсутитовые пегматоидные габбро переходной зоны; 577-1, 577-6 –габброиды мафитовой зоны; 290-1 – хромитовые дуниты, 1 – дуниты, 575-2, 576-6, 609 – гарцбургиты; 584, 583, 610, 522 – гарцбургиты, 519 – хромитовые дуниты; 581, 591 – гарцбургиты, прочерк – содержание ниже предела чувствительности метода.

Один из таких опрокинутых блоков мафит-ультрамафитов был вскрыт скважиной глубиной до 200 м. Разрез начинается горизонтом (25 м) полосчатых хромсодержащих кумулятивных дунитов. Далее вскрывается горизонт (26 м) переслаивающихся полосчатых габбро, дунитов, верлитов, клинопироксенитов. Выше залегают гарцбургиты мощностью до 2 м, которые отделяют горизонт (11 м) чередующихся полосчатых габбро и верлитов. Завершает разрез толща (77 м) переслаивающихся серпентинизированных гарцбургитов и дунитов в основании – горизонт (2 м) клинопироксенитов. Все плутонические породы крайне обеднены иттрием [21].

Встречаются будины метаморфических габброидов и родингитов по ним, реже встречаются будины дунитов с прожилками хризотил асбеста.

Уровень содержания петрогенных окислов в Срх верлитов и клинопироксенитов (табл. 2) варьирует в зависимости от их положения в слоистом разрезе. Срх ( $Wo_{48}En_{48}Fs_4$ ) верлитов основания разреза характеризуется невысокими концентрациями  $Al_2O_3$  (1.73 мас. %) и TiO<sub>2</sub> (0.04 мас. %),  $Cr_2O_3$  (0.76 мас. %), тогда как Срх ( $Wo_{49}En_{45}Fs_6$ ) верлитов, ассоциирующих с габбро Срх ( $Wo_{48}En_{46}Fs_6$ ) верхов разреза, обогащен  $Al_2O_3$  (3.40 мас. %), TiO<sub>2</sub> (0.11 мас. %). Эта закономерность проявлена и в Срх ( $Wo_{48}$ - $_{49}En_{48}-_{46}Fs_{4.5}$ ) клинопироксенитов, что залегают выше по разрезу (табл. 2).

Сг-шпинелиды серпентинитов представлены двумя типами зерен: первые – крупные до 3 мм, ксеноморфные, обычно катаклазированные, растащенные и замещены магнетитом; вторые – мелкие дендритовидные, лапчатые. В хромитсодержащих серпентинизированных дунитах кумулаты Сг-шпинелидов (табл.2) подчеркивают расслоенность магматических пород, форма зерен округлая, реже квадратная, по составу отвечают феррихромпикотиту с high-Cr# (0.77-0.82 %) и Mg# (45-55 %).

Таблица 2. Средний химический состав клинопироксенов верлитов (1-3), габбро (4), пироксенитов (5,6), хромитовые дуниты (7) террейна Майсор.

Окис.	03-40	03.43	03	-64	03-61	03-69.3	03-69.8	04-5		
№/п	1	2		3	4	5	6			7
Мин.	Cpx(4)	Cpx(5)	Ср	ox(7)	Cpx(7)	Cpx(6)	Cpx(5)		C	rt
SiO <sub>2</sub>	53.66	53.45	52	.02	52.33	53.39	52.94	-		-
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.05	0.1	11	0.12	0.04	0.14	0	.09	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.73	1.89	3.4	40	2.74	1,47	3.01	11	1.57	11.27
FeO	2.57	2.62	3.5	51	3.86	2.57	3.09	20	0.34	21.48
MgO	16.62	16.57	15	.63	15.92	16.71	16.04	11	1.29	10.91
MnO	0.07	0.09	0.0	)8	0,10	0.07	0.08	0.35		0.32
CaO	23.45	23.29	23	.70	23.31	23.74	23.52		-	-
Na <sub>2</sub> O	0.25	0.21	0.2	20	0.23	0,18	0.33		-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.76	097	0.7	73	0.46	0.87	0.85	56	5.88	56.47
Таблица	а 2. (Прод	олжение 1	)							
Окис.	(	04-18		04	4-82		09-9			
№/п		7			7		7			7
Мин.		Crt			Crt		Crt		Crt	
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.10		0.08	0.10	0.16	0.13			0.15
$Al_2O_3$	8.92	9.13		8.77	8.74	9.87	9.91			10.52
FeO	18.60	18.35	20.71		21.09	20.70	20.92	2		20.18
MgO	12.59	12.38		11.20	11.13	10.64	9.72			11.83
MnO	034	0.32		0.33	0.30	0.31	0.33	0.33		0.39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	59.86	60.00		58.20	59.42	58.50	58.60	) 56.51		56.51

Баянаул-Акшатауская структурноформационная зона. Паравтохтон Караулчеку (рис. 2, а) находится на северо-востоке Центрального Казахстана южнее гор Акозек (рис. 1. (7)), где он надвинут на флишоидномолассовые отложения верхнего ордовика и силура [21]. Это один из наиболее полно сохранившихся выходов офиолитов в пределах Центрального Казахстана [16]. В видимом основании паравтохтона обнажается толща (более 1000 м) динамометаморфизованных серпентинизированных гарцбургитов, реже дунитов с подиформными залежами магнетитов. Завершает разрез горизонт (50 м) кумулятивных дунитов, который сменяется толщей (700 м) кумулятивных high-Y верлитов, дунитов, лерцолитов, роговообманковых и плагиоклазовых лерцолитов, пироксенитов. В строении разреза кумулятивных перидотитов намечается следующая генеральная зональность, в нижней части разреза преобладают верлиты, реже встречаются дуниты; в верхах распространены лерцолиты с характерной шаровой отдельностью, реже отмечаются массивные разновидности. В верхах разреза доминируют ортопироксениты, образующие горизонт мощностью до 120 м. Последние также постепенно сменяются зоной габброноритов мощностью около 230 м. Они ритмично расслоены в нижней части разреза, здесь преобладают меланократовые слои, а в верхах разреза доминируют лейкократовые и роговообманковые габброиды. Эта часть разреза насыщена силлами low-Fe/high-Mg бонинитоподобных пород (караулчекитов [21]) и high-Mg лейкогранитов. Маломощные тела плагиогранитов и трондъемитов проникают в подошву диабаз-спилитов раннеордовикской караулчекинской формации и, в свою очередь, прорваны low-Fe/high-Mg караулчекитами и содержат редкие ксенолиты габброидов и диоритов.

Средне-позднеордовикская акозекская антидромная риодацит-андезибазальтовая формация (рис. 2.а), согласно залегающая на спилитах караулчекинской свиты, комагматична плутоническим кислым и основным породам надсубдукционных офиолитов паравтохтона Караулчеку [20].

Интенсивно серпентинизированные истощенные гарцбургиты содержат low-Al/ high-Cr феррихромпикотиты (табл. 3), образующие мелкие идиоморфные октаэдрические и крупные ксеноморфные зерна. Вверх по разрезу нарастает железистость оливина (Fa<sub>18-26</sub>) и пироксенов (Fs<sub>7-9</sub> в Срх; в Орх Fs<sub>16.19</sub>).

Последние независимо от колебания железистости содержат невысокие примеси Al2O3 и Cr2O3 (не более 2.5-1.8 и 0.4-0.7 мас. % соответственно), а уровень MgO остается относительно постоянным (~16.0 мас. %).Однако широко изменяется химизм Сг-шпинелидов. Феррихромпикотиты дунитов основания переходной зоны high-Al (Al2O3 <21.0 мас. %)/low-Сг (Сг2ОЗ >37.0 мас. %), уровень FeO>32.0 мас. %, чем они резко отличаются от таковых верлитов и лерцолитов (табл. 3). Последние содержат идиоморфные октаэдрические кристаллы феррихромпикотита (FeO <45.0 мас. %) и титанистого феррихромпикотита (TiO2 <3.0 мас. %; FeO <67.0 мас. %), в которых закономерно возрастает роль Fe, а содержания Al2O3 и Cr2O3 уменьшаются (15.0-9.0 мас. % и 30.0-18.0 мас. % соответственно). В ассоциирующих с ними оливинах растет роль FeO и уменьшается MgO, но в Срх эта закономерность не проявлена, однако в них происходит уменьшение уровня Cr2O3 (0.74 мас. % в верлитах и до 0.37 мас. % роговообманковых лерцолитах).

Сг-шпинелиды серпентинизированных гарцбургитов (табл. 3), основания паравтохтона Караулчеку высокохромистые (Сг#=0.74) и умеренножелезистые (Fe#<62.8), что отличает их от Сг-шпинелидов кумулятивных перидотитов.

Вариации состава минералов в разрезе перидотитов можно интерпретировать как скрытую расслоенность массива.

В Срх габброидов (табл. 4) проявлена положительная корреляция между Al2O3 и TiO2, что отличает их от таковых перидотитового разреза (рис. 3). Срх основания разреза мафитовой зоны low-Al, а TiO2 в них отсутствует, что указывает на резкую смену химизма Срх на границе зон, в отличии от классических примеров скрытой расслоенности, где смена химизма минералов происходит постепенно.

Эта закономерность установлена и для вкрапленников Срх андезибазальтов акозекской формации. Срх основной массы андезибазальтов обогащен FeO и Al2O3 по отношению к вкрапленникам (табл. 4).

Таблица. 3. Средний химический состав минералов перидотитов паравтохтона Караулчеку											
Окис.	349	351	652.2*	652	652.9*		781.6				
Мин.	Crt(4)	Crt	Crt(2)	Cpx(3)	Crt(3)	Ol(6)	Cpx(2)	Crt(2)	Crt(2)		
SiO <sub>2</sub>	-	-	-	53.34	-	40.33	54.23	-	-		
TiO <sub>2</sub>	0.9	-	-	0.33	2.53	-	0.36	3.39	1.42		
$Al_2O_3$	21.19	19.02	13.51	2.37	15.44	-	1.80	11.80	10.23		
FeO	32.11	17.02	22.56	5.01	44.96	16.80	4.30	51.10	55.53		
MgO	8.30	12.61	8.22	16.70	5.82	42.39	16.60	5.62	4.38		
CaO	-	-	-	21.03	0.1	-	21.31	-	-		
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	0.46	0.47	-	0.6	-	-		
$Cr_2O_3$	37.24	50.20	54.89	0.74	30.4	-	0.73	26.0	27.93		

#### y.

### Таблица 3. (Продолжение 1)

Окис.		652.11*		341						
Мин.	Ol(7)	Cpx(5)	Opx(2)	Ol(2)	Cpx(2)	Opx(5)	$\operatorname{Amf}(2)$	Crt(4)		
SiO <sub>2</sub>	40.03	53.23	56.09	39.97	54.11	56.48	46.4	-		
TiO <sub>2</sub>	-	0.38	-	-	-	0.26	2.55	3.90		
$Al_2O_3$	-	2.47	1.13	-	1.80	1.21	11.43	9.21		
FeO	17.20	5.70	10.75	19.46	4.67	11.35	8.34	66.58		
MgO	42.29	16.21	30.04	40.24	16.27	28.81	15.76	2.29		
CaO	-	21.41	1.24	-	21.57	1.29	11.19	-		
Na <sub>2</sub> O	-	0.49	-	-	0.66	-	2.82	-		
$Cr_2O_3$	-	0.65	0.31	-	0.37	-	1.14	18.21		

Примечание. В таблице приведены средние составы минералов. В скобках указано количество замеров в минерале. 351, 652.2 –истощенные серпентинизированные гарцбургиты, 349– кумулятивные дуниты, 652.9 – верлиты, 781.6, 652.11 – лерцолиты, 341 – роговообманковые лерцолиты.\* – неопубликованные данные М. З. Новиковой.

Таблица.4. Средний хими	ический состав минер	алов габброидов (1	l-4) и клинопироксенов вулка-
нитов акозекской свиты	(5-12) паравтохтона	Караулчеку.	

Окис.	734	1.4	335.1	653.8*				653.13*	
№/п	1		2			2	4		
Мин.	Срх	Pl(3)	Cpx(2)	Cpx(2)	Срх <sub>к</sub>	Amf(2)	Pl	Cpx(4)	Срх <sub>к</sub>
SiO <sub>2</sub>	53.79	46.87	53.58	53.47	52.29	51.63	52.94	53.19	53.34
TiO <sub>2</sub>	-	-	0.35	0.45	0.60	1.54	-	0.40	0.24
$Al_2O_3$	1.05	3.96	2.34	1.38	1.92	6.74	29.77	2.31	2.59
FeO	7.18	0.4	5.22	7.13	7.19	10.19	0.31	5.71	6.82
MgO	14.83	-	16.46	15.23	15.61	16.86	0.19	16.18	15.18
CaO	21.64	16.31	21.04	21.28	20.43	11.53	11.69	20.82	20.58
Na <sub>2</sub> O	0.81	1.85	0.6	0.62	0.78	1.17	4.78	0.69	0.59
$Cr_2O_3$	-	-	0.34	1.19	0.28	0.22	-	0.59	0.57

### Таблица 4. (Продолжение 1)

Окис.	3-19	край з.	О.М.	0.M.	0.M.	3-21	край з.	
<b>№</b> /п.	5	6	7	8	9	10	11	12
Мин.	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Cpx	Срх	Срх
SiO <sub>2</sub>	52.29	51.56	48.45	42.17	49.48	52.12	52.60	53.00
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.58	0.66	0.36	1.08	0.56	0.49	0.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.12	2.20	5.29	10.48	4.13	2.13	1.41	1.51
FeO	8.56	8.67	15.96	21.84	13.13	6.43	7.06	7.29
MnO	-	0.39	0.44	0.58	0.41	-	-	-
MgO	15.06	15.05	13.72	15.12	14.36	15.17	15.74	15.61
CaO	21.23	21.53	15.13	9.22	16.83	22.27	22.14	21.78

Примечание. 734.4, 335.1653.8 – габброиды и 653.13 – пироксениты мафитовой зоны, край з. – край зерна, о. м. – основная масса.

Петрохимическое родство породообразующих Срх габброидов и вкрапленников примитивных андезибазальтов акозекской формации позволяет заключить, что они являются производными одной родоначальной мантийной магмы.

Это дает основание рассматривать их составными частями единого офиолитового комплекса в составе псевдостратифицированного Караулчекинского паравтохтона (рис. 2, а).

Для сравнения на рис. 3 (а) вынесены фигуративные точки составов high-Al Срх вкрапленников спилитов раннеордовикской караулчекинской формации [20], характеризующей состав фундамента задугового спредингового бассейна [24].

Богембай-Ангренсорская офиолитовая сутурная зона. С юго-востока обрамляет Экибастузский сектор Кендыкты-Шынгызской палеоостровной дуги. Состоит из трех сегментов: Жаман-, Жаксы-Богембайского и Ангренсорского (рис. 1, (8, 9, 10) соответственно). Ранее они территориально включались в состав Шидерты-Экибастузского габбро-перидотитового пояса [10] или в состав Майкаин-Кызылтасского антиклинория [16].

Ангренсорский сегмент образует линейную зону, простирающуюся от Балааркалыкских гряд до озера Кудайколь более чем на 80 км. На всем протяжении зоны серпентинитовый меланж бронирован мощной (до 50 м) бирбиритовой корой выветривания [26], площадь которой достигает 75 %, что значительно снижает информативность о вещественном составе серпентинитового меланжа. В эрозионных окнах можно наблюдать, как в серпентинитовый меланж закатаны будины массивных high-Y гарцбургитов, лерцолитов и дунитов, габбро, а также диабазов и вулканитов. В составе меланжа присутствуют также будины гранатсодержащих пироксенитов, лампрофиров, диоритов, трахитовых гранодиоритов. Последние резко преобладают.

Офиолитовые покровы Жаман- и Жаксы-Богембай обнажаются к юго-западу от гряд Балааркалык (рис. 1). Их серпентинитовые меланжи шарьированы на дислоцированные раннесреднепалеозойские отложения. В их составе так же, как и в пределах Ангренсорского сегмента, встречаются сигарообразные и изометричные будины вебстеритов, кумулятивных верлитов, лерцолитов и габброидов, реже известны будины диоритов, роговообманковых диабазов и бонинитоподобных пород.

Серпентинитовый меланж не содержит будин хромитов, однако известны многочисленные жилы магнезитов.

Срх жильных пироксенитов (табл. 5) обеднен  $Al_2O_3$  (<2.55 мас. %) и  $Na_2O$  (<0.20 мас. %), содержание TiO<sub>2</sub> (<0.13 мас. %) низкое, железистость (Fe#=14.1-15.3 %) постоянная. Результаты спектрального анализа показывают высокий уровень концентраций Cr (4000 г/т), Ni (500 г/т) Co (100 г/т).

- jpnon	JUILDIN			
Окис.	454-1	490	490-1	490-2
№/п	1	2	3	4
Мин.	Срх	Срх	Срх	Срх
SiO <sub>2</sub>	47.29	49.34	48.90	48.52
TiO <sub>2</sub>	0.086	0.13	0.1	0.09
$Al_2O_3$	2.35	2.30	2.55	2.26
FeO	6.84	6.51	6.27	6.88
MgO	23.33	19.81	21.37	22.78
CaO	13.29	18.77	16.77	15.45
Na <sub>2</sub> O	0.11	0.10	0.13	0.20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-

Таблица 5. Химический состав жильных пироксенитов (1-4) Богембай-Ангренсорской су-

Обсуждение результатов и выводы. Устойчивость породообразующих клинопироксенов к процессам метаморфизма и широкие пределы изоморфизма Сг-шпинелидов перидотитов позволяют рассматривать их в качестве ти-



Рис. 3. Диаграмма отношения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> к TiO<sub>2</sub> для клинопироксенов плутонических офиолитов.

а) Караулчеку: 1– лерцолиты, 2 – верлиты, 3– габброиды, 4 – пироксениты, 5 – вкрапленники вулканитов акозекской свиты, 6 – вкрапленники спилитов караулчекинской свиты.
b) Толпак: 1 – вебстериты; 2-4 – переходная зона: 2 – верлиты, 3 – керсутитовые габбронориты, 4 – габбронорипоморфных минералов при распознании геодинамических обстановок формирования плутонических офиолитов [7, 35, 37, 44, 45].

Главными характеристиками клинопироксенов, на основе которых возможно их сопоставление, являются железистость (Fe#) и содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Na<sub>2</sub>O.

Срх кумулятивных перидотитов массивов Центральный Толпак и Караулчеку отвечают по составу диопсиду, Сг-диопсид характерен для перидотитов массива Майсор.

ты; 5 – габбронориты мафитовой зоны. c) Майсор: 1 – верлиты, 2 – пироксениты.

АР – абиссальные перидотиты по [37]; SCLM – субконтинентальная литосферная мантия по [45]. Диаграммы отчетливо иллюстрируют отличия в характере накопления Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в изученных клинопироксенах относительно таковых AP и SCLM.

Рассматривая уровень концентрации  $Al_2O_3$ Срх как один из основных критериев определения геодинамической природы содержащих их перидотитов, можно заключить, что исследуемые мафит-ультрамафитовые комплексы формировались над зонами субдукции, на что указывают низкие концентрации  $Al_2O_3$  породообразующих Срх (рис. 3).

Степень накопления основных петрогенных окислов (SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O) Срх перидотитов также отличается от пироксенов MORB и WOPB (рис.4).

На диаграмме соотношений SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O (рис. 4) фигуративные точки Срх образуют три отдельно отстоящих друг от друга поля, отражающие различные геодинамические процессы, протекающие над зонами субдукции.

Крайне низкие концентрации Na<sub>2</sub>O Cpx верлитов массива Центральный Толпак свидетельствуют о высокой степени индукционного плавления мантийного вещества, протекающего над зоной субдукции [22, 24]. Сpx верлитов и лерцолитов Караулчеку фракционированы по TiO<sub>2</sub> и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Однако их рост концентраций не сопровождается резким уменьшением коэффициента Fe#, что характерно для Cpx верлитов массива Майсор, который при низкой TiO<sub>2</sub> обогащен  $Al_2O_3$  (puc. 3, c).

Уровень колебания концентраций  $Al_2O_3$  в Срх верлитов и лерцолитов массива Караулчеку небольшой при значительном росте  $TiO_2$  (рис. 3, а), что обусловлено фракционной кристаллизацией.

Срх перидотитов массивов Караулчеку и Майсор напротив обогащены Na<sub>2</sub>O, но отличаются друг от друга уровнями накопления TiO<sub>2</sub> и SiO<sub>2</sub> (рис. 4). Выполненный автором [23] анализ составов рудных и акцессорных Cr-шпинелидов перидотитов офиолитов Центрального Казахстана показал, что они отвечают двум различным типам изоморфизма трехвалентных катионов.

Сг-шпинелиды перидотитов, заключенные в серпентинитовые меланжи террейнов Майсор, Северного и Центрального Толпака, характеризуются широкими вариациями содержания  $Cr_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ . Основной тип изоморфизма данной группы Сг-шпинелидов является  $Al^{3+}/Cr^{3+}$  при низких и близких к постоянным концентраций  $Ti^{4+}$  и Fe<sup>3+</sup>.





1 – Караулчеку, 2 – Толпак, 3 – Майсор, 4 – Богембай-Ангренсор. Поля базальтов срединноокеанических хребтов (MORB)+ внутриплитных океанических базальтов (WOPB) по [30].

Сг-шпинелиды перидотитов паравтохтона Караулчеку образуют непрерывный ряд от хромистых феррихромпикотитов до хромсодержащих магнетитов. Концентрации  $Al_2O_3$ , TiO<sub>2</sub> и FeO Cr-шпинелидов высокие, степень их колебания также высокая. Данный тип Cr-шпинелидов представляет собой твердый раствор переменного состава со следующей схемой изоморфизма:  $Cr^{3+}(Al^{3+})/Fe^{3+}(Ti^{4+})$ .

Несколько обособленную группу представляют Сг-шпинелиды дунитов Агырекского серпентинитового меланжа. Они характеризуются относительно неширокой вариацией содержания  $Cr_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ . Основной тип изоморфизма этой группы Cr-шпинелидов является  $Al^{3+}/Cr^{3+}$  при высоких и близких к постоянным концентраций  $Ti^{4+}$  и Fe<sup>3+</sup>, что отличает их от первой группы Cr-шпинелидов.

Гарцбургиты, верлиты и дуниты Майсор, Северного и Центрального Толпака, содержащие Сг-шпинелиды с крайне низкими концентрациями TiO<sub>2</sub>, отвечают высокодеплетированным мантийным перидотитам. Ассоциирующие с ними хромистые дуниты основания кумулятивного разреза соответствуют деплетированным мантийным перидотитам, что резко отличает их от таковых срединно-океанических хребтов (MOR). Хромистые дуниты Агырекского серпентинитового меланжа относятся к умеренодеплетированным мантийным перидотитам (рис. 5).

Перидотиты паравтохтоны Караулчеку по степени деплетированности не однородны. Интенсивно динамометаморфизованные серпентинизированные гарцбургиты основания паравтохтона по содержанию TiO<sub>2</sub> (рис. 5) отвечают высокодеплетированным мантийным перидотитам, а кумулятивные дуниты, верлиты, лерцолиты и роговообманковые лерцолиты отвечают слабодеплетированным мантийным перидотитам преддуговых бассейнов.

Фигуративные точки Сг-шпинелидов перидотитов Майсора, Центрального и Северного Толпака на геодинамической диаграмме Mg#-Cr# (рис. 6, b) ложатся в область надсубдукционных перидотитов, перекрывая значительную часть диапазона Сг-шпинелидов Идзу-Бонин-Марианской островной дуги.

Сг-шпинелиды динамометаморфизованных серпентинизированных гарцбургитов основания паравтохтона Караулчеку тяготеют к полю перидотитов островодужных комплексов. Фигуративные точки Cr-шпинелидов кумулятивных дунитов, верлитов и лерцолитов (рис. 6, a,b) резко смещены вправо от шпинелидов перидотитов преддуговых бассейнов, указывая тем самым на их обогащение железом, что характерно для перидотитов начальной стадии развития преддуговых рифтов. Различие в характере накопления железа в герцбургитах и кумулятивных дунитах паравтохтона Караулчеку дает основание предполагать полигенно-полихронное образование плутонических офиолитов паравтохтона Караулчеку.

Сг-шпинелиды перидотитов Агыреского серпентинитового меланжа на диаграмме Mg#-

Cr# также тяготеют к полю перидотитов островодужных (надсубдукционных) комплексов (рис. 6, b).

Плутонические офиолиты формирующиеся над зонами субдукции различаются тем, что они не все содержат подиформные тела рудных хромитов. В составе Караулчекинского паравтохтона их место занимают подиформные тела титаномагнетитов и магнетитов. Это факт подтверждает вывод Дж. Пирса [18] о том, что присутствие рудных хромитов не является строгим отличительным признаком надсубдукционных перидотитов от таковых MOR.



#### Рис. 5. Диаграмма отношения Cr# к TiO<sub>2</sub> для Cr-шпинели перидотитов.

Поля выделены по [31, 36, 28]. 1 – перидотиты и 2 – хромитовые дуниты террейна Центральный Толпак; 3 – хромитовые дуниты террейна Майсор; 4 – гарцбургиты, 5 –дуниты, 6 – лерцолиты и 7– верлиты паравтохтона Караулчеку; 8 – перидотиты серпентинитового меланжа Агырекских гряд; 9 – хромистые дуниты и 10 – перидотиты террейна Северный Толпак.

Несмотря на четкие отличия уровней накопления в них Fe и Ti, степень частичного плавления (СЧП, рассчитанная по формуле 10\*ln(Cr#)+24 [33]) мантийного вещества обеих типов остается довольно высокая и достигает 22 % в хромитовых дунитах серпентинитового меланжа массива Майсор. Все это ставит под сомнение вывод Б.А. Базылева [4], что высокая (более 4 %) неоднородность (разница между максимальной и минимальной СЧП) степени частичного плавления перидотитов надсубдукционных комплексов обусловлена индуцированным плавлением мантийного источника, привносом флюида или расплава в систему

Известно, что наиболее подвижными элементами замещающими друг друга в шпинелидах являются  $Fe^{2^+}$  и  $Mg^{2^+}$ .

Экспериментально обосновано [13], что хлор препятствует накоплению в реститовом

расплаве железа. Это дает основание заключить, что хлор, содержащийся в надсубдукционном флюиде, управляет магматическими процессами, протекающими над зоной субдукции [23].

Высокие концентрации Fe и Ti Crшпинелидов перидотитов Караулчеку по [29] могут быть обусловлены особенностью фракционной кристаллизации, протекающей при низких давлениях и медленном охлаждении магматического расплава. Такие концентрации свойственны только магмам, не подвергшимся воздействию флюидов, обогащенных хлором [48]. Содержащие их перидотиты являются составной частью расслоенных гарцбургитдунит-верлит-лерцолит-габбро-норит-

трондъеми-товых интрузий, формирующихся в преддуговых бассейнах (рис. 7 [20]).

Перидотиты и габброиды таких комплексов содержат крайне высокие концентрации Ү (до 30 г/т), клинопироксен обогащен Na<sub>2</sub>O (от 0.25-0,87 мас. %), оливин характеризуется высокой железистостью, их разрезы лишены рудных скоплений хромитов, но содержат подиформные тела титаномагнетитов и магнетитов. Дайково-силловый комплекс представлен low-Fe/high-Ca бонинитоподобными породами. Вулканогенные породы, ассоциирующие с такими плутоническими комплексами, представлены low-Al (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=11.20-13.95 мас. %) примитивными андезибазальтами со слабо выраженным обогащением Fe и Ti.

К офиолитам преддуговых бассейнов относится и значительная часть будин high-Y гарцбургитов и кумулятивных дунитов, верлитов, лерцолитов полимиктового серпентинитового меланжа Богембай-Ангренсорская сутуры (рис.1, (8,9,10)).

Сг-шпинелиды с низкими концентрациями Fe и Ti с изоморфизмом типа Al<sup>3+</sup>/Cr<sup>3+</sup> формируются в процессе индуцированного плавления мантийного источника, обусловленного привносом хлорсодержащих надсубдукционных флюидов, где в процессе флюидномагматической дифференциации образуются деплетированные перидотиты обедненные Fe.



Рис. 6: Диаграмма отношений Cr#-Mg# Cr-шпинелидов перидотитов.

Поля: a) по [49], b) IBM – Идзу-Бонин-Марианской островной дуги по [35]; abyssal peridotites – океанические перидотиты по [45].

В зонах низкоскоростной субдукции марианского типа (рис. 8) в задуговом спрединговом бассейне, по-видимому, формировался расслоенный дунит-габбро-гарцбургитверлитовый Майсорский массив. Перидотиты таких комплексов характеризуются крайне низкими концентрациями Ү, клинопироксен обеднен Na<sub>2</sub>O (<0.35 мас. %), но обогащен Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.65-0.98 мас. %), оливин преимущественно высокомагнезиальный. Кумулятивные дуниты содержат рудные скопления хромитов. Отделяющиеся от них расплавы представлены умеренноглиноземистыми (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=15.20-17.00 мас. %) примитивными базальтами с характеристиками MORB и дифференцированными базальтами, но слабо глиноземистыми (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=13.65-16.70 мас. %), и нередко высококалиевыми базальтами, характеризующимися умеренными концентрациями Fe, Ti и крайне низкими содержаниями Mg, Cr, Ni, Sc.

Перидотиты Агырекского серпентинитового меланжа, содержащие умереннотитанистые Сг-шпинелиды, по-видимому, образовались в процессе фракционирования обогащенной мантии. Умеренная истощенность перидотитов и высокие концентрации Sr не исключают их формирование в корневых зонах плюмовых источников, зарождающихся над зонами субдукции (рис. 8).



Рис. 7. Внемасштабная схема иллюстрирует начальную стадию низкоскоростной субдукции.

Цифрами на врезке обозначены: 1 – океанические осадки, 2 – пиллоу-базальты, 3 – диабазы комплекса параллельных даек, 4 – брекчии, 5 – габброиды; d – область высокого геотермического градиента и высокого давления. Стрелками показано направление движения эндогенных флюидов.

Предполагается, что на начальном этапе низкоскоростной субдукции базальтовая кора изгибает верхнюю мантию, не нарушая сплошности основания молодой литосферной плиты. В процессе медленной субдукции геотермический градиент во фронте погружения океанической плиты резко повышается [39], что способствует дегидратации водосодержащих минералов перидотитового субстрата и образованию эндогенной (ювенильной) воды. Такие флюиды обеднены или не содержат солей хлора. Предполагается, что в таких зонах плавления от мантийного источника вначале отделяются кислые, а впоследствии примитивные основные вулканиты. На завершающем этапе магматизма образуются бонинитоподобные породы. Они формируются в результате плавления гарцбургитовой магмы под воздействием эндогенных водно-силикатных флюидов образующихся в зоне d.

В зонах высокоскоростной субдукции чилийского типа (рис. 9), в замкнутых магматических камерах формировались расслоенные гарцбургит-дунит-вебстерит-верлит-габбро-норитдиоритовые массивы Центральный и Северный Толпак [24], кровля которых сложена породами кератофир-спилит-диабазовой формации. Керсутитовые габбронориты, прослаивающие перидотиты, содержат циркон, габброиды и перидотиты крайне обеднены Ү, клинопироксен крайне обеднен Na<sub>2</sub>O, дуниты содержат горизонты high-Мд хромитов. Отделяющиеся от них расплавы представлены умеренноглиноземистыми (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=14.47-18.36 мас. %) дифференцированными вулканитами, характеризующимися умеренными концентрациями Fe, Ti и крайне низкими содержаниями Mg, Cr, Ni, Sc.

Рассмотрев геодинамические модели формирования плутонических офиолитов северовостока Центрального Казахстана естественно возникает вопрос, для каких геодинамических обстановок можно использовать понятие «меланократовый фундамент», поскольку мафитультрамафитовые породы, преобразованные в серпентинитовые меланжи в составе крупных аллохтонов и паравтохтонов Центрального Казахстана, как правило, залегают структурно ниже базальтовых и терригенных комплексов.

Надсубдукционные офиолиты, как было показано выше, отражают тектономагматические процессы, протекающие в активных зонах взаимодействия тектонических плит. В таких зонах плутонические офиолиты оказываются моложе вмещающей их надсубдукционной плиты и синхронны вновь образованным вулканическим комплексам. Тем самым в таких структурах термин «меланократовый фундамент» теряет свой первоначальный смысл, который предполагает, что перидотиты и ассоциирующие с ними габбро формировались до излияния «инициальных» базальтов. Сегодня нет и оснований утверждать, что меланократовый фундамент (серпентинитовый меланж) палеозоид Центрального Казахстана более древний, чем возраст офиолитовых базальтовых толщ, на чём настаивает Р.М. Антонюк и его коллеги [3]. Тем более относить составляющие его габброиды и перидотиты к венду – раннему кембрию, а также предполагать повсеместное распространение вендораннекембрийского меланократового фундамента в пределах палеозоид Центрального Казахстана.



Рис 8. Внемасштабная схема иллюстрирует позднюю стадию низкоскоростной субдукции марианского типа.

Компоненты: е – истощенная флюидами хлора, f – область зарождения магмы с суперплюмовыми геохимическими характеристиками. Остальные условные обозначения см. на рис. 7.

На начальной стадии под зоной спрединга задугового бассейна формируется конвектирующая магматическая камера, где выплавляются примитивные магмы – аналоги N-MORB. Базальтоиды ранней стадии характеризуются преобладанием фтора над хлором [46].

При последующем погружении океаническая плита постепенно опускается в мантию, однако при этом не происходит полного отсечения фронтальной части мантийного диапира, как в процессе высокоскоростной субдукции (рис. 9), а плита как бы скользит вдоль края мантийного диапира (рис. 8). По мере увеличения объема мантийного диапира субдуцируемая океаническая плита изгибается и занимает почти вертикальное положение. Увеличение крутизны угла зоны субдукции может дополнительно происходить и за счет увеличения массы пододвигаемой древней, следовательно, тяжелой океанической плиты [48, 49], что в совокупности способствует образованию зоны субдукции марианского типа [50].

Это очевидно и при анализе цифр абсолютного возраста (477-489 млн. лет), полученных автором [20] по цирконам урансвинцовым методом, для массива Центральный Толпак, где ранне Р.М. Антонюком [2] был описан протерозойский меланократовый фундамент.

Возраст плагиогранитов, который берется за основу доказательства возраста меланократового фундамента [2, 3], по сути своей отражает время образования лейкократовых пород надсубдукционных офиолитов, о чем свидетельствует присутствие low-Al Cpx в перидотитах, габброидах, а также наличие будин хромитов в составе Тектурмасского серпентинитового меланжа.

Не менее экзотическим выглядит и присутствие в составе аккреционных призм палеозоид Центрального Казахстана, толщ интенсивно дислоцированных конденсированных силицитов, ассоциирующих с офиолитовыми меланжами надсубдукционного типа [20], которые до их признания неотъемлемой частью офиолитовой триады относились к яшмовой формации. Сегодня толщи силицитов датируются поздним кембрием – средним ордовиком, им синхронны туфогенно-осадочные и вулканогенно-осадочные толщи островодужного происхождения, также ассоциирующие с офиолитовыми меланжами надсубдукционного типа. Интенсивно конденсированные силициты этих толщ не содержат продукты магматической деятельности, синхронно протекающей в пределах островодужных систем.

Исходя из современных представлений тектономагматической эволюции островодужных систем [49] можно предположить, что основной объем протерозойской и вендскокембрийской океанической коры Центрально-Казахстанского сегмента Палеоазиатского океана был поглощен зонами субдукции.



#### Рис. 9. Внемасштабная схема иллюстрирует зону субдукции чилийского типа. Компоненты:

**a** – гиперсолевой хлоридный флюид; **b** – ассимилированный расплав, обогащенный дополнительно LILE, HFSE и LREE за счет плавления океанических осадков и базальтов (компонента [LE]Cl); **c** – аналоги компоненты (**b**), не содержащие флюидов хлора. Римскими цифрами обозначены: **I** – мантийная камера; **II** – малоглубинные глобулы; **III** – мантийный плюм. Стрелками показаны потоки флюидов, отделяющиеся от погружающихся в зону субдукции пелагических осадком и гидратизированных базальтов. Остальные условные обозначения см. на рис. 7.

В таких системах предполагается быстрое отделение флюида от океанической плиты и формирование флюидно-магматической системы. В основу данной схемы положена геодинамическая модель, разработанная на примере развития андской зоны субдукции Южной Америки [39], в которой использованы данные по эволюции примитивных базальтов Чилийского рифта [40].

Вероятнее всего, только незначительная часть глубоководных океанических осадков могла быть соскоблена с погружающихся древних океанических плит и вовлечена в аккреционные призмы. Океаническая кора в зонах субдукции, учитывая ее удельный вес, не может быть перемещена на молодую, следовательно, легкую приподнятую плиту (рис. 10). Перемещение океанической плиты на континент или островную дугу может происходить только посредствам обдукции, когда в зону субдукции попадает задранная часть срединноокеанического хребта [11]. Тем самым становиться очевидным, что в пределах аккреционных призм палеозоид Центрального Казахстана породы офиолитовой триады не отражают состав палеозойской океанической коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород островодужного происхождения и глубоководных океанических осадков, соскобленных с океанических плит, погружающихся в зоны субдукции.

#### Литература

1. Авдеев А.В. Геология офиолитовых зон Казахстана. Новосибирск. Автореферат дис. д-р. геол.мин. наук, 1986, 32 с.

2. Антонюк Р.М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974.

3. 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.

4. Базылев Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества. Дис. д-р. геол.- мин. наук, ГЕОХИ РАН, Москва. 2003. http://students.web.ru/db/msg.html?mid=1171521&s=121100000

68



Рис. 10. Схематический разрез островодужной системы по [48]. Строение аккреционной призмы и разновозрастная литосферная мантия по автору.

1 – аккреционная призма, 2 – отложения преддугового бассейна, 3 – океаническая кора, 4 – кора островной дуги и задугового бассейна, 5 –древняя литосферная мантия, 6 –молодая литосферная мантия, 7 – астеносферная мантия.

5. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 119с.

6. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга-континент для палеозоид Казахстана // Геотектоника, 2007, № 1. С. 71-96.

7. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю. И., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены, М.: Наука, 1971.

8. Ермолов П.В. Новый взгляд на происхождение офиолитовых поясов Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008. № 1. С. 76-85.

9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.

10. Квятковский А.Р. Геология и полезные ископаемые Шидерты-Экибастузкого габброперидотитового пояса. Автореферат дис. геол.- мин. наук. Л. 1973. 17с. 11. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262с.

12. Магретова Л.И. Магматизм и минералогия зон сочленения Ерментауского и Бозша-кольского антиклинориев (Северо-Востока Центрального Казахстана). Автореф. дис. канд. геол.- мин. наук. АН РК. Алматы, 1999. 24. с.

13. Маракушев А.А. Магматические замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физикохимической петрологии. М.: Наука, 1987. Вып. XIV. С. 24-38.

14. Миясиро А., Акши К., Шенгер А. Орогенез. М.; 1985. 285 с.

15. Новикова М.З., Герасимова Н.А., Курковская Л.А., Степанец В.Г., Якубчук А.С. Стратиграфия нижнепалеозойских вулканических толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового комплекса (Центральный Казахстана) // БЮЛ. МОИП, отд. геол., 1993, т. 68, вып. 6. С. 47-63.

16. Объяснительная записка. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаба 1: 500 000. Серия Центрально-Казахстанская. А-А. 1981. 324с.

17. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника, 1969. № 4. С. 5-23.

18. Пирс Дж.А., Липпард Дж.С., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.; Мир, 1987. С. 134-165.

19. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. Геология окраинных бассейнов. Москва «Мир», 1987. С. 102-133.

20. Степанец В.Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов Северо-Востока Ц. Казахстана. Диссертация канд. геол.- мин. наук. ИГН АН РК. Алма-Ата, 1992. 325 с.

21. Степанец В.Г. Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана. Нордерштедт. БОД. 2008. 172с.

22. Степанец В.Г., Ермолов П.В. Уран-свинцовые изотопные датировки по циркону габбро мафит-ультрамафитов офиолитов гор Толпак (Центральный Казахстан) //XVI конференция молодых ученых в области наук о земле, посвященная памяти члена-корреспондента АН СССР, профессора К.О. Кратца. Апатиты. 1 5 - 18 ноября 2005 года. С.153-156.

23. Степанец В.Г. Составы шпинелидов как индикаторы геодинамических обстановок надсубдукционных мафит-ультрамафитов (на примере офиолитов Центрального Казахстана) // Металлогения древних и современных океанов-2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Т. I. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 60-67.

24. Степанец В.Г. Генезис надсубдукционных офиолитов аллохтона северо-востока Центрального Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2010. № 5. С. 4-15.

25. Степанец В.Г., Антонюк Р.М., Кряжева Т.В. Раннепалеозойские офиолиты Агырек-Арсаланской аккреционной призмы северо-востока Центрального Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2011. № 5. С. 5-28.

26. Тажибаева П.Т., Пономарев Д.В. Коры выветривания ультраосновных пород Казахстана и полезные ископаемые. А-Ата, Наук, 1980. 204 с.

27. Ультраосновные породы. Магм. горные породы. Т. 5. М.: Наука, 1988. 508 с.

28. Arai, S. Chemistry of chromain spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. Miner. Mag. 1992. 56:P. 173–184.

29. Barnes, S.-J., Melehik, V., and Sokolov, S V. 2001, The composition and mode of formation of the Pechenga nickel deposits, Kola peninsula, northwestern Russia: Canadian Mineralogist, v. 39. P. 447–472.

30. Beccaluva, L.; Macciota, G.; Piccardo, G. B.; and Zeda, O. 1989. Clinopyroxene composition of ophiolitic basalts as petrogenetic indicator. Chem. Geol. 77: P. 165–182.

31. Dick, H.B., and Bullen, T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contrib. Mineral. Petrol. 1984. 86: P. 54–76.

32. Dietz, R.S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. Geol. Soc. Am. 1963. Bull., 74: P. 947-952.

33. Hellebrand, E., Snow, J.E., Dick, H.J.B., Hofmann A.W. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // Nature. Vol. 410. 2001. P. 677-681.

34. Hess, H.H. Evolution of ocean basins. Report to Office of Naval Research. Contract No. 1858(10), NR 081–067, 1960. 38 S.

35. Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H. & Fiske R. Petrological studien of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Isu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer P., Pearce J. A., Stokking L. B., et al. (eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125. College Station TX: Ocean Drilling Progpam, 1992. P. 445-485.

36. Jan, M.Q., and Windley, B.F. 1990. Chromian spinelsilicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, northwestern Pakistan. J. Petrol. 31: P. 667–715.

37. Johnson, K.T.M., Dick, J.B., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites, J- Geophys. Res., 1990. 95. P. 2661-2678.

38. Kheraskova, T.N., Didenko, A.N., Bush, V.A., Volozh, Y.A. The Vendian–Early Paleozoic history of the continental margin of Eastern Paleogondwana, Paleoasian Ocean, and Central Asian Foldbelt. Russian Journal of Earth Sciences. 2003. V. 5. P. 165–184.

39. Kilian, R. Magmatismus und Stoffkreislauf an aktiven Kontinentalrändern, untersucht am Beispiel der südlichen Anden. // Zeitung. Dt. geol. Ges.; 1997. 148/1. S. 105-152.

40. Klein, E.M., Karsten, J.L. Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical affinities from the Chile Ridge // Nature, 1995. 374. P. 52-57.

41. Maruyama, S., Plume tectonics, J. Geol. Soc. Japan, 1994. V. 100. P. 24-49.

42. Metcalf, R.V., and Shervais, J.W. 2008. 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. P. 191–222.

43. Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. Earth Planet. Sci.Lett. 1973. 19. P. 218-224.

44. Proenza, J. A.; Ortega-Gutierrez, F.; Camprubi, A.; Tritlla, J.; Elias-Herrera, M.; and Reyes Salas, M. 2004. Paleozoic serpentinites enclosed chromitites from Tehuitzingo (Acatla'n Complex, southern Mexico): a petrological and mineralogical study. J. S. Am. Earth Sci. 16: P. 649–666.

45. Rampone, E., Piccardo, G. B., Vannucci- R., Bottazzi, P., Ottolini, L. Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning: The spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites // Contrib. Mineral. Petrol., 1993. 115. P. 1-17.

46. Sinton, J. M., Ford, L.I., Chappell, B., McCulloch, M. Magma Genesis and Mantle Heterogeneity in the Manus Back-Arc Basin, Papua New Guinea // J. of Petrology, 2003. Vol. 44. № 1. P. 159-195.

47. Steinmann, G. Die Ophiolithischen Zonen in dem mediterranean Kettengebirge. 14th Inter. Geol. Cong, Madrid.2, 1927. P. 638-667.

48. Stern, R.J. 2002. Subduction zones. Rev. Geophys. 40:1012, doi:10.1029/2001RG000108.

49 Stern, R.J. 2004. Subduction initiation: spontaneous and induced. Earth Planet. Sci. Lett. 226: P. 275–292.

50. Uyeda, S. & Kanamori, H. Back-arc opening and mode of Subduction // Journal of Geophysical Research, 1979. 84. P. 1049-1061.

51. Wegener A. Die Entstehung der Kontinent // Geologische Rundschau. 1912. Bd 3. S. 276-471.