

И. В. ЧЕРНЫХ, Г. О. ПИЛОЯН

УЭВЕЛЛИТ НА УРАНОВОМ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

(Представлено академиком Н. В. Беловым 2 II 1971)

Уэвеллит (ювеллит, вевеллит) — $(CaC_2O_4 \cdot H_2O)$ — относится к числу редких минералов. Немногочисленные находки его отмечались в угольных пластах, углистых сланцах, мергелях, аргиллитах, в основном, в участках обогащения этих пород органическим веществом (¹⁻⁸) и в единичных случаях в гидротермальных жилах (⁹). В гидротермальных урановых месторождениях уэвеллит установлен авторами впервые.

Месторождение, на котором обнаружен уэвеллит, относится к уран-молибденовой формации и залегает в эффузивно-осадочных породах J_3 , представленных андезито-базальтами, трахидацитами, конгломератами, алевролитами, андезитами и др. В пластах осадочных пород развиты линзы и прослойки органического вещества мощностью до 3—4 см.

Вся упомянутая толща слагает верхний структурный этаж, который залегает несогласно, через горизонт конгломератов, на фундаменте, сложенном каледонскими и герцинскими гранитами. Урановое оруденение развито в жилах, пересекающих всю слоистую толщу верхнего этажа и частью проникающих в граниты, а также в виде штокверковых зон, прослеживающихся в трахидацитах.

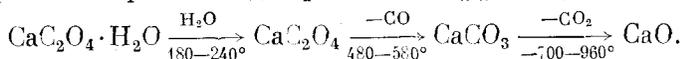
Минерализация в рудных телах обоих морфологических типов сформировалась в четыре стадии: 1) аргиллизации; 2) кварц-карбонат-сульфидная; 3) кварц-иордизит-настурановая; 4) кварц-хлорит-флюорит-кальцитовая.

Настуран на месторождении развит в виде двух генераций. Первая из них представлена вкрапленностью в измененных вмещающих породах, а вторая в виде прожилков.

Уэвеллит был обнаружен на глубине 320 м от поверхности, в кварц-флюорит-кальцитовых жилах и прожилках, рассекающих зоны вкрапленного настурана с пиритом, местами с образованием брекчии, сложенной обломками вмещающих пород, содержащих вкрапленный настуран (рис. 1). Обычно жилы и прожилки, содержащие в своем составе уэвеллит, имеют крустификационное строение. В зальбандах находятся оторочки зеленовато-серого сидерита мощностью до 2 мм, на которые парастают каемки гребенчатого кварца, мощностью в десятые доли миллиметра. Центральные части жил в одних случаях выполнены уэвеллитом в тесном сростании с кальцитом (Кц II) и крупнокристаллическим кальцитом розоватого цвета Кц I (рис. 2), в других — линзами уэвеллита с Кц II (рис. 1) мощностью 1,5—2 см, в отдельных случаях до 3—5 см и протяжением 10—12 см.

Уэвеллит был идентифицирован термографическим методом (см. рис. 3) и затем подтвержден данными химического и рентгеновского анализов.

Схема превращений уэвеллита в токе азота (температуры отвечают температурным интервалам эндотермических эффектов):



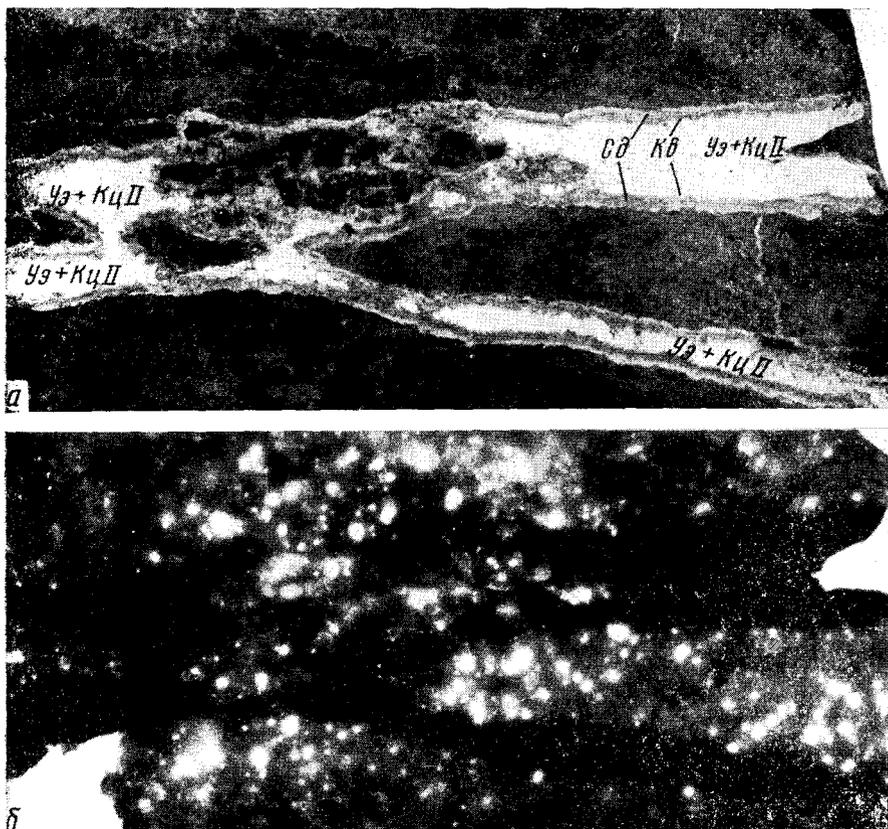


Рис. 1. Сидерит-кварц-кальцитовая жила с узеллитом, рассекающая зоны вкрапленного пастурана. *a* — фото образца в нат. вел.; *б* — радиография образца, экспозиция 3 суток. *Сд* — сидерит; *Кв* — кварц; *Уз* — узеллит, *Кц* — кальцит

На воздухе второй этап разложения $\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ осложняется побочной экзотермической реакцией $\text{CO} + \frac{1}{2}\text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2$, тепловой эффект которой значительно выше теплового эффекта эндотермической реакции разложения CaC_2O_4 на CaCO_3 и CO . По этой причине на кривой ДТА в интервале $420\text{--}450^\circ$ вместо эндотермического регистрируется экзотермический эффект (см. рис. 3б), что согласуется и с литературными данными (⁶).

Кривые ТГА позволяют рассчитать количество узеллита в исследуемом образце. Схема расчета такова: содержание узеллита определяется по количеству CO , выделившегося в интервале второго эндотермического (или экзотермического при записи на воздухе) эффекта. Зная содержание оксалата, можно рассчитать количество CO_2 и H_2O , которое должно выделиться при разложении узеллита. Расчет по кривым ТГА показывает, что образец состоит из узеллита и кальцита. Это подтверждается и данными химического анализа (табл. 1).

Рентгеновские данные также подтверждают сделанный нами вывод о механической смеси узеллита и кальцита (табл. 2).

Разделить механическую смесь на составляющие компоненты (узеллит и кальцит) не удалось.

По вопросу с генезисе узеллита высказано несколько точек зрения. Большинство исследователей связывают его образование с диagenетическими процессами, в результате которых образуется щавелевая кислота, которая, взаимодействуя с солями кальция, дает узеллит (¹⁻⁵).

Таблица 1

Данные химического * и термогравиметрического ** анализов (вес. %)

Окисел	Валовой состав		Состав по компонентам смеси				Состав увэллита		
	химич.	ТГА	увэллит		кальцит		теорет.	химич.	ТГА
			химич.	ТГА	химич.	ТГА			
CaO	44,30	43,6	26,50	26,4	17,80	17,5	38,36	38,64	38,4
CO ₂	34,77	33,7	20,80	20,7	13,97	13,7	30,30	30,33	30,2
CO	13,23	13,2	13,97	13,2			19,18	19,29	19,2
H ₂ O	8,03	9,5	8,04	8,5			12,33	11,73	12,3
Сумма	100,34	100,0	68,57	68,8	31,77	31,2	100	99,99	100,1

* Аналитик Д. Н. Князева.

** Среднее из 2 определений. Предельная абсолютная погрешность $\pm 1\%$.

Таблица 2

Данные рентгеновского анализа *

Обр. № 337/69		Увэллит (ASTM-16-379)		Кальцит (ASTM-5-0586)		Обр. № 337/69		Увэллит (ASTM-16-379)		Кальцит (ASTM-5-0586)	
I	d/n, А	I	d/n, А	I	d/n, А	I	d/n, А	I	d/n, А	I	d/n, А
2	6,50					5дв.	2,254	6	2,254		
8ш	5,83	100	5,93			2ш	2,205	6	2,210		
		30	5,79					2	2,130		
		2	4,74					2	2,089	18	2,09
		<1	4,64			6дв	2,066	14	2,075		
2	4,01	4	4,52					2	1,995		
2ш	3,84	6	3,78	12	3,86	2	1,982	10	1,978		
9	3,66	70	3,65					2	1,957		
1	3,50	2	3,41					10	1,950		
3ш	3,33	2	3,12					8	1,933		
		2	3,11			4ш.дв.	1,910	2	1,923	5	1,927
10	3,02	10	3,01	100	3,03			6	1,890		
4	2,96	45	2,966			4	1,866	4	1,859		
		10	2,915			1	1,840	6	1,846		
1	2,89	8	2,897					6	1,823		
2	2,82	10	2,840	3	2,84	1	1,181	4	1,813		
4	2,59	4	2,523			3	1,78	6	1,793		
7	2,488	18	2,494	14	2,49	4	1,735	6	1,737		
		4	2,447					2	1,704		
1	2,415	6	2,417					2	1,691		
		4	2,384			1дв	1,685	<1	1,683		
		30	2,355					<1	1,648		
8	2,34	12	2,347					2	1,639		
		<1	2,320			1	1,625	<1	1,621	4	1,626
		2	2,301			2	1,588	2	1,590	2	1,587
		8	2,263	18	2,28			2	1,580		

* Съемка на Fe-излучении, РКГ-86, d = 0,3 мм. Аналитик О. В. Кузьмина.

Унгеманс⁽⁶⁾ считает, что щавелевая кислота могла образоваться при процессах пневматолитиза, с участием летучих соединений углерода. При взаимодействии щавелевой кислоты и CaO в присутствии паров воды образовывался увэллит.

В изученном месторождении можно предположить, что увэллит образовался за счет взаимодействия CaCO₃ с гидротермальными растворами, содержащими оксалат-ион. Последний мог образоваться при воздействии тех же растворов на органическое вещество, содержащееся в прослоях конгломератов, подстилающих эффузивные породы. Однако такое объяснение не является единственным. Для более обоснованных представлений о проис-

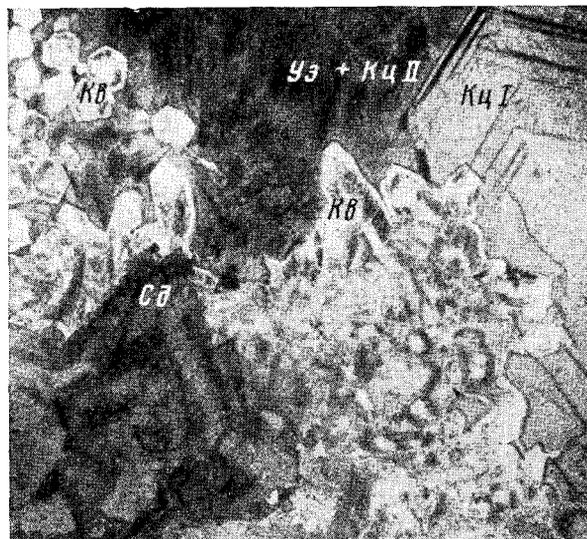


Рис. 2. Узеллит с кальцитом II ($Уз + Кц II$) и кальцит I ($Кц I$), цементарующие зерна ребенчатого кварца ($Кв$), парастающего на зерна сидерита ($Сд$). Прозрачный шлиф. 20 \times . Ник. ||

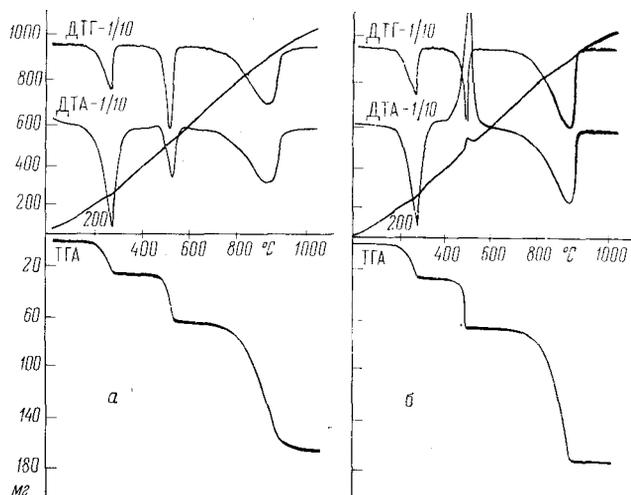


Рис. 3. Термогравиметрические кривые узеллита в токе азота (*а*) и на воздухе (*б*). Эталон — Al_2O_3 . Скорость нагрева 10 град/мин. Навески: *а* — 299 и *б* — 300 мг

хождении узеллита необходимо дальнейшее тщательное геологическое и физико-химическое изучение условий его образования.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Академии наук СССР
Москва

Поступило
7 XII 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ F. Slavik, Ceska Akad., 17, № 38 (1908). ² Н. Б. Вассоевич, Н. К. Разумовский, Зап. Всероссийск. мин. общ., 57, № 2, 275 (1928). ³ Н. А. Орлов, В. А. Успенский, Минералогия каолинитов, Изд. АН СССР, 1936. ⁴ В. А. Калужный, ДАН, 59, № 9 (1948). ⁵ W. T. Peto, J. H. Kerr, Am. Mineral., 39, № 3-4, 208 (1954). ⁶ F. Lippman, Geol. Rund., 43, № 2, 475 (1955). ⁷ A. J. Gude, E. J. Young et al., Am. Mineral., 45, № 11-12, 1257 (1960). ⁸ P. B. Leavens, Am. Mineral., 53, № 3-4, 455 (1968). ⁹ M. H. Ungemach, Bull. Soc. Min. France, 32, 20 (1909).

УДК 552.11+552.16+552.321(267)+552.325+
+552.48+550.422

ПЕТРОГРАФИЯ

Ю. А. БОГДАНОВ, В. В. ПЛОШКО

ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ВПАДИНЫ РОМАНШ (АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН)

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 29 VI 1970)

Впадина Романш находится в центральной части Атлантического океана, в районе экватора, где подводный Срединно-Атлантический хребет делает резкий S-образный изгиб. Она представляет собой глубокое ущелье с крутыми, иногда отвесными стенками, связанное с одним из широтных разломов, пересекающих срединный хребет. Во время 1-го рейса научно-исследовательского судна «Академик Курчатов» в поябре 1966 — феврале 1967 гг. различными грунтовыми приборами со дна впадины были подняты пробы донных осадков, в составе которых в большом количестве присутствовал грубообломочный материал. Значительную его часть составляли гипербазиты, базиты и их метаморфизованные разности⁽¹⁾. Интересны переходные типы пород между гипербазитами и базитами (троктолиты и др.), а также интрузивно-эффузивные разности габброидов. Описываемый здесь троктолит в океанах встречен впервые.

Гипербазиты в настоящее время изучены наиболее детально^(2, 3). Характерно при этом следующее: а) принадлежность гипербазитов к ряду полевошпатового лерцолита — гарцбургита с отсутствием бесполевошпатовых разностей; б) наличие полевошпатовых пироксенитов, связывающих гипербазиты с габброидами; в) тенденция к обогащению перидотитов ромбическим или моноклинным пироксенами с появлением разностей, переходных к пироксениту; г) повышенное содержание в гипербазитах плагиоклаза (до 15%) и его относительно кислый состав (№ 55—75, редко № 85), близкий составу плагиоклаза в габброидах; д) наличие в гипербазитах микроучастков, по структуре напоминающих оливниное габбро; е) появление среди гипербазитов разностей, переходных к габброидам (троктолит).

В отличие от троктолитов — производных базитовой магмы, троктолит Романша генетически связан с ультраосновной магмой, о чем свидетельствует тождество свойств главных породообразующих минералов и характер их вторичных изменений в троктолите и гипербазитах, а также химизм этих пород.

Троктолит — горная порода, по структуре и минеральному составу аналогичная микроучасткам гипербазитов, напоминающим оливниное габбро (структура аллотриоморфная, местами петельчатая, как у серпентинитов; минеральный состав (об.%) плагиоклаз 67, оливин 34, рудные минералы 2). Характерно неравномерное распределение минералов по породе; участки с петельчатой структурой ничем не отличаются от серпентинизированных гипербазитов.

Бесцветный оливин образует агрегаты мелких (1 мм) зерен, чаще составляющих ядра в петлях серпентина. Судя по оптическим свойствам ($2V = \pm 85-90$, $n_g - n_p = 0,036$), он беден фаялитовым компонентом и соответствует оливину гипербазитов. Плагиоклаз — лабрадор № 65—70 с $2V = +65-75^\circ$ нередко полисинтетически сдвойникован по альбит-эстерельскому или карлсбадскому закону. Аналогично плагиоклазу из гипербазитов⁽⁴⁾, плагиоклаз в троктолите одновременно с серпентинизацией оли-

вина претерпевает изменения с развитием по трещинам минерала группы каолинит-монтмориллонита, что не отмечалось в габброидах. Рудные минералы находятся в ассоциации с плагиоклазом и представлены бурым, зеленовато- или светло-бурым хромпикотитом и темно-бурым, почти непрозрачным хромитом.

Габброиды впадины Романш представлены типами пород, широко распространенными на материках (нормальным и оливковым габбро, габбро-норитами, их амфиболитизированными разновидностями, микрогаббро-норитами, габбро-диабазами и диабазами), и по характеризующим их особенностям относятся к нормальным изверженным горным породам. Доминирующими среди них являются габбро и габбро-нориты. Ассоциации минералов, слагающих габброиды и их метаморфизованные разновидности, аналогичны минеральным ассоциациям интрузивных базитов континентов. Интенсивная постмагматическая амфиболитизация габброидов, синхронная динамометаморфическим процессам, свидетельствует о большой насыщенности материнской магмы флюидами. Относительно быстрая кристаллизация краевых фаций интрузии базитов, вероятно, препятствовала выделению этих флюидов из центральных участков, что и обусловило появление амфиболитизированных габброидов и габбро-амфиболитов.

Типы габброидов, переходные к гинербазитам (амфиболитизированные меланократовые нориты), — зеленовато-серые гнейсовидные породы аллотриофиозернистой структуры. Они состоят (об. %) из плагиоклаза (42,5), пироксена (16,2), амфибола (37,1), хлорита (2,4) и рудных минералов (1,8). Наиболее ранний минерал — ромбический пироксен ($2V$ от -60 до -80°). Спайность четкая, преобладают зерна с $CN_g > 0^\circ$. Пироксен замещается хлоритом (пеннином или делесситом), обыкновенной роговой обманкой (бурой, зеленовато-бурой или зеленой) с $2V$ от -80 до -85° , $CN_g = 15-25^\circ$, и актинолитом ($2V = -82^\circ$, $CN_g = 17^\circ$). Лейкократовая часть описываемых норитов представлена лабрадор-битовнитом № 70—80 с $2V$ от -65 до -85° . Двойникование плагиоклаза простое и полисинтетическое по карлсбадскому, манебахскому или альбитовому закону. Взаимоотношения рудных минералов (ильменита и титаномагнетита) аналогичны ранее описанным для габбро-амфиболитов (6).

Очень интересна интрузивно-эффузивная разновидность габброидов, по нашему мнению, представляющая собой краевую фацию интрузива. Внешне это темно-серая, местами черная неравномерно-зернистая порода со следами полосчатости, очевидно обусловленной движениями в магме при ее кристаллизации. Минеральный состав этой породы (об. %): плагиоклаз во вкрапленниках (11,5), пироксен (22), хлорит (1,5), ильменит и титаномагнетит (12,5), плагиоклаз основной массы (50)*. Характерно наличие участков с различными структурами (габбровая, микрогаббровая, сидеритовая с размером зерен 0,3—1 мм и порфировая структура с полнокристаллической, иногда микропанидоморфнозернистой структурой основной массы). Вкрапленники, помимо плагиоклаза (лабрадора), представлены ромбическим ($2V$ от -75 до -80°) и моноклинным ($2V = 48-65^\circ$) пироксеном.

Микрогаббро-нориты по структуре, минеральному и химическому составу тождественны габбро-норитам и, очевидно, являются жильными дериватами основной интрузии. Вероятнее всего, и габбро-диабазы следует связывать с заключительной фазой внедрения этой интрузии. Часть диабазов, возможно, являются корнями более молодых базальтоидных излияний.

Как видно из табл. 1, с уменьшением MgO в ряду перидотиты — пироксениты — переходные типы — габброиды увеличивается содержание Al_2O_3 , CaO , Na_2O и SiO_2 , что, вероятно, является характерной чертой эволюции магматического расплава. По содержанию TiO_2 , MnO , V_2O_5 , P , Cl

* 18% плагиоклаза основной массы содержат примесь рудного (пылеобразного) минерала.

Химический состав главных типов гипербазитов и габброидов
впадины Романш (вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	43,82	43,42	45,35	46,24	42,23	45,61	49,39	51,75	47,28
TiO ₂	0,10	1,07	0,22	0,40	0,67	0,08	1,41	0,49	3,40
Al ₂ O ₃	3,32	4,57	4,73	8,71	9,99	18,94	12,96	16,83	13,72
Cr ₂ O ₃	—	0,20	0,56	—	0,19	0,18	0,04	0,04	—
Fe ₂ O ₃	1,53	2,57	4,18	2,63	3,43	2,58	3,64	2,03	7,58
FeO	6,50	7,98	3,83	4,22	4,72	1,44	6,10	5,20	9,03
NiO	—	—	0,19	—	0,07	0,08	0,03	0,04	—
MnO	0,41	0,46	0,44	0,40	0,17	0,08	0,17	0,15	0,24
MgO	41,20	32,78	29,82	26,66	20,15	14,55	9,43	7,72	6,25
CaO	1,16	4,05	4,48	8,44	6,66	6,28	12,41	10,91	8,00
Na ₂ O	0,30	0,98	0,52	0,82	1,83	3,14	2,75	3,39	2,60
K ₂ O	0,10	0,16	0,08	Не обн.	0,15	0,18	0,05	0,14	0,22
P ₂ O ₅	0,05	—	—	0,09	0,04	0,06	0,07	0,09	0,09
V ₂ O ₅	—	0,04	0,03	—	0,05	0,03	0,08	0,04	—
CO ₂	—	0,17	Сл.	0,45	0,35	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,03
Cl	—	0,22	0,32	—	0,29	Сл.	»	Сл.	—
F	—	Не обн.	обнаружено	—	0,02	Не обн.	»	Не обн.	—
H ₂ O ⁻	} 2,19	0,29	} 1,79	} 1,79	2,68	2,37	0,32	0,03	} 1,01
H ₂ O ⁺		1,62			5,08	6,38	4,70	1,18	
Сумма	100,38	100,28	100,82	100,55	100,07	100,30	100,04	99,70	99,45
—O=(F, Cl) ₂	—	0,05	0,07	—	0,06	—	—	—	—
	—	100,23	100,75	—	100,01	—	—	—	—

Примечание. 1 — полевошпатовый гарбургит; 2 — полевошпатовый перцонит; 3 — гипербазит промежуточного (между перцонитом и вебстеритом) состава; 4 — полевошпатовый пироксенит (?); 5 — амфиболлизированный меланократовый норит; 6 — троктолит; 7 — оливиновое габбро; 8 — габбро-норит (аналитик Д. Н. Князева, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР); 9 — интрузивно-эффузивный габброид краевой фации (аналитики Н. М. Еремеева, А. В. Мельник, Л. В. Королева, лаборатория геологии Атлантики Атлантического отделения Института океанологии СССР).

Таблица 2

Содержание микроэлементов в главных типах гипербазитов
и габброидов впадины Романш (10⁻³ %) *

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Кларки **	
										I	II
Sc	0,5	0,8	0,8	1	2	0,7	2	1,5	0,7	0,5	2,4
Pb	3	2	5	30	2	1	2	2	2	0,01	0,8
Sn	0,7	1	0,5	0,5	0,8	0,7	0,5	0,2	0,2	0,05	0,15
Nb	2	2	1	1	2	1	2	1	1	0,1	2
Ga	0,3	—	0,5	0,6	1	0,7	1,5	1,5	1,5	0,2	1,8
Mo	0,1	0,1	0,15	0,2	0,15	0,1	0,15	0,15	0,1	0,02	0,14
Li	—	0,8	1	1	2	3	1	0,5	0,5	0,05	1,5
Cu	2	3	5	10	10	5	5	8	10	2	10
Zn	20	10	20	100	7	8	10	10	15	3	13
Co	20	30	20	15	10	7	8	6	3	20	4,5
Zr	8	5	10	20	10	5	20	15	15	3	10
Sr	1	7	5	20	10	50	30	30	30	1	44
Ba	7	10	2	20	3	20	5	5	3	0,1	30
La	—	—	—	—	—	—	5	—	—	0	2,7
Y	—	—	—	3	3	2	—	—	—	0	2
B	5	3	8	0,5	4	6	0,8	0,4	0,4	0,1	0,5

* По данным приближенно-количественного спектрального анализа (аналитик Р. В. Корман, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР); номера анализов соответствуют таковым в табл. 1.

** По А. П. Виноградову: I — в ультраосновных, II — в основных породах.

гипербазиты и базиты близки между собой, причем, как и в гипербазитах⁽⁵⁾, в габброидах Романша С1 содержится в повышенном, а Мп — в пониженном количестве по сравнению с кларками⁽²⁾. Характерно, что содержание SiO_2 в переходных типах пород близко содержанию этого компонента в гипербазитах. Распределение элементов-примесей в габброидах в основном близко распределению их в гипербазитах (табл. 2), причем некоторые разновидности отличаются заметно повышенным содержанием Рb, Nb и других элементов по сравнению с кларками⁽²⁾. Величины отношений Cr : Ni : Со в гипербазитах (1 : 0,7 : 0,1) и габброидах (1 : 0,7 : 0,3) практически равны, что указывает на генетическую связь этих пород. Об этом свидетельствуют также многие другие петро- и геохимические признаки⁽⁵⁾.

Все вышесказанное, на наш взгляд, является доказательством того, что изученные габброиды и гипербазиты комагматичны, связаны с единой, очень сложной, близкой к основной по составу, магмой и образовались в результате ее глубинной дифференциации. В глубоководной впадине Романша, таким образом, распространена естественная ассоциация горных пород, близкая габбро-пироксенит-дунитовой формации материков.

Следует отметить, однако, что, как и гипербазиты Уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации⁽³⁾, гипербазиты Романша по ряду признаков (текстурные и структурные особенности, минеральный состав, постмагматические изменения и др.) более близки к ультраосновным породам гипербазитовой (альпийской) формации, чем к соответствующим породам сложно дифференцированных плутонов платформенных областей (типа Мончегского, Воронежского или Сёдберри). Как известно⁽³⁾, в некоторых конкретных формациях наиболее ранние или наиболее поздние продукты интрузивных фаз отсутствуют. Во впадине Романша дуниты не были обнаружены, и гипербазиты, помимо пироксенитов, представлены перидотитами. Подобные ассоциации (например, габбро-пироксенитовую) Ю. А. Кузнецов⁽³⁾ предлагает выделить в качестве субформации габбро-пироксенит-дунитового формационного типа. С нашей точки зрения, в Романше габбро-перидотитовую ассоциацию пород следует относить к самостоятельной конкретной формации.

Следовательно, вышеприведенные факты свидетельствуют о том, что в океанах, помимо ассоциации пород, близкой к гипербазитовой (альпийской) формации континентов, существует ассоциация изверженных пород, близкая к габбро-пироксенит-дунитовой (габбро-перидотитовой) формации. Более того, возможно присутствие в океанах еще одной формации ультраосновных пород, обычно свойственной платформенным областям континентов. Такими породами могут оказаться гипербазиты о. Сан-Паулу, расположенного в пределах Срединно-Атлантического хребта, в 1200 км к западу от впадины Романша. Это предположение основано на существовании здесь определенной ассоциации горных пород, свойственной базальтоидно-ультраосновным комплексам и карбонатитам, что отмечалось нами ранее⁽⁵⁾.

Поступило
23 VI 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Ю. А. Богданов, В. В. Плошко, ДАН, 177, № 4 (1967). ² А. П. Виноградов, Геохимия, № 7 (1962). ³ Ю. А. Кузнецов, Главные типы магматических формаций, 1964. ⁴ В. В. Плошко, Ю. А. Богданов, Изв. АН СССР, сер. геол., № 12 (1968). ⁵ В. В. Плошко, Ю. А. Богданов и др., Океанология, 9, в. 5 (1969). ⁶ В. В. Плошко, Ю. А. Богданов, Д. Н. Князева, ДАН, 192, № 3 (1970).