

with assemblages observed in many chromitites hosted in the mantle section of ophiolites, although the strong alteration of the host ultramafic rock at Santa Elena does allow conclusive considerations. Similarly to other ophiolites, Cr-rich and Al-rich chromitites occur within the same ultramafic block. The case of Santa Elena, however, is unusual since chromitites with chromiferous, aluminous and intermediate compositions occur in close vicinity (sometimes less than 100 m) forming a continuous trend between the two end members. The significance of this feature is so far under study.

The University Centrum for Applied Geosciences (UCAG) is thanked for the access to the E.F. Stumpfl electron microprobe laboratory. Many thanks to H. Muehlhans for the sample preparation. We are grateful to R. Blanco and the staff of the National Park of Santa Rosa for their help during the field work.

REFERENCES

1. *Irvine T.N.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory // Canadian Journal of Earth Sciences. 1965. N 2. P. 648-672.
2. *Irvine T.N.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part II. Petrological Application // Canadian Journal of Earth Sciences. 1967. N 4. P. 71-103.
3. *Jager-Contreras G.* Geologia de las mineralizaciones de cromita al Este de la Peninsula de Santa Elena, Provincia de Guanacaste, Costa Rica. Ph.D. Thesis University of Costa Rica, San Jose, Costa Rica. 1977. 113-132. [In Spanish].
4. *Kuipjers E.P., Jager G.* Mineralizaciones de cromita en la Peninsula de Santa Elena, Costa Rica // Ciencia Tecnica. 1979. N 3. P. 99-108.
5. *Tournon J.* The Santa Elena Peninsula: an ophiolitic nappe and a sedimentary volcanic relative autochthonous // Profil. 1994. N 7. P. 87-96.
6. *Gazel E., Denyer P., Baumgartner P.O.* Magmatic and geotectonic significance of Santa Elena Peninsula, Costa Rica. // Geologica Acta. 2006. N 4. P. 193-202.
7. *Baumgartner P.O., Denyer P.* Evidence for Middle Cretaceous accretion at Santa Elena Peninsula (Santa Rosa Accretionary complex), Costa Rica // Geologica Acta. 2006. N 4. P. 179-191.
8. *Zaccarini F., Proenza A.J., Ortega-Gutierrez F., Garuti G.* Platinum group minerals in ophiolitic chromitites from Tehuiztingo (Acatlan complex, southern Mexico): implications for post-magmatic modification // Mineralogy and Petrology. 2005. V. 84. P. 147-168.

ХРОМ В АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ АЗЕРБАЙДЖАНА

Абдуллаев З.Б.

*Институт геологии НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан
e-mail: zakir_garaca@mail.az*

CHROME IN ALPINETYPE ULTRABASITES OF AZERBAIJAN

Abdullayev Z.B.

*Institute of Geology ANAS, Baku, Azerbaijan
e-mail: zakir_garaca@mail.az*

On the basis of sufficient amount of chemical-analytical material the peculiarities of chrome distribution are studied in the main types, kinds and rock-forming minerals of the Lesser Caucasus ultrabasites. Its balance calculation on minerals shows that it initially is prone to form mineralization during differentiation period of primary substratum and in further it is dispersed as accessory chrome-spinelid. At next stage chrome isomorphically substitute principal components in rock-forming minerals.

Типичный литофильный элемент – хром характерный представитель гольдшмитовского геохимического семейства элементов железа, являющихся когерентными компонентами гипер-

Таблица 1

Статистические параметры распределения окиси хрома в главных видах, их разновидностях и породообразующих минералах гипербазитов Малого Кавказа, в %

Порода	Количество проб	Xmin - Xmax	\bar{X}	S	V, %
Дуниты	75	0,28 - 0,83	0,46	0,13	29,2
Пироксеновые дуниты	45	0,11 - 0,46	0,28	0,08	29,3
Перидотиты	150	0,10 - 0,36	0,25	0,08	33,1
Оливиновые пироксениты	36	0,19 - 0,34	0,32	0,03	12,0
Пироксениты	43	0,20 - 0,55	0,33	0,07	24,5
Гарцбургиты	79	0,10 - 0,40	0,21	0,06	30,3
Лерцолиты	45	0,14 - 0,56	0,29	0,09	33,8
Верлиты	26	0,22 - 0,36	0,31	0,03	9,6
Энстатиты	14	0,20 - 0,29	0,24	0,08	30,3
Вебстериты	17	0,30 - 0,35	0,33	0,07	25,0
Диопсидиты	12	0,35 - 0,55	0,42	0,11	29,1
Оливин	22	0,04 - 0,23	0,11	0,09	28,2
Энстатит	16	0,07 - 0,50	0,24	0,07	22,6
Диопсид	17	0,17 - 0,57	0,37	0,07	18,7
Серпентин	20	0,04 - 0,22	0,12	0,06	24,5

базитов геосинклинальных областей. Имея переменные валентности, в природе встречается в различных формах. Хотя известно более 25-ти хромсодержащих минералов, он в основном концентрирован в девяти видах хромшпинелидов, которые в геологической литературе объединяются под общим наименованием «хромиты».

В пределах Азербайджанской части Малого Кавказа, где широко распространены альпийские гипербазиты, представленные всеми видами и разновидностями, первые сведения о хромитовом оруденении появились в тридцатых годах прошлого века. В дальнейшем широкий круг вопросов об этих проявлениях был освещен в трудах многих исследователей [2, 3, 4, 5].

О закономерностях же распространения хрома в рудовмещающих породах сведения весьма скудные. Наряду с другими членами элементов группы железа, нами в течение многих лет проводятся исследования [1], короткие сведения о которых приводятся в настоящем изложении. Как известно, для эффективных поисков полезных ископаемых, связанных с ультрабазитами, необходимо первоначально уточнение генетической принадлежности самих рудовмещающих пород. По общепринятой пиролитовой концепции в ходе выплавления вещества верхней мантии (пиролит) происходит разделение легкоплавкого базальтового составляющего от тугоплавкого остатка, по составу отвечающему гипербазиту, что способствует и разделению соответствующих химических элементов, где главную роль играют их кристаллохимические особенности. Составляя основу оливина и ортопироксена, магний аккумулирует родственные себе элементы (никель и кобальт) и вытесняет другие (скандий, титан, ванадий) в базальтовую составляющую, более обогащенную железом и алюминием.

Анализируя многочисленные сведения о генезисе хромитовых месторождений различных регионов, можно прийти к заключению о том, что большинство исследователей придерживаются мнения о склонности хрома концентрироваться в более магнезиальных видах ультрабазитов. Одна-ко, причиной этому является не близость в характере этих элементов, а способность хрома первоначально индивидуализироваться в виде собственного минерала под общим названием – хромита.

Анализ данных, изложенных в многочисленных публикациях, позволяет сделать вывод о том, что становление гипербазитовых массивов происходит в течение нескольких этапов, каждому из которых приурочиваются соответствующие хромитовые оруденения, и что по этой причине они находятся на различных гипсометрических уровнях. Поскольку мобилизация рудообразующих хромшпинелидов обычно контролируется петрографическим составом рудовмещающих пород, и верхние горизонты всегда более «кислые», чем нижние, высококачественные и

крупные оруденения, разумеется, ожидаются в пределах последних. При этом локализация хромитовых минерализаций зависит не только от гравитационной дифференциации кристаллических зерен хромшпинелидов и оливина, но и состояния тектонической обстановки региона и т. д. Этим и устанавливается различие в морфологическом состоянии рудных тел, определяющем их генетические типы. В зонах сочленения региональных структур и размещаются максимально хромитоносные гипербазитовые тела, а мелкие и малохромитоносные – внутри таких структур.

Основываясь на петролого-геохимические характеристики рудовмещающих пород и, учитывая состав парагенетических групп минералов ассоциирующих с хромшпинелидами, М.А. Кашкай предложил три генетических типа хромитовых оруденений в пределах офиолитовой ассоциации Малого Кавказа: магматический – в виде вкрапленников, встречающийся среди шпировых дунитов; метасоматический – связанный с процессом серпентинизации перидотитов и гидротермальный тип – в виде мелких прожилков и скоплений, не имеющий особого распространения. Позже этот вопрос детально расследован В.М. Баба-Заде, Р.С. Малютиним; С.М. Сулеймановым, В.М. Баба-Заде. Рудные образования, учитывая условия их залегания и морфологию, минеральный состав, текстуру и структуру, а также сравнивая с вмещающими породами время формирования хромитовых месторождений и рудопроявлений, разделяются на следующие генетические группы: сегрегационные, вкрапленные и массивные руды, приуроченные к самостоятельным дунитовым массивам, имеющие с вмещающими породами резкие границы, по времени наиболее ранние; гистеромагматические, образованные в более позднее время и сложенные вкрапленными нодулярными и массивными рудами. Они размещаются либо в линзообразных дунитовых шлирах, либо (частично) среди серпентинизированных перидотитов. Как следует из вышеизложенного, морфология и состав рудных тел в значительной степени зависят от петрографического состава вмещающих их пород. Увеличение магнезиальности пород способствует понижению значения их железистости, создается благоприятное условие образования высококачественной молекулы хромшпинелидов.

Таблица 2

Баланс распределения окиси хрома в разнотипных гипербазитах

№№ п.п.	Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание элемента в минерале, %	Доля элемента в породе, %	% элемента на долю минерала	Содержание элемента в породе, %
Пироксенный дунит	Оливин	50,0	0,17	0,085	38,6	
	Энстатит	5,6	0,25	0,014	6,4	
	Диопсид	14,4	0,34	0,049	22,3	
	Серпентин	27,6	0,09	0,025	11,4	
		97,6		0,173	78,7	0,22
Гарлбургит	Оливин	47,6	0,16	0,062	23,8	
	Энстатит	31,1	0,42	0,131	50,4	
	Диопсид	5,3	0,32	0,016	6,2	
	Серпентин	11,4	0,13	0,015	5,8	
		95,4		0,224	86,2	0,26
Лердолит	Оливин	29,1	0,12	0,034	13,1	
	Энстатит	24,8	0,26	0,065	24,8	
	Диопсид	25,6	0,30	0,079	30,0	
	Серпентин	15,9	0,16	0,026	10,0	
		95,4		0,204	77,9	0,26
Верлит	Оливин	27,4	0,10	0,027	12,3	
	Энстатит	8,0	0,10	0,008	3,6	
	Диопсид	46,8	0,34	0,159	72,4	
	Серпентин	14,5	0,10	0,015	6,9	
		96,7		0,209	95,2	0,22

Примечание: недостающее количество хрома в расчете приходится на долю акцессорного хромшпинелида, количество которого не поддается определению.

Как следует из представленной таблицы (табл. 1), в главных типах, а также их разновидностях хром распределен весьма неравномерно. Дунитам свойственно наиболее высокое содержание. Неравномерное распределение в дунитах акцессорной вкрапленности хромшпинелида – основного его концентратора, является причиной относительно больших колебаний в содержаниях хрома (0,28-0,83 %). В перидотитах же содержится малое количество хрома – в среднем 0,26 %. В этом отношении пироксениты почти не отличаются от перидотитов. Разновидности гипербазитов также отличаются по содержанию хрома. Повышенное содержание характерно для верлитов, а для гарцбургитов – меньшее его количество. Подобная картина в распределении хрома наблюдается и в пироксенитах – по степени убывания магнезиальности пород фиксируется его увеличение. Хром имеет четко выраженную корреляционную связь с железом и отрицательную с магнием. Все породообразующие минералы гипербазитов содержат в том или ином количестве хром. Максимальное его количество приходится на долю моноклинного пироксена, а минимальное – на оливин.

Баланс распределения хрома в перидотитах (табл. 2) показывает, что минералом концентратором его в верлитах является диопсид, на долю которого приходится более 70 % от общего количества. В гарцбургитах и лерцолитах он почти распределен равномерно и, самое главное, на долю породообразующих минералов приходится равное количество с акцессорными хромшпинелидами. В пироксеновых дунитах же в роли носителя выступает оливин, а концентратора тот же диопсид и хромшпинелид. Отсюда следует вывод о двояком поведении хрома в гипербазитах. С одной стороны, он индивидуализируется в виде собственного минерала – хромита и выделяется в дунитах рудной фазы или же в форме акцессорного хромшпинелида распространяется в перидотитах, а с другой, с усложнением химического состава породообразующих темноцветных минералов рассеивается в них, изоморфно замещая главные компоненты.

Акцессорные хромшпинелиды являются постоянными примесными и главными типоморфными минералами во всех видах ультрабазитов, имея количественное взаимоотношение. Они максимально, не превышая 3% объема, обнаружены в дунитах. А в гарцбургитах и лерцолитах в еще меньшем количестве. Их состав прекрасно коррелируется с составом вмещающих пород. Наиболее заметным является уменьшение хрома в минерале с убыванием основности породы. В этом же направлении увеличивается количество глинозема. В результате серпентинизации хромшпинелиды частично замещаются магнетитом.

Нами проводились сопоставления хромитоносных и нехромитоносных массивов по петрохимическим и геохимическим параметрам. Оказалось что, если в нехромитоносных массивах распределение большинства породообразующих окислов подчиняется нормальному закону, то в хромитоносных такие окислы, как Al_2O_3 , CaO, Na_2O , K_2O имеют логнормальный вид распространения. В хромитоносных массивах коэффициент основности превышает число девять, увеличиваясь с глубиной залегания. Определяется прямая корреляционная связь между концентрацией хрома и интенсивностью окисления железа. Распределение хрома отклоняется от нормального вида, значения дисперсии и коэффициента вариации намного завышены. Никель-кобальтовое отношение повышается до тридцати, характерно также высокие значения хром-ванадиевого и хром-титанового отношений. Баланс распределения хрома в породе показывает, что более 60 % его количества концентрируется в виде хромшпинелидов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев З.Б., Гусейнова С.Ф. Геохимия гипербазитов Малого Кавказа. Баку: Элм, 1987. 170 с.
2. Баба-Заде В.М., Малютин Р.С. О вещественном составе хромитовых руд офиолитовой формации Малого Кавказа (Азерб. ССР) // Уч. зап. АГУ, сер. геол.-геогр. наук. 1966. № 5. С.21-28.
3. Кашикай М.А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Баку: Аз.ФАН СССР, 1947. 340 с.
4. Малютин Р.С. Хромитоносность ультраосновных массивов офиолитовой формации Азербайджана // Изв. АН СССР, сер. геол. 1967. №3. С. 28-40.
5. Сулейманов С.М., Баба-Заде В.М. Геологические условия и размещения хромитового оруденения в офиолитовой формации Малого Кавказа. Баку: Азернешр, 1967. 180 с.