

УДК 552.32

К СРАВНИТЕЛЬНОЙ ПЕТРОЛОГИИ ИНТРУЗИВОВ СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ ЗОН КАМЧАТСКОЙ НИКЕЛЕНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ. ЧАСТЬ ВТОРАЯ

© 2014 О.Б. Селянгин

*Научно-исследовательский Геотехнологический центр ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683002;
e-mail: obs@kscnet.ru*

В заключительной части работы освещаются составы минералов пород Камчатской никеленосной провинции (КНП), особенности их эволюции и соотношений в процессах дифференциации, контаминации магмы и становления интрузивных тел в условиях метаматматических преобразований слагающих их кумулатов.

Ключевые слова: оливин, пироксены, амфиболы, слюды, кумулаты, замещение, рудоотложение, термобарометрия.

ВВЕДЕНИЕ

В завершающей части исследования петрогенезиса магматитов северной и южной зон Камчатской никеленосной провинции (КНП) (рис. 1), приуроченных к соответствующим флангам поднятия Срединно-Камчатского массива метаморфических пород (СКМ), обсуждаются составы и эволюция породообразующих минералов никеленосной формации в процессе дифференциации ее водной высокомагнезиальной (бонинитоподобной) магмы. Она происходила в открытых системах расслоенных интрузивов, сложенные сериями преимущественно кумулатных пород – от кортландитов, биотит-амфиболовых ортопироксенитов и вебстеритов через биотит-амфиболовые меланориты и меланогаббронориты до лейконоритов, лейкогабброноритов и биотит-амфиболовых габбро, с небольшой долей гранитоидов. Геология района и тектоническая позиция интрузивных тел подробно описаны в работе (Селянгин, 2009). В северной зоне (Шанучское рудное поле) изучены содержащие рудные залежи интрузивы Восточно-Геофизический и собственно месторождения Шануч («рудное тело 1»), а также близкие к последнему малые интрузивы «рудных тел 2, 4, 4-1» (маркировка ЗАО НПК «Геотехнология», 2005 г.), безрудные внедрения и их фрагменты. В южной зоне (Дукусский рудный узел) исследована северо-западная часть крупнейшего, наименее измененного и петротипического для

формации, но бедного оруденением интрузива Кувалорог. Геолого-петрологические характеристики интрузивов обеих зон, черты сходства и различий в процессах их дифференциации и становления освещены в первой части работы (Селянгин, 2014).

СОСТАВЫ ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ПОРОД СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ ЗОН КНП

Набор главных минералов, кристаллизация, фракционирование и метаматматическое преобразование которых предопределили формирование всего разнообразия пород никеленосной формации, включает безводные оливин, бедный кальцием ортопироксен (в их кумулатах содержится 0.2-0.3% хромистой шпинели), богатый кальцием клинопироксен, плагиоклаз, кварц, ильменит, апатит, а также гидроксил-содержащие минералы: высокоглиноземистый кальциевый амфибол ряда паргасит – гастингсит, обычно окаймляемый, а позднее нередко и замещаемый более низкотемпературными магнезиальной – магнезиально-железистой и тремолитовой – тремолит-актинолитовой рогами обманками (образующими также самостоятельные кристаллы в слюдяных горнблендитах), куммингтонит и слюду ряда флогопит – биотит. В качестве поздних аксессуарных минералов в лейконоритах без интерстициального кварца встречается зеленая глиноземистая шпинель, а в



Рис. 1. Схема расположения районов исследования. С.З. и Ю.З. — соответственно северная и южная зоны Камчатской никеленозной провинции.

их кварц-содержащих разностях обычен пироп-альмандиновый гранат, иногда достигающий содержаний порообразующего; изредка, при чередовании в породе участков с кварцем и без него, оба минерала можно встретить в одном шлифе. В метаматматически-преобразованных, биотит-амфиболовых разностях лейкоабброидов ильменит замещается сфеном, однако без выделения обычно сопутствующего ему магнетита. Все породы никеленозного комплекса относятся к безмагнетитовой (ильменитовой) феррофации глубинных водных магматитов (Ферштатер, 1987), кристаллизовавшихся в углерод-содержащих вмещающих толщах в условиях низкой фугитивности кислорода. Избыток железа их производных расплавов связывался не в магнетит, а в заменявшие его ильменит и, на позднейших стадиях дифференциации, в биотит и отмеченные высокоглиноземистые железистые фазы — гранат и шпинель. Тем не менее, в некоторых породах присутствуют мелкие зерна магнетита (особенно у границ рудных вкраплений) и небольшое количество минералов, устойчивых в магнетит-содержащих ассоциациях — ортоклаза вместо части биотита в интерстициях пород и в виде микровключений в руде, серпентина с тонкорассеянным магнетитом по оливину. Появление минералов этой ассоциации надо, видимо, относить к этапу позднейших изменений магматитов — с повышением фугитивности кислорода при эксгумации интрузивов вместе с вмещающими их породами, в процессе общего поднятия СКМ.

Составы минералов магматитов северной зоны КНП опубликованы ранее (Селянгин, 2003, 2006, 2007), и в настоящей работе используются в графическом отображении. Новые анализы минералов петротипического для формации интрузива южной зоны — Кувалорога — приведены в порядке, соответствующем вариациям составов пород макроритмов его расслоенности (таблица).

Оливин в серии кумулатов северной зоны КНП наиболее развит и хорошо сохранился в рудных и безрудных кортландитах Восточно-Геофизического интрузива, где его доля составляет $50 \pm 10\%$. Состав оливина здесь варьирует в узких пределах $Fo_{84.5-81.4}$ (рис. 2а). Размеры и формы его выделений, растворение при инконгруэнтной кристаллизации ортопироксена и структурное положение в породе в виде хадакристаллов в ортопироксенах (ассоциация, аналогичная пойкилитовым гарцбургитам) и в более поздних амфиболе и флогопите подробно описаны в работе (Селянгин, 2006).

В сериях кумулатов интрузива Кувалорог, представляющих магматиты южной зоны провинции, оливин в количестве от первых до 10–15% присутствует в некоторых из амфиболовых пироксенитов — от ортопироксенитов (бронзититов) до вебстеритов. Лишь в редких амфибол-флогопитовых их разностях, — по-видимому, переходных от кортландитов, — оливин также образует мелкие (0.2–0.5 мм) резорбированные хадакристаллы в ортопироксене и в более поздних минералах. В единственном выходе (элювиальном развале) в макроритме П-5 интрузива Кувалорог (Селянгин, 2014) обнаружены гибридные оливиновые слюдяные горнблендиты с экзотичными для него кумулусными мегакристаллами оливина $Fo_{84.3}$ размерами до 40 мм в количестве 20–25%. Существенно резорбированные (округленные) в былой смеси исходной магмы с кислым расплавом-резидентом, мегакристы последовательно обрастались венцовыми агрегатами бронзита с флогопитом и затем паргасит-гастингситом; между этими овоидоподобными агрегатами содержатся кислый плагиоклаз и биотит.

Во всех остальных оливиновых и оливин-содержащих пироксенитах оливин в виде идиоморфных или умеренно резорбированных зерен (0.3–0.8 мм) находится в структурно-равноправных (практически безреакционных) отношениях с ортопироксеном, вместе с ним образуя хадакристаллы в более поздних амфиболе и флогопите — биотите (Селянгин, 2007). Такая протоагрегация оливина с ортопироксеном аналогична гранулярным гарцбургитам, образующимся при смешении магм, выделявших ортопироксен, с порциями пополнявшей интрузив менее дифференцированной магмы, еще содержавшей вкрапленики оливина. Кумулатами

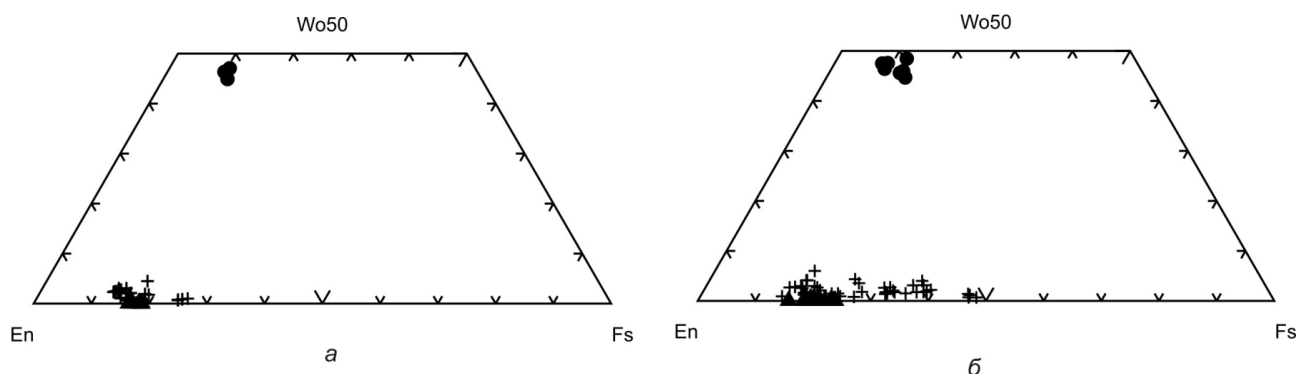


Рис. 2. Диаграммы составов оливинов и пироксенов пород КНП: *а* – северной зоны, *б* – южной. Оливин – треугольники, ортопироксен – кресты, клинопироксен – кружки.

подобных же смесей магм разных стадий дифференциации являются и присутствующие в одном из макроритмов интрузива Кувалорог оливиновые вебстериты (?Iб-1, таблица, анализы минералов 40-44). Состав оливина указанных гибридных пород южной зоны варьирует в диапазоне $Fo_{84.3-76.2}$ (рис. 2б). В разностях оливин-содержащих пироксенитов с интеркумуляусным плагиоклазом оливин последовательно отделяется от него узкими реакционными оторочками ортопироксена и затем прерывистыми каймами паргаситового амфибола; местами состав последнего уклоняется до жедрита.

Ортопироксен изначально (до позднейших замещений) являлся наиболее распространенным фемическим минералом пород никеленосной формации. Ныне он широко представлен только в серии южного интрузива Кувалорог (таблица), редуцированной со стороны ультраосновных составов. В габброидной части серий пород малых тел северной зоны ортопироксен, более железистый, чем En_{73} , подвергся позднему метаматматическому замещению биотитом и амфиболом, а его более магнезиальные разности (в пироксенитах) – постмагматическому замещению тальком (с возможным развитием по последнему еще более поздней ассоциации тремолит-актинолита, хлорита и кварца). Частично ортопироксен сохранился лишь в серии Восточно-Геофизического интрузива. Здесь выделяются две разновидности ортопироксена: реакционного в кортландитах, инконгруэнтно кристаллизовавшегося (при одновременном растворении оливина) в виде крупных, до 3-4 мм, частично идиоморфных ойкокриталлов, и самостоятельного (выделявшегося в своем фазовом объеме) – в перекрывающих кортландиты амфиболовых ортопироксенитах и ортопироксеновых горнблендитах. В этой части интрузива ортопироксен, замещаемый антофиллитом и тальком, сохранился лишь в отдельных горизонтах. В виде более мелких (0.2-0.8 мм) идиоморфных призматических зерен он (или тальк-антофиллитовые псевдоморфозы

по нему), в свою очередь, в качестве хадакриталлов и без признаков реакционного замещения переполняет крупные ойкокриты паргасита, в штуфах придающие породе обманчивый облик горнблендита. Состав всех сохранившихся ортопироксенов (несколько более магнезиальных и глиноземистых в кортландитах) ограничен диапазоном бронзитов (рис. 2а).

В интрузиве Кувалорог ортопироксен широко развит в породах большинства его макроритмов. Лишь в редких слюдяных горнблендитах он подвергается интенсивному растворению при кристаллизации биотита и амфибола, умеренно (округление зерен) замещается гастингситом в меланогабброидах и куммингтонитом в лейконоритах; в постмагматическую стадию на отдельных участках развития этих же пород бывает подвержен полному постмагматическому замещению тремолит-актинолитом.

Формы, размеры зерен и состав ортопироксена закономерно меняются в сериях кумулатов разных макроритмов расслоенности. Относительно крупными (до 1.5-2.0 мм) и наиболее магнезиальными (от En_{86}) являются его короткопризматические кристаллы в оливиновых разностях ортопироксенитов. В безоливиновых амфиболовых ортопироксенитах и вебстеритах ортопироксен представлен более мелкими (до 0.8-1.0 мм) и тоже короткопризматическими зернами бронзита – гиперстена. Резкие изменения габитуса ортопироксена к шестоватому, длиной до 2-3 мм, магнезиальному гиперстену, а затем вновь к мелкопризматическому (0.2-0.6 мм) и уже железистому гиперстену (рис. 2б) происходят в следующих за пироксенитами пойкилитовых меланоритах – меланогабброноритах и в завершающих макроритмы котектических лейкократовых норитах и габброноритах.

Клинопироксен в породах никеленосной формации представлен слабо варьирующим по железистости диопсид-салитом (рис. 2б) В северной зоне он встречается в виде реликтов в амфиболе единственного образца расслоенного меланогаббронорита. В интрузиве Кувалорог он также под-

Составы минералов пород основных типов макроритмов расслоенности интрузива Кувалорог.

Ритм	Ia-2										Ia-3											
№ обр.	37-1					38-2					40-1					1012					1012-7	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20		
№ п/п																						
SiO ₂	49.01	53.36	53.76	43.43	51.02	55.49	51.88	53.48	53.43	43.3	40.6	55.37	42.85	40.69	57.66	54.5	46.05	53.3	39.4	50.31		
TiO ₂	—	0.25	0.12	3.59	0.28	0.02		0.2	0.33	3.57	—	0.15	3.27	1.88	—	0.2	2.6	—	4.63	0.2		
Al ₂ O ₃	32.24	2.19	1.14	13.55	6.56	1.53	31.16	2.4	1.85	12.69	—	2.36	14.11	16.55	25.32	2.3	10.46	30.32	15.43	2.4		
FeO	0.01	19.35	7.27	10.87	10.75	18.73	0.06	20.3	8.16	10.35	17.53	10.44	6.46	6.07	—	15.87	8.34	0.08	9.1	28.58		
MnO	—	0.26	0.02		0.03	0.25		0.22	0.01		0.1	0.14	—	—	—	0.15	—	—	—	0.3		
MgO	—	22.4	13.6	11.78	15.09	18.32	0.03	22.78	14.44	12.36	41.23	29.11	15.28	20.45	0.01	25.13	15.48	—	17.56	17.58		
CaO	16.29	1.29	22.95	11.45	11.84	2.1	13.29	0.99	20.65	11.23	0.01	1.49	11.06	—	8.43	0.94	11.16	12.38	—	0.56		
Na ₂ O	2.1	0.2	0.39	1.89	0.84	0.06	3.75	0.02	0.47	2.21	0.02	0.05	2.59	0.76	7.01	0.02	1.48	4.17	0.14	—		
K ₂ O	0.11	0.03	0.02	0.83	0.45	0.04	0.17	0.02	0.02	0.94	0.02	0.01	0.78	8.42	0.13	—	1.08	0.13	9.25	0.01		
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0.11	—	—	—	0.02	—	0.07	—	0.55	—	0.38	—	—	0.51	—	0.1	—		
H ₂ O	—	—	—	2.05	2.08	2.07	—	—	—	2.04	—	—	2.06	4.24	—	—	2.07	—	4.17	—		
S	99.76	99.33	99.27	99.55	98.94	98.61	100.34	100.43	99.36	98.76	99.51	99.67	98.46	99.44	98.56	99.11	99.23	100.38	99.78	99.94		
Or	0.66	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—	0.74	—	—	0.78	—	—		
Ab	18.77	—	—	—	—	—	33.48	—	—	—	—	—	—	—	59.63	—	—	37.6	—	—		
An	80.57	—	—	—	—	—	65.53	—	—	—	—	—	—	—	39.63	—	—	61.62	—	—		
Wo	—	1.26	2.33	—	—	—	—	2.04	43.83	—	—	2.97	—	—	—	1.94	—	—	—	1.19		
En	—	65.54	39.8	—	—	—	—	65.31	42.65	—	—	80.78	—	—	—	72.41	—	—	—	51.67		
Fs	—	31.75	11.94	—	—	—	—	32.65	13.52	—	—	16.25	—	—	—	25.65	—	—	—	47.13		
Fo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	80.74	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
f	—	32.64	23.07	34.12	28.55	36.46		33.33	24.07	31.96	19.26	16.75	19.18	14.27	—	26.16	23.2	—	22.53	47.7		

Продолжение

Ритм	Ia-3				Ia-4							I6-1									
	1012-7				4-1			6-1				57-1						55-1			
№ обр	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	
№ п/п	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	
SiO ₂	55.27	52.44	38.96	54.09	51.53	50.49	52.81	51.73	52.35	42.59	56.13	53.93	47.75	—	55.93	52.12	52.76	37.85	—	40.89	
TiO ₂	—	0.2	3.26	0.17	0.02	1.23	0.04	0.16	0.21	2.99	0.07	0.19	1.17	0.37	—	0.17	0.11	3.7	50.07	—	
Al ₂ O ₃	28.49	3.18	16.35	1.67	31.16	7.67	29.13	1.42	1.21	11.76	1.45	3.2	11.25	24.64	27.78	1.89	2.09	15.73	—	—	
FeO	0.12	21.55	16.7	19.52	0.12	8.49	0.15	10.27	25.48	13.86	13.86	5.78	7.46	29.45	0.17	27.45	23.77	16.99	45.09	16.96	
MnO	—	0.2	—	0.23	—	—	—	0.03	0.27	—	0.12	—	—	0.34	—	0.28	0.24	—	0.31	0.08	
MgO	—	16.69	12.44	24.57	—	16.26	0.01	12.37	18.9	11.03	27.86	14.98	14.71	5.99	—	17.64	16.23	12.21	0.06	42.49	
CaO	10.25	1.19	0.03	0.5	13	10.97	12.03	21.09	1.32	10.67	0.48	21.54	11.57	—	10.29	0.65	1.37	—	—	—	
Na ₂ O	5.26	—	—	—	3.88	0.85	4.3	0.04	—	1.7	0.17	0.66	1.94	0.07	5.64	0.28	0.07	0.17	0.06	0.03	
K ₂ O	0.23	—	8.48	—	0.09	0.54	0.19	0.01	—	1.11	0.02	0.08	0.55	0.04	0.18	0.01	0.04	9.25	0.03	0.02	
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0.06	—	—	—	—	0.12	0.12	0.54	38.5	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O	—	2.02	4.08	—	—	2.09	—	—	—	1.98	—	—	2.09	—	—	—	2.02	4.02	—	—	
S	99.62	97.47	100.3	100.75	99.8	98.65	98.66	97.12	99.74	97.69	100.28	100.48	99.03	99.4	99.99	100.49	98.7	99.92	95.62	100.47	
Or	1.35	—	—	—	0.52	—	1.12	—	—	—	—	—	—	—	1.04	—	—	—	—	—	
Ab	47.5	—	—	—	34.85	—	38.86	—	—	—	—	—	—	—	49.27	—	—	—	—	—	
An	51.14	—	—	—	64.62	—	60.03	—	—	—	—	—	—	—	49.69	—	—	—	—	—	
Wo	—	—	—	0.99	—	—	—	45.54	1.97	—	0.95	45.93	—	—	—	1.4	—	—	—	—	
En	—	—	—	68.48	—	—	—	37.16	56.79	—	77.44	44.44	—	—	—	52.64	—	—	—	—	
Fs	—	—	—	30.52	—	—	—	17.3	41.85	—	21.61	9.63	—	—	—	45.96	—	—	—	—	
Fo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	81.7	
f	—	42.01	42.96	30.83	—	22.65	—	31.77	34.34	41.35	21.82	17.81	22.15	71.24	—	46.61	45.1	43.85	99.74	18.3	

Продолжение

Ритм	?I6-1							I6-2										I6-3					II-4							
№ обр.	50-2							56-1				56-3				56-4				19.мар					18.январь			73-1		
№ п/п	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60										
SiO ₂	52.47	55.25	44.12	49.01	40.33	45.04	39.69	46.35	39.22	63.66	38.62	36.82	53	54	55	54.28	53.38	53.54	52.79	48.05										
TiO ₂	0.34	0.07	1.01	—	—	0.76	0.61	1.05	2.53	—	—	1.19	53.95	52.04	45.05	—	0.25	0.13	0.26	—										
Al ₂ O ₃	4.87	2.63	15.87	33.58	—	12.29	15.1	11.19	15.55	23.3	22.67	17.3	0.22	—	2.71	28.64	1.79	1.8	1.78	32.59										
FeO	3.89	11.54	6.44	0.05	19.16	6.53	6.04	11.97	14.78	0.03	29.56	20.85	2.06	30.15	13.28	0.05	22.91	20.11	9.21	0.15										
MnO	—	0.12	—	—	0.21	—	—	0.09	—	—	0.41	—	17.1	0.02	8.95	—	0.29	0.13	—	—										
MgO	14.68	28.19	15.33	—	40.16	16.49	22.14	12.29	13.59	—	8.22	10.59	0.18	—	—	0.01	19.92	23.61	13.43	—										
CaO	22.26	0.66	11.41	15.98	0.01	11.48	—	11.12	—	4.48	1.1	0.02	24.8	—	12.97	11.42	0.89	0.87	20.51	15.89										
Na ₂ O	0.58	0.05	2.98	2.16	0.1	2.27	0.03	2	0.65	8.27	0.01	0.31	0.87	13.29	11.47	4.07	0.02	—	0.06	1.9										
K ₂ O	0.01	0.02	0.75	0.03	0.01	1.08	9.39	0.52	9.29	0.14	0.02	8.31	—	3.23	1.88	0.14	0.02	—	—	0.08										
Cr ₂ O ₃	0.22	0.09	0.2	—	—	0.76	0.82	0.03	—	—	—	0.03	—	0.13	0.87	—	—	0.03	—	—										
H ₂ O	—	—	2.11	—	—	2.07	4.14	2.04	4.05	—	—	3.94	0.12	—	0.3	—	—	—	—	—										
S	99.32	98.62	100.22	100.81	99.98	98.77	97.96	98.65	99.66	99.88	100.61	99.36	—	—	2.08	98.61	99.47	100.22	98.04	98.66										
Or	—	—	—	0.18	—	—	—	—	—	0.86	—	—	99.3	98.86	99.56	0.9	—	—	—	0.5										
Ab	—	—	—	19.63	—	—	—	—	—	76.3	—	—	—	0.79	—	38.82	—	—	—	17.74										
An	—	—	—	80.19	—	—	—	—	—	22.84	—	—	—	30.31	—	60.28	—	—	—	81.77										
Wo	48.69	1.36	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	68.9	—	—	1.91	1.76	44.23	—										
En	44.66	80.22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.79	—	—	—	59.62	66.48	40.27	—										
Fs	6.64	18.43	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	70.82	—	—	—	38.47	31.76	15.5	—										
Fo	—	—	—	—	78.88	—	—	—	—	—	—	—	27.39	—	—	—	—	—	—	—										
f	12.95	18.68	19.08	—	21.12	18.18	13.27	35.34	37.9	12.95	66.86	52.49	—	—	—	—	39.22	32.33	27.78	—										

Окончание

Ритм	II-4				II-6				
№ обр.	73-1	44-2			63-1			27-5	39-1
№ п/п	61	62	63	64	65	66	67	68	69
SiO ₂	42.74	53.62	51.88	42.64	52.98	42.83	38.41	39.67	—
TiO ₂	3.49	—	0.18	4.01	—	0.96	0.44	0.1	—
Al ₂ O ₃	13.59	29.75	1.96	13.15	29.94	15.29	21.5	22.7	64.03
FeO	11.92	0.13	24.44	13.37	0.13	16.12	27.43	28.83	24.7
MnO	—	—	0.26	—	—	0.01	1.52	0.21	—
MgO	11.26	—	20.1	11.27	—	8.7	4.08	10.61	10.21
CaO	10.49	11.65	1.12	10.55	10.92	9.99	5.17	2.16	—
Na ₂ O	1.69	4.75	—	1.98	4.95	1.85	—	0.05	0.07
K ₂ O	0.74	0.22	—	0.85	0.08	0.69	0.02	0.03	0.03
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0.17
H ₂ O	2.02	—	—	2.03	—	1.99	—	—	—
S	97.94	100.12	99.94	99.85	99	98.43	98.57	104.36	99.21
Or	—	1.26	—	—	0.46	—	—	—	—
Ab	—	41.92	—	—	44.85	—	—	—	—
An	—	56.83	—	—	54.69	—	—	—	—
Wo	—	—	2.33	—	—	—	—	—	—
En	—	—	58.06	—	—	—	—	—	—
Fs	—	—	39.61	—	—	—	—	—	—
Fo	—	—	—	—	—	—	—	—	—
f	37.26	—	40.56	39.95	—	50.98	79.05	56.76	57.58

Примечания. Компоненты-миналы минералов: Or — ортоклаз, Ab — альбит, An — анортит в плагиоклазах Wo — волластонит, En — энстатит, Fs — ферросилит в пироксенах, Fo — форстерит в оливине. f — железистость минералов, 100 Fe/Fe+Mg (мол кол-ва). Положение макроритмов (ритм) расслоенности см на карте и петрохимических диаграммах в (Селянгин, 2014), порядок образцов — снизу вверх в каждом ритме. Обр. 37-1 — мелано-габбронорит: 1 — плагиоклаз, 2 — ортопироксен, 3 — клинопироксен, 4 — гастингсит ойкокрит, 5 — актинолитовая роговая обманка, каймы на 4 и вроски в пироксенах, 6 — куммингтонит каемок на ортопироксене. Обр. 38-2 — лейко-габбронорит: 7 — плагиоклаз, 8 — ортопироксен, 9 — клинопироксен, 10 — ойкокриты гастингсита. Обр. 40-1 — оливинсодержащий амфибол-флогопитовый ортопироксенит: 11 — оливин, 12 — ортопироксен, 13 — паргасит, 14 — флогопит, 15 — интерстициальный плагиоклаз. Обр. 1012 — меланорит: 16 — ортопироксен, 17 — паргасит-гастингсит, 18 — плагиоклаз, 19 — флогопит. Обр. 1012-7 — лейконорит: 20 — ортопироксен, 21 — плагиоклаз, 22, 23 — интерстициальные куммингтонит и биотит соответственно. Обр. 4-1 — мелано-габбронорит: 24 — ортопироксен, 25 — плагиоклаз, 26 — актинолитовая роговая обманка. Обр. 6-1 — лейко-габбронорит: 27 — плагиоклаз, 28 — клинопироксен, 29 — ортопироксен, 30 — гастингсит ойкокрит. Обр. 57-1 — вебстерит: 31 — ортопироксен, 32 — клинопироксен, 33 — магнезиальная роговая обманка вросков в пироксенах, 34 — хром-шпинель включения в ортопироксене. Обр. 55-1 — лейконорит: 35 — плагиоклаз, 36 — ортопироксен, 37 — куммингтонит каемок на ортопироксене, 38 — биотит интерстиций, 39 — ильменит. Обр. 50-2 — оливинсодержащий вебстерит: 40 — оливин, 41 — клинопироксен, 42 — ортопироксен, 43 — паргасит, 44 — интерстициальный плагиоклаз. Обр. 56-1 — оливиновый слюдяной горнблендит: 45 — оливин, 46 — паргасит, 47 — флогопит. Обр. 56-3 — слюдяной горнблендит: 48 — магнезиально-железистая роговая обманка, 49 — биотит, 50 — плагиоклаз. Обр. 56-4 — прослой плагиогранита в слюдяном горнблендите: 51 — гранат, 52 — биотит. Обр. 19-3 — меланорит: 53 — ортопироксен, 54 — плагиоклаз, 55 — гастингсит. Обр. 18-1 — лейконорит: 56 — плагиоклаз, 57 — ортопироксен. Обр. 73-1 — пироксен-амфиболовый мелано-габбронорит: 58 — ортопироксен, 59 — реликты клинопироксена в гастингситах, 60 — плагиоклаз, 61 — гастингсит, замещающий клинопироксен 59. Обр. 44-2 — пироксен-амфиболовый лейко-габбронорит: 62 — плагиоклаз, 63 — ортопироксен, 64 — гастингсит. Обр. 63-1 — амфиболовый лейконорит: 65 — плагиоклаз, 66 — гастингсит, 67 — гранат. Обр. 27-5 — ксенолит метаморфизованного алевропелита в норитах ритма II-4: 68 — гранат. Обр. 39-1 — подобный ксенолит в габброноритах ритма I-2: 69 — зелёная шпинель. Анализы выполнены на микрозонде САМЕВАХ ИВиС ДВО РАН, оператор Т.М. Философова.

вергался интенсивному замещению амфиболом, однако в разной степени сохранился во многих породах. В виде разноразмерных реликтов в паргасит-гастингситах он присутствует в умеренно амфиболовых клинопироксен-содержащих ортопироксенитах и вебстеритах – кумулатах с более плотной изначальной упаковкой минералов и, соответственно, малой долей погребенного расплава. С разрушением их упаковки в следующих за пироксенитами меланогабброноритах, в которых пироксены цементировались ойко-кристаллами субодновременно выделявшихся интеркумулусных гастингсита и плагиоклаза, клинопироксен в виде таких же ксеноморфных реликтов наблюдается в реагировавшем с ним амфиболе, но рядом парадоксальным образом присутствует в виде идиоморфных хадакристаллов (0.3-0.6 мм) в изолировавшем их плагиоклазе. В виде подобных же призматических зерен клинопироксен входит, как отмечалось, в состав плагиоклаз-двупироксеновой (с ильменитом и апатитом) котектики лейкогабброноритов.

Отличительной особенностью орто- и клинопироксенов южной зоны от их аналогов (к сожалению, не столь представительных) в северной является проявление в них структур типа распада твердых растворов – в виде тончайших вросков-ламелл (по призме), представленных, однако, не пироксеновыми фазами, а (заместившей их?) тремолитовой роговой обманкой. Не исключено, что таким образом в обоих пироксенах проявлены просто начальные стадии их постмагматического замещения по трещинам спайности. В некоторых сечениях клинопироксенов указанная структура обнаруживает переходы к дактилоскопической.

Плагиоклаз в магматитах северной зоны КНП представлен спектром составов от An_{78} до An_{10-12} , в продуктах низкотемпературных изменений пород – до $An_{0.78}$. Однако однонаправленное изменение состава плагиоклаза от более кальциевого к натровому здесь скорее исключение, чем правило. Подобный ряд проявлен в серии кумулатов и эвмагматитов интрузива «рудного тела 4» на Шанучском рудном поле, где указанный основной плагиоклаз, в краях непрерывно зональный до андезина-олигоклаза, содержится в оталькованных ортопироксенитах. Они дают переходы к к распадающимся в разрезе интрузива биотит-амфиболовым меладiorитам и порфиоровидным габбродiorитам с крупными (до 4-5 мм) вкрапленниками плагиоклаза An_{55-50} , а от этих габбродiorитов – к плагиогранитам с плагиоклазом An_{12} (Селянгин, 2014). Однако большинству плагиоклазовых пород северной зоны, изученных в разных (рудноносных и безрудных) телах, но образующих часть ее общей серии от следующих за пироксенитами кварцевых био-

тит-амфиболовых меладiorитов до лейкогаббро, свойственна противоположная направленность изменения состава плагиоклаза. Степень его основности в этом ряду возрастает от андезино-олигоклаза в меладiorитах до битовнита An_{71-74} в биотит-амфиболовых лейкогаббро – параллельно с увеличением его количества и, соответственно, с уменьшением долей становящихся более железистыми амфиболом и биотитом. Такая аномальная, встречно-направленная эволюция сосуществующих (но кристаллизовавшихся последовательно) темноцветных минералов и плагиоклаза связана с отмеченным и обсуждаемым далее метамагматическим преобразованием исходных пироксеновых кумулатов с привносом калия.

Общий диапазон состава плагиоклаза в породах малых интрузивов северной зоны КНП показан на рис. 3а, на который нанесены и фигуративные точки ортоклаза. Обе полевошпатовые фазы показывают максимальный разрыв смесимости, свойственный условиям высоких давлений, водонасыщенности и низких температур кристаллизации с последующим субсолидным «отжигом» минералов (Tuttle, Bowen, 1958).

В интрузиве Кувалорог толщи более свежих и разнообразных по минеральному составу кумулатов разных макроритмов его расслоенности формировались без сколь-нибудь масштабного позднего привноса в них калия и соответствующих метамагматических преобразований, способных (как на Шанучском поле) снивелировать отмеченное разнообразие. Они кристаллизовались из порций магм с содержаниями K_2O , в основном уже заранее заданными их предшествующей дифференциацией, контаминацией на докамерной стадии или смешением магм в момент пополнения интрузива. Эти содержания визуально различимы по количеству содержащегося в породах флогопита – биотита и по коррелирующим с ним особенностям кристаллизации других минералов, – качественно аналогичным наблюдающимся в ситуации привноса калия, но с разной (промежуточной) степенью их реализации. Так, наиболее основной плагиоклаз An_{84-8} (рис. 3б) присутствует в пироксенитах и двупироксеновых или ортопироксен-амфиболовых меланогабброноритах бесслюдяных серий кумулатов (ритмы Ia-2, II-4, таблица), раскисляясь – параллельно с возрастанием железистости фемических минералов – до An_{55-50} в их конечных лейкогабброноритовых членах. В безбиотитовой серии от амфиболового ортопироксенита к мела- и лейконориту (ритм Ib-3 в таблице) основность плагиоклаза снижается от An_{69} до An_{42} . В умеренно слюдяной (5-8%) серии кумулатов от оливин-содержащих флогопит-амфиболовых ортопироксенитов к меланоритам

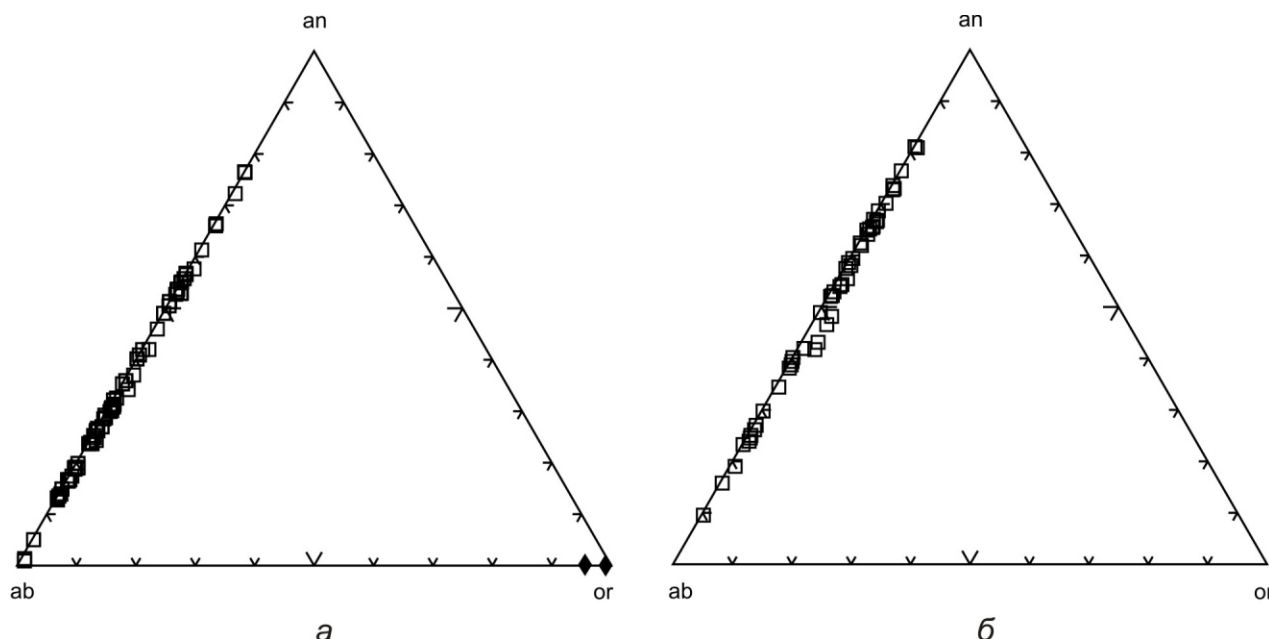


Рис. 3. Диаграммы составов полевых шпатов магматитов севера (а) и юга (б) никеленосной провинции в массовых процентах анортита, альбита и ортоклаза.

и до биотит-куммингтонитовых норитов (ритм Ia-3, таблица) состав плагиоклаза изменяется от An_{39} до An_{50-59} , его количество от 8-10% до 60-65%, а доля энстатита в ортопироксене от 81 до 47%. С исчезновением оливина в биотит-содержащих основных разностях подобных кумулатов появляется интерстициальный кварц. В кумулатах, производных от наиболее обогащенных калием порций магм Кувалорога – в слюдяных горнблендитах – обогащенный ильменитом и апатитом интеркумулус имеет состав плагиогранита из олигоклаза и кварца с невадитовой структурой, аналогичный наблюдающемуся и в некоторых меладiorитах Шануча.

Магматические **кальцевые амфиболы** в ядрах кристаллов пород обеих зон КНП представлены высокоглиноземистыми титанистыми паргаситами и гастингситами, а также магнезиальными и магнезиально-железистыми роговыми обманками, переходными к составам промежуточных зон из тремолит-актинолитовых роговых обманок и кайм тремолит-актинолита (рис. 4). Из приведенных систематик амфиболов в дальнейших обсуждениях используется более ранняя (рис. 4а, 4б), изобразительно более удобная для целей нашего описания.

Эволюционные ряды и схемы зональности кальцевых амфиболов в общем одинаковы в обеих зонах провинции. В частности, наиболее магнезиальный паргасит одинаково развит в оливиновых или оливин-содержащих породах формации – независимо от количества этого минерала, и нередко имеет одинаково высокие (до 3.5 мас.%) содержания TiO_2 . Подобные содержания показывают и некоторые более поздние гастингситы. Размеры и формы выделений

ранних амфиболов в общей серии формации уменьшаются от гигантских, до 18-20 мм, короткопризматических ойкокристаллов паргасита и паргасит-гастингсита в кортландитах и амфиболовых пироксенитах до долей миллиметра у удлиненно-призматических феррогастингситов в позднейших габброноритовых кумулатах, – в целом параллельно с убыванием их общего количества.

Паргаситам и паргасит-гастингситам оливиновых и оливин-содержащих ультрамафитов с хром-шпинелью свойственны заметно повышенные содержания Cr_2O_3 – до 1.2-1.5 мас.%.

Куммингтонит относительно магнезиального состава, с железистостью $f(100 Fe/Fe+Mg, \text{ мол. количества}) = 15-30$, в породах северной зоны развивается по ортопироксену и сохраняется только в меладiorитах, исчезая в подобных же метаматических производных по более дифференцированным кумулатам габброидов – в мезо- и лейкократовых биотит-амфиболовых габбродиоритах и габбро. В южном интрузиве Кувалорог куммингтонит в количестве до первых % присутствует в сериях пород от пироксенитов до некоторых лейконоритов, обнаруживая соответственно более широкий спектр составов с железистостью от 15 до 45, – как и у ортопироксена. Изредка среди элювия слюдяных горнблендитов встречаются обломки (прослоев?) грубозернистых амфиболитов, нацело сложенных железистым куммингтонитом с включениями ильменита.

Характер распространения и свойства субсолидных, постмагматических амфиболов – антофиллита, тремолита, актинолита – освещены нами ранее (Селянгин, 2003, 2006).

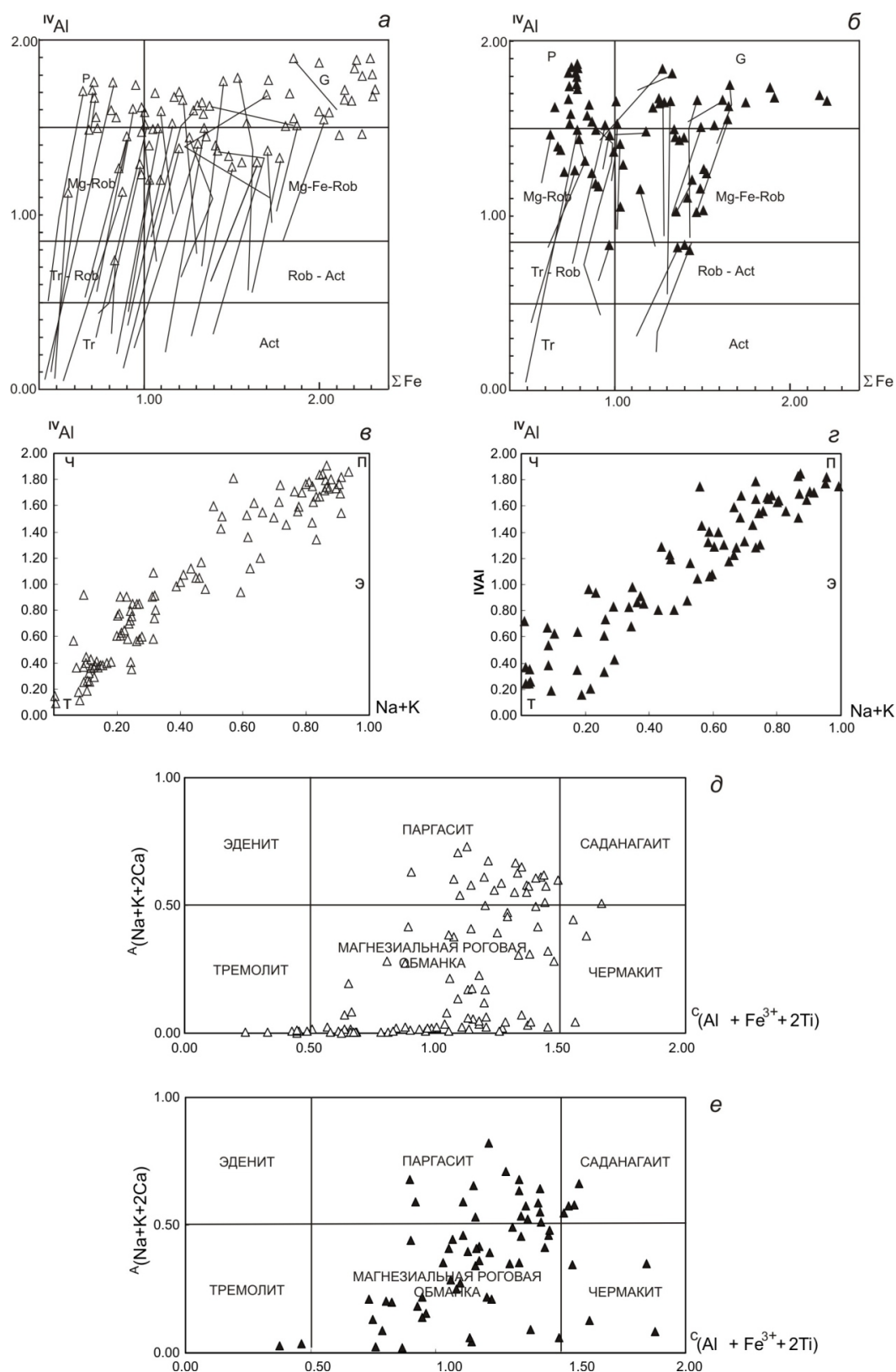


Рис. 4. Систематика кальциевых амфиболов в породах северной (а, в, д – полые значки) и южной (б, г, е – залитые значки) рудных зон КНП. а, б – по (Минералы, 1981): P – паргасит, G – гастингсит, Mg-Rob – магнезиальная и Mg-Fe-Rob – магнезиально-железистая роговые обманки, Tr-Rob и Tr-Act-Rob – тремолитовая и тремолит-актинолитовая роговые обманки, Tr и Act – тремолит и актинолит. Треугольники – составы ядерных частей амфиболов, точки изломов и концы исходящих от них линий – составы промежуточных и внешних зон кристаллов. в, г – по (Дир и др., 1965): Ч – чермакит, П – паргасит, Э – эденит, Т – тремолит. д, е – по (Hawthorne et al., 2012) – в количествах катионов разных структурных позиций (A, C) на формульную единицу (расчет выполнен В.В. Ананьевым (ИВиС ДВО РАН)).

Флогопитовая – биотитовая слюда в магматитах обеих зон является главной калиевой фазой, предопределившей отсутствие или минимальное (вероятно, постмагматическое) проявление в них калиевого полевого шпата и общий плагиогранитоидный характер их позднейших кислых дифференциатов, а также характер и глубину метаматматических преобразований пород. Условной границей между ее указанными разновидностями принято значение железистости $f = 30$. В северной зоне они в разных количествах присутствуют во всех породах формации от кортландитов до лейкогаббро и плагиогранитов, с направленным изменением железистости от 8.5-10 до 57. Указанные минимальные значения свойственны флогопиту кортландитов и ортопироксенитов Восточно-Геофизического интрузива и некоторым апопироксенитовым талькитам в районе месторождения Шануч, в которых оливин и ортопироксен сохранялись к моменту кристаллизации амфибола и слюды. При этом выделявшийся с флогопитом паргасит был заметно более железистым, с $f = 12-15$. Формы и размеры выделений флогопита варьировали от крупных, до 5-8 мм, субидiomорфных таблитчатых ойкокрит в кортландитах к более мелким пластинчатым выделениям в интеркумулусе более эволюционированных кумулатов.

Существенные изменения в соотношениях составов и форм выделения паргасит-гастингситового амфибола и биотита происходят при переходе от былых пироксенитов к породам ряда меладiorитов – габбро-диоритов – лейкогаббро, образованным по пироксеновому кумулусу «несостоявшихся» меланогабброидов, метаматматически измененному с привнесом в интеркумулусный расплав K_2O . В этом ряду железистость биотита, варьирующая в диапазоне 23-57, равна железистости ядер кальциевого амфибола и породы в целом (Селянгин, 2003), что характерно для безмагнетитовой феррофации метаморфизма и магматизма, то есть условий высоких давления, водонасыщенности и низкой фугитивности кислорода (Ферштатер, 1987). Характерной структурной особенностью сокристаллизации кальциевого амфибола и слюды в породах обсуждаемого ряда является широкое развитие их взаимных прорастаний, большей частью в удлинено-призматическом габитусе амфибола, – хотя биотит продолжал кристаллизоваться и после выделения последнего, образуя генерацию более мелких зерен. Интересно также отметить, что в магнелиальных меладiorитах с сульфидной рудной вкрапленностью рядом с пороодообразующим низкожелезистым биотитом на границах руды с кислым интерстициальным агрегатом кристаллизуются его мелкочешуйчатые высокожелезистые разновидности.

Изыманием рудного железа они демонстрируют определенную микромодель возможного обогащения руд «базовыми элементами» (Ni, Cu) в условиях метаматматического преобразования рудно-магматических систем. Возможно, тонкие железистые каймы формировались и на крупных магнелиальных биотитах, но исчезли при позднейшем диффузионном переуравновешивании их составов.

В породах интрузива Кувалорог присутствуют слюды спектра составов, практически аналогичного проявленному в магматитах и метаматматитах северной зоны (рис. 5а, 5б), однако в меньшем количестве и, как отмечалось, не во всех макроритах его расслоенности. В тех из них, где слюда присутствует, она может быть либо «сквозной» фазой от начальных оливин-пироксенитовых до конечных норит-габброноритовых членов серий их кумулатов, с изменением железистости слюды в диапазоне 14-46, либо появляться только в этих конечных разностях в результате накопления K_2O в процессе дифференциации. Продуктами фракционирования наиболее обогащенных K_2O порций магм интрузива Кувалорог, подобными шанучским меладiorитам, являются слюдяные горнблендиты маломощных ритмов в системе его расслоенности. Их состав варьирует от редких оливиновых разностей с паргаситом и флогопитом $f = 11$ к более распространенным с магнелиально-железистой роговой обманкой, куммингтонитом и биотитом с $f = 28-42$ (иногда расслаивающихся на слюдиты и горнблендиты), и до кварцево-диоритовых сегрегаций из них с биотитом $f = 52$.

Слюды Кувалорога показывают заметные содержания Cr_2O_3 , более свойственной их магнелиальным разностям, и TiO_2 , обогащающей железистые биотиты (рис. 5в). В слюдах метаматматически измененных пород северной зоны аналогичные соотношения примесных компонентов выражены менее четко.

Гранаты существенно пироп-альмандинового состава довольно широко распространены в породах никеленосного комплекса обеих зон (Селянгин, 2003, 2007; Шека, Чубаров, 1987). В мелких (доли мм) выделениях разной степени идиоморфизма они обычны в метаосадочных слюдяных кварц-полевошпатовых, часто со ставролитом или кордиеритом, графит-содержащих породах, вмещающих интрузивы. Как метаморфогенные и отчасти (в лейкосоме) магматические минералы, гранаты весьма обильны в глиноземистых контактовых роговиках и мигматитах по отторженцам-ксенолитам подобных пород, вмещающих интрузив Кувалорог, где детально описаны Э.Г. Конниковым с соавторами (2009). Сами эти отторженцы большей частью локализо-

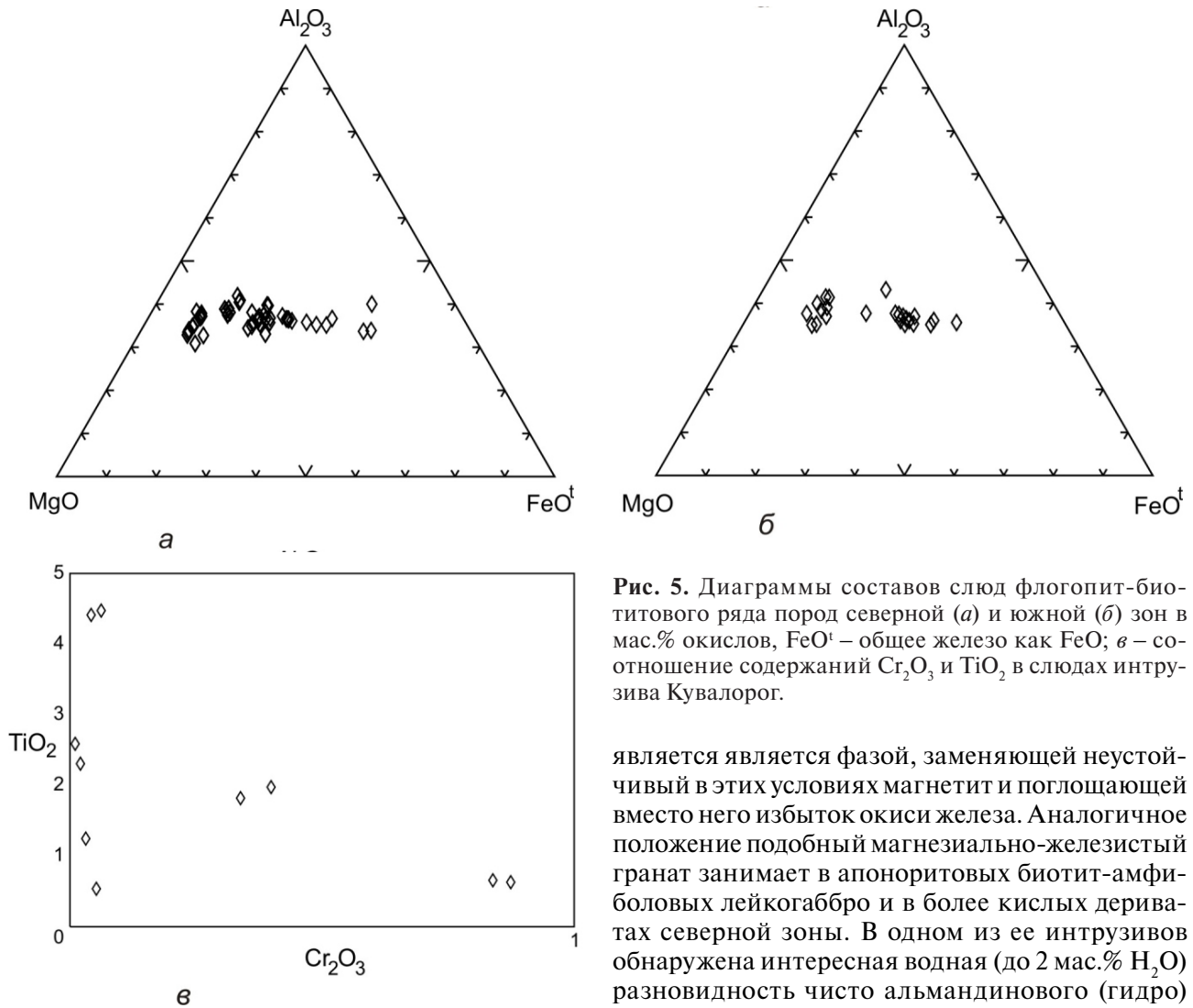


Рис. 5. Диаграммы составов слюд флогопит-биотитового ряда пород северной (а) и южной (б) зон в мас.% окислов, FeO^t – общее железо как FeO ; в – соотношение содержаний Cr_2O_3 и TiO_2 в слюдах интрузива Кувалорог.

ваны, как отмечалось, в завершающих макроритмы слоях норитов или на их поверхностях – на границах с базальными ультрамафитами следующих макроритмов расслоенности. Под экранами таких пласто- и линзообразных ксенолитов нориты местами также обогащаются гранатом – от кристаллизации в них редких рассеянных зерен до переходов у контактов в кумулятивные диорит-плагิโอгранитные гранатиты, в которых доля крупных (3–6 мм) идиоморфных кристаллов граната достигает 30–40 об.%. В упомянутых базальных ультрамафитах, перекрывающих подобные ксенолиты, гранат отсутствует.

Несмотря на достаточную крупность зерен, пироп-альмандиновый гранат в отмеченных магматитах является поздним минералом, кристаллизующимся в парагенезисе с интерстициальными кварцем, кислым плагиоклазом и мелким железистым биотитом позднейшей генерации, – нередко оказывающимся включенным в гранат вместе с зернами ильменита и апатита. При высоком содержании воды и низком f_{O_2} гранат, как отмечалось, вместе с биотитом

является фазой, заменяющей неустойчивый в этих условиях магнетит и поглощающей вместо него избыток окиси железа. Аналогичное положение подобный магнезиально-железистый гранат занимает в апоноритовых биотит-амфиболовых лейкогаббро и в более кислых дериватах северной зоны. В одном из ее интрузивов обнаружена интересная водная (до 2 мас.% H_2O) разновидность чисто альмандинового (гидро) граната, – в мелких (до 0.2 мм) кристаллах, содержащихся в брекчиевидной сульфидной руде с ксенолитами вмещающих высокоглиноземистых гнейсо-гранитов.

По указанным признакам гранат всех отмеченных салических дериватов никеленосного комплекса является магматическим минералом, свидетельствующим, вопреки аргументации Э.Г. Конникова с соавторами (2009), о достаточной масштабной ассимиляции отдельными порциями мафической магмы глиноземистого вещества вмещающих пород. В сериях кумулатов гранат впервые появляется лишь в габброидных производных пересыщенной глиноземом магмы – в лейконоритах, амфиболовых лейконоритах и их метаматматически преобразованных аналогах; в предшествующих им породах, с количеством фемических минералов избыточным сверхкотектики с плагиоклазом, гранат отсутствует.

Реже встречающиеся в интрузиве Кувалорог двупироксеновые габбронориты ассимилируемых ксенолитов вмещающих пород и, соответственно, высокоглиноземистых минералов (граната или шпинели) не содержат. Эта известная

«запретность» ассоциации клинопироксена и высокоглиноземистых фаз указывает, что, помимо описанного в северной зоне взаимодействия оливиновой магмы с ксеногенным кварцем, превалирующий «норитовый профиль» магматитов КНП обеспечивался также реакциями компонентов указанных фаз, с образованием дополнительных количеств ортопироксена и плагиоклаза.

Среди немногих анализированных нами гранатов никеленосных магматитов и их экзо-контактовых зон (рис. 6а) наиболее богатыми пироповым миналом, как ни странно, оказались гранаты некоторых глубоко контактово-метаморфизованных ксенолитов вмещающих

пород, заставляя предполагать возможность миграции в них магнезии из магмы интрузива. Установлена только прямая зональность зерен граната, со слабым нарастанием к их краям доли альмандинового компонента. При общем низком содержании в нихgrossуляра несколько повышенным его содержанием отличаются гранаты южной зоны КНП.

Шпинелиды в интрузивах КНП образуют три ассоциации. Большую их часть представляют хромистые шпинели, свойственные расслоенным интрузивам. На диаграммах соотношения трехвалентных элементов и общего железа, глинозема и магнезии (рис. 6б, 6в) точки их составов образуют две смыкающиеся группы — соответственно

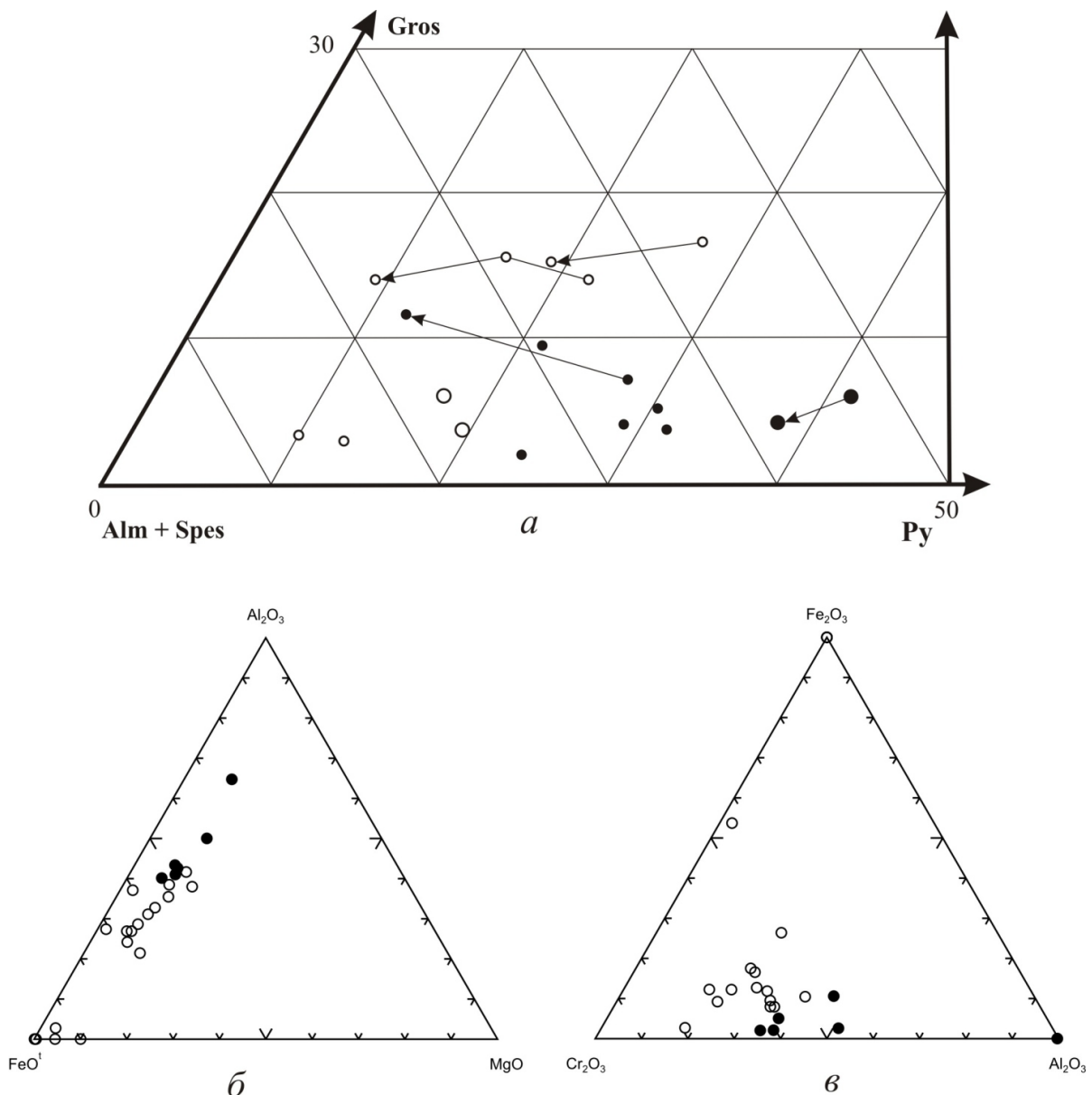


Рис. 6. Диаграмма состава гранатов (а) в мас.% миналов: гроссуляра (Gros), пироба (Py) и суммы альмандина (Alm) и спессартина (Spes) в интрузивных и вмещающих (более крупные значки) породах КНП; стрелки показывают изменения состава от центра к краю кристаллов. Составы шпинелей (б, в) в мас.% окислов (см. текст). На всех диаграммах полыми значками показаны минералы пород северной зоны, залитыми — южной зоны КНП.

северной и южной зон КНП, образуя выраженный общий тренд увеличения глиноземистости шпинелей более эволюционированных пород при снижении содержаний железа и хрома. В общем обособленность этих групп отражает неравную представительность разных пород формации в северной и южной зонах КНП: наиболее хромистые шпинели кристаллизовались с оливином кортландитов, отсутствующих в изученной части интрузива Кувалорог в южной зоне. Менее хромистые шпинели последнего присутствуют в ряду пород от оливиновых и безоливиновых амфиболовых ортопироксенитов до вебстеритов. Вторая ассоциация шпинелей представлена бесхромистыми магнезиально-железистыми разностями, участками образующими «сыпь» мелких темно-зеленых зерен в норитах Кувалорога, не содержащих интерстициального кварца. В столь же высокоглиноземистых габброидах северной зоны, метаматматическое преобразование которых сопровождалось выделением кварца, подобная шпинель отсутствует.

Наконец, третью, постмагматическую ассоциацию шпинелидов, образовавшихся, как отмечалось, в процессе эксгумации интрузивных тел, представляют магнетиты и редкие промежуточные хроммагнетиты, присутствующие в виде реликтов и пылеватых зерен в прожилках серпентина по оливиноу кортландитов Восточно-Геофизического интрузива, а также у вкраплений сульфидной руды в других телах северной зоны.

Практически одинаковые составы имеют **ильмениты** обеих зон КНП, появление которых в конечных для серий кумулатов котектических лейкогабброидах определяло поворот трендов дифференциации от относительного обогащения магм железом к обогащению кремнеземом. В биотит-амфиболовых лейкогабброидах северной зоны ильменит встречается лишь в виде реликтов в замещающем его сфене. В обеих зонах ильмениты показывают заметные вариации содержания марганца (в целом от 0.2 до 4.8 мас.%).

МЕСТО И РОЛЬ ГИДРОКСИЛ-СОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ В ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ ФОРМАЦИИ

Появление гидроксил-содержащих фемических минералов в интеркумулусе уже самых ранних, оливиновых (кортландитовых) фракционатов и задолго до их возможного появления на ликвидусе дифференцировавшейся никеленой магмы показывает, что она изначально содержала высокую долю воды. Этот фактор предопределял и такие ее важнейшие свойства, как пониженные плотность, вязкость и темпе-

ратура, обеспечившие возможность подъема и внедрения мафических рудоносных выплавов в толщи существенно сиалических низкоплотных пород на границах массива метаморфитов, а также длительность и эффективность дифференциации и концентрации в некоторых интрузивах ликвидировавшего рудного вещества.

Судя по присутствию амфиболов и слюды в породах всего спектра составов никеленого комплекса – без признаков их дегидратации – содержание воды в образовавших их магмах (вместе с фтором, как показывают анализы слюдяных пород Кувалорога) было одинаково достаточным, но не единственным критическим фактором их кристаллизации. И наоборот, присутствие и количество гидроксил-содержащих минералов в породах, в целом убывающее от магнезиальных ультрамафических к лейкократовым их разностям, не являются единственными показателями содержания воды в образовавших их магмах. Ее накопление при фракционировании оливина и особенно пироксенов, обеспечивавших на интервале своего выделения направление дифференциации расплава с увеличением содержаний извести, глинозема и относительной железистости при снижении (или постоянстве, или слабом возрастании) в нем содержания SiO_2 , расширяло поля выделения фемических минералов за счет сокращения поля кристаллизации плагиоклаза, подавляя его выделение вплоть до образования промежуточных магм состава высококислотных базальтов. Котектическая кристаллизация последних с фракционированием пироксен-плагиоклазовых и пироксен-амфибол-плагиоклазовых ассоциаций, с участием ильменита и апатита, обеспечивали формирование толщ конечных в рядах кумулатов лейкогабброидов, с соответствующим поворотом трендов дифференциации магмы в направлении конечных кислых дифференциатов-эвмагматитов.

Проявленные в породах интрузива Кувалорог промежуточные стадии замещений пироксенов амфиболами и слюдой (Селянгин, 2014) показывают, что, помимо содержания в магме воды, критическими факторами степени развития высокоглиноземистого кальциевого (паргасит-гастингситового) амфибола были и определенные особенности окисно-силикатного состава магм разных макроритмов. К ним относятся магнезиальность, необходимая (≥ 3 мас.%) концентрация Na_2O (Cawthorn, O'Hara, 1976) и отношение в расплавах $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, последовательно снижающееся и в ряду магматических кальциевых минералов – клинопироксена, паргасит-гастингситового амфибола и плагиоклаза, а также содержание K_2O . Последние факторы действовали совместно или порознь, и их влияние может быть рассмотрено отдельно.

Необычной особенностью серий сформировавшихся ультраосновных, ультрамафических и мелано-габброидных кумулатов (то есть до выхода плагиоклаза на котектику) выглядит отмеченная кристаллизация гидроксил-содержащих минералов (от самого магнезиального глиноземистого Са-амфибола – паргасита, нередко в ассоциации с небольшой долей флогопита, и далее к гастингситам ± биотит) *только в качестве интеркумулусных фаз* в слоях осажденных «сухих» фемических минералов (in situ) – в то время как в более эволюционированной магме над ними продолжалось выделение взвешенных вкрапленников этих последних, с постепенным возрастанием их железистости. Кристаллизация водных темноцветных минералов на этих стадиях постоянно осуществлялась «вдогон» за безводными, целиком определявшими развитие дифференциации, – в виде «фронта» смыкавшихся ойкокрит, цементировавших осадок оливина и пироксенов разной степени рыхлости. Последняя оставляла определенную возможность массообмена магм основных объемов интрузивных тел с водными минералами интеркумулусных агрегатов. Тем не менее, их кристаллизация ощутимого влияния на эволюцию макрокомпонентного состава магм в масштабе интрузивов не оказывала, хотя, вероятно, модифицировала их микрокомпонентный состав (Claeson, Meurer, 2004). Исследования геохимии минералов интрузива Кувалорог (Конников и др., 2006а) показало, что его амфибол также является емким концентратом редкоземельных элементов, особенно средней части их спектра (MREE).

Описанный характер раскристаллизации погребенного расплава в кумулатах высокомагнезиальной водной магмы резко отличается от таковой в более распространенных интрузивах относительно «сухих» магм, где она минералогически и по направлениям дифференциации остаточных расплавов аналогична последовательности кристаллизации их тел в целом и позволяет, таким образом, наблюдать всю эволюцию интрузивов в микрообъемах, часто в пределах одного шлифа.

Раннее выделение амфибола в интеркумулусе предшествующих ему «сухих» минералов установлено и в других проявлениях, – в частности, в интрузивах габбро на юге Швеции, образованных водной толеитовой магмой (Claeson, Meurer, 2004), в родственных кристаллических включениях из безамфиболовых известково-щелочных вулканитов Чили (Costa et al., 2002). В этих случаях амфибол кристаллизовался как реакционный, при взаимодействии оливина и плагиоклаза или оливина, Cr-шпинели и клинопироксена с расплавом – собственно интеркумулусным или более эволюционированным

инфильтрационным из более глубоких слоев кумулатов. В реакции здесь вступали лишь минералы, содержавшие компоненты, дефицитные для образования амфибола непосредственно из расплава.

В самых ранних оливиновых (кортландитовых) и ортопироксеновых кумулатах высокомагнезиальной, но бедной известью водной магмы КНП кристаллизация паргаситового амфибола происходила не в результате реакций их минералов с расплавом, остававшимся насыщенным магнезией, а в качестве самостоятельной фазы, – одиночной или в парагенезисе с небольшой долей флогопит-биотита (Селянгин, 2006). По-видимому, появление этих минералов было связано не только с накоплением в эволюционировавшем интеркумулусном расплаве извести (еще недостаточным для кристаллизации клинопироксена), глинозема, воды и щелочей, но и с циклическими вариациями в нем содержания кремнезема. Оно увеличивалось при дорастании низкокремнеземистой фазы оливина, снижалось при инконгруэнтной, а затем и самостоятельной кристаллизации богатого SiO₂ ортопироксена, приводя вновь к обеднению им расплава и кристаллизации очередных низкокремнеземистых фаз – амфибола и слюды.

Если магма не подвергалась существенной контаминации кремнезем-глиноземистыми компонентами, то с отделением ортопироксенитов в ней происходило дальнейшее накопление извести, и совместно с ортопироксеном выделялся богатый кальцием клинопироксен, формируя вебстеритовые кумулаты. Он начинал кристаллизоваться позже интеркумулусного, но, очевидно, более высокотемпературного паргасита предшествующих вебстеритам коротландитов и ортопироксенитов, и в свою очередь выходил в положение ранней «сухой» фемической фазы по отношению к позднему замещавшему его гастингситу. Количество амфибола (степень замещения пироксена) в вебстеритах варьировало в зависимости от доли интеркумулусного расплава и его глиноземистости – от 5-10 до 30-40 об.% (при последних значениях порода превращалась в ортопироксеновый горнблендит), а состав амфибола – от гастингсита до тремолит-актинолитовой роговой обманки.

Таким образом, с достижением магнезиальной магмой максимальной известковистости первоначально самостоятельный интеркумулусный Са-амфибол становился реакционным по появлявшемуся в ряду кристаллизации клинопироксену, в дальнейшем постоянно его опережавшему.

В сериях низкокальциевых (мало- или бесслюдяных), но высокоизвестковистых кумулатов, включающих в качестве промежуточных членов

вебстериты, интеркумулусного (реакционного по клинопироксену) паргасит-гастингситового амфибола бывает много (до 25-30%) именно в близких к вебстеритам разностях. Однако часто из-за дефицита Al_2O_3 клинопироксен не замещался им полностью, сохраняясь в ксеноморфных реликтах (иногда окружаемых промежуточными зонами субсолидусного тремолит-актинолита). В завершающих подобные ряды лейкогабброноритах (ритм Ia-2, образец 38-2 в таблице), то есть с выходом на котектику плагиоклаза, количество гастингситового амфибола, остающегося при этом переходе в положении интеркумулусной фазы, резко убывает до 2-3 об.%, и в котектику с плагиоклазом и ортопироксеном входит вновь обретающий идиоморфизм клинопироксен. Гастингсит в таких породах часто образует рассеянные крупные (до 5-6 мм), но весьма тонкостенные, «ажурные» ойкокристы, включающие в качестве хадакристаллов все минералы котектики.

Максимально широкое развитие амфибол (гастингсит) получает в сериях амфиболовый ортопироксенит – меланогаббронорит – лейкогаббронорит с промежуточными значениями известь-глиноземистого отношения, образованных магмами, умеренно контаминированными сиалическим веществом. Здесь гастингситовый амфибол, замещая клинопироксен практически полностью, выходит вместо него на котектику с ортопироксеном и плагиоклазом (+П +Ар). Последняя из-за более крупных размеров амфибола часто подвергалась сегрегации, с образованием в ее кумулатах обогащенных им слоев и линз – до мономинеральных горнблендитов. Такова серия пород макроритма II-4 (таблица).

Избыточное обогащение некоторых порций магм глиноземом обуславливало полное исчезновение клинопироксена и убывание Са-амфибола, уступавших место более богатой глиноземом кальциевой фазе – плагиоклазу, с образованием серий ортопироксенит-норитовых кумулатов. На поздних стадиях кристаллизации в них выделялись небольшие количества кумингтонитового амфибола, биотита и нередко граната. Таковы серии пород макроритмов Iб-1 и Iб-3 интрузива Кувалорог (таблица).

В системе расслоенности Кувалорога существуют и серии кумулатов, менявшие свой петрографический и петрохимический профиль в процессе формирования – вероятно, вследствие внезапного поступления в эволюционирующую магму ксеногенного материала периодически обрушавшейся кровли интрузива. Так, в предполагаемом фрагменте западного края макроритма Iб-1 (?Iб-1, таблица) смешанные кумулаты оливин-содержащих вебстеритов и двупироксеновых мелано-габброноритов выше по раз-

резу сменяются меланоритами, с единичными реликтами клинопироксена в каймах амфибола.

На кристаллизацию высокоглиноземистых кальциевых амфиболов, на состав и порядок выделения других минералов мафической магмы КНП и на направления ее дифференциации большое влияние оказывали вариации концентрации калия, проявившиеся особенно масштабно в магматитах северной зоны КНП (Селянгин, 2003, 2014). Являясь самым несовместимым из макрокомпонентов в магмах наиболее распространенных типов, в богатой магнией водной магме калий при определенной концентрации оказывается совместимым уже с достаточно ранних стадий ее эволюции ввиду способности формировать высокотемпературную раннюю, следующую за оливином и ортопироксеном, интеркумулусную фазу слюды ряда флогопит – биотит. Это вызывает диффузию калия в область ее кристаллизации извне даже против градиента его концентрации (Johnston, Wyllie, 1988). Отметим, что сходный эффект мобилизации щелочей вызывает также присутствие в формирующихся основных кумулатах ксенолитов растворяющегося кварца (Sato, 1975).

Несмотря на наличие признаков валовой ассимиляции никеленосной магмой пород, богатых калием (в частности, растворения ксенолитов гнейсо-гранитов в интрузивах Шанучского поля) и, таким образом, усвоения какой-то его части в составе ортоклаза, со «своими» глиноземом и кремнеземом, этого, очевидно, было недостаточно. В подавляющем большинстве случаев связанные с калием превращения в магматических системах интрузивов свидетельствуют о привносе преобладающей его доли в окисной форме, вероятно в составе водного флюида. Подтверждением этому в кумулатах являются сопровождавшие образование слюды деанортизация («раскисление») и, соответственно, подавление до позднейших стадий кристаллизации плагиоклаза, содержавшегося в остаточном расплаве: часть его глинозема шла на реакцию с калием и с магнием и железом пироксенов для образования флогопита-биотита, а другая часть, вместе с высвобождавшейся долей плагиоклазовой извести – на образование дополнительного количества кальциевого амфибола. Очевидно, в случае привноса всего калия в составе ортоклазовой молекулы подобное изъятие компонентов потенциального плагиоклаза было бы излишним.

В прототипическом для никеленосной формации интрузиве Кувалорог существует спектр переходов от описанных низкокальциевых бесслюдяных, пироксен-амфиболовых серий кумулатов с плагиоклазом наиболее основного состава, в которых позднейший биотит появлялся лишь

в результате длительного накопления калия в процессе кристаллизации магмы (отмечавшийся в таблице ряд минеральных составов пород ритма П-4) через серии с умеренным (5-8%) содержанием флогопита-биотита, «сквозного» от их самых ранних членов (оливиновых пироксенитов) до позднейших (амфибол-биотитовые лейконориты и габбронориты), с заметным раскислением в них плагиоклаза и появлением вместе с ним кварца (например, среди минералов пород ритма Ia-3, таблица), – до серий, в которых калий оказывался избыточным компонентом, «вполне подвижным» в интеркумулусных расплавах. В интрузиве Кувалорог такие серии представлены редкими маломощными макроритмами от оливиновых флогопитовых ортопироксенитов до слюдяных (биотитовых) горнблендитов с кварц-олигоклазовым интеркумулусным агрегатом невадитовой структуры, иногда расслаивающихся, как отмечалось, на субмономинеральные горнблендиты и слюдиты.

В ситуации «вполне подвижного» поведения калия, ограничиваемого лишь разной диффузионной проницаемостью интеркумулусных расплавов и плотных кристаллических масс, происходил и отмеченный выше процесс метаматматического преобразования части пироксеновых протокумулатов малых интрузивов северной зоны в биотит-амфиболовые меладiorиты и габбро-диориты, до лейкогаббро. Но, несмотря на определенное их сходство по минеральному составу с вышеописанными слюдяными горнблендитами Кувалорога, резко выделяющимися в виде единичных самостоятельных горизонтов среди макроритмов менее «водных» и даже вообще бесслюдяных пород, меладiorиты малых тел Шанучского поля слагают промежуточные, средние части макроритмов расслоенности, с постепенными переходами от подстилающих биотит-амфиболовых ортопироксенитов или аповестеритовых горнблендитов к перекрывающим биотит-амфиболовым лейкогаббро. Они формировались, очевидно, по исходным промежуточным, меланорит-меланогаббро-ритовым разностям несовершенных (рыхлых) пироксеновых фракционатов с существенной долей глиноземистого интеркумулусного расплава.

Четкая индивидуализация каждого из обсуждавшихся ритмов слюдяных горнблендитов Кувалорога среди мало- или безбиотитовых пород свидетельствует, что их образование связано с изначальным, одноактно заданным обогащением калием соответствующих только им порций магмы – за счет более ранней ассимиляции или смешения с высококалиевым дифференциатом предшествующего макроритма в момент пополнения интрузива. В отличие от таких крупных тел – с обогащенностью калием их обособленных

слоев-макроритмов при ограниченном общем обогащении лишь вблизи контактов – кристаллизовавшиеся малые интрузивы были достигаемы для почти полной (трансграничной между слоями) их диффузионной «пропитки» водно-щелочным (существенно калиевым) флюидом. Глубина и полнота происходивших при этом метаматматических преобразований протопород определялась их восприимчивостью к привносимым компонентам, которую можно оценивать по балансу расхода (степени замещения) твердофазовых компонентов реакций и степени изменения (раскисления) интеркумулусной жидкости.

Предельного, плагиогранитного состава она достигала в меладiorитах, кристаллизовавшихся по рыхлым протокумулатам состава меланоритов и меланогаббро-ритов, залегавшим над пироксенитами и обладавшими оптимальным для образования новых, гидроксил-содержащих фаз соотношением исходных реагентов – пироксенов и глинозема потенциального (содержавшегося в интеркумулусном расплаве) плагиоклаза. Новообразуемые гидроксил-содержащие фазы наследовали структурное положение минералов-предшественников (преимущественно в виде хадакристаллов) и их магнезиальность/железистость. Меладiorиты формировались при полном расходе (замещении) пироксенов и почти полном – анортитового компонента плагиоклаза, позднее выделявшегося вместе с кварцем в виде предельно низкокальциевого для магматитов олигоклаза. В «незаконном» равновесии с этим гранитоидным остатком (аллотрио-, гипидиоморфно-зернистой или невадитовой структуры) оказывались высокомагнезиальные амфиболы (паргасит-гастингсит, куммингтонит) и биотит, часто в отмечавшихся взаимных прорастаниях.

Доля гранитного остатка увеличивалась также за счет продолжавшейся в кумулатах ассимиляции ксеногенного кварца. Структура этого остатка оказывалась совершенно иной в меладiorитах с неполностью растворившимся кварцем, буферировавшим предельный гранитный состав расплава. Вместе с кристаллизацией биотита, изымавшей из него потенциальный ортоклаз, он своей дополнительной резорбцией обеспечивал изменение состава расплава к более высокотемпературному плагиогранитному, вызывая его концентрационное переохлаждение и раскристаллизацию в несвойственный глубинным условиям олигоклазовый гранофир.

В переходных к предшествующим, более мафическим и плотным пироксенитовым протокумулатам, в которых остаточный глиноземистый расплав еще не представлял связной системы межкристаллических «ходов», хорошо проницаемой для диффузии калия, редкий плагиоклаз

раскислялся до предельной или меньшей степени, иногда сохраняя и основной состав; часть ортопироксена, избыточного против стехиометрии реакции, могла замещаться куммингтонитом, но основная его доля сохранялась неизрасходованной, замещаясь впоследствии тальком. Здесь уместно отметить, что обсуждаемое замещение ортопироксена биотитом не бывает ясно выражено в соответствующих структурах – именно из-за позднего и постмагматического замещения реликтов пироксена куммингтонитом и тальком.

Напротив, в более дифференцированных разностях протокумулатов, переходных от меланоритов и меланогабброноритов к котектическим лейкогаббро, дефицитными в реакциях образования амфибола и биотита становились компоненты все более железистых, количественно убывавших и полностью замещавшихся пироксенов, а избыточным – накапливавшийся на этапе дифференциации (с возможной ассимиляцией) глинозем, в связи с чем степень реакционного раскисления бывшего интеркумулусного расплава и деанортизации выделявшегося из него плагиоклаза уменьшались. Завершавшие ряды первичных пироксеновых протокумулатов котектические лейкогаббронориты и нориты, выделявшиеся из магм с разной степенью обогащения глиноземом, могли преобразовываться в биотит-амфиболовые разности уже без деанортизации плагиоклаза. В норитах избыток глинозема входил в составы поздних шпинели или граната.

В формировавшемся при всех этих превращениях ряду пород, следовавших за ортопироксенитами – биотит-амфиболовыми меладiorитами, мезократовыми габбродiorитами и лейкогаббро – проявилась отмечавшаяся встречно-направленная эволюция остававшегося все более основным плагиоклаза и унаследованно становившихся все более железистыми амфиболов и биотита.

Источником водно-калиевого флюида для описанных метаматматических преобразований протокумулатов мог быть биотит вмещающих интрузивы сланцев. Устойчивый к дегидратации и разложению в условиях безмагнетитовой водной фации метаморфизма, но постоянно ассоциирующий с альмандиновым гранатом, он, вероятно, мог выделять воду и окись калия при смещении равновесия к этому последнему.

Важным для петро- и рудогенеза следствием описанных метаматматических превращений кумулатов оказывалось образование в их толщах слоев протопород – будущих меладiorитов – в виде «двухфазового пространства», то есть связанного каркаса минералов и столь же непрерывного объема заполнявшего его низкотемпературного кислого расплава. Это обеспечивало проницаемость всей системы для осаждения тяжелой суль-

фидной руды, сохранявшей жидкое состояние до столь же низких температур, из рудоносной магмы более поздних пополнений интрузивов, и вытеснение кислого расплава в разделяющие рудные кумулаты горизонты гранитоидов (Селянгин, 2014). Присутствие реликтов растворявшегося в интеркумулусе ксеногенного кварца могло также способствовать фрагментации каркаса с образованием магматических брекчий с рудно-гранофировым цементом.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ СТАНОВЛЕНИЯ ИНТРУЗИВОВ НИКЕЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ

Многолетнее изучение условий давления, температуры и фугитивности кислорода (P - T - f_{O_2}) при кристаллизации пород никеленосной формации на основе разных методов минералогической термобарометрии показывает относительно близкую сходимость результатов, но по давлению, на наш взгляд, противоречащих реальной геологической обстановке проявления магматитов.

В работе (Щека, Чубаров, 1987) температура кристаллизации пироксенитов интрузива Кувалорог по двупироксеновому, а пироксен-гранатовых роговиков по гранат-биотитовому термометрам оценены в 925 – 1150° и в 720 – 750°C соответственно, давление 6.3 – 8 кб, $\log f_{O_2} = -20$ – -22 . Для интрузивов северной зоны нами (Селянгин, 2003) по плагиоклаз-амфиболовому барометру Г.Б. Ферштатера (1990) установлен диапазон давлений 5 – 7 кб. С помощью согласованного набора геотермобарометров Э.Г. Конниковым с соавторами (2009) определены температура кристаллизации плагиоклаз-содержащих вебстеритов Кувалорога 833 – 944° при давлении 7 кб. А.Г. Симакиным с соавторами (2012) на основе оригинального амфиболового барометра определены давления для интрузива Кувалорог около 8 кб, а для рудоносного интрузива Квинум, локализованного не более, чем на 1 км глубже первого по разрезу вмещающей толщи – около 11 кб. Предпринятые нами расчеты по программе Е.В. Кориневского PetroExplorer (2011) с использованием амфибол-плагиоклазового, гранат-биотитового термометров и амфиболового барометра показали диапазоны температур кристаллизации габброидов северной зоны от 704 до 754°C , Кувалорога – от 644 до 732°C , а также температуры рекристаллизации вмещающих метаморфитов севера: 654 – 692° и 591°C при давлении 4.93 кб. Величины давлений при кристаллизации ультрабазит-базитов оказались перекрывающимися для обеих зон: от 7 – 8 кб по паргаситам кортландитов и ортопироксенитов до 9.6 кб по гастингситам лейкогабброидов в верхах

тех же макроритмов расслоенности мощностью до первых сотен метров.

При убеждающей, казалось бы, повторяемости значений давления 7–8 кб, определяемых по наиболее магнезиальным, паргаситовым амфиболам, сомнения в их справедливости для магматитов КНП вызывают как слишком большое изменение этих значений при использовании в качестве сенсоров более железистых и глиноземистых (гастингситовых) членов ряда амфиболов, так и отмеченные расхождения определяемых давлений с реально наблюдаемыми различиями положения некоторых интрузивов. Еще более важными по своей очевидности являются противоречия оцениваемых глубин становления интрузивов (24–25, до 30 км) фациальному облику толщ вмещающих пород, определяемому давлением при их метаморфизме. Указанные глубины соответствуют скорее области «сухой» гранулитовой фации, чем условиям становления тел с ассоциациями водных минералов. Метаморфизм наиболее глубинной в СКМ колпаковской серии, прорывавшейся магмой интрузивов, отвечает амфиболитовой фации при 600–660°C и 5.9–6.9 кб, с позднейшим снижением этих параметров в ходе мигматизации пород (Тарарин, Бадредин, 2014).

Степень метаморфизма осадочных толщ малкинской серии, перекрывающей «колпаковское» ядро СКМ и объединяющей нижнюю камчатскую серию, вмещающую интрузивы северной зоны, и верхнюю хейванскую свиту, содержащую большинство интрузивов южной зоны, меняется от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций, а диапазон давлений от 3.5 до 1.5 кб (Шульдинер и др., 1987).

Наконец, в свете новейших датировок по цирконам магматитов КНП (54–51 млн. л. (Конников и др., 2006)) и континентальных конгломератов, перекрывающих окружающие интрузивы толщи метаморфитов (50.5 млн. лет, Соловьев и др., 2004), при указанных выше давлениях потребовалась бы невероятно высокая скорость их эксгумации (общего воздымания и эрозии СКМ) – 24–25 км за 2–3 млн. лет.

На сегодняшний день наиболее вероятными представляются значения давлений и глубин становления интрузивов КНП, близкие к максимальным для метаморфизма вмещающих их толщ: ~ 2.5–3.5 кб и соответственно 8–12 км. Проблема, очевидно, нуждается в дальнейшей проработке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описанные химические и минералогические различия серий никеленосных магматитов северной и южной зон КНП обусловлены раз-

личием размеров их интрузивных тел и разным по глубине воздействием на их магматические системы приводящих внешних факторов – таких, как состав и плотность интродуцированных пород, игравших роль плотностного фильтра (и этим влиявших на состав и размеры внедрений), их свойств как материала для ассимиляции и источника метаморфизирующего водно-щелочного (калиевого) флюида.

Отсутствие или бедность оруденения в крупных интрузивах формации, сложенных в целом более продвинутыми дифференциатами, и преимущественная его приуроченность к малым телам при одинаковом характере многопорционного заполнения их камер, позволяют предполагать, что по крайней мере часть малых тел представляет фрагменты (промежуточные камеры) систем магматического питания крупных внедрений. Именно они могли служить структурными и геохимическими «ловушками» для раннего отложения тяжелых рудных и ультраосновных фракций каждой из протекавших через них порций рудоносной магмы (Налдретт, 2003).

Дифференциация магнезиальных магм в обеих зонах и основные черты химизма подавляющего большинства их пород предопределялись кристаллизацией и фракционированием одинаковых безводных минеральных фаз, но при определенном модифицирующем влиянии следовавших за ними интеркумулусных гидроксил-содержащих минералов. Оно выражалось в изменении геохимического профиля производных магм, в ускорении темпа накопления в них кремнезема при вхождении амфибола в состав габброноритовой котектики, но особенно радикально – при полном метаматическом замещении в меладiorитах ранних «сухих» минералов амфиболами и биотитом. Сопровождавшееся глубоким раскислением остаточного расплава, оно на длительное время обеспечивало его способность к миграции под воздействием компакций минерального каркаса или вытеснения рудной сульфидной жидкостью, с возможным укрупнением рудных залежей и образованием в кумулатах мафических интрузивов прослоев гранитоидных пород.

Автор признателен своим коллегам: В.В. Ананьеву за помощь в работе, Е.М. Газзаевой, Г.И. Вечкановой и А.Ф. Сашенковой за помощь в оформлении статьи, рецензентам за труд ознакомления с работой и полезные критические замечания.

Список литературы

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Д. Породообразующие минералы. Т. 2. М.: Мир, 1965. 405 с.

- Конников Э.Г., Симакин С.Г., Орсов Д.А. и др. Геохимические особенности и условия формирования никеленосного габбро-кортландитового комплекса Камчатки // Геология и геофизика. 2006а. Т. 47. № 12. С. 1286-1295.
- Конников Э.Г., Чубаров В.М., Травин А.В. и др. Время проявления никеленосной норит-кортландитовой формации на востоке Азиатского континента // Геохимия. 2006б. № 3. С. 1-7.
- Конников Э.Г., Некрасов А.Н., Орсов Д.А. и др. Гранатсодержащие базиты Кувалорогского массива Камчатки // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 5. С. 595-612.
- Минералы. Т. III. М.: Наука, 1981. 398 с.
- Надретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2003. 487 с.
- Селянгин О.Б. Петрология никеленосных базитов Шанучского рудного поля // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 2. С. 33-35.
- Селянгин О.Б. Кортландит – амфиболовый пироксенит – горнблендитовая серия слоистого никеленосного интрузива Восточно-Геофизический, Шанучское рудное поле, Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. Вып. 8. С. 9-29.
- Селянгин О.Б. Новые данные о строении и эволюции интрузива Кувалорог, Южная Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 111-126.
- Селянгин О.Б. К сравнительной петрологии интрузивов северной и южной зон Камчатской никеленосной провинции. Часть первая // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1. Вып. 23. С. 168-184. http://www.kscnet.ru/kraesc/2014/2014_23/art14.pdf
- Симакин А.Г., Закревская О.Ю., Салова Т.П. Оценка условий кристаллизации кортландитов Камчатки по составам амфиболов // Вестник ОНЗ РАН. Т. 4. NZ9001, doi:10/2205/2012NZ_ASEMPG, 2012. С. 87-91.
- Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К., Брэндон М.Т. и др. Возраст барабской свиты по данным U/Pb (SHRIMP) датирования (Срединный хребет, Камчатка): геологические следствия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 110-117.
- Тарарин И.А., Бадрединов З.Г. Геохимия и генезис метабазитов колпаковской серии Срединного хребта Камчатки // ДАН. 2014. Т. 456. № 2. С. 193-199.
- Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
- Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328 -335.
- Шульдинер В.И., Ханчук А.И., Высоцкий С.В. Допозднемезозойский фундамент Камчатской складчатой области и тектонические условия его формирования // Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. С. 7-53.
- Щека С.А., Чубаров В.М. Никеленосные кортландиты Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 50-61.
- Cawthorn R.G., O'Hara M.G. Amphibole fractionation in calc-alkaline magma series // American Journal of Science. 1976. 276. № 3. P. 309-329.
- Claeson D.T., Meurer W.P. Fractional crystallization of hydrous basaltic «arc-type» magmas and the formation of amphibole-bearing gabbroic cumulates // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. V. 147. Iss. 3. P. 288-304.
- Costa F., Dungan M.A., Singer B.S. Hornblende- and Phlogopite-Bearing Gabbroic Xenoliths from Volcan San-Pedro (36°S), Chilean Andes: Evidence for Melt and Fluid Migration and Reactions in Subduction-Related Plutons // Journal of Petrology. 2002. V. 43. № 2. P. 219-241.
- Johnston A.D., Wyllie P.J. Interaction of granitic and basic magmas: experimental observations on contamination processes at 10 kbar with H₂O // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98. Iss. 3. P. 352-362.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E. et al. Nomenclature of the amphibole supergroup // American Mineralogist. 2012. V. 97. P. 2031-2048.
- Sato H. Diffusion coronas around quartz xenocrysts in andesite and basalt from Tertiary volcanic region in northeastern Shikoku, Japan // Contrib. Mineral. Petrol. 1975. V. 50. Iss. 1. P. 49-64.
- Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈ – KAlSi₃O₈ – SiO₂ – H₂O // Geol. Soc. America Mem. 1958. V. 74 P. 1-146.

**COMPARATIVE PETROLOGY OF INTRUSIONS IN THE NORTHERN AND SOUTHERN
ZONES OF THE KAMCHATKA NICKELIFEROUS PROVINCE. PART TWO**

O.B. Selyangin

*Research Geotechnological Centre, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences,
Petropavlovsk-Kamchatsky, 683002*

The second part of the paper describes mineral compositions of rocks from the Kamchatka nickel-bearing province, peculiarities of their evolution and relations in the processes of magma differentiation and contamination, as well as intrusive bodies' consolidation accompanied with metamagmatic transformation of their constituent cumulates.

Keywords: olivine, pyroxenes, cumulates, amphiboles, mica, replacement, ore, thermobarometry.