

Области устойчивости главных самородных и сульфидных фаз, включая платину и платиноиды, на диаграмме соотношений логарифма летучести серы и температуры. Здесь же приводятся данные по зависимости содержания FeS (мол.%) в сфалерите в равновесии с пиритом и пирротинном [1]. Положение линий перехода самородных и сульфидных форм для платины и платиноидов приводится по В.В.Дистлеру, 1986 [5]. Линии А, В, С и Д определяют условия перехода от железа к пирротину, от пирротина к пириту, от пирита к сере и от халькопирита к борниту и пириту

образования, причем источником меди может быть региональный процесс серпентинизации дунитов, а цинк изначально мог содержаться в кристаллической решетке хромшпинелидов [4] и выноситься оттуда при процессах их метаморфизма.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бартон П.Б., Тулмин П. Экспериментальные исследования реакции халькопирит + сера = пирит + борнит при температуре от 350 до 500°C. Фазовые отношения сфалерита в системе Fe-Zn-S // Термодинамика постмагматических процессов. - М.: Мир, 1968. - С.230-289.
2. Бегизов В.Д., Завьялов Е.Н. Платина // Минералогия Урала. - Свердловск: УрО АН СССР, 1990. - 390 с.
3. Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. - М., 1935. - 148 с.
4. Бетехтин А.Г., Кашин С.А. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Южном Урале // Хромиты СССР, т.1. - М-Л.: Изд. АН СССР, 1937. - С. 157-246.
5. Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.П. Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпинотипных гипербазитах // Геология рудных месторождений. - 1968. - 28, №5. - С.16-23.
6. Малахов И.А., Савохин И.В., Сычева Г.А. О генезисе платинового оруденения в зональных массивах Платиноносного пояса Урала (на примере Нижнетагильского массива) // Известия Уральского горного института. Сер.: Геология и геофизика. - Вып.2. - Екатеринбург: УГИ, 1993. - С.104-115.
7. Рудашевский Н.С., Жданов В.В. Петрогенезис в платиноносных ультрамафитах // Записки Всесоюзного минералогического общества. - 1983. - Вып.4. - С.398-411.
8. Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. - М.: Недра, 1975. - 248 с.
9. Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Соболева Л.Н. Минералы благородных металлов. - М.: Недра, 1986. - 272 с.
10. Kullerud G. The FeS-ZnS system, a geological thermometer. Norsk. Geol. Tidsskr., 32, 1953, p.61-147.

УДК 552.321 /470.5/

О.К. Иванов

СТРУКТУРА И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ СВЕТЛОБОРСКОГО ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВОГО МАССИВА В ПЛАТИНОНОСНОМ ПОЯСЕ УРАЛА

Светлоборский дунит-пироксенит-дунитовый массив находится в Нижнетуринском районе Свердловской области в 3 км к югу от пос.Косья, непосредственно к западу от горы Качканар в пределах Платиноносного пояса Урала (рис.1). Хотя по составу и строению массив близок к классическому представителю формации концентрически-зональных (КЗУМ) пироксенит-дунитовых массивов - Нижнетагильскому массиву, он вызывает интерес некоторыми петрологическими особенностями, не известными в других объектах этой формации: прежде всего аномально высокой платиноносностью, связанной с

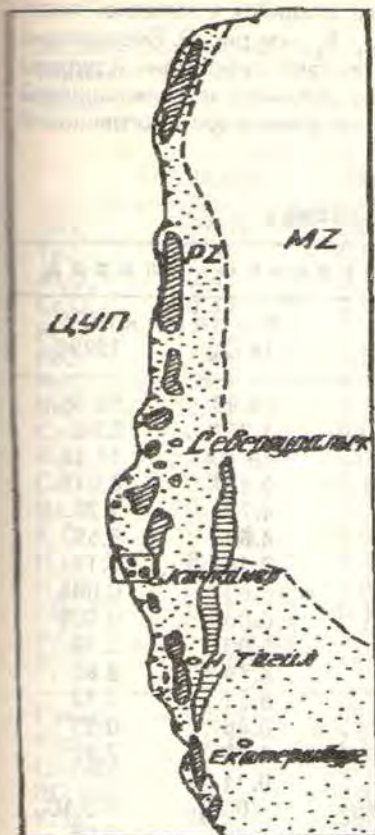


Рис.1. Схема положения Качканарского комплекса в Платиноносном поясе Урала. Условные обозначения: крап - палеозойская Уральская эвгеосинклиналь (PZ), косая штриховка - габбро-плаггиогранитные массивы Платиноносного пояса, черное - пироксенит-дунитовые массивы (КЗУМ), горизонтальная штриховка - альпинотипные серпентиниты Серовско-Маукского пояса. ЦУП - Центрально-Уральское поднятие, МЗ - мезо-кайнозойские отложения Зауралья

массивом Исовской россыпи, широким развитием флогопитовых ультрамафитов, даек клинопироксенитов в дунитах и присутствием горнблендитов.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ МАССИВА

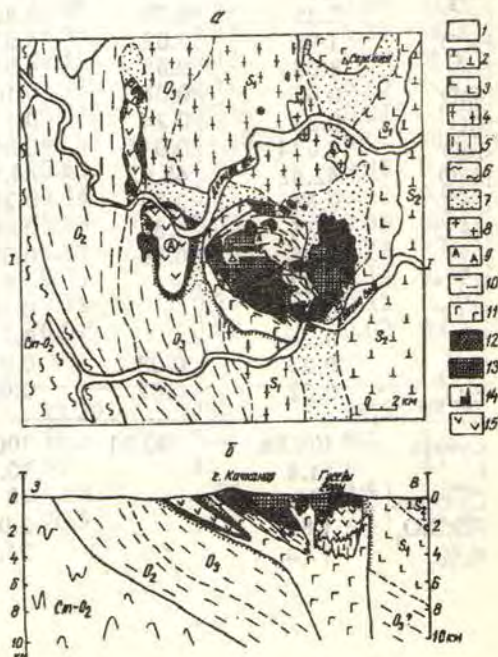
Первоначально, после работ А.М.Зайцева в 1898 г. и А.А.Краснопольского в 1909 г., массив рисовался как составная часть Качканарского массива и на геологических картах обозначался оливковыми породами и перидотитами. Эпохой в изучении массива была съемка, проведенная в 1902 г. Н.К.Высоцким [1], выделившим основные типы пород и установившим концентрически-зональное строение массива. В 1928 г. А.Н.Заварицкий считал его составной частью Качканарского массива. С 1920 по 1950 гг. основное внимание уделялось платиноносности массива. В 1922 г. К.К.Матвеев предложил выделять хромитовые поля и полосы, обогащенные хромитовыми «шширами», и сам выделил такое поле в верховьях Травяного лога. А.Г.Бетехтин в 1924 году подтвердил полное сходство массива с Нижнетагильским. А.А.Корепов в 1929 г. высказал мнение о слабой эродированности массива. В 1930 г. В.М.Сергиевский предпринял картирование дунитового ядра массива в масштабе 1:10000, которое из-за сложности и нелогичности не нашло признания.

При геологической съемке Качканарского плутона В.А.Решитько [12] захватил и северо-восточную часть Светлоборского массива, уточнив его контакты. В 1982 г. массив был закартирован О.К.Ивановым и В.А.Пономаревым в масштабе 1:25000 с выделением главных петрографических типов пород. Впервые было установлено широкое развитие апатитовых горнблендитов [4,5,11], флогопитовых ультрамафитов [8] и определен возраст пород массива [10].

ПОЛОЖЕНИЕ, ФОРМА И СТРУКТУРА МАССИВА

Светлоборский массив является составной частью Качканарского интрузивного комплекса (рис.2), состоящего из Вересовборского и Светлоборского пироксенит-дунитовых массивов, Качканарского и Гусевогорского пироксенитовых, Качканарского габбрового и небольших плаггиогранитных массивов к северу от Качканарского плутона [9,12].

Рис.2. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) Качканарского комплекса. Условные обозначения: 1 - аллювий, 2 - вулканы андезитового состава, S_2 , 3 - порфиры базальтовые и андезито-базальтовые, S_1 , 5 - зеленые сланцы с прослоями терригенного материала, O_{2-3} , 6 - терригенные отложения Центрально-Уральского поднятия, S_m-O_2 , 7 - роговики и кытлымиты, 8 - плаггиограниты, 9 - анортитовые габбро и анортозиты, 10 - конжакиты и метасоматические габбро, 11 - габбро-нориты, пироксеновые и роговообманковое габбро, 12 - милонитизированные клинопироксениты, 13 - магнетитовые и мономинеральные клинопироксениты, 14 - оливковые клинопироксениты с телами оливинитов и верлитов, 15 - дуниты. А - Светлоборский массив



Качканарский комплекс входит в Платиноносный пояс Урала, располагающийся в западной части Тагильского прогиба (блока) среди терригенно-вулканогенных отложений O_2-S_2 (см.рис.1). Вмещающие породы Светлоборского массива представлены порфиритами основного состава, туффитами и туфами с прослоями карбонатных, реже кремнистых пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. Вблизи массива зеленокаменные вулканы метаморфизованы в условиях амфибол-роговиковой фации в микроамфиболиты и кытлымиты (см.таблицу).

Химический состав пород Светлоборского массива

Компоненты	Состав вмещающих и метаморфизованных пород						
	зеленые сланцы		кытлымиты			роговики	
	18126	18514	18308	4960	18416	18120	18298
SiO ₂	48.62	45.04	45.12	49.52	49.52	53.96	50.66
TiO ₂	0.99	0.92	1.07	1.24	0.66	1.25	0.94
Al ₂ O ₃	16.73	13.52	18.28	13.43	17.36	16.45	17.18
Cr ₂ O ₃	0.016	0.023	0.056	-	0.044	0.127	0.016
Fe ₂ O ₃	2.22	4.57	3.17	1.94	1.33	4.79	1.26
FeO	9.10	4.26	7.95	13.45	6.81	4.68	8.59
MnO	0.14	0.21	0.19	0.52	0.11	0.14	0.17
NiO	0.01	0.01	0.008	н.о.	0.01	0.03	0.005
CoO	0.006	0.005	0.006	-	0.005	0.006	0.009
MgO	6.39	6.95	6.40	5.68	0.36	5.00	5.39
CaO	7.38	20.86	10.53	8.19	9.56	4.78	8.80
Na ₂ O	3.46	1.20	3.40	-	2.78	6.71	3.52
K ₂ O	0.52	0.13	0.57	3.36	1.74	0.46	0.53
H ₂ O ⁺	3.60	1.65	2.40	1.47	3.00	1.18	2.20
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	0.05	0.11	-
CO ₂	<0.10	0.10	0.10	-	<0.10	<0.10	<0.10
V ₂ O ₅	0.08	0.07	0.08	0.07	0.025	0.07	0.06
Сумма	99.27	99.40	99.34		99.67	99.78	99.38
F _{пор.}	49.3	40.4	48.6		92.6	50.3	50.3

Продолжение таблицы

Компоненты	Состав серпентинизированных дунитов						
	протодуниты						
	17027	17075	18220	18228	18291		
SiO ₂	37.72	40.57	36.32	39.36	37.70	36.60	37.60
TiO ₂	0.08	0.09	0.07	0.08	0.05	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	1.06	1.14	0.30	0.33	0.57	0.34	0.29
Cr ₂ O ₃	0.35	0.38	0.43	0.47	0.53	0.67	0.48
Fe ₂ O ₃	1.88	2.02	3.31	3.59	1.67	2.69	2.64
FeO	8.04	8.65	6.57	7.12	6.00	6.59	5.25
MnO	0.07	0.08	0.10	0.11	0.16	0.18	0.14
NiO	0.22	0.24	0.17	0.18	0.17	0.14	0.18
CoO	0.014	0.015	0.014	0.015	0.022	0.019	0.018
MgO	42.42	45.62	44.63	48.36	44.70	43.80	43.91
CaO	0.68	0.74	0.26	0.281	0.43	0.65	0.76
Na ₂ O	0.34	0.37	0.06	0.06	0.10	0.05	0.07
K ₂ O	0.06	0.06	0.05	-	0.04	0.04	0.02
H ₂ O ⁺	6.92	-	7.64	-	6.50	6.87	8.00
H ₂ O ⁻	0.52	-	0.16	-	0.03	0.15	0.18
CO ₂	0.24	-	0.24	-	0.18	0.47	0.29
V ₂ O ₅	0.03	0.03	0.02	0.02	-	-	-
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Сумма	100.66	100.01	100.31	99.99	98.95	99.30	99.86
F _{пор.}	11.4		10.7		8.56	10.35	8.87
Ст.серпн., %	42		48		1.93	1.98	1.91
RO:SiO ₂	1.89		2.05		38	42	48
K, %	17.4		31.2		21.8	29.0	33.5

Компо- ненты	Состав серпентинизированных дунитов					
	протодуниты		дуниты		мелкозернистые	
	18336	18096	18151	18156	17012	18035
SiO ₂	37.16	38.44	37.70	37.36	36.70	37.62
TiO ₂	0.06	0.05	0.04	0.09	0.24	0.04
Al ₂ O ₃	0.49	0.44	0.37	0.88	2.98	0.25
Cr ₂ O ₃	0.39	0.52	0.45	0.26	0.48	0.18
Fe ₂ O ₃	2.70	2.45	2.55	2.27	3.62	1.61
FeO	7.49	4.54	7.24	6.96	6.10	7.74
MnO	0.05	0.13	0.17	0.17	0.13	0.10
NiO	0.11	0.18	0.11	0.11	0.18	0.02
CoO	0.025	0.018	0.020	0.016	0.014	0.015
MgO	43.50	45.13	43.39	43.13	38.00	44.89
CaO	0.22	0.33	0.65	0.87	1.85	0.81
Na ₂ O	0.15	0.12	0.07	0.16	0.47	0.12
K ₂ O	<0.05	0.03	<0.02	0.10	0.13	0.05
H ⁺ O	6.82	9.10	7.30	7.00	8.50	6.00
H ⁻ O	0.12	0.02	0.10	0.12	0.19	0.62
CO ₂	0.41	0.18	0.18	0.47	0.26	0.35
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	0.02
P ₂ O ₅	<0.02	<0.02	0.02	0.02	0.04	0.009
Сумма	99.69	99.68	100.34	99.97	99.88	100.37
Флор.	11.3	7.7	11.0	10.5	12.12	10.3
Ст. серп	41	54	44	42	58	38
RO:SiO ₂	1.96	1.94	1.92	1.92	1.79	1.98
K, %	26.5	35.0	26.0	24.6	37.2	15.6

Компо- ненты	Состав серпентинизированных дунитов							
	мелкозернистые дуниты				среднезернистые дуниты			
	18050	18089	18289	18438	18129	18134	18148	18219
SiO ₂	37.20	37.46	36.69	38.42	37.74	36.80	37.86	37.22
TiO ₂	0.06	0.07	0.03	0.04	0.09	0.12	0.04	0.05
Al ₂ O ₃	0.63	0.50	0.45	0.37	0.75	1.19	0.42	0.35
Cr ₂ O ₃	0.59	0.42	0.46	0.09	0.35	0.54	0.23	0.19
Fe ₂ O ₃	1.89	1.79	2.48	1.55	1.88	2.88	1.81	1.50
FeO	5.68	5.68	6.40	5.54	7.31	4.97	5.39	6.39
MnO	0.12	0.13	0.14	0.05	0.15	0.13	0.13	0.15
NiO	0.18	0.20	0.15	0.18	0.17	0.17	0.19	0.20
CoO	0.019	0.016	0.018	0.016	0.018	0.018	0.015	0.016
MgO	44.00	45.09	43.42	45.25	43.99	41.10	44.71	44.41
CaO	0.33	0.76	0.22	0.33	0.65	1.19	0.48	0.76
Na ₂ O	0.20	0.12	0.13	0.11	0.14	0.21	0.12	0.08
K ₂ O	0.03	0.05	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04
H ⁺ O	8.20	6.90	8.20	7.30	5.80	10.30	7.72	7.80
H ⁻ O	0.24	0.09	0.29	0.10	0.11	0.18	0.15	0.14
CO ₂	0.80	0.18	0.29	0.23	0.11	0.23	0.23	0.29
V ₂ O ₅	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.60	99.46	99.41	99.62	99.29	100.03	99.55	99.59
F, %	8.60	8.3	10.1	7.9	10.3	9.4	8.1	9.0
Ст. серп, %	50	42	50	44	35	62	47	47
RO:SiO ₂	1.92	1.95	1.96	1.90	1.93	1.93	1.91	1.95
K, %	25.0	24.0	27.9	21.9	20.5	36.7	25.1	19.0

Компо- ненты	Состав серпентинизированных дунитов				
	дуниты среднезернистые		дуниты крупнозернистые		
	17019	17022	18776	18913	18404
SiO ₂	36.40	37.78	37.29	37.74	37.88
TiO ₂	0.04	0.04	0.08	0.06	0.09
Al ₂ O ₃	0.64	0.30	0.85	0.51	0.62
Cr ₂ O ₃	0.60	0.37	0.39	0.35	0.65
Fe ₂ O ₃	2.67	1.66	2.27	2.22	2.14
FeO	5.55	7.16	5.96	5.11	5.68
MnO	0.06	0.08	0.09	0.07	0.06
NiO	0.33	0.25	0.19	0.15	0.23
CoO	0.014	0.009	0.018	0.019	0.02
MgO	45.56	45.67	44.60	44.89	45.46
CaO	0.25	0.32	0.22	0.22	0.77
Na ₂ O	0.08	0.09	0.16	0.11	0.15
K ₂ O	<0.05	<0.05	0.07	0.04	0.05
H ₂ O ⁺	7.20	6.00	6.80	7.82	5.90
H ₂ O ⁻	0.76	0.30	0.08	0.08	0.05
CO ₂	0.35	0.24	0.11	0.26	0.23
V ₂ O ₅	0.02	0.05	<0.02	<0.02	<0.03
P ₂ O ₅	0.011	0.014	-	-	-
Сумма	100.54	100.33	99.18	99.65	99.93
F	8.9	9.6	9.1	8.1	8.6
Ст.серп. ^{пор.}	47	37	41	47	35
RO:SiO ₂	2.05	1.99	1.96	1.93	1.95
K, %	30.2	17.3	27.6	30.3	27.4

Компо- ненты	Состав рудных хромшпинелидов					
	2268		2269		2270	
	SiO ₂	0.20	-	0.16	-	0.35
TiO ₂	0.55	0.55*	0.52	0.52*	0.45	0.45*
V ₂ O ₅	0.10	0.10	0.10	0.10	0.08	0.08
Al ₂ O ₃	9.20	9.27	9.60	9.59	8.50	8.52
Cr ₂ O ₃	50.60	50.96	50.80	50.74	51.10	51.22
Fe ₂ O ₃	11.50	11.58	10.70	10.69	12.40	12.43
FeO	15.80	15.57	17.10	17.03	17.50	17.43
MnO	0.24	0.24	0.26	0.26	0.27	0.27
NiO	0.07	0.07	0.10	0.10	0.04	0.04
CoO	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03
MgO	11.80	11.64	11.10	10.95	9.90	9.52
CaO	<0.20	-	0.20	-	0.20	-
H ₂ O ⁺	0.04	-	0.22	-	0.02	-
H ₂ O ⁻	0.26	-	0.04	-	0.06	-
Сумма	100.11	99.99	100.68	100.00	100.64	99.99
a ₀ , Å	8.3274	8.3246	8.330			

* Пересчет на чистое вещество

Продолжение таблицы

Компо- ненты	С о с т а в в е р л и т о в			
	18011	18159	18283	18483
SiO ₂	44.10	40.08	41.86	46.70
TiO ₂	0.17	0.17	0.75	0.19
Al ₂ O ₃	1.83	3.16	5.28	2.16
Cr ₂ O ₃	0.35	0.222	0.32	0.14
Fe ₂ O ₃	2.72	3.07	3.95	2.82
FeO	7.81	6.10	8.33	6.39
MnO	0.18	0.15	0.16	0.08
NiO	0.17	0.09	0.11	0.05
CoO	0.018	0.015	0.014	0.013
MgO	32.42	33.45	25.24	24.86
CaO	7.60	3.96	9.44	12.73
Na ₂ O	0.40	0.57	0.79	0.30
K ₂ O	0.03	0.25	0.25	≤0.05
H ₂ O ⁺	2.40	7.82	2.54	2.44
H ₂ O ⁻	0.11	0.12	0.07	-
CO ₂	<0.11	<0.35	<0.10	<0.10
V ₂ O ₅	0.02	0.02	0.05	0.02
Сумма	100.44	99.57	99.15	98.89
F _{пор.}	15.1	11.7	20.9	25.6

Продолжение таблицы

Компо- ненты	С о с т а в о л и в и н о в ы х к л и н о п и р о к с е н и т о в							
	18294	18447	18281	18397	17030	3158*	18103	18112
SiO ₂	50.52	51.62	50.66	49.99	48.84	49.64	48.90	48.84
TiO ₂	0.20	0.35	0.19	0.29	0.21	0.22	0.16	0.39
Al ₂ O ₃	1.56	2.29	1.57	2.49	1.58	1.25	1.46	4.47
Cr ₂ O ₃	0.13	0.08	0.20	0.14	0.20	-	0.27	0.22
Fe ₂ O ₃	2.19	1.39	1.25	1.99	1.45	1.65	1.99	2.34
FeO	4.33	4.67	4.54	4.48	5.50	5.82	4.83	4.83
MnO	0.12	0.09	0.11	0.07	0.10	0.21	0.12	0.13
NiO	0.03	0.01	0.04	0.03	0.09	н.о.	0.06	0.03
CoO	0.006	0.006	0.009	0.006	0.009	-	0.011	0.006
MgO	20.00	18.29	20.87	19.39	21.77	20.63	24.98	17.69
CaO	19.00	18.66	18.14	18.34	18.26	19.33	15.75	18.14
Na ₂ O	0.18	0.39	0.29	0.34	0.25	-	0.21	0.58
K ₂ O	0.04	≤0.05	0.04	≤0.05	0.10	0.27	0.08	0.17
H ₂ O ⁺	1.36	1.20	1.30	1.57	0.76	0.93	1.20	1.40
H ₂ O ⁻	-	-	н.о.	0.07	0.24	-	0.12	0.02
CO ₂	<0.10	<0.10	<0.10	0.11	<0.20	-	<0.10	<0.10
V ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0.009	сл.	-	-
Сумма	99.69	99.07	99.21	99.33	99.39	100.72	100.09	99.31
F _{пор.} , %	13.1	15.4	13.2	15.3	15.0	16.0	12.9	18.0
K, %	31.3	21.1	19.8	32.5	19.2	21.1	34.6	38.2

Продолжение таблицы

Компо- ненты	Состав				
	18121	амфиболовых 18314	сосюритизированных 18420	18032	габбро Средний состав габбро- норитов пояса (24 х.а.)
SiO ₂	45.94	43.70	44.49	44.75	49.69
TiO ₂	0.86	1.02	0.96	0.90	0.81
Al ₂ O ₃	17.49	19.09	13.38	14.50	18.31
Cr ₂ O ₃	0.054	0.015	0.04	0.059	0.02
Fe ₂ O ₃	1.43	4.04	2.23	3.47	2.45
FeO	5.82	7.52	9.61	7.81	8.71
MnO	0.11	0.19	0.17	0.16	0.07
NiO	0.03	0.006	0.01	0.03	0.008
CoO	0.005	0.008	0.008	0.006	0.005
MgO	10.47	6.40	10.47	10.00	4.79
CaO	11.40	11.29	11.82	9.72	9.93
Na ₂ O	2.68	2.85	2.00	2.62	2.97
K ₂ O	0.26	0.38	1.05	1.47	0.79
H ₂ O ⁺	3.68	2.80	2.92	3.50	0.91
H ₂ O ⁻	-	0.04	-	0.25	-
CO ₂	0.10	0.10	0.11	0.10	-
V ₂ O ₅	0.05	0.06	0.07	0.08	0.06
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0.11
Сумма	100.07	99.36	99.33	99.40	-
F _{пор.}	27.6	49.5	38.4	38.0	55.1

Продолжение таблицы

Компо- ненты	С о с т а в							
	горн				блендитов			
	мелкозернистые			тонкозернистые				
	18113	18346	18551	18107	18347	18546	18540	
SiO ₂	41.12	39.12	37.66	38.12	41.96	35.14	36.76	
TiO ₂	1.16	1.62	2.00	1.52	1.42	1.60	1.79	
Al ₂ O ₃	11.79	9.94	7.98	9.99	9.28	13.01	13.02	
Cr ₂ O ₃	0.05	0.05	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	
Fe ₂ O ₃	6.72	10.82	11.30	10.28	8.07	9.21	6.99	
FeO	7.81	6.10	7.74	9.37	5.96	9.90	10.04	
MnO	0.11	0.17	0.19	0.12	0.14	0.17	0.15	
NiO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
CoO	0.009	0.008	0.009	0.011	0.008	0.013	0.010	
MgO	14.10	10.47	11.09	12.28	10.34	14.10	12.31	
CaO	13.36	19.44	19.87	13.58	20.85	10.90	12.70	
Na ₂ O	1.27	0.33	0.39	1.17	0.40	1.80	1.95	
K ₂ O	1.04	0.05	0.05	0.61	0.05	0.97	1.06	
H ₂ O ⁺	1.65	0.92	0.76	2.10	0.72	2.04	2.50	
H ₂ O ⁻	-	н.о.	0.04	0.01	0.05	-	0.09	
V ₂ O ₅	0.02	0.09	0.07	0.18	0.06	0.12	0.10	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	0.64	-	
Сумма	100.34	99.29	99.28	99.38	99.39	99.63	99.55	
F _{пор.}	35.6	45.9	47.6	46.0	41.7	42.0	42.7	

Компо- ненты	Апатитовые горнблендиты				Горнблендит-пегматиты		
	18548	18549	18846	18406	18492	18494	18558
SiO ₂	38.40	35.60	35.25	43.84	34.58	34.60	38.58
TiO ₂	1.43	1.87	1.74	0.98	1.51	1.48	1.20
Al ₂ O ₃	13.31	6.63	12.28	9.15	12.99	12.89	11.30
Cr ₂ O ₃	0.026	0.58	0.038	0.093	0.082	0.014	0.03
Fe ₂ O ₃	6.72	14.39	9.49	3.54	8.83	9.46	4.79
FeO	9.01	8.13	9.47	8.66	10.96	10.04	8.38
MnO	0.17	0.18	0.12	0.20	0.15	0.17	0.15
NiO	0.01	0.01	<0.05	0.01	0.01	0.01	0.01
CoO	0.011	0.011	0.020	0.010	0.015	0.011	0.009
MgO	12.02	11.66	12.60	13.46	10.85	10.29	14.24
CaO	12.89	18.02	12.15	15.64	12.91	14.86	14.92
Na ₂ O	1.75	0.61	1.69	1.17	1.67	1.65	1.70
K ₂ O	1.02	0.18	0.97	0.55	0.97	0.90	1.21
H ₂ O ⁺	2.00	1.70	3.11	2.00	2.70	2.34	2.32
H ₂ O ⁻	0.03	0.06	0.06	0.01	0.10	0.08	0.01
V ₂ O ₅	0.14	0.09	0.12	0.08	0.16	0.14	0.10
P ₂ O ₅	1.43	-	2.75	-	2.39	2.65	-
Сумма	100.57	99.25	101.87	99.36	100.98	101.58	99.04
F _{пор.}	41.2	50.3	44.5	33.0	49.4	50.3	33.3

Массив размером 7,5x4,5 км в плане имеет крутолинзовидную форму, согласную с ССЗ простираемостью вмещающих пород, и состоит из дунитового ядра размерами 6,7x2,4 км и клинопироксенитовой оболочки шириной от 0 до 1,4 км. Вокруг массива располагается внутренняя кытлымитовая оболочка шириной до 600 м и внешняя микроамфиболитовая, шириной до 500 м. Среди кытлымитов или на контакте с клинопироксенитами располагаются отдельные тела габброидов (рис. 3). Пространственная форма массива неизвестна. Предполагается, что это линзовидная пологопадающая апофиза Качканарского плутона, не фиксирующаяся гравиметрически, что свидетельствует о ее небольшой мощности или сильной серпентинизации дунитов [3]. Реально устанавливается крутое восточное падение восточного и пологое восточное западного контакта.

Прикровлевая часть массива интерпретируется как пологий двойной дунитовый купол, окруженный клинопироксенитовой оболочкой с пологим восточным и более крутым западным контактами. В пользу этого свидетельствует большая ширина пироксенитовой оболочки на восточном контакте и аномально широкая мощность протодунитов восточной части дунитового ядра (см. рис. 3). Подтверждением существования двойного купола служит перемишка, сложенная протодунитами в средней части дунитового ядра, и существование двух четко выраженных полей перекристаллизованных дунитов в северной и южной частях массива, приуроченных к повышенным частям рельефа. В то же время сравнительно широкое поле клинопироксенитов в западной части массива обусловлено тектоническим скучиванием и надвигом пироксенитов на зеленые сланцы. Отстройки разрезов с учетом строения дунитового ядра позволяют оценить уровень эрозионного среза дунитов в 100-150 м, что подтверждает качественные оценки А.А.Корепова. Мощность клинопироксенитовой оболочки оценивается от 200 до 500 м, в эродированной кровле массива - более 700 м.

Тектонизация массива выражается в образовании ослабленной зоны вдоль контакта массива с вмещающими вулканитами, трассированной линзовидными телами амфиболовых габбро, дроблением клинопироксенитов оболочки западного и восточного контакта с образованием блоков, закатанных в кытлымиты, катаклазе и милонитизации клинопироксенитов и в субгоризонтальном перемещении части клинопироксенитовой кровли массива в западном направлении с амплитудой до 1-2 км. Это привело к образованию горнблендит-пироксенитового покрова на зеленых сланцах к западу от массива. Тем не менее общая форма массива, пироксенитовой оболочки и дунитового ядра сохранились, что позволяет оценивать общую тектонизацию массива как сравнительно слабую.

В пределах массива выделяется четыре последовательные ассоциации горных пород: ультрамафическая, габброидная, серпентинитовая, а также гипергенная.

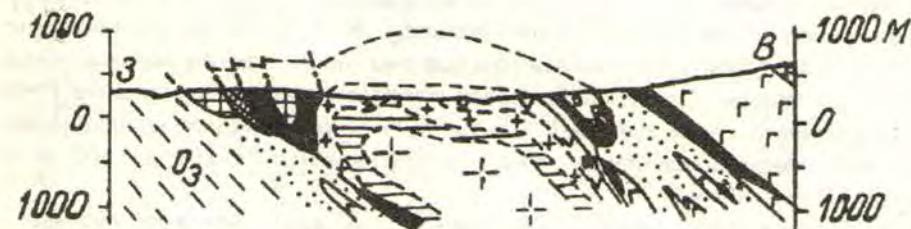
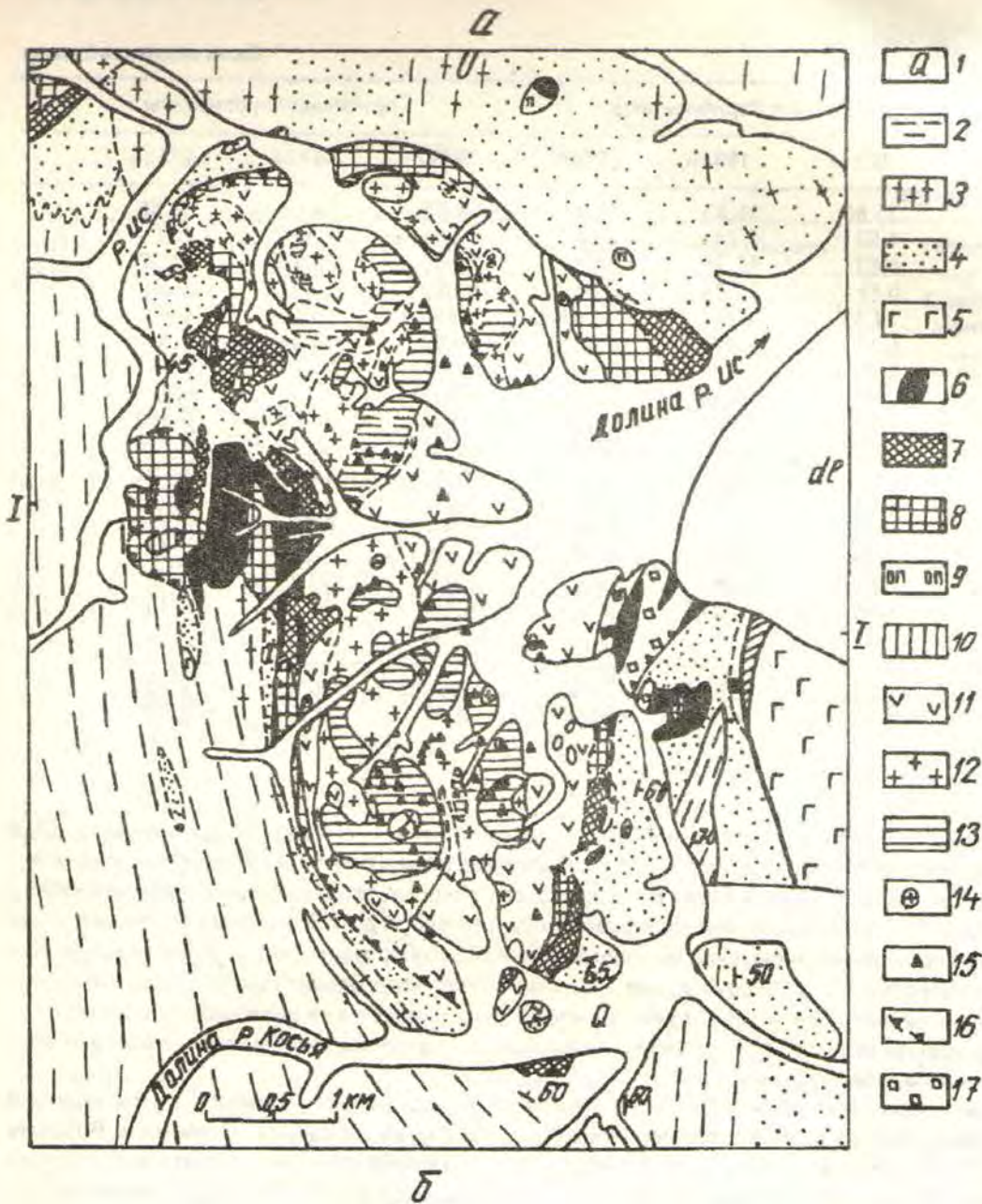


Рис.3. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) Светлоборского массива. Условные обозначения: 1 - аллювий, 2 - зеленые сланцы O_3 , 3 - микроамфиболиты, 4 - кытлымиты и амфиболовые роговики, 5 - габбро амфиболовые, 6 - горнблендиты, флогопитовые горнблендиты и апатитовые горнблендиты, 7 - клинопироксениты милонитизированные, 8 - клинопироксениты мономинеральные среднезернистые, 9 - клинопироксениты оливиновые, 10 - верлиты, 11 - протодуниты, 12 - дуниты мелкозернистые серпентинизированные, 13 - дуниты среднезернистые серпентинизированные, 14 - дуниты крупнозернистые серпентинизированные, 15 - хромитовые жилы, 16 - тектонические контакты и зоны надвигов, 17 - флогопитовые и магнетит-флогопитовые клинопироксениты

УЛЬТРАМАФИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ

К ультрамафической ассоциации отнесены первичные ортомагматические ультрамафиты, представленные перекристаллизованными дунитами и клинопироксенитами, а также хромитовые жилы и дайки пироксенитов в дунитах. Ультрамафические ассоциации образуют две крупных структурных единицы - дунитовое ядро и клинопироксенитовую оболочку.

Дунитовое ядро. В пределах дунитового ядра выделяется несколько типов дунитов, развитые по ним шубахиты, серпентиниты, хромитовые жилы и сложная по составу жильная серия.

Среди дунитов выделяются протодуниты и перекристаллизованные дуниты, представленные мелкозернистыми, среднезернистыми и крупнозернистыми разновидностями. Протодуниты развиты по периферии дунитового ядра, наиболее широко - вдоль восточного контакта и в средней части массива, где их ширина достигает 2 км при обычной 100-500 м. Перекристаллизованные дуниты образуют два крупных поля размерами до 2х2 км в северной и южной половинах массива. При этом мелкозернистые дуниты слагают периферию этих полей, а среднезернистые - несколько небольших участков в их центре общими размерами до 0,9х0,9 км. Крупнозернистые дуниты пользуются ограниченным распространением в верховьях Восточного Ильинского лога и в единичных случаях встречены по левому скалистому берегу р. Ис. Непосредственных взаимоотношений между различными типами дунитов обычно не наблюдается, хотя местами видны секущие расплывчатые метасоматические жилки среднезернистых дунитов среди мелкозернистых.

Петрографический состав дунитов Светлорборского массива ничем не отличается от аналогичных типов дунита, описанных нами ранее в Нижнетагильском массиве. Хромитовые концентрации в отличие от Нижнетагильского массива пользуются ограниченным распространением и представлены микрошлирами крупнозернистого и среднезернистого полиэдрического хромита, тонкими хромитовыми жилками и оливин-хромитовым агрегатом. Хромитовые концентрации отчетливо эпигенетичны по отношению к дуниту, секут его, метасоматически замещают или содержат явные или резорбированные ксенолиты дунитов размером до первых сантиметров. Мощность жил составляет первые десятки сантиметров до 0,5 м, длина по простиранию - первые метры. Всего в северном поле закартировано около 20 жил, в южном - 43. Большая часть из них располагается по периферии поля развития среднезернистых дунитов, единичные - среди протодунитов.

Ультрамафические пегматиты в массиве не встречены, однако А.Г. Бетехтин в 1924 г. наблюдал в дунитах на восточном склоне горы Светлый Бор выделения белого хлорита, напоминающие ему аналогичные выделения в дунитах Нижнетагильского массива, интерпретированные нами как дунит-пегматиты.

Клинопироксенитовая оболочка сохраняется почти по всей периферии массива. Оболочка сложена клинопироксенитами и продуктами их рекристаллизации и горнблендитизации. Первичные породы представлены диопсидовыми дунитами, верлитами, оливиновыми, оливинсодержащими, мономинеральными, флогопитовыми и магнетитовыми клинопироксенитами. Клинопироксениты среднезернистые полиэдрические, гипидиоморфнозернистые и сидеронитовые [8]. Строение оболочки зональное. В тех условиях, когда отсутствует тектонизация, близ контакта с дунитами располагаются диопсидовые дуниты и верлиты, чаще оливиновые или оливинсодержащие клинопироксениты. По периферии или ближе к контактам с вмещающими породами располагаются мономинеральные и магнетитовые клинопироксениты. Флогопитовые пироксениты встречены на небольших участках в восточном контакте массива [8]. Ширина клинопироксенитовой оболочки неравномерна. В северной части массива она достигает 250 м, в пологой восточной - 800 м и снижается до нуля на сильно тектонизированных контактах. Местами на контакте с вмещающими клинопироксенитами и сланцами, реже на контакте с дунитами развиты тонкозернистые милонитизированные или порфи́рокластические клинопироксениты всех петрографических типов, образующие широкие полосы, линзовидные и неправильные в плане тела с максимальной шириной до 200-300 м.

С ультрамафической ассоциацией генетически связаны клинопироксенитовые дайки, залегающие в дунитах ядра. Дайки сложены клинопироксенитами, магнетитовыми клинопироксенитами с магнетитовыми обособлениями, хромдиопсидовыми и флогопит-хромдиопсидовыми породами. Мощность даек от 0,2 до 1 м. Дайки выполняют линейные трещины и зоны дробления северо-западного, реже широтного простирания. Часто наблюдаются пересечения даек и ксенолиты дунита в дайках.

ГАББРОВАЯ АССОЦИАЦИЯ

Габбровая ассоциация имеет сравнительно ограниченное распространение в массиве и представлена мелкими интрузивными телами габбро, дайками в дунитах, иситами, шубахитами, горнблендитами и офит-пеннинновыми жилками.

Интрузивные габброиды образуют мелкие линзовидные тела размером до 250х50 м, сложенные

мелко- и среднезернистым амфиболовым соскюритизированным габбро. Тела располагаются по периферии пироксенит-дунитового массива, тяготея к его контактам, и окружены ореолом кытлымитов и амфиболовых роговиков. Габброиды отличаются низким содержанием TiO_2 (0,9-1,0%) и повышенным содержанием воды.

Дайки габброидов развиты в средней части дунитового ядра, обнажаясь в Ильинском, Травянном, реже Седьмом и Втором логах. Мощность даек до 1-2 м, простираение широтное, реже северо-восточное. Дайки сложены мелко- и среднезернистым, часто полосчатым амфиболовым габбро, в редких случаях габбро-пегматитом. Иногда габбро содержит развальцованные ксенолиты мелкозернистого горнблендита. Наблюдались случаи пересечения габброидами даек клинопироксенитов. Поздние поперечные трещины разрыва в дайках выполнены смешаннослойными минералами, монтмориллонитом и томсонитом.

Иситы, впервые выделенные Л.Дюпарком, пользуются широким распространением в северной периферической части массива. Мощность иситовых жил от сантиметров до 10 см. Связь с дайками габбро не установлена. Простираение от меридионального до северо-восточного. Падение крутое до вертикального. Возраст иситов по амфиболу соответствует возрасту горнблендитов и флогопитовых ультрамафитов и составляет 426-432 млн.лет, что наряду с составом подтверждает правильность их этнесения к габбровой ассоциации.

Горнблендиты развиты только в западном и восточном контактах клинопироксенитовой оболочки в зонах ее максимальной тектонизации. Горнблендиты тяготеют к контакту клинопироксенитов с кытлымитами, реже располагаются внутри пироксенитовой оболочки в виде линз и полос до 250 м шириной. Горнблендиты мономинеральные, магнетитовые и флогопитовые, мелко- и среднезернистые, местами порфириовидные с реликтами клинопироксена или явными признаками развития по клинопироксениту [4,8].

Дайки горнблендита в дунитах сравнительно редки и наблюдались в срединных частях массива. Мощность даек редко превышает 0,2 м. Чаще горнблендит развивается метасоматически вдоль контактов клинопироксенитовых даек и по зонам дробления.

СЕРПЕНТИНОВАЯ АССОЦИАЦИЯ

Все дуниты массива серпентинизированы на 35-62%, в среднем 45%, составляя 44% для протодунитов, 47% для мелкозернистых дунитов, 46% для среднезернистых. Серпентиниты «лизардитовые» стандартные. Наименее серпентинизированные дуниты развиты в северной половине массива в обнажениях по р.Ис и в районе горы Светлый бор. Спорадически развиты чисто офитовые жилы, реже жилы «черных серпентинитов», аналогичные таковым Нижнетагильского массива.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА

Стандартный набор пород и классическое зональное строение хорошо вписывается в предложенную автором [5] общую схему формирования КЗУМ, трактуемых как последовательные интрузии дунитов и габброидов, сопровождавшихся активными постмагматическими процессами [5]. При этом воздействие дунитов на вмещающие вулканиты приводило к формированию контактово-метасоматических магнезиальных скарнов магматической стадии, представленных оливиновыми клинопироксенитами, клинопироксенитами и магнетитовыми клинопироксенитами [5,6], а воздействие флюидов, связанных с габброидами, на клинопироксениты приводило к образованию горнблендитов [4]. Принципиально важными для массива вопросами, кроме вещественных, являются тектонизация, магматическое или тектоническое положение массива и характер наложений тектонизации [3].

Как известно, Светлоторский массив рассматривался ранее как составная часть Качканарского плутона, самостоятельное магматическое тело [9] и как тектонический блок или мегабудина [2].

Первое предположение сейчас оставлено, так как Светлоторский массив отделен от Качканарского зоной кытлымитов шириной от 0,4 до 2 км. В пользу второго свидетельствует, кроме изолированности массива: 1) закономерное «лепестковое» расположение Светлоторского и Вересовоборского массивов вокруг гравиметрического максимума, фиксированного Качканарско-Гусевогорским плутоном, расположенным над подводящим каналом, 2) согласное залегание Светлоторского массива среди полосчатых терригенно-вулканогенных вмещающих пород, 3) существование кольцевого контактового роговикового ореола вокруг массива, аналогичного таковому вокруг нормальных интрузивных гипабиссальных тел, 4) существование вокруг массива почти непрерывной, слабо тектонизированной оболочки магнезиальных (клинопироксенитовых), реже известковых скарнов, 5) конформная внутренняя структура дунитового ядра, свидетельствующая об автономности массива и не несущая признаков раскалывания или откалывания от более крупных тел.

Против того, что это мегабудина или блок, отколотый от Качканарского плутона, кроме вышепри-

веденных доводов, свидетельствуют совершенно различная морфология восточного контакта Светлоборского массива и западного контакта Качканарского плутона в зоне их предполагаемого отделения, а также резко различный петрографический состав зоны предполагаемого раскола. Предположение о заполнении пространства между двумя блоками роговиками находится за пределами нашего понимания.

В то же время явные признаки тектонизации массива и его надвигания на запад несомненны, хорошо картируются, но произошли много позже формирования обоих массивов и накладываются на готовые автономные структуры. Основной процесс тектонизации связывается нами с герцинским тектогенезом и общеуральским шарьированием [3]. Более активная, чем на Нижнетагильском массиве, тектонизация обусловлена дополнительным воздействием на Светлоборский массив крупного жесткого моноблока - Качканарского плутона.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Высоккий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижнетагильского районов на Урале // *Тр. Геол. Ком. Нов. серия, 1913. Вып. 62. - 694 с.*
2. Ефимов А.А. Горячая тектоника в гипербазитах и габброидах Урала // *Геотектоника. - 1977. - №1. - С. 24-40.*
3. Иванов О.К. Тектонизация концентрически-зональных пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала (роль, возрастные датировки, генезис) // *Тектоника, магматизм и металлогения зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. - Миасс, 1985.*
4. Иванов О.К. Новый тип апатитового оруденения в концентрически-зональных ультрамафических массивах Урала // *Материалы к минералогии рудных районов Урала. - Свердловск: УрО АН СССР, 1988. - С. 106.*
5. Иванов О.К. Концентрически-зональные ультрамафические массивы складчатых областей (на примере Урала): Автореферат дис. ... д-ра геол.- мин. наук. - СПб: СПб Горный институт, 1990. - 44 с.
6. Иванов О.К. Новые генетические типы магнезиальных скарнов магматической стадии в связи с ультрамафитами // *Современные проблемы минералогии и сопредельных наук. - СПб, 1992. - С. 132-143.*
7. Иванов О.К. Проблемы рудоносности Качканарского рудного поля // *Горн. ж. - 1993. - №6. - С. 43-53.*
8. Иванов О.К., Вилисов В.А. Флогопитовые ультрамафиты в концентрически-зональных дунит-пироксенитовых массивах Платиноносного пояса Урала // *Известия Уральского горного ин-та. Сер. геол. и геоф. - 1993. - Вып. 2. - С. 95-104.*
9. Иванов О.К., Зворская С.А. Новые данные о структуре Качканарско-Гусевогорского габбро-пироксенитового плутона (Урал) // *ДАН СССР. - 1990. - Т. 313, №4. - С. 931-935.*
10. Иванов О.К., Калеганов Б.А. Новые данные о К-Аг возрасте ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // *Докл. РАН. - 1993. - Т. 328, №6. - С. 720-724.*
11. Иванов О.К., Ширяева Л.А., Хорошилова Л.А. Оксипатит из горнблендитов Светлоборского массива // *Мат-лы к минералогии Урала. - Свердловск: УО ВМО. 1990. С. 42-52.*
12. Решитько В.А. Геологическое строение Качканарского габбро-перидотитового массива на Среднем Урале // *Мат-лы первой научной конф. аспирантов. - Ростов: Ростовский ун-т, 1959. - С. 58-64.*

УДК 553.552.3 (234.851)

В.Н. Довгополый

ТУЛИТИЗИРОВАННОЕ ГАББРО ПРОЯВЛЕНИЯ КУШВОЖ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

В последнее время заметно возрос интерес к цветному камню. Особенно это касается нового нетрадиционного поделочного сырья, к которому уверенно можно отнести проявления тулитизированного габбро.

Прерывистая зона тулитизации габброидов сравнительно недавно выявлена на Полярном Урале юго-восточнее гипербазитового массива Рай-Из. Она протягивается в северо-восточном направлении от р. Хараматолоу на юго-западе до подножия г. Черная, где обнажается по правым и левым притокам р. Макар-Рузь.

Геологически описываемый район располагается в пределах северо-восточной части Войкарского синклиория, относящегося к Тагило-Магнитогорскому прогибу. В основании разреза залегает раннепалеозойская офиолитовая ассоциация, представленная дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-