

В. Г. Кориневский
**ПЕРВАЯ НАХОДКА ПАРГАСИТА
В БАЗАЛЬТОИДАХ УРАЛА**

V. G. Korinevsky
THE FIRST FIND OF PARGASITE IN BASALTOIDES OF URALS

Pargasite is a characteristic mineral of the metamorphic rocks. However occasionally it occurs in volcanic rocks. Recently pargasite have been discovered in subvolcanic trachybasalts from Middle Devon Chanchar alkali complex of Southern (kazakhstanian) part of Urals. Its large megacrysts have thin reactionary rims on border with groundmass. Pargasite phenocrysts belongs to the early phases of crystallisation of the high-Mg alumina magma together with augite and plagioclase phenocrysts. This magma later was mixed with acidic crust substance.

Магнезиальный высокоглиноземистый кальциевый амфибол паргасит — характерный минерал метаморфизованных карбонатных и ультраосновных пород, а также эфлогитов. Лишь в единичных случаях сообщалось о его находках в эффузивных породах (андезиты и дациты Японии) [5, стр. 142]. Буквально в последние годы [9—10, 12—14] стали известны паргаситы из даек и лав щелочных базальтов; из расплавных включений в базальтах и перидотитовых нодулей в них. На территории бывшего СССР паргасит в вулканитах никем не отмечался.

Условия нахождения. Вмещающие породы

В составе тел субвулканической фации среднедевонского чанчарского вулканогенного комплекса казахстанской части Сакмарской зоны Южного Урала нередко порфиновые трахиандезиты и трахибазальты [3]. Помимо вкрапленников клинопироксена, биотита и плагиоклаза, они иногда содержат выделения роговых обманок, которые до сих пор оставались неизученными. Исследование их состава на микрозонде позволило установить, что в трахиандезитах кальциевые амфиболы являются чермакитами, а в трахибазальтах — паргаситами.

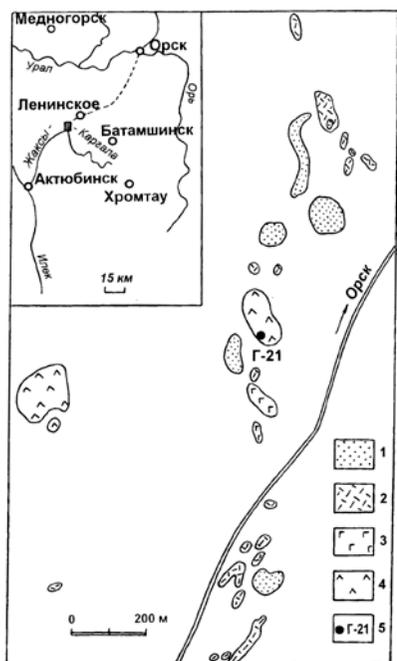


Рис. 1. Выходы тел субвулканической фации чанчарского комплекса среднего девона на правом берегу р. Жаксы-Каргала (Актюбинская область Казахстана).

1 — биотитовые трахиты; 2 — трахиандезиты; 3 — авгитовые трахибазальты; 4 — паргаситавгитовые трахибазальты; 5 — место отбора пробы Г-21-3

Несколько субвулканических тел паргаситосодержащих трахибазальтов выявлено нами на правом берегу р. Жаксы-Каргала в Ленинском районе Актюбинской области Казахстана вдоль шоссе Актюбинск-Орск в 3.5 км северо-восточнее моста через эту реку (рис. 1). Самое крупное из них имеет размеры в поперечнике 80×170 м и слагает

изолированную сопку с обрывистыми привершинными уступами. Химический состав паргаситосодержащей породы определен в Институте минералогии УрО РАН (мас. %): SiO_2 — 51.39, TiO_2 — 0.70, Al_2O_3 — 16.66, Fe_2O_3 — 3.95, FeO — 4.54, MnO — 0.16, MgO — 4.55, CaO — 6.10, Na_2O — 4.76, K_2O — 1.66, P_2O_5 — 0.27, CO_2 — 0.12, H_2O^- — 1.18, H_2O^+ — 4.20, сумма — 100.24. По принятым критериям [2] эта порода попадает в поле состава трахибазальтов. Ее плотность составляет 2.66 г/см^3 , а средние содержания (по 4-м определениям): Rb — 32 г/т, Sr — 426 г/т.

Трахибазальты имеют отчетливую порфириовидную структуру. Вкрапленники занимают около 35 % объема породы. Резко преобладают (25 %) таблитчатые выделения плагиоклаза, достигающие в поперечнике 4—6 мм. По ним развиваются мелкие чешуйки серицита. Большая часть зерен по составу оказалась альбитом, меньшая — олигоклаз-андезином. Светло-зеленые, без заметного плеохроизма, короткостолбчатые фенокристаллы авгита чаще всего имеют поперечник 0.4×0.6 мм, иногда вырастая до размеров 0.8×2.0 мм. Авгитом сложено около 5 % объема породы. Его оптические свойства: n_g 1.716, n_p 1.690, двупрелом-

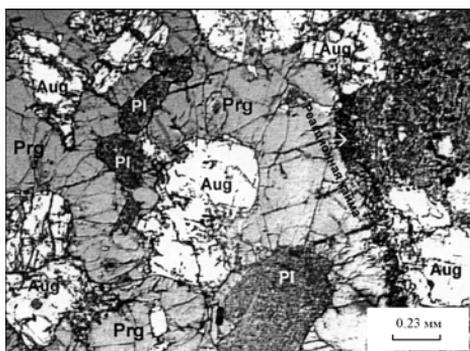


Рис. 2. Включения кристаллов авгита (Aug) и плагиоклаза (Pl) в паргасите (Prg).

Снято в проходящем свете

ление $0.026, +2V = 56-58^\circ, cNg 42^\circ$. В отдельных кристаллах встречаются полисинтетические двойники и тонкая цветровая полосчатость.

Кроме порфириковых выделений в основной массе породы, клинопироксен и плагиоклаз содержатся в виде включений в фенокристаллах паргасита (рис. 2). Макроскопически черные призматические кристаллы последнего встречаются в породе относительно редко. Их размеры в поперечнике изменяются от 1×1.7 мм до $10 \times 30-50$ мм. Местами они образуют шширообразные скопления крупных кристаллов с оплавленными гранями и занимают до 3 % объема породы. Основная масса породы раскристаллизована и сложена преимущественно разноориентированными лейстами полевых шпатов размерами в поперечнике от 0.15×1 мм до 0.4×0.6 мм. Боковые грани лейст имеют зазубренные очертания, и структура мезостазиса местами напоминает бостонитовую. Среди полевых шпатов основной массы породы две трети объема принадлежит зернам альбита, частично замещенного чешуйками серицита. Около одной трети количества полевых шпатов представлена мелкими таблитчатыми кристаллами пелитизированного калишпата. Между ними изредка встречаются скопления бесцветных радиально-лучистых призмочек цеолита. 3 % объема породы занимают мелкие ($0.01-0.3$ мм) зернышки титаномагнетита, мелкой сыпью распределенные по породе. Содержание TiO_2 в этом магнетите достигает 9.5 %. Магнетитовые зернышки в виде включений присутствуют во всех минералах основной массы, а в крупных вкрапленниках их нет. Примерно 3—5 % основной массы породы образуют мелкие (до 1 мм) кристаллики авгита. Скопления неправильной формы в породе слагает светло-зеленый хлорит (3 %), весьма редко — кальцит, сульфиды меди, чешуйки бурого биотита.

Состав и свойства паргасита

Принадлежность крупных вкрапленников темного буровато-зеленого амфибола к паргаситу определяется его химическим составом (табл. 1) и соответствующей кристаллохимической

Таблица 1

Состав минералов из паргаситового трахибазальта субвулканической фации чанчарского щелочного комплекса (проба Г-21-3)

Компонент	Вкрапленники			Тонкозернистая кайма		
	Паргасит (12)	Авгит (12)	Альбит (4)	Калишпат (2)	Авгит (5)	Альбит (3)
SiO ₂	40.75	52.14	68.39	66.93	50.83	69.50
TiO ₂	1.61	0.31	-	-	0.95	-
Al ₂ O ₃	14.32	4.52	19.68	17.39	4.37	19.39
Cr ₂ O ₃	0.03	0.09	0.03	-	0.01	-
FeO общ	10.79	7.37	0.23	0.27	7.51	0.39
MnO	0.13	0.19	0.01	0.01	0.21	0.01
MgO	14.32	14.87	0.07	0.01	15.00	-
CaO	11.67	21.05	0.42	0.01	20.61	0.42
Na ₂ O	2.07	0.27	10.87	0.50	0.41	9.68
K ₂ O	0.80	0.01	0.09	14.19	0.04	0.55
F	0.03	0.03	-	-	0.02	-
Cl	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	-
Сумма	96.54	100.86	99.81	99.32	99.96	99.94

Примечания: Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе JXA-733 в ИМин УрО РАН. Оператор Е. И. Чурин. В скобках — число определений, использованных для подсчета среднего.

формулой (расчет на 13 катионов с учетом данных мессауэровского спектра; [6]): $(\text{Na}_{0.42}\text{K}_{0.16})_{0.58}(\text{Ca}_{1.83}\text{Na}_{0.17})_2(\text{Mg}_{3.11}\text{Fe}_{0.78}^{+2}\text{Fe}_{0.52}^{+3}\text{Al}_{0.40}\text{V}_{1}\text{Ti}_{0.17}\text{Mn}_{0.02})_5[(\text{Si}_{5.94}\text{Al}_{2.06}^{\text{IV}})_{8}\text{O}_{22}](\text{O}, \text{OH})_2$. Следует подчеркнуть отсутствие химической зональности в поперечном сечении кристаллов паргасита. Минерал отчетливо плеохроирует: по N_g — темный буровато-зеленый, по N_p — желтовато-зеленый цвет. Другие оптические свойства паргасита из трахибазальта

близки к таковым у типовых паргаситов [8]: n_g 1.682, n_p 1.658, -2V = 85°, cNg 18°. Микротвердость паргасита, измеренная на твердометре «Durimet», составляет в среднем 1480 кг/мм², при колебаниях от 1246 до 1930 кг/мм². Полученный мессауэровский спектр (рис. 3, табл. 2) выявил высокую степень окисленности ионов железа (40.9 % Fe⁺³), что резко выше окисленности паргаситов из амфиболитов и эклогитов (12—22 % Fe⁺³; [5, 4]). Этот факт согласуется с гипабиссальными высокотемпературными условиями становления вмещающих паргаситы трахибазальтов.

Дифрактограмма паргасита из трахибазальта (табл. 3) оказалась идентичной таковой железистых паргаситов типовых разновидностей [11, 4]. По ней были рассчитаны параметры элементарной ячейки паргасита: a₀ 9.90 Å, b₀ 17.97 Å, c₀ 5.38 Å, β 105.7°.

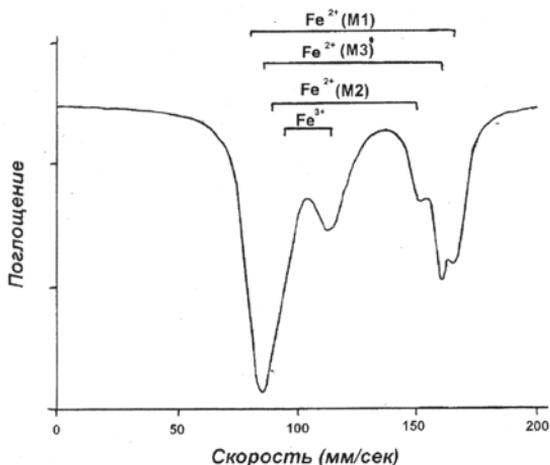


Рис. 3. Мессбауэровский спектр паргасита (проба Г-21-3).
 Получен А. Б. Мироновым (ИМин УрО РАН) на спектрометре МС-2201 с источником излучения Co^{57} в матрице Rh (естественная ширина линии 0.26 мм/с).
 Спектрометр откалиброван по стандартному образцу нитропрусида Na

Таблица 2

Параметры мессбауэровского спектра паргасита из трахибазальтов (проба Г-21-3)

Структурная позиция ионов Fe	Изомерный сдвиг, мм/с	Квадрупольное расщепление, мм/с	Ширина, мм/с	Относительные содержания, %
Fe^{+2} (M1)	1.37	2.74	0.27	21.7
Fe^{+2} (M2)	1.34	1.76	0.27	11.6
Fe^{+2} (M3)	1.37	2.38	0.27	25.8
Fe^{+3} (M3)	0.65	0.78	0.52	40.9

Примечания: параметры определены А. Б. Мироновым с помощью программы MOSREF

Диагностику паргасита подтверждают и данные ИК-спектра (рис. 4), на котором присутствуют полосы поглощения, характерные для этого минерала (465 ; 675 ; 950 см^{-1} ; [7]).

Реакционная кайма вокруг зерен паргасита

Грани у кристаллов описываемых паргаситов в трахибазальтах нередко имеют закругленные с заливами очертания (рис. 5), свидетельствующие об их оплавленности. По периферии таких зерен на границе с окружающей основной массой породы обычно присутст-

Дифрактограмма паргасита из трахибазальтов (проба Г-21-3)

d, Å	I	hkl	d, Å	I	hkl
9.02	17	020	2.586	19	20-2
8.45	88	110	2.551	30	241
5.08	5	130	2.388	21	350
4.52	12	040	2.340	34	42-1
4.01	4	111	2.294	17	17-1
3.87	4	13-1	2.253	2	24-2
3.37	29	150	2.156	30	261
3.12	100	310	2.031	16	280
2.941	30	221	1.894	20	46-1
2.808	31	330	1.867	9	460
2.745	22	33-1	1.819	15	281
2.703	38	151	1.648	24	48-1

Примечание: дифрактометр ДРОН-2.0. CuK_α -излучение с монохроматором, скорость — 1%/мин, внутренний стандарт — Ge. Аналитик Т. М. Рябухина (ИМин УрО РАН)

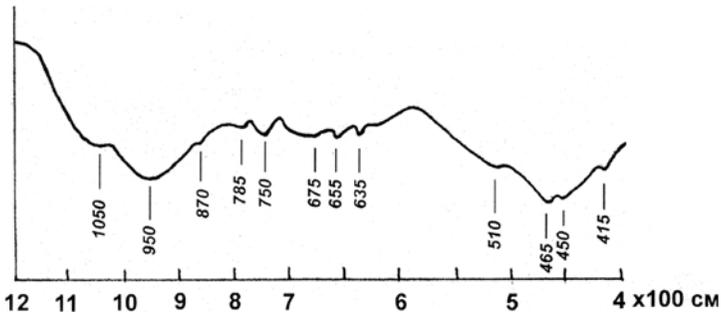
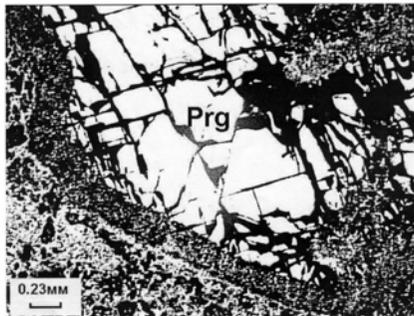


Рис. 4. ИК-спектр паргасита из трахибазальта (проба Г-21-3).

Снят Н. И. Кашигиной (ИМин УрО РАН) на спектрометре UR-20 в таблетке с КВг.

Рис. 5. Оплавленный фенокристалл паргасита в авгитовом трахибазальте (проба Г-21-3).

По его периферии наблюдается тонкая (0.2 мм) реакционная кайма. Снято в отраженном свете с полированного штуфа на микроскопе «AxioLab»



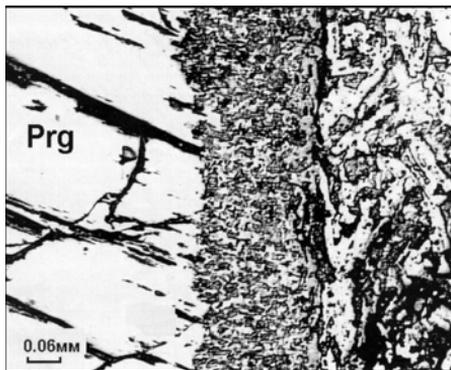


Рис. 6. Тонкозернистая полиминеральная кайма по периферии кристалла паргасита (проба Г-21-3).

Снято в отраженном свете с полированного штупфа на микроскопе «Ахиолаб»

вует тонкая (0.2 мм) с резкими границами очень тонкозернистая полиминеральная каемка. Слагающие ее индивиды имеют неправильную форму, нередко располагаясь перпендикулярно своим удлинением к границам каймы (рис. 6). Размеры поперечников зерен находятся в пределах 10—15 мкм. По энергодисперсионным спектрам, полученным на сканирующем микроскопе РЭММА-202м, было установлено, что основную массу зерен каймы примерно в равных соотношениях составляют пироксен и хлорит, меньшую роль играет альбит, калишпат и мусковит. Вероятно, присутствует и малокальциевый железо-магниевый амфибол. Эту предварительную качественную диагностику минералов частично удалось подтвердить исследованиями на микрозонде JXA-733 (табл. 1). Оказалось, что составы пироксена и плагиоклаза из каймы аналогичны составам авгита и альбита соответственно из вкрапленников в трахибазальте. Полиминеральный состав каймы, очень тонкозернистое ее строение, оплавленный облик кристаллов паргасита позволяют считать указанную кайму продуктом реакции между более ранними фенокристами паргасита и расплавом трахибазальтового состава. Подобные по строению и составу узкие реакционные каемки нами наблюдались и вокруг оплавленных фенокристаллов авгита в родственных трахибазальтам субвулканических телх чермакит-авгитовых трахиандезитов этого же комплекса. О высокой температуре расплава свидетельствуют значительное количество Al^{IV} в паргасите (2.06 ф.е.) и присутствие молекулы Чермака (8.8 %) в составе авгита.

Обсуждение результатов. Выводы

Приведенная выше совокупность данных подтверждает присутствие в трахибазальтах субвулканической фации фенокри-

сталлов паргасита. Они являются представителями серии высокоглиноземистых магнезиально-кальциевых амфиболов, куда входят и чермакиты. Последние довольно широко, как породообразующие минералы, распространены в биотитовых с авгитом и пижонитом трахиандезитах субвулканической фации того же чанчарского эффузивного комплекса, к которому принадлежат и паргаситовые трахибазальты. Все известные в других регионах мира находки высокоглиноземистых амфиболов в вулканических породах приурочены к областям развития островодужных комплексов [5, стр. 155; 10, 12, 13], либо к рифтовым структурам [9, 14], магма которых зарождалась при участии мантийного и корового вещества. Паргаситовые трахибазальты Южного Урала в этом смысле не исключение. Привлекает внимание уже сам необычный факт присутствия специфичных по составу амфиболов (высокие количества натрия, магния, кальция и алюминия), несущих явные признаки более раннего образования (оплавленные грани, реакционные каймы) в существенно калиевой породе, обедненной магнием и кальцием [3]. Это дает возможность предположить, что описываемые трахибазальты являются продуктом кристаллизации гибридной магмы, как это ранее [1] и предполагалось для пород чанчарского комплекса по сумме геохимических признаков. Наиболее ранними продуктами кристаллизации этого расплава явились крупные выделения авгита и плагиоклаза, росших синхронно с паргаситом. Об этом говорит отсутствие реакционных каемок между перечисленными минералами. Неравновесность состава минералов и текстурные особенности лав о. Мартиника, содержащих вкрапленники паргасита, эденита, пироксенов, оливинов и т. д., определенно указывают на гибридный характер породившей их магмы. Авторы описания [10] предполагают существование малоглубинных магматических камер дацитового расплава, которые периодически подпитывались базальтовой магмой. Периодичность процесса, непостоянство подпитки и постепенность дифференциации магмы в этих камерах явились главными факторами большого разнообразия состава продуктов излияний и их неравновесности. В других случаях проявления вулканических пород с паргаситом исследователи подчеркивают, что магматические камеры располагались либо в пределах земной коры [12], либо источники магмы находились в верхней мантии или в низах коры [14]. По всей вероятности, присутствие в вулканиках паргасита и чермакита может служить индикатором гибридного происхождения продуцировавшей их магмы, наличия в момент ее формирования достаточно мощной земной коры переходного типа.

Автор признателен своим коллегам по работе Н. И. Вализер и Е. В. Кориневскому за определения оптических свойств минералов и подготовку иллюстративного материала, а также член-корр. РАН С. П. Корииковскому за ценную информационную помощь.

Литература

1. Золотарев Б. П., Ильинская М. Н., Кориневский В. Г. Состав и геохимические особенности калиевой щелочной разновидности трахиандезито-базальтов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 1. С. 136—149.

2. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук: Пер. с англ. М.: Недра, 1997. 248 с.

3. Кориневский В. Г., Кориневская И. А. Породообразующие клинопироксены калиевых щелочных пород Казахского Урала // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 108—125.

4. Кориневский В. Г. Паргасит из Ильменских гор // Уральский минералогический сборник №8. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 83—94.

5. Минералы. Справочник. Т. 3. Вып. 3. М.: Наука, 1981. 398 с.

6. Номенклатура амфиболов: доклад Подкомитета по амфиболам комиссии по новым минералам и названиям международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) // Записки ВМО. 1997. № 6. С. 82—102.

7. Чуканов Н. В., Некрасов А. Н., Баженов А. Г., Пеков И. В., Брусницын А. И. Диагностика амфиболов по ИК-спектрам поглощения // Записки ВМО. 1998. № 1. С. 94—100.

8. Флейшер М., Уилкокс Р., Матцко Дж. Микроскопическое определение прозрачных минералов. Л.: Недра, 1987. 647 с.

9. Cominicharamonti P., Cundari A., Gomes C. B. and al. Potassic dyke swarm in the Sapucaí graben, Eastern Paraguay — petrographic, mineralogical and geochemical outlines // Lithos. 1992. V. 28. № 3—6. P. 283—301.

10. Gourgaud A., Gerbe M. C. Linear volcanism and repetitive magmatic supplying — the Burgos-Diamant system (Martinique, Lesser Antilles) // Bulletin de la Societe Geologique de France. 1991. V. 162. № 6. P. 1017—1027.

11. Mineral powder diffraction file. Data book. JCPDS, USA, 1986. 1396 p.

12. Mossman D. J., Coombs D. S., Kawachi J., Reay A. High-Mg arc-ancaramitic dykes, Greenhills complex, Southland New Zealand // Canadian mineralogist. 2000. V. 38. Part 1. P. 191—216.

13. Shiano P., Clocciatti R., Joron J. L. Melt and fluid inclusions in basalts and xenoliths from Tahaa-Island, Society archipelago — evidence for a metasomatized upper mantle // Earth and Planetary science letters. 1992. V. 3. № 1. P. 69—82.

14. Shaw C. S. J., Eyzaguirre J. Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the West Eifel volcanic field, Germany // Lithos. 2000. V. 50. № 1—3. P. 75—95.