

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ГЕНЕЗИС КАЛИЕВОЙ ПИРОКСЕНИТ-ЭКЛОГИТ-ГРАНУЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ: МАНТИЙНЫЕ И КОРОВЫЕ КСЕНОЛИТЫ В НЕОГЕНОВЫХ ФЕРГУСИТАХ ЮЖНОГО ПАМИРА, ТАДЖИКИСТАН

© 2003 г. В. С. Лутков

*Институт геологии Академии наук Республики Таджикистан
734063 Душанбе, ул. Айни, 267, Таджикистан
e-mail: lutkov@ac.tajik.net*

Поступила в редакцию 12.04.2001 г.

Ксенолиты пироксенит-эклогит-гранулитового ряда в щелочных базитах Памира отличаются от пироксенит-эклогитовых нодулей в кимберлитах и эклогитов метаморфических комплексов аномально высокой калиевой щелочностью, широким развитием К-санидина и слюд. Доказывается связь изученных включений с высокobarической кристаллизацией мантийных расплавов на разных уровнях литосферы (20–36 кб). Ксенолиты отнесены к двум петрохимическим сериям: серия А является аналогом шошонит-латитовых вулканических комплексов зрелых островных дуг, а серия Б по ряду петрогеохимических признаков тяготеет к тефрит-лейцититовым ассоциациям рифтовых зон. Предполагается, что формирование сверхмощной коры Памира (до 75–80 км) обусловлено механизмом магматического андерплейтинга.

В кимберлитах и щелочных базальтах ксенолиты эклогитов встречаются значительно реже, чем нодули ультрабазитов. Массовое развитие включений эклогитов отмечено лишь в некоторых трубках Якутии, Южной и Западной Африки [1–4]. При этом эклогиты мантийных ксенолитов и коровых метаморфических комплексов представлены преимущественно Na-базитами умеренной щелочности. Их происхождение остается во многом дискуссионным [1, 4, 5]: все они проходят в своей эволюции магматическую стадию, но формирование эклогитовых парагенезисов чаще объясняется погружением коровых протолитов в мантию. Эклогиты, для которых имеются доказательства непосредственной кристаллизации из расплавов в верхней мантии и коре, редки. Поэтому представляют интерес сведения о химизме и генезисе магматической субщелочной калиевой пироксенит-эклогит-гранулитовой ассоциации ксенолитов в фергуситах (N) Южного Памира.

Киммеридо-альпиды Южного Памира относятся к восточному сектору Средиземноморского подвижного пояса. Профиль региона определяется эпикратонными энсиалическими структурами: крупными блоками докембрия с амфиболитовыми и реликтовыми гранулитовыми комплексами и фанерозойскими зонами, развивавшимися в режимах АКО андийского типа, континентальной коллизии и рифтогенеза. Среди магматитов доминируют полихронные К- и К-Na-гранитоиды (AR_2-N), нередко S-типа, а также латит-монцони-

тоидные комплексы [6]. Мощно и унаследованно проявлен высокobarический метаморфизм кианитовой серии (AR_2-MZ). В N-Q-время, после завершения основных эндогенных процессов, проявился новейший орогенез и смещение Памирского литосферного блока в ССЗ направлении. Это сопровождалось изменением границ, морфологии и размеров тектонических зон. Вместе с тем сохранились относительное положение, глубинное строение и первичная природа главных структурных элементов Памира.

Территория Памира выделяется аномально высокой мощностью коры (до 75–80 км), повышенным отношением толщин “гранитного” и “базальтового” слоев (плотность коры и мощность высокоскоростных слоев растут от Тянь-Шаня к Памиру), неглубоким залеганием и большой мощностью астеносферы (до 150–200 км), присутствием переходных коромантийных слоев ($V_p = 7.4–7.7$ км/с) [7]. Глубинные включения в щелочных базитах являются главным источником информации о литосферном разрезе Памира. Их изучение позволяет исследовать вещественные и генетические связи коры и мантии и механизм формирования сверхмощной коры региона.

Петрографические и минералогические особенности памирских ксенолитов, впервые описанных Э.А. Дмитриевым [8], затрагивались также в работах [4, 9], где их параллелизовали с эклогитами в кимберлитах. Термобарогеохимические и петрологические исследования последних лет [10, 11]

позволили существенно уточнить представления о вещественном составе и происхождении рассматриваемых ксенолитов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Число изученных нами мантийных и коровых включений превышает 500 шт. (свидетельства их ксеногенной природы приведены ниже). По ним выполнено около 200 микрозондовых анализов минералов в лабораториях ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ, БГИ СО РАН. Для оценки tP -равновесий использованы Opx^1 - Grt -барометры и Opx - Cpx , $-Grt$ - Cpx , $-Grt$ - Opx -термометры (компьютерная программа ИЭМ РАН). В Институте геологии АН Таджикистана произведено 170 силикатных анализов (аналитики Л.К. Кабанова, З.А. Шахалиева). По составу минералов рассчитан химизм интерстициальных выделений, использованы данные по составу расплавных включений [11] и сведения по распределению некоторых редких элементов [10] (лаборатории ИМГРЭ, ВИРГ, БГИ СО РАН). Контрольные анализы выполнены в лабораториях СибГЕОХИ СО РАН, ИГЕМ, ГЕОХИ; использованы также геохимические стандарты.

Специальные исследования показали, что геохимическое воздействие на ксенолиты вмещающих фергуситов ограничивается внешними зонами включений мощностью 1–2 см [12]. В отношении петрогенных элементов, включая К и Na, проведена независимая проверка с помощью метода минеральных балансов [10]. Рассчитаны нормативные минеральные составы пород (CIPW). По главным типам ксенолитов вычислены средние арифметические, дисперсии, коэффициенты линейной корреляции элементов; при сравнении средних и дисперсий использованы критерии Стьюдента и Фишера. Химизм ксенолитов сравнивался со средними типами магматических пород [13], а также ряда вулканических серий [14–16].

ВМЕЩАЮЩИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗИТЫ (N)

Диатремы, неки, дайки пород дункельдыкского комплекса (14–23 млн. лет) имеют внезональный характер и приурочены к восточному блоку Южного Памира с высокой мощностью ко-

ры (рис. 1) [8]. Комплекс включает трубки фергуситов, в которых содержатся описываемые ксенолиты, тела сиенитоидов и карбонатитов [8, 17, 18]. Размеры глубинных включений варьируют от первых до 50 см, а их количество может достигать 30–50% объема трубок [8].

Главными фазами, определявшими фракционирование фергуситовых магм, были фенокристы Cpx и Lct , кристаллизация которых началась при $P = 4$ кб ($t = 960$ – 1200°C); в этих же условиях протекала ликвация с отделением карбонатных жидкостей [17]. Для фергуситов типичны невысокие содержания Mg, Al, Ti, Na при повышенной роли К, Са, Р. Породы комплекса (тефрит-лейцититовая серия) образовались в условиях активизации орогенных структур, возможно, в связи с постколлизийным режимом [17]. Барометрические оценки по наиболее глубинным ксенолитам в фергуситах свидетельствуют, что магматические источники последних размещались при $P > 35$ – 40 кб [10]. Вряд ли случайны петрогеохимические аналогии фергуситов и некоторых содержащихся в них нодулей Grt - Phl -клинопироксенитов-глиммеритов, которые могли играть заметную роль в магнообразующих субстратах.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КСЕНОЛИТОВ

Распространенность ксенолитов. Преобладающими по частоте встречаемости являются разнообразные эклогиты (39%). Им почти не уступают пироксениты: Grt - Phl -вебстериты – 3%, Grt -клинопироксениты – 15%, Phl -пироксениты и глиммериты – 19%. Распространенность нижнекоровых включений составляет 18%, верхнекоровых – 6%.

Некоторые вопросы классификации эклогитов-пироксенитов Памира. Изученные ксенолиты, как будет показано ниже, имеют магматический генезис. Однако высокотемпературные условия формирования и эволюции субщелочных пироксенит-базитовых расплавов привели к образованию пород, для которых удобнее использовать классификацию метаморфитов. Эти расплавы испытали существенное перемещение по вертикали с возникновением двух неравновесных минеральных ассоциаций. Мантийные (ликвидусные) минералы ($Grt + Omp$) преобладают по объему (50–90%) во всех типах эклогитов и эклогитоподобных пород (эклогитоидов). Минералы промежуточных и окололидусных стадий (Sa , Bt , Am , Ky , Pl , Qtz и др.) определяют обособление некоторых типов эклогитов, в частности, санидиновых и биотитовых. Часть из них, с повышенным содержанием Pl , отнесена к эклогитоидам, хотя их граница с эклогитами условна, т.к. имеются переходы между K - Pl и Fs высокой смесимости. Эклогиты в основном

¹ Символы минералов: Ab – альбит, Aeg – эгирин, Am – амфибол, An – анортит, Anr – анортоклаз, Ap – апатит, Aug – авгит, Bt – биотит, Cpx – клинопироксен, Crn – корунд, Di – диопсид, Ed – эденит, Fs – полевой шпат, Gr – графит, Grt – гранат, Grs – гроссуляр, Ilm – ильменит, Jd – жадеит, Ky – кианит, Lct – лейцит, Ne – нефелин, Ol – оливин, Omp – омфацит, Or – ортоклаз, Opx – ортопироксен, Phl – флогопит, Pl – плагиоклаз, Prg – паргасит, Prp – пироп, Qtz – кварц, Rt – рутил, Sa – санидин, Spn – сфен, Ts – чермакит. Индекс: железистость (f) цветных минералов или содержание An в Pl .

$$f = \frac{FeO}{FeO + MgO} \times 100 \text{ (ат. \%); } P - \text{давление, } t - \text{температура.}$$

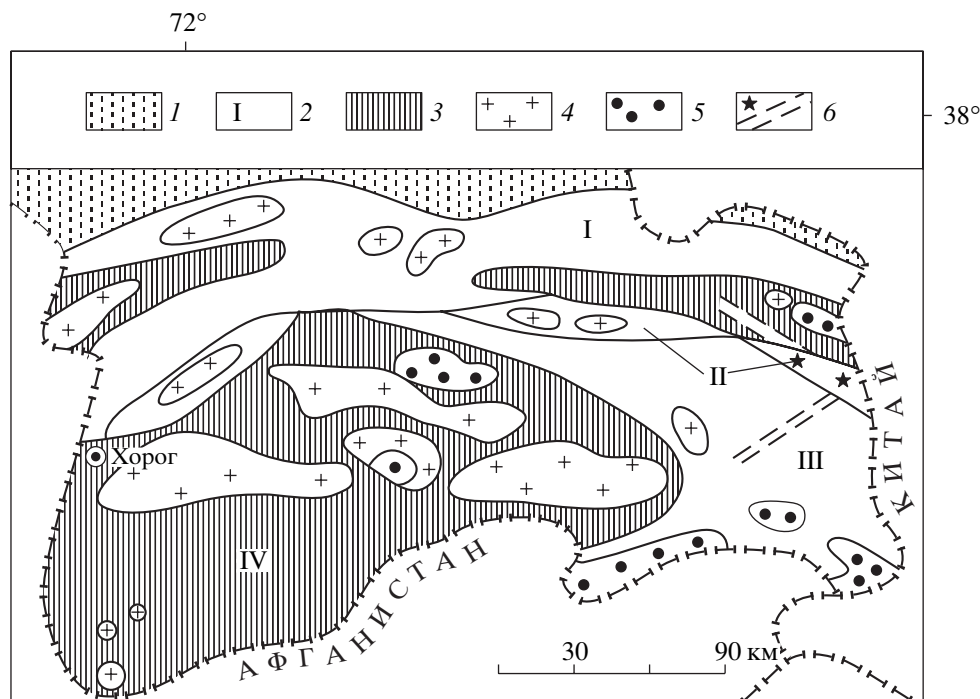


Рис. 1. Схема размещения тел калиевых щелочных базитов (N) Южного Памира.

1 – герциниды Северного Памира, 2 – тектонические зоны Южного Памира (I – Центральный Памир, II – Рушан-Пшартская, III – Юго-Восточный Памир, IV – Юго-Западный Памир), 3 – блоки докембрия, 4 – гранитоиды (AR₂-N), 5 – вулканоплутонические и интрузивные серии шошонит-латит-монзонит-кварцево-сиенитового ряда (Т-Р), 6 – ксенолитсодержащие диатремы фергуситов и дайковые пояса сиенитоидов дункельдыкского комплекса (N).

относятся к высокоглиноземистому типу ($Al_2O_3 > 16\%$): в половине образцов присутствует *Ku*, который связан обычно с позднемагматической стадией; поэтому особый тип *Ku*-эклогитов не выделяется. Выявлены переходы между породами в пироксенит-эклогитовом ряду: *Grt*-клинопироксениты–биминеральные эклогиты; глиммериты–*Phl*-клинопироксениты–*Bt*-эклогиты–*Sa*–*Bt*-породы.

По петрогеохимическим признакам выделяются, как будет показано далее, две серии ксенолитов пироксенитов-эклогитов: субщелочная низкотитанистая (А) и субщелочная-щелочная титанистая (Б). Некоторые из ксенолитов, входящих в разные слои, различаются и по петрографическим признакам. Однако петрографические особенности большей части пород, которые во многом определяются близкими *tP*-условиями кристаллизации, различаются менее заметно и поэтому описываются совместно.

Характеристика главных типов ксенолитов.

Grt-Phl-вебстериты (табл. 1) содержат *Omp-Di*₁₉₋₂₂ (*Jd* – 15–23%) + *Grt*₄₀₋₄₁ + *Opx*₂₁ (Na_2O – 0.11–0.14%) + *Phl*₁₆₋₂₀ + *Rt*. Структура гранобластовая, коррозионная. Являются наиболее глубинными среди изученных ксенолитов ($P = 29$ – 36 кб, $t = 996$ – $1019^\circ C$). В их нормативном составе, кроме *Ol*, *Di*,

Opx, содержится 7% фельдшпатоидов, 7% *Or* и 16% *Pl*₇₁, т.е. они совмещают черты пород субщелочного и нормального ряда (табл. 2).

В клинопироксенитах присутствуют *Omp-Di*₁₆₋₃₀ (*Jd* – 3–14, *Ts* – 4–10%) + *Grt*₃₉₋₅₉ ± *Phl-Bt*₁₈₋₄₃, *Prg-Ed*₂₇₋₃₅, *Pl*₁₅₋₂₀, *K-Sa*, *Ap*, *Rt*, *Spn*, *Ilm*. Часть *Grt*-пироксенитов близка к *Mg*-эклогитам; отмечены и переходы к *Phl*-пироксенитам. Структура панидиоморфнозернистая, коррозионная. *Grt*-пироксениты отличаются от среднего пироксенита более низкой магнезиальностью и высокой глиноземистостью и щелочностью. *Phl*-пироксениты (17–20% нормативных фельдшпатоидов) тяготеют к группе *Ol*-мелалейцитита–миссурита.

В глиммеритах, кроме 60–90% *Phl*₁₀₋₃₂, определены *Cpx*, *Grt*, *Sa*, *Rt*, *Ap*, *Am*. В *Mg*-глиммеритах присутствует *Phl*₁₀ с максимальной концентрацией SiO_2 и H_2O и высокими отношениями K/Na и F/Cl , характерными для мантийных нодулей в кимберлитах [5]. Дефицит *Cr* в *Phl* указывает на отсутствие связи с ультраосновными субстратами. *Ti-Phl* в *Mg-Fe*-глиммеритах сопоставимы со слюдами *Grt*-пироксенитов и некоторых *Bt*-эклогитов. Характерны деформированные кристаллы *Phl*, иногда – присутствие в *Phl* корродированных реликтов *Grt* и *Cpx*. *K-Sa* (до 3–7%) образует жилки, секущие *Cpx* и *Phl*. В нормативном составе *Sa*–

Таблица 1. Представительные анализы минералов ксенолитов в фергуситах Памира, мас. %

Оксиды	815				2027				2012	2014		1443
	<i>Opx</i>	<i>Cpx</i>	<i>Grt</i>	<i>Phl</i>	<i>Cpx</i>	<i>Grt</i>	<i>Phl</i>	<i>Am</i>	<i>Phl</i>	<i>Cpx</i>	<i>Phl</i>	<i>Cpx</i>
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	55.1	54.2	40.7	39.8	51.5	40.4	37.9	42.7	41.7	53.3	38.2	54.5
TiO ₂	0.06	0.18	0.13	4.2	0.5	0.10	4.0	2.2	2.0	0.33	4.1	0.33
Al ₂ O ₃	1.1	3.8	21.2	9.1	6.1	22.2	15.0	13.5	11.3	1.2	13.2	14.2
Cr ₂ O ₃	0.0	0.32	0.51	0.11	0.19	0.17	0.14	0.18	0.08	0.08	0.0	0.0
FeO	13.7	6.2	17.1	8.7	6.7	18.0	9.8	9.9	4.7	7.8	11.1	3.8
MnO	0.16	0.10	0.43	0.0	0.09	0.53	0.0	0.04	0.0	0.14	0.08	0.0
MgO	28.2	14.0	14.0	19.6	12.3	12.7	17.0	15.0	22.9	13.7	15.5	7.4
CaO	0.6	18.6	5.3	0.0	18.2	5.7	0.0	10.4	0.0	22.8	0.0	13.6
Na ₂ O	0.14	2.1	–	0.6	2.5	–	0.75	2.8	0.10	0.6	0.4	5.8
K ₂ O	0.0	0.03	–	9.3	0.02	–	9.5	1.7	10.8	0.0	9.5	0.02
Сумма	99.2	99.5	99.4	92.9	98.1	99.8	95.8	94.0	94.6	99.9	95.7	99.7
	1443	1309			1283				337			
Оксиды	<i>Grt</i>	<i>Cpx</i>	<i>Grt</i>	<i>Sa</i>	<i>Cpx</i>	<i>Grt</i>	<i>Bt</i>	<i>Sa</i>	<i>Cpx</i> (ц)	<i>Cpx</i> (к)	<i>Grt</i>	<i>Bt</i> (ц)
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	39.8	54.5	39.4	65.1	53.7	39.7	36.6	64.5	52.9	51.0	39.4	37.6
TiO ₂	0.13	0.46	0.20	0.0	0.48	0.16	7.2	0.0	0.92	1.11	0.16	7.9
Al ₂ O ₃	22.2	16.1	21.3	18.7	13.2	22.1	14.3	18.5	9.0	4.9	21.5	14.0
Cr ₂ O ₃	0.0	0.0	0.06	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.06	0.08	0.0	0.05
FeO	17.6	5.5	21.8	0.0	5.8	20.4	15.8	0.0	8.1	10.1	24.4	15.9
MnO	0.28	0.06	0.65	0.0	0.05	0.53	0.04	0.0	0.09	0.10	0.77	0.06
MgO	10.4	5.3	6.0	0.0	7.0	8.0	10.7	0.0	8.4	10.7	6.8	11.0
CaO	9.5	10.7	10.5	0.16	12.6	9.0	0.0	0.11	14.7	18.2	6.9	0.0
Na ₂ O	–	7.4	–	2.1	6.3	–	0.4	1.7	4.9	2.9	–	0.43
K ₂ O	–	0.0	–	13.5	0.03	–	9.5	14.0	0.0	0.13	–	9.7
Сумма	99.9	99.9	99.9	99.6	99.2	99.9	95.0	99.1	99.1	99.2	99.9	97.9
	337		122			850			1503		2031	
Оксиды	<i>Bt</i> (к)	Na– <i>Sa</i>	<i>Cpx</i>	<i>Grt</i>	K– <i>Pl</i>	<i>Opx</i>	<i>Grt</i>	<i>Bt</i>	<i>Grt</i>	<i>Sa</i>	<i>Grt</i>	
	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	
SiO ₂	36.1	64.6	52.5	39.1	62.8	51.1	38.7	35.3	39.3	64.6	39.6	
TiO ₂	8.3	0.0	0.53	0.16	0.0	0.17	0.11	6.5	0.06	0.0	0.11	
Al ₂ O ₃	14.4	19.4	10.3	21.5	21.4	1.8	21.4	13.6	21.5	18.3	21.4	
Cr ₂ O ₃	0.06	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.06	0.09	0.0	0.0	0.0	
FeO	16.5	0.06	6.6	21.5	0.0	27.5	25.5	17.5	27.1	0.0	23.1	
MnO	0.05	0.0	0.03	0.45	0.0	0.48	1.09	0.12	0.47	0.0	0.55	
MgO	10.7	0.0	8.7	6.5	0.0	17.2	6.6	10.7	10.0	0.0	9.6	
CaO	0.0	0.57	16.3	10.7	3.6	1.2	6.4	0.0	1.4	0.31	5.5	
Na ₂ O	0.65	4.3	4.5	–	8.2	0.0	–	0.46	–	1.8	–	
K ₂ O	9.2	10.0	0.02	–	1.9	0.0	–	9.0	–	14.1	–	
Сумма	96.0	99.8	99.5	99.9	97.9	99.5	99.9	95.1	99.7	99.2	99.9	

Примечание. 1–4 – *Grt-Phl*-вебстерит (в ан. 4 F – 1.7%, Cl – 0.19%, BaO – 0.34%), 5–8 – *Grt*-клинопироксенит (в ан. 7 F – 0.6%, Cl – 0.14%, BaO – 0.42%; в ан. 8 Cl – 0.07%), 9 – Mg-глиммерит (F – 1.55%, Cl – 0.03%, BaO – 0.14%), 10–11 – Fe-Mg-глиммерит (в ан. 11 F – 1.89%, Cl – 0.08%, BaO – 0.64%, H₂O – 1.8%), 12–13 – биминеральный эклогит с Ку, 14–20 – *Sa*-эклогиты (в ан. 19 F – 0.24%, Cl – 0.06%, BaO – 0.3%; в ан. 20 BaO – 0.37%), 21–26 – *Bt*-эклогит (в ан. 24 H₂O – 1.3%; в ан. 26 BaO – 0.2%, SrO – 0.69%; ц – центр, к – край зерна), 27–29 – эклогитоид, 30–32 – *Opx-Bt-Grt*-гранулит (в ан. 32 F – 1.5%, Cl – 0.35%, BaO – 0.55%), 33–34 – *Ky-Grt*-гранулит (в ан. 34 BaO – 0.09%), 35 – *Grt*-гранулит.

Анализы выполнены на микроанализаторе Сатебах и модернизированном приборе MAP-3 в ЦНИГРИ и БГИ СО РАН (аналитики А.Н. Занвилевич, Н.С. Карманов, И.К. Ключков); химическое определение H₂O – в ИГ АН РТ (Н.И. Талалуева). В связи с тем, что рядовые микрорентгеноспектральные и химические анализы не обеспечивают определения некоторых оксидов с точностью до сотых долей мас. %, их содержания в табл. 1, 2 округлены до десятых долей мас. %. Суммы даны с учетом концентраций компонентов, показанных в примечании к данной таблице; 0.0 – ниже чувствительности анализа, прочерк – не определялось.

Таблица 2. Химизм глубинных ксенолитов в фергуситах (N) Памира, мас. %

№ п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
<i>Фергуситы</i>											
1	9	48.6	1.2	12.9	8.0	0.15	5.2	12.9	1.7	8.0	1.33
<i>Ксенолиты серии А</i>											
2	3	47.9	0.6	8.4	11.3	0.17	18.4	9.7	0.7	2.6	0.14
3	10	50.0	0.9	9.4	8.0	0.12	11.5	16.4	1.8	1.6	0.16
4	7	48.8	0.8	10.3	9.0	0.15	11.2	13.7	1.1	4.7	0.27
5	1	46.6	0.3	11.3	4.3	0.06	6.8	22.0	2.3	2.2	4.18
6	2	47.2	1.4	14.7	9.2	0.12	10.1	7.5	1.2	7.6	0.92
7	6	47.0	1.3	17.2	11.2	0.16	8.0	11.6	2.5	0.8	0.27
8	36	49.8	1.2	17.3	9.9	0.16	6.0	9.7	2.0	3.5	0.46
9	5	68.9	0.2	18.5	0.6	0.02	0.8	1.4	2.2	7.4	0.06
10	8	54.4	1.1	17.8	8.4	0.14	4.2	7.2	2.7	3.6	0.52
<i>Ксенолиты серии Б</i>											
11	1	46.9	2.8	9.6	8.8	0.11	9.2	19.8	1.4	1.3	0.05
12	8	45.0	2.2	10.3	11.4	0.16	12.1	13.3	0.8	3.9	0.85
13	1	44.2	2.8	10.8	12.4	0.15	13.1	12.1	2.1	2.2	0.14
14	1	43.0	2.1	12.6	7.0	0.11	19.1	7.4	0.1	8.4	0.12
15	3	43.9	3.1	12.7	11.1	0.12	13.4	6.8	0.4	8.1	0.28
16	6	46.5	2.7	16.3	11.1	0.12	7.8	4.9	0.8	9.0	0.74
17	7	44.0	3.6	13.9	13.2	0.23	9.1	11.1	1.6	2.9	0.39
18	4	46.2	2.3	16.4	11.6	0.20	7.4	12.0	2.4	0.9	0.49
19	3	47.6	2.4	17.0	11.5	0.16	6.3	8.7	3.9	2.0	0.38
20	4	67.8	0.2	17.9	1.0	0.01	0.5	2.0	3.9	6.4	0.35
21	15	45.8	2.1	17.9	12.0	0.23	6.3	9.9	1.8	3.5	0.56
22	2	62.1	0.3	18.2	0.9	–	0.3	1.2	1.9	13.5	1.60
<i>Ксенолиты гранулитов</i>											
23	9	55.1	1.2	20.6	9.9	0.19	3.0	3.0	1.2	5.2	0.19
24	6	69.8	0.2	15.7	0.7	–	0.1	0.6	2.1	5.7	–
25	2	53.6	1.5	17.4	11.4	0.26	5.1	4.3	3.1	3.1	0.28
26	11	62.4	0.9	17.1	6.3	0.10	2.5	5.6	1.8	3.1	0.24
27	213	58.5	1.1	16.7	8.6	0.14	3.5	5.3	2.4	3.4	0.28
<i>Породы шошонитовой серии [13–16]</i>											
28	22	50.2	1.1	15.6	8.5	0.07	8.6	9.6	2.5	3.2	0.56
29	127	52.4	1.2	16.7	8.5	0.13	6.0	8.2	3.1	3.0	0.58
30	170	56.1	1.1	17.1	6.3	0.13	3.7	6.1	4.0	3.7	0.53
31	338	60.3	0.7	17.2	6.3	0.12	3.1	6.1	3.3	2.5	0.24

Примечание. 1 – фергуситы N-диатрем [8], 2 – *Grt-Phl*-вебстериты, 3 – *Grt*-клинопироксениты, 4 – *Sa-Phl*-пироксениты, 5 – *Ap*-пироксенит, 6 – *Sa*-глиммериты, 7 – биминеральные эклогиты, 8 – *Sa*-эклогиты, 9 – кварцевые сиениты, субщелочные граниты жильобразных и интерстициальных выделений в эклогитах, 10 – *Pl-Sa*-эклогитоиды, 11 – *Rt-Grt*-пироксенит, 12 – *Phl*-пироксениты, 13 – горнблендит, 14 – *Mg*-глиммерит, 15 – *Fe-Mg*-глиммериты, 16 – *Sa-Bt*-породы, 17 – *Bt*-эклогиты, 18 – биминеральные эклогиты, 19–20 – *Pl*-эклогитоиды (19) и их интерстициальные обособления – кварцевые сиениты (20), 21–22 – *Sa*-эклогиты (21) и их интерстициальные обособления – щелочные сиениты (22), 23–24 – *Ky-Grt*-гранулиты (23) и расплавные включения в них (24) [11], 25 – *Grt-Bt-Opx*-гранулиты, 26 – *Grt*- и *Bt-Grt*-гранулиты, 27 – средневзвешенный состав нижней коры Южного Памира, с учетом данных по гранулитовым комплексам AR₂-PR₁, 28 – абсарокиты, 29 – шошониты, 30 – латиты, 31 – К-андезиты. n – число проб. Анализы пересчитаны на сухой остаток (п.п.н. = 0.6–3%, в глиммеритах – до 4–6%; суммарное Fe в форме FeO). Прочерк – нет данных.

глиммеритов (А) К входит в *Or*, тогда как в глиммеритах (Б) – в *Lct*. Глиммериты не имеют полных аналогов среди магматитов, обладая петрохимическим сходством как с К-базитами-ультрабазитами тефрит-лейцититового ряда, так и отчасти с *Ol*-лампроитами (*Phl*-пироксенитами) алданского типа [19].

Биминеральные эклогиты: $Omp_{23-31} (Jd - 34-47\%) + Grt_{49-61} (Prp - 28-39, Grs - 23-29\%) + Rt + Ap \pm Ky, Sa, Qtz$ и др. Для *Omp* характерен избыток Al^{VI} по отношению к *Na*, а иногда присутствие эсколаитового компонента (до 20%) [4]. Отмечены пойкилитовые включения кристаллов *Grt* в *Omp* (структура типа кумулятивной), а также графические сростания *Grt + Omp*. *Ky* замещает *Grt*, но чаще связан с поздними выделениями *Qtz-Sa*-состава. Биминеральные эклогиты выделяются минимальной концентрацией К. Эклогиты А сопоставимы с островодужными *Al*-базальтами и *Ol*-габбро, а эклогиты Б тяготеют к *Ol*-базальту с несколько повышенной щелочностью.

Sa-эклогиты – самый распространенный тип включений: $Omp_{25-37} (Jd - 20-55\%) + Grt_{55-73} (Prp - 18-38, Grs - 14-40\%) + K-Sa + Rt + Ap \pm Qtz, Ky, Ca-Anr, Na-Sa, K-Pl_{10-20}, Bt_{42}, Am$ и др. Отмечены графические сростания *Grt + Omp*. Состав продуктов позднемагматической стадии (*Bt, Fs, Qtz, Ky* и др.) соответствует кварцевому сиениту-субщелочному граниту. Сохраняются элементы гипидиоморфнозернистой и графической структур (вроски *Qtz* в *Sa* и *K-Pl*). Соотношения минералов указывают на резкую неравновесность $Omp + Grt$ (эклогитовый парагенезис) и околосолитусных минералов. Проявлена зональность: к краям зерен *Срх* растет *f* и содержание *Ts, Aeg* и падает – *Jd*; периферия кристаллов *Grt* обогащается Са и обедняется Mg [8]. В минералах эклогитов обнаружены расплавные включения сиенит-гранитного ряда с $t_{том} \geq 1020^\circ C$ [11]. *Sa*-эклогиты А характеризуются низкой титанистостью, высокой глиноземистостью, повышенной К-щелочностью, присутствием в нормативном составе *Орх*, иногда *Сrn*, что сближает их с шошонитами. *Sa*-эклогиты Б содержат больше нормативных *Ilm* и фельдшпатоидов, в них отсутствуют *Орх* и *Qtz* – они ближе к группе щелочных К-базитов.

Bt-эклогиты: $Omp_{34-35} (Jd - 25-32\%) + Grt_{64-67} + Bt_{32-45} (TiO_2 - 6.6-7.8\%) + Na-Sa + Rt \pm Am, Fe-Ol, Ap$ и др. Содержание *Bt* составляет 22–30 (до 50) %. К краю зерен *Bt* возрастают концентрации *Ti, Na, Fe* и снижаются – *Si* и *K*, что отражает падение *P* и/или рост *t*. В краевых частях зерен *Omp* падает содержание *Al, Si, Na* и растет – *Fe, Mg, Ca, Ti* (переход в *Omp-Aug*). В отдельных ксенолитах встречаются графические сростки (*Grt + Omp*) и (*Omp-Aug + Bt*), вероятно, характеризующие близкосоодновременную кристаллизацию минералов на ранне- и позднемагматических стадиях.

Bt-эклогиты тяготеют к породам группы *Ol*-мелалейцитита-миссурита, отличаясь от них несколько пониженной щелочностью.

Pl-Sa-эклогитоиды: $Omp_{28-44} (Jd - 19-33\%) + Grt_{52-71} + Sa + Fs (Or_{11-60} Ab_{15-73} An_{3-17}) + Rt \pm Qtz, Ky, Bt_{42}$ и др. Парагенезисы и составы минералов близки к таковым *Sa*-эклогитов; отмечаются лишь некоторые тенденции роста *f* минералов, увеличения *Ca* в *Grt* и роста доли *Ts* и *Aeg* в *Срх*. Петрохимически эклогитоиды близки к латитам.

Среди **основных гранулитов** преобладают *Срх*- и *Grt-Срх*-разности, но особый интерес представляют **Grt-Bt-Орх-гранулиты:** $Grt_{58} + Орх_{47} + Bt_{48} + Pl_{15-20} + Rt + Ap$. Обращает на себя внимание присутствие *Grt* и *Ti-Bt* эклогитового типа, низкоглиноземистого *Орх* и *Rt*. Данные геотермобарометрии (20 кб, 956°C) указывают на формирование пород на уровне глубинной гранулитовой фации. Петрохимически они сравнимы с К-андезибазальтами и шошонитами, а также ксенолитами *Sa*-эклогитов.

В составе **Ку-Grt-гранулитов** Grt_{58-65} и *K-Sa* составляют 70–75% их объема; кроме них присутствуют *Ky* (5–10%) $\pm Pl_{15-20}, Qtz, Bt, Rt, Gr$ (до 7%) и др. Отмечены графические сростки (*Ky + Grt + Fs*), (*Qtz + Sa*), (*Qtz + Ky*). В минералах, включая *Grt* и *Ky*, обнаружены первичные расплавные включения с $t_{том} \geq 1050^\circ C$ [11]. Породы лишь в первом приближении отвечают трахиандезибазальтам, К-андезибазальтам, но в сравнении с ними обогащены К, *Al* и обеднены Са и *Na*. Они сопоставимы и с некоторыми метапелитами, но содержат больше Са, *Fe*, тугоплавких литофильных элементов и меньше *Cs* и *B* [10].

Grt- и Bt-Grt-гранулиты: $Grt_{58} (Prp - 36, Grs - 14\%) + Pl_{15-40} + Qtz + Bt \pm Or, Rt$ и др.; присутствуют расплавные включения [11].

МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ВКЛЮЧЕНИЙ В ФЕРГУСИТАХ

Ксеногенная природа включений подтверждается широкими вариациями состава и уровня их глубинности – от мантийных пироксенитов и эклогитов до гранулитов и верхнекоровых пород. Контакты фергуситов и включений срезают элементы внутренней структуры последних, а также деформированные и корродированные кристаллы *Grt, Ky, Phl*. Подплавление под воздействием вмещающих базитов затрагивает как ранние *Omp* и *Grt*, так и поздние *Qtz, Sa, Ky, Pl*. Плавление накладывается на ксенолиты с уже сформированными минеральными парагенезисами и структурами. Фенокристы фергуситов резко отличаются по составу от минералов ксенолитов.

Связь изученных ксенолитов с **кристаллизацией из расплавов** подтверждают следующие дан-

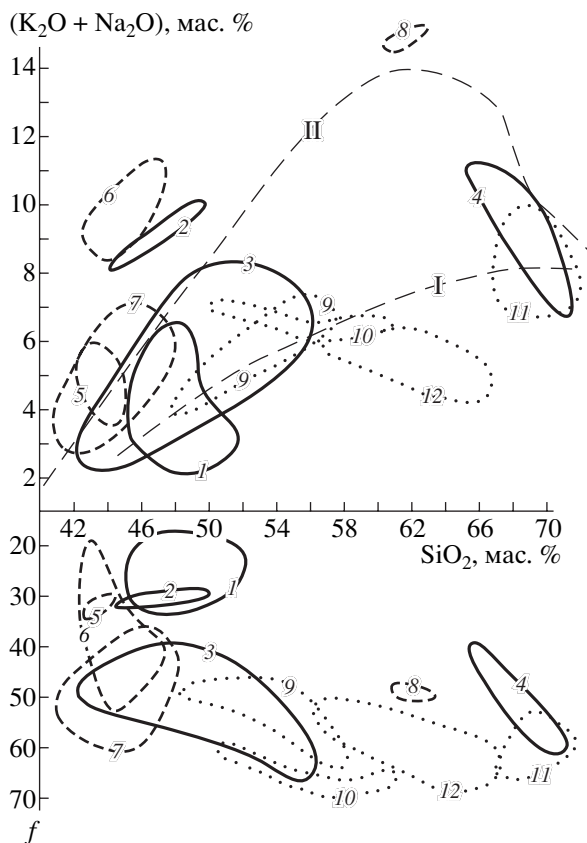


Рис. 2. Соотношение щелочности, железистости (f) и кремнекислотности в главных типах глубинных ксенолитов Памира.

Мантийные ксенолиты А (1–4): 1 – *Grt*- и *Phl*-пироксениты, 2 – *Sa*-глиммериты, 3 – *Sa*-эклогиты, 4 – интерстициальные и жиллообразные выделения кварцевых сиенитов-гранитов в эклогитах; **мантийные ксенолиты Б (5–8):** 5 – *Phl*-клинопироксениты, 6 – глиммериты и *Sa*-*Bt*-породы, 7 – *Sa*- и *Bt*-эклогиты, 8 – интерстициальные выделения щелочных сиенитов в эклогитах; **нижнекоровые ксенолиты (9–12):** 9 – *Pl*-*Sa*-эклогитоиды, 10–11 – *Ky*-*Grt*-гранулиты (10) и расплавные включения в них (11) [11], 12 – *Grt*- и *Bt*-*Grt*-гранулиты. I–II – границы нормальных, субщелочных и щелочных пород [13, 14].

$$f = \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}} \times 100, \text{ мол. \%}.$$

ные. В эклогитах и гранулитах сохранились реликты магматогенных структур и регрессивная зональность минералов. Порядок выделения минералов в общем согласуется с данными опытов по высокобарической кристаллизации базитовых расплавов. Характерно однородное распределение компонентов в главных типах ксенолитов. Как будет показано ниже, характер петрохимической эволюции, связи и тренды элементов в ксенолитах не противоречат типу эволюции магматических серий. Наиболее сильное доказательство – обнаружение первичных расплавных включений в минералах эклогитов и гранулитов, в т. ч. в *Grt* и *Ky* [11]. Следует отметить, что расплавные вклю-

чения установлены и в минералах алмазоносных эклогитов некоторых глаукофансланцевых комплексов Китая [20]. Для памирских ксенолитов этот факт свидетельствует не только об их магматической природе, но и об отсутствии существенного изменения первичных парагенезисов магматических минералов при метаморфической перекристаллизации. Таким образом, формирование описанных высокобарических минеральных ассоциаций обусловлено не погружением коровых базитовых протолитов, а, как это предполагается для некоторых пироксенит-эклогитовых комплексов [21], – кристаллизацией поднимающихся мантийных расплавов.

АНОМАЛЬНЫЙ ХАРАКТЕР ХИМИЗМА КСЕНОЛИТОВ ПАМИРА

Изученные ксенолиты отличаются от мантийных эклогитов в кимберлитах [1, 3, 4, 22, 23] отсутствием *Ol*, более высокой железистостью и низкой хромистостью пород и минералов, широкой распространенностью *Fs*, *Qtz*, *Ky*, *Phl* (*Bt*). Памирские пироксениты-эклогиты в этом плане занимают промежуточное положение между коровыми и мантийными эклогитами. Однако по соотношению $f_{Grt-Cpx}$ и $Na_{Cpx}-Ca_{Grt}$ они попадают в поле алмазоносных эклогитов, а по содержанию Y в *Grt* близки к мантийному тренду [4]. По термобарометрическим данным, основная часть памирских пироксенитов-эклогитов формировалась в верхней мантии (20–36 кб).

Эклогиты ксенолитов в кимберлитах и щелочных базальтах, как и эклогиты гнейсовых и глаукофановых комплексов, относятся в основном к ряду умеренно щелочных пород *Na*-профиля [1, 4, 24]. Дефицит *K* объясняется иногда тем, что они являются продуктами метаморфизма океанической коры [22]. Лишь в некоторых телах кимберлитов известны включения эклогитов (иногда алмазоносных) с нормативными фельдшпатоидами и содержаниями K_2O , изредка достигающими 2–3% [1, 2, 5, 22]. При этом предполагается, что *K* в мантийных эклогитах не имеет собственных минеральных фаз, а входит как примесь в *Cpx*, стекло, флюидные включения [24] или во вторичный *Phl* [1]. Иными словами, концентрации *K* объясняются процессами вторичного плавления и флюидного “обогащения” эклогитов в мантии [2].

Вся гамма памирских ксенолитов – от пироксенитов, глиммеритов до эклогитов и гранулитов – характеризуется повышенной щелочностью (рис. 2) *K*-профиля ($K/Na = 1–3$, до 10–20) и развитием *Sa* и *Phl* (*Bt*) в качестве типоморфных порообразующих минералов (табл. 1). По этим признакам изученные породы, возможно, не имеют аналогов среди эклогитов мантийных нодулей и коровых метаморфических комплексов. Наиболее рас-

пространены слюды в пироксенитах и глиммеритах, и часть из них приближается по составу к *Phl* мантийных включений в кимберлитах. *Sa* изученных пород, как и эклогитов в кимберлитах, относятся к ряду *K-Sa*, но в них все же выше содержания *Na* и *Ca*; кроме того, *K* входит в состав *Fs* высокой смесимости, кристаллизовавшегося при более низких *P* (высоких *t*). Но во всех этих случаях *K* образует собственные минеральные фазы (это подтверждено микрозондовыми анализами и расчетом минеральных балансов *K*), связанные с промежуточными или поздними стадиями кристаллизации расплавов субщелочных *K*-пироксенитов-эклогитов.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ СЕРИИ ПИРОКСЕНИТОВ-ЭКЛОГИТОВ ПАМИРА

На кривых распределения TiO_2 в ксенолитах выделяются два основных максимума – 1.1–1.3% (для пироксенитов $\leq 1.1\%$) и 2.5%; несколько слабее выражен пик 1.7–2.1% (рис. 3). Максимумы характеризуют **низкотитанистую (А)** и **титанистую (Б) петрохимические серии** (табл. 2). Породы последней обогащены *Ti-Bt (Phl)*, *Rt*, *Spn*, *Ilm* и в целом цветными минералами; в них повышена роль *Fe(f)*, *Mn*, *P* и понижена – *Si*. Не совпадают в ксенолитах обеих серий содержания литофильных (*Ba*, *Sr*, *Y*, *Nb*, *Zr*, *Rb*, *Cs*) и сидерофильных элементов (*Cr*, *Ni*) [10]. Выявлены различия в знаках и/или силе связей элементов (*Si – Al*, *Ti*; *Fe – Mg*, *Ca*; *K – Na*, *P*; *Mg – K*, *F*; *Ti – Al*, *Ca*, *F*) и типе эволюции обеих серий. “Вывести” путем магматического фракционирования из серии А серию Б и наоборот – затруднительно. Вместе с тем проявлены и некоторые общие их черты: в них повышены *K*-щелочность и глиноземистость, сопоставим уровень содержаний *Mg* и *Ca*, близок ряд тенденций петрохимической эволюции.

К **серии А** (табл. 2, рис. 2, 3) относятся породы от *Grt-Phl*-вебстеритов, *Grt*- и *Phl*-клинопироксенитов, *Sa*-глиммеритов до разнообразных эклогитов, эклогитоидов и, вероятно, некоторых типов гранулитов. Данная совокупность ксенолитов относится к субщелочной калиевой низкотитанистой высокоглиноземистой пироксенит-базитовой магматической серии с трендом накопления *Fe* (рис. 2), типичным для известково-щелочных серий. В целом породы серии А являются петрогеохимическими аналогами шошонит-латитовых ассоциаций зрелых островных дуг [14, 16], от которых они несколько отличаются еще более высокой калиевостью на фоне пониженной роли сидерофильных элементов. Своеобразна структура серии А, в которой отсутствуют средние породы, но развиты субщелочные *K*-пироксениты. Впрочем, в островных дугах известны “длинные” вулканические серии *K*-пикритоидов-шошонитов-латитов [25]. Еще большее сходство серия А об-

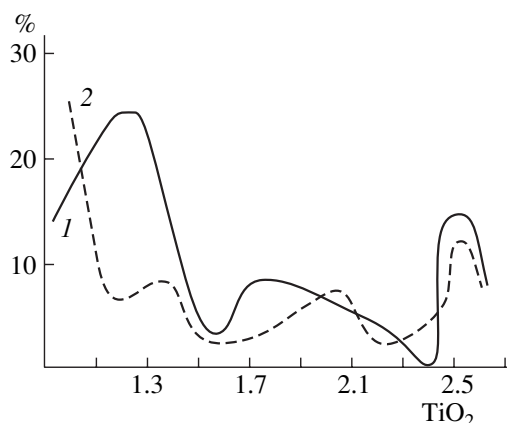


Рис. 3. Распределение TiO_2 (мас. %) в памирских ксенолитах.

1 – эклогиты ($n = 83$), 2 – пироксениты-глиммериты ($n = 37$).

наруживает с субплатформенным абсарокит-шошонит-латитовым комплексом трубок и даек (Т–J) герцинид Южного Тянь-Шаня, содержащих мантийные нодулы.

Серия Б включает *Ti-Phl*-клинопироксениты, глиммериты, *Sa*- и *Bt*-эклогиты, *Pl*-эклогитоиды, *Sa-Bt*-породы, горнблендиты. Породы относятся к субщелочной-щелочной калиевой титанистой пироксенит-базитовой серии с толеитовым трендом накопления *Fe*. Серия не совсем обычна по химизму: среди магматических ассоциаций нет ее полных аналогов. Большинство ее членов может быть отнесено к субщелочным и щелочным породам (рис. 2). Это обусловлено не только высокой суммой щелочей, но и недосыщенностью SiO_2 (40–48%), которая сочетается с довольно высокой фемичностью и глиноземистостью. От щелочных пород ксенолиты серии Б отличаются несколько пониженным содержанием нормативных *Lct* и *Ne*, однако некоторые из них параллелизуются с *K*-щелочно-основными ультраосновными магматитами. Отмечается ряд петрогеохимических черт, сближающих их с тефрит-лейцититовой серией рифтогенных зон. Подобные включения в иных фациях глубинности (шпинелевая, плагиоклазовая) известны в верхней мантии и коромантийном слое Южного Тянь-Шаня: они относятся к субщелочной (щелочной) калиевой титанистой серии пироксенитов-горнблендитов-габбро.

Таким образом, высокобарические ксенолиты Памира в петрогеохимическом отношении далеки от мантийных нодул пироксенитов-эклогитов в кимберлитах и эклогитов метаморфических комплексов, тогда как их вещественные связи с вулканическими ассоциациями островодужных и рифтогенных структур выражены более отчетливо.

Таблица 3. Ассоциации химических элементов и минералов в эклогитах Памира

Стадии	I (эклогитовая)	II (промежуточная)**	III (сиенит-гранитная)
Элементы	Mg, Ca, Fe, Mn, Na (Si, Al, Ti, P)*	H ₂ O, K, F, Ti (Al и др.)	Si, K, Al (Na, P и др.)
Минералы	<i>Omp, Grt (Rt, Ap₁)</i>	<i>Ti-Bt, Ky₁ (Omp-Aug, Am, Ilm, Spn)</i>	<i>K-Sa, Qtz, Ky₂ (K-Pl, Ca-Anr, Na-Sa, Ap₂)</i>
Давление, кб	25–36	20–25	15–23

* В скобках – второстепенные элементы и минералы (для данной стадии).

** II стадия более характерна для эклогитов Б.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПИРОКСЕНИТ-ЭКЛОГИТ-ГРАНУЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ КСЕНОЛИТОВ ПАМИРА

Поскольку при $P > 30\text{--}35$ кб поле кристаллизации *Ol* сужается, а *Cpx*, *Opx*, *Grt* и *Phl* расширяется [19], мантийным источником пород серии А могли быть *Ol-Grt-Phl*-пироксениты. Вероятно, субстрат был обогащен малохромистым *Di* и низкотитанистым *Phl* с высоким содержанием H₂O (3.2–4.1%) и отношением $K/Na > 100$ и $F/Cl \geq 25\text{--}40$. Это привело к росту в расплаве роли H₂O, K, Ca, F при дефиците Ti, Na, Cr [10]. Существенная роль *Phl* при $P_{\text{общ}} > 35\text{--}40$ кб увеличивала растворимость H₂O и K в равновесном субщелочном ультрамафитовом расплаве [26]. Растворение H₂O в магме усиливало эффект кристаллизационной дифференциации [5], а подъем водосодержащих магм был затруднен [1]. Кристаллизация котектики (*Cpx + Phl + Grt ± Opx*), вероятно, началась при $P = 30\text{--}35$ кб (данные барометрии *Grt-Phl*-вебстеритов) и сопровождалась отделением субщелочных базитовых расплавов.

Главная стадия дифференциации (переход от пироксенитов к эклогитам) привела к снижению роли Mg, Ca, Cr, Ni, а также H₂O, K, F, Rb и росту содержаний Al, Ti, P, Ba, Sr, Y, Zr [10]. Концентрации Si оставались на одном уровне или даже снижались за счет удаления Si с *Cpx*. Сохранялись величина щелочности и ее K-профиль, но в отличие от пироксенитов-глиммеритов, в эклогитах K входил в основном в *Sa*. Снижение концентраций H₂O в “эклогитовых” магмах происходило не только при отсадке *Phl*-содержащих котектик, но и при “осушении” расплавов по мере их подъема, поскольку при снижении P в мантии возрастает отношение CO₂/H₂O [27]. Это подтверждается падением концентраций H₂O в *Ti-Bt* до 1–1.5% и составом флюидной фазы расплавных включений эклогитов и гранулитов, которая представлена высокоплотной CO₂ с примесью N₂ [11].

Ликвидусная кристаллизация базитовых расплавов (табл. 3) протекала, видимо, в широком интервале глубин ($P = 25\text{--}36$ кб). Продукты ранней высокобарической кристаллизации (кумуляты) представлены биминеральными эклогитами

и некоторыми пироксенитами, обедненными K и обогащенными Mg, Ca, Na и сидерофильными элементами. Но преобладают по объему калиевые *Sa*-эклогиты. *Pl-Sa*-эклогитоиды являются продуктами дальнейшей дифференциации базитовых магм со снижением роли феррических компонентов, F, Ba, Sr и ростом содержаний Si, K, Rb.

Гранулиты менее четко связаны с эклогитами. *Ky-Grt*-гранулиты по химизму тяготеют как к метапелитам, так и к K-андезибазальтам, хотя на графике Si – щелочность они попадают в поле *Sa*-эклогитов (шошонитов). Минеральная ассоциация гранулитов в целом близка к позднемагматическому парагенезису эклогитов (*Sa + Ky + Qtz, Pl*, реликтовый *Grt*). Их межзерновые выделения и расплавные включения отвечают по химизму субщелочным и глиноземистым K-гранитам, кварцевым сиенитам, сопоставимым с магматическими остатками эклогитов. *Grt-Bt-Opx*-гранулиты также находятся в поле *Sa*-эклогитов (шошонитов) и, возможно, связаны с эволюцией “эклогитовых” расплавов в основании коры (20 кб, 956°C).

Заключительные дифференциаты представлены интерстициальными выделениями, веществом расплавных включений и реже жилами в эклогитах и эклогитоидах (табл. 3). Они относятся к сиенит-гранитному ряду – от кварцевых сиенитов до субщелочных K-гранитов. С увеличением P котектика обогащается *Or*, смещаясь в сторону сиенитов [28]. Но главным фактором, обеспечившим широкое развитие *Sa* в ксенолитах и субщелочной характер остаточных расплавов, была массовая высокобарическая кристаллизация *Omp + Grt* с удалением Mg, Ca, Fe, а также F, P, Y, Zr и сохранением в расплаве K, Si, Rb, Ba [10]. Соотношение объемов ликвидусных и солидусных минералов в эклогитах составляет 1.5–4 : 1. Можно было бы рассматривать формирование дифференциатов серии А в качестве одной из моделей мантийного генезиса сиенит-гранитной ассоциации, однако обычно остаточные расплавы не выходили за пределы “каркаса” раннемагматических фаз. Это подтверждается почти полным отсутствием ксенолитов сиенит-гранитного состава. Поэтому серия является существенно ультрамафитово-мафитовой, что отличает ее от типичных шошо-

нитовых серий, фракционирование расплавов которых идет на меньших глубинах.

Данные экспериментов [29–31], сведения по распределению K, Na, Ca в *Sa*, *Pl*, *Fs* высокой смесимости [30, 31], и оценки $t_{\text{гом}}$ расплавных включений [11] позволяют полагать, что солидусная кристаллизация изученных эклогитов и гранулитов протекала при 15–23 кб и 800–900°C (по расплавным включениям – до 1000–1050°C). Резкая неравновесность минералов ликвидусных и солидусных парагенезисов и значительный разрыв в *tP*-условиях их формирования подчеркивают **вертикальное перемещение базитовых расплавов**. При этом они не выходили за пределы мантии – нижней коры, а большая их часть размещалась в районе границы *M*. Смесь ликвидусных минералов и резко уступающих им по объему остаточных сиенит-гранитных расплавов напоминала своеобразный диапир, испытывавший при подъеме пластическое течение и хрупкие деформации [10].

Рассмотренные выше тренды элементов частично повторяются и в **серии Б**. Основная линия дифференциации (пироксениты – *Sa*-эклогиты) выражена в снижении роли фемических компонентов, H₂O, F и росте *f*, возрастании содержаний Ba, Sr, Zr, P на фоне слабого изменения Si и Ti [10]. Однако первичные выплавки серии Б были обогащены Ti, Fe, щелочами, сидерофильными и тугоплавкими литофильными элементами и несколько обеднены Si. В связи с более интенсивной отсадкой *Omp*, чем *Grt*, в расплаве возрастало отношение K/Na, шло накопление Fe на фоне постоянной концентрации Si. В итоге серия Б существенно “короче” (SiO₂ = 40–48%) и в целом относится к ряду Ti-пироксенит-базитовых серий, с повышенной ролью K-щелочно-основных-ультраосновных пород. Значительные дифференциаты представлены высококальциевыми щелочными сиенитами (рис. 2).

Изученные породы обеих серий варьируют по составу и, очевидно, связаны с разнотемпературными магмами. Однако для подавляющей части ксенолитов геотермометрические оценки по ликвидусным минералам (*Grt*, *Cpx*, *Opx*) относятся к интервалу 950–1000°C [10], хотя *t* начальной кристаллизации маловодных базитовых расплавов (20–30 кб) составляют, по экспериментальным данным, 1200–1400°C [29, 32]. Это свидетельствует о снижении и выравнивании *t* под воздействием эволюционировавшего и охлаждавшегося расплава, а затем, в постмагматическую стадию, – при охлаждении до *t* окружающей среды.

Вместе с тем в некоторых ксенолитах отмечены неполное и неравномерное твердофазовое температурное уравнивание сосуществующих минералов, присутствие реликтовых магматогенных структур и гомогенных *Sa*, а также сохранение во всех минералах эклогитов и гранулитов

расплавных включений. Возможно, это указывает на относительно небольшой временной интервал между внедрением тел пироксенитов-эклогитов-гранулитов и захватом их фрагментов расплавами неогеновых фергуситов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВЯЗИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ЗЕМНОЙ КОРЫ ПАМИРА

Существование мантийных “корней” коровых флюидно-магматических и метаморфических систем Памира находит подтверждение в геохимических связях мантийных и коровых образований. **Новообразованная литосфера** региона сложена породами калиевой пироксенит-эклогит-гранулитовой ассоциации. Она представлена в той или иной мере дифференцированным подкоровым магматическим веществом, обогащенным K и рядом “коровых” редких литофильных элементов. Тесное геохимическое **родство мантийных и нижне-коровых образований** на Памире обусловлено связью эклогитов и гранулитов с мантийными субщелочными базитовыми расплавами, проникшими на разные уровни литосферы. Повышенные содержания K и Al в полихронных и разноглубинных магматитах и метаморфитах Памира, широкое развитие редкометалльных латитов-монзонитов и K-гранитов S-типа [6] согласуется с петрогеохимическими чертами мантийных-нижне-коровых магматических серий пироксенитов-эклогитов-гранулитов. Сходство химизма фанерозойских (?) магматических гранулитов и AR₂-PR₁-гранулитовых комплексов свидетельствует о возможной устойчивости состава источников и механизмов формирования (наращивания) нижней коры Памира в течение длительного времени.

Возникновение сверхмощной коры Памира традиционно связывается с сдвоением коровых разрезов при процессах континентальной коллизии. Однако с этой гипотезой не согласуются данные о магматической природе широко распространенных в литосфере региона мантийных и нижне-коровых пород пироксенит-эклогит-гранулитового ряда. Существенное вертикальное перемещение их расплавов могло привести к скоплению тел эклогитов, эклогитоидов, гранулитов в верхних частях верхней мантии и в низах коры. При этом средний состав верхней мантии в блоках с переработанной (новообразованной) литосферой отвечает субщелочному K-базиту, а нижней коры – K-андезиту (латиту).

Обнаружение в N-трубках ксенолитов высокобарических гранулитов (20 кб) подтверждает существование мощной коры на Памире в донеогеновое время, т.е. до периода максимального проявления в регионе процессов континентальной коллизии [10]. Можно полагать, что наиболее вероятным механизмом наращивания коры Памира

был **магматический андерплейтинг** – по аналогии с разновозрастными гетерогенными структурами, где подобные процессы проходили при участии мантийного магматического вещества (от MORB и островодужных базальтов до континентальных толеитов и щелочных базитов) [3, 33]. В герцинидах Южного Тянь-Шаня рост коры происходил за счет мантийных субщелочных (щелочных) Ti-пироксенитов-горнблендитов-габбро. Их расплавы консолидировались в районе границы М, формируя коромантийный слой (средний состав – Ti-пикробазит). Возраст пород слоя составляет 240–300 млн. лет (орогенный этап), но его формирование, судя по присутствию более древних щелочных базитов, возможно, началось раньше. В отличие от Памира, здесь нет прямых вещественных связей коромантийного слоя (верхней мантии) с гранулитами нижней коры.

ВЫВОДЫ

1. Включения эклогитов, как и вся пироксенит-эклогит-гранулитовая ассоциация ксенолитов в диатремах фергуситов Памира (N), резко отличаются в петрохимическом плане от мантийных нодулей пироксенитов-эклогитов в кимберлитах и щелочных базальтах и эклогитов коровых метаморфических комплексов. Прежде всего это выражается в аномально высокой калиевой щелочности памирских эклогитов и широком развитии в них К-санидина и слюды.

2. Однородное распределение петрогенных элементов в изученных ксенолитах, тип их корреляционных связей и трендов, характер петрохимической эволюции, зональность минералов, реликты магматогенных структур и, главное, присутствие первичных расплавных включений во всех минералах, включая гранат и кианит [11], – свидетельствуют о высокобарической кристаллизации пород пироксенит-эклогит-гранулитового ряда (20–36 кб) из поднимающихся мантийных расплавов.

3. Среди глубинных ксенолитов Памира обособляются две петрохимические серии: 1) серия А, близкая к шошонит-латитовым ассоциациям зрелых островных дуг; 2) серия Б, субщелочная (щелочная) титанистая ультрамафит-базитовая, по ряду признаков напоминающая рифтогенные тефрит-лейцититовые ассоциации. Вместе с тем породы обеих серий, вероятно, связаны с плавлением мантийных субстратов ($P \geq 35\text{--}40$ кб), где существенную роль играли флогопитовые пироксениты-глиммериты.

4. Петрохимическое (генетическое) родство мантийных и нижнекоровых ксенолитов (эклогиты, гранулиты, эклогитоиды) определяется их связью с эволюцией и кристаллизацией дифференцированных субщелочных калиевых базитовых расплавов на разных уровнях литосферы.

Предполагается, что формирование аномально мощной коры Памира (до 75–80 км) обусловлено не сдвоением коровых разрезов при процессах континентальной коллизии, а механизмом магматического андерплейтинга.

Автор благодарит Э.А. Дмитриева за образцы ксенолитов, И.М. Державца за статистическую обработку петрохимической информации, Б.А. Литвиновского и А.Н. Занвилевич за содействие в выполнении электронно-зондовых анализов. Всем названным выше коллегам я признателен за конструктивные дискуссии по ряду из затронутых в статье вопросов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
2. *Специус З.В., Серенко В.П.* Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М.: Наука, 1990. 272 с.
3. *Toft P.B., Hills D.V., Haggerty S.E.* Crustal Evolution and the Granulite to Eclogite Transition in Xenoliths from Kimberlites in the West African Craton // *Tectonophysics*. 1989. V. 161. № 3/4. P. 213–231.
4. *Удовкина Н.Г.* Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 285 с.
5. *Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д.* Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. 286 с.
6. *Лутков В.С., Могаровский В.В.* Геохимическая модель гранитно-метаморфического слоя складчатых областей Памира и Южного Тянь-Шаня (Таджикистан) // *Геохимия*. 1999. № 6. С. 574–581.
7. *Природа слоев и границ литосферы Средней Азии.* Ташкент: ГФНТИ, 1998. 212 с.
8. *Дмитриев Э.А.* Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976. 169 с.
9. *Дмитриев Э.А., Лутков В.С.* О составе верхней мантии Памира и Тянь-Шаня // *Докл. АН СССР*. 1983. Т. 272. № 2. С. 437–442.
10. *Лутков В.С., Луткова В.Я.* Литосферный разрез киммеридо-альпид Южного Памира: мантийные и нижнекоровые включения в неогеновых щелочных базитах. Душанбе, 1998. 272 с. Деп. в НПИЦентре 12.11.98. № 93(1237).
11. *Chupin V., Kuzmin D., Touret L.R.* Melt and Fluid Inclusions in Mineral from Garnet Granulites / Eclogites (Eastern Pamir) // *XIV European Current Research on Fluid Inclusions*, Nancy. 1997. P. 74–75.
12. *Могаровский В.В., Дмитриев Э.А.* Изменение содержания редких элементов в разрезах глубинных ксенолитов из фергусит-порфиоров Восточного Памира // *Геохимия*. 1976. № 1. С. 128–131.
13. *Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В.* Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра, 1987. 152 с.
14. *Магматические горные породы.* Т. 3 / Под ред. Шаркова Е.В. М.: Наука, 1985. 487 с.

15. Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 214 с.
16. Магматические горные породы. Т. 6 / Под ред. Коваленко В.И. М.: Наука, 1987. 438 с.
17. Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д. Включения карбонатных и силикатных расплавов в минералах щелочных базальтоидов Восточного Памира // Петрология. 1996. Т. 4. № 4. С. 339–363.
18. Файзиев А.Р., Искандаров Ф.Ш., Гафуров Ф.Г. Минералогия, термобарогеохимические условия становления и генезис редкоземельно-флюоритового месторождения Дункельдык (Восточный Памир). Душанбе, 2000. 133 с.
19. Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.
20. Han Y., Zhand Z., Liu R. et al. Melt Inclusions in HP and UHP Eclogites from Dabie Mountains, China // Terra Nova Abstract Supplement. 1997. № 1. P. 14–16.
21. Маракушев А.А., Сан Лонкан, Панеях Н.А. и др. Генезис эклогит-глаукофансланцевых формаций на примере Дабешаня (Китай) // Изв. Секции наук о Земле РАЕН. 1999. Вып. 2. С. 62–78.
22. Ater P.C., Eggler D.H., Callum M.E. Mc. Petrology and geochemistry of mantle eclogite xenoliths from Colorado-Wyoming kimberlites: Recycled ocean crust? // Kimberlites Proc. 3 Int. Conf. V. 2. Amsterdam, 1984. P. 309–318.
23. Hills D.V., Haggerty S.E. Petrochemistry of Eclogites from the Koidu Kimberlite Complex, Sierra Leone // Contribs Mineral. and Petrol. 1989. V. 103. № 4. P. 397–422.
24. Маракушев А.А. О петрохимических типах эклогитов // Геология и геофизика. 1976. № 8. С. 145–150.
25. Говоров И.Н., Говоров Г.И., Симаненко В.Л., Бадрединов З.Г. Геохимические корреляции вулкани-
- тов активной окраины Азии и Тихого океана // Геохимическая типизация магматических пород и их геодинамика. Иркутск: Институт геохимии СО АН СССР, 1987. С. 56–76.
26. Holloway J.R., Blank J.G. Application of Experimental Results to C–O–H species in natural Melts // Volatiles in Magmas. Reviews in Mineralogy. 1994. V. 30. P. 187–205.
27. Кадик А.А., Луканин О.А. Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука, 1986. 97 с.
28. Huang W.-L., Willie P.J. Phase relationships of gabbro-nalite-granite-water at 15 kbar with applications to differentiation and anatexis // Amer. Mineral. 1986. V. 71. № 3/4. P. 301–306.
29. Stern R.C., Huang W.-L., Willie P.J. Basalt – andesite-rhyolite-H₂O: crystallisation intervals with excess H₂O and H₂O–undersaturated liquids surfaces to 35 kilobars, with implications for magma genesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 28. P. 189–196.
30. Hagob J.L., Essene E.J., Ruiz J. et al. Young high-temperature granulites from the base of the crust in central Mexico // Nature. 1989. V. 342. № 6247. P. 265–268.
31. Nekvasil H. Feldspar crystallisation in felsic magmas: a review // Spec. Pap. Geol. Soc. Amer. 1992. V. 272. P. 399–407.
32. Гениафт Ю.С., Вайнер Д.И., Салтыковский А.Я. Экспериментальное моделирование эклогитообразования в верхней мантии // Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М.: Недра, 1986. С. 170–188.
33. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Коваленко В.И., Богина М.М. Раннедокембрийские нижнекоровые базитовые гранулиты и эклогиты (на примере образований Кольского полуострова и Южного При-саянья) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 94–112.