ПЛАТИНОНОСНОСТЬ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГА СИБИРИ

Bary



НОВОСИБИРСК 1995

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

Труды, выпуск 829

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГА СИБИРИ

Ответственные редакторы

чл. -кор. РАН Г. В. Поляков к. г.-м. н. В. И. Богнибов

> Издательство СО РАН НИЦ ОИГГМ новосибирск 1995

Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов Юга Сибири / РАН, Сиб. отд-ние, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии / Богнибов В. И., Кривенко А. П., Изох А. Э. и др. [Отв. ред.: Г. В. Поляков, В. И. Богнибов]. — Новосибирск, 1995. — 151 с.

ISBN 5-7692-0001-4

Работа представляет собой первую сводку по платиноносности ультрабазит-базитовых комплексов Южной Сибири, основанную, главным образом, на оригинальных материалах авторов. Показано, что на рассматриваемой территории присутствуют все три типа промышленного платинового оруденения, связанного с ультрабазит-базитовыми ассоциациями: малосульфидные платиновые руды, платиносодержащие медно-никелевые руды и платиновые россыпи.

Малосульфидное платиновое оруденение представлено в регионе платиноносным горизонтом в расслоенном Йоко-Довыренском массиве Северного Прибайкалья. Приведены материалы по перспективам платиноносности многих других расслоенных существенно габброидных массивов Алтае-Саянской и Становой областей.

Платиноносность сульфидных медно-никелевых руд рассмотрена на примере Кингашского месторождения в Восточном Саяне и Чинейского существенно медного месторождения в западной части Алданского щита. Приведены новые материалы по распределению ЭПГ в рудах и минералах платиновых металлов.

Минералы ЭПГ, встречающиеся в россыпях, используются как индикаторы платиноносности ультрабазит-базитовых комплексов. Ферроплатиновая ассоциация в россыпях Кузнецкого Алатау позволила выделить этот район в качестве перспективного на платиновые россыпи уральского типа, связанные с концентрически-зональными базит-ультрабазитовыми массивами.

Для петрологов, геохимиков и геологов, интересующихся вопросами петрологии и рудоносности ультрабазит-базитовых интрузивов.

Авторы

В. И. Богнибов, А. П. Кривенко, А. Э. Изох, Н. Д. Толстых, А. И. Глотов, Г. В. Нестеренко, П. А. Балыкин, М. Ю. Подлипский (ОИГГМ СО РАН), О. М. Глазунов, А. С. Мехоношин, М. Ю. Цыпуков (Ин-т геохимии СО РАН), Э. Г. Конников, Е. В. Кислов, Д. А. Орсоев (БГИ СО РАН), Б. И. Гонгальский (ЧИПР), Р. Н. Ахметов (Амургеолком), И. В. Бучко (АмурКНИИ),

В. М. Даценко (КНИИГГиМС)

Рецензенты

д. г.-м. н. А. Ф. Коробейников (ТПУ), д. г.-м. н. Л. И. Шабалин (СНИИГГиМС), к. г.-м. н. Л. В. Агафонов (ОИГГМ СО РАН)

предисловие

Настоящее исследование представляет собой первое обобщение по платиноносности Южной Сибири. Со времен Н. К. Высоцкого [1933] такой работы для этой территории не было, причем в его книге главное внимание было уделено россыпной платине и очень мало сведений имеется по коренным проявлениям элементов платиновой группы (ЭПГ).

В предлагаемой вниманию читателей книге представлены новейшие материалы по проблеме платиноносности ультрабазит-базитового магматизма, подготовленные коллективом геологов различных институтов Сибирского отделения РАН и других организаций, занимающихся на протяжении многих лет всесторонним изучением ультрабазит-базитовых формаций территории Юга Сибири и Монголии. Большое внимание уделялось при этом перспективам платиноносности различных типов ассоциаций. В результате этих исследований были выделены три наиболее перспективных в отношении платиновой минерализации района, включающие в себя салаиро-каледонские структуры и докембрийские блоки Алтае-Саянской и Байкальской складчатых областей и протерозойские структуры Алдано-Становой области (рис. 1). В рамках этих трех регионов рассмотрены различные типы платинометального оруденения, связанного с разновозрастными ультрабазит-базитовыми комплексами: малосульфидный тип платинометальной минерализации, сопряженный с расслоенными перидотит-габбровыми массивами; элементы платиновой группы в сульфидных медно-никелевых и медных рудах ультраосновных и основных интрузивов; различные парагенезисы россыпной платиновой минерализации.

Малосульфидное платинометальное оруденение охарактеризовано на материалах Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового плутона в Северном Прибайкалье и ряда расслоенных массивов Алтае-Саянской области. Элементы платиновой группы в сульфидных рудах изучены в Кингашском ультрамафитовом интрузиве северо-западной части Восточного Саяна и в Чинейском габбровом массиве Восточного Забайкалья. Состояние изученности и систематика парагенезисов ЭПГ в россыпях рассмотрены в рамках всего Южно-Сибирского региона.

Платиноносность концентрически-зональных базит-ультрабазитовых массивов уральского (аляскинского) типа (массивы Кондер, Инагли, Сыбах и др.) в настоящей работе не отражена, поскольку ей посвящено большое число публикаций, включая обобщающую монографию "Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов" [1994]. Кроме того, на этих массивах пока не известны коренные платиновые месторождения и их можно рассматривать только как источник промышленных платиновых россыпей.

В разные годы в полевых работах по платиновой тематике принимали участие А. Е. Телешев, А. Л. Павлов, В. А. Симонов, С. И. Ступаков. Содействие в организации экспедиционных работ оказали также сотрудники партии № 92 Таежной геологической экспедиции А. И. Лобов, А. А. Федоренко, В. В. Безостный. Большое участие в оформлении работы приняли Н. Б. Белкина, П. И. Шамшурина, Н. Г. Волохова. Авторы признательны всем коллегам, способствовавшим проведению экспедиционных работ и подготовке рукописи к изданию.

Исследования, результаты которых изложены в книге, проведены в связи с программой "Платина России" и программой "Сибирь".



Рис. 1. Схема размещения ультрабазит-базитовых массивов в складчатых структурах Юга Сибири:

четвертичные отложения; 2 — мезо-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 3 — чехол Сибирской платформы; 4—11 — складчатые комплексы: 4 — герцинский, 5 — среднепалеозойские и мезозойские комплексы межгорных прогибов, 6 — каледонский, 7 — салаирский, 8 — протерозойский, 9 — протерозойский эвгеосинклинальный Байкало-Муйской зоны, 10 — архейско-нижнепротерозойский, 11 — архейский;
12 — ультрабазит-базитовые массивы; 13 — альпинотипные гипербазиты; 14 — габбро-анортозитовые массивы; 15 — районы проявления различных типов платинометальной минерализации в россыпях: а — сперрилитовой, 6 — рутениридосминовой, в — ферроплатиновой; 16 — проявления коренной платиновой минерализации в ультрабазит-базитовых массивах: 1 — Среднетерсинский, 2 — Аталыкский, 3 — Нижнедербинский, 4 — Аргыджекский, 5 — Кингашский, 6 — Запевалихинский, 7 — Тактыгойский, 8 — Куртугойский, 9 — Малозадойский, 10 — Йоко-Довыренский, 11 — Чинейский, 20 — Чад, 21 — Феклистов.

Глава 1

ПРОМЫШЛЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТИНОВЫХ РУД В РАССЛОЕННЫХ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ МАССИВАХ

1.1. Добыча и запасы платиновых металлов в различных типах месторождений

Платина известна человеку с давних времен, однако в заметном количестве добывать ее начали только в 18 веке, в основном, из россыпей Колумбии и Бразилии. Сохранились сведения, что из россыпей Колумбии в 1735-1788 гг. ежегодно добывали по 130-300 кг, а всего за 200 лет, начиная с 1735 г., добыто около 40 т платины [Высоцкий, 1933]. С 1824 г. началась добыча платины из россыпей Урала: максимальное ее количество (6,4 т) добыто в 1901 г., всего же с 1824 по 1920 г. из уральских россыпей извлечено около 254 т. В эти годы около 90 % добываемой в мире платины извлекалось из россыпей Урала (рис. 2). К 1920 г. в связи с гражданской войной в России добыча платины на Урале практически прекратилась и в дальнейшем уральские россыпи уже никогда больше не играли такой существенной роли в мировой добыче этого металла. К этому времени были освоены способы извлечения платиновых металлов из сульфидных медно-никелевых руд. Впервые этот процесс осуществлен, по-видимому, в США, где в 1913 г. из руд собственных месторождений было получено 32 кг Pt и Pd, а в 1920 г. уже более 300 кг [Высоцкий, 1933]. В эти же годы начали извлекать платиновые металлы из Cu-Ni руд в Канаде, район Садбери. В 1926 г. приступили к разработке малосульфидных платиновых руд Бушвельдского плутона в ЮАР, а с 1942 г. — медно-никелевых руд в Норильском районе. Мировая добыча платиновых металлов резко возросла, особенно после 1950 г., и достигла к 1991 г. 287 т (см. рис. 2).

Сведения о добыче платиновых металлов в различных странах в 1982 по 1991 гг. приведены в табл. 1. Лидирующее место занимает ЮАР благодаря разработке малосульфидных платиновых руд Бушвельдского плутона, сосредо-

<i>a</i>	1000	1004	100 (1000	
Страны	1982	1984	1986	1989	1991
ЮАР	98,00	114,10	119,4	135,80	1 39,00
CCCP*	61,60	62,80	63,10	127,50	125,00
Канада	9,30	11,20	11,50	10,40	11,00
CIIIA	0,20	0,50	2,00	6,30	7,70
Другие страны	3,20	4,30	4,70	4,00	4,30
Bcero:	172,30	192,90	200,70	284,00	287,00

Таблица 1. Добыча металлов платиновой группы (т) с 1982 по 1991 гг. (по данным [Mining Survey, р. 2: Loebenstein, 1992])

* Для СССР — продажа.



Рис. 2. Мировая добыча платиновых металлов в 1735—1992 гг. [Высоцкий, 1933; Mining Survey, 1987, р. 2; Loebenstein, 1992]:

а — мировая добыча платины в 1800—1920 гг., пунктиром обозначена добыча платины на Урале; б — рост добычи платиновых металлов в США в связи с началом разработки месторождений ЈМ рифа в Стиллуотерском массиве.

точенных в платиноносных горизонтах рифа Меренского и хромитового слоя UG-2. В СССР и Канаде платиновые металлы добывались, в основном, из руд сульфидных Сu—Ni месторождений. В США, начиная в 1986 г., заметно увеличилась добыча платиновых металлов за счет ввода в действие нового рудника, разрабатывающего малосульфидные руды в пределах Стиллуотерского массива (см. рис. 2). Основными источниками платиновых металлов являются месторождения малосульфидных руд в расслоенных ультрабазит-базитовых интрузивах, а также сульфидные Cu—Ni месторождения, из которых платиновые металлы добываются как сопутствующие компоненты.

Дальнейший рост добычи платиновых металлов будет происходить за счет эксплуатации малосульфидных руд в расслоенных интрузивах. Об этом свидетельствует тот факт, что именно в этом типе месторождений сосредоточено более 90 % запасов платиновых металлов (табл. 2). Очевидно, что при оценке перспектив платиноносности крупных геологических структур главное внимание должно уделяться малосульфидному оруденению в расслоенных ультрабазит-базитовых плутонах.

Типы месторож теций	Установле	нные ресурсы
типы месторождении	тыс. т	%
Малосульфидные руды в расслоенных массивах Бушвельд:		
Риф Меренского	16,96	
UG-2	32,05	
Платриф	11,38	
Великая Дайка	7,89	
Стиллуотер	1,06	
Итого:	69,34	91,24
Сульфидные Си-Ni месторождения		1.1
Норильск-Талнах	6,20	
Садбери	0,22	
Лак-дез-Иль, Маратон (Канада)	0,10	
Камбалда (Австралия)	0,01	
Итого:	6,53	8,59
Медно-порфировые месторождения		
Бангнем и др., США	0,03	0,04
Россыпные месторождения		
США, Колумбия и другие страны	0,10	0,13
Bcero:	76,00	100,00

Габлица 2. Установленные ресурсы металлов платиновой группы в различных типах месторождений на 1987 г. (по данным А. J. Naldrett et al., [1987]; Л. Г. Барташевич [1989])

1.2. Месторождения руд платиновых металлов в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах

Для надежного прогнозирования и поисков малосульфидных руд с элементами платиновой группы (ЭПГ) необходимо выяснить с какого типа интрузивами связаны их промышленные скопления и механизмы образования высоких концентраций. Попытка классификации платиноносных ультрабазит-базитовых интрузивов предпринята А. Дж. Налдреттом и Л. Кабри, которые предложили разделять их на три класса: А — синвулканические интрузивы (серии коматиитов или серии толеитов); Б — интрузии на площадях кратонов (крупные расслоенные массивы, трапповые интрузивы); В — массивы, внедренные во время орогенеза (синорогенные интрузии, офиолитовые комплексы, мантийные диапиры и комплексы аляскинского типа). Такую классификацию, однако, нельзя считать удачной, поскольку разделение проведено на различной основе. В этой классификации доминируют тектонические внешние для интрузивов признаки, а не особенности их состава, которые, на наш взгляд, являются определяющими при оценке рудоносности магматических ассоциаций. Формационный подход к классификации месторождений ЭПГ развивается в работах советских исследователей, обзор которых подробно дан А. И. Кривцовым [1988].

∞ Таблица 3.

Расслоенные ультрабазит-базитовые интрузивы, содержащие минерализацию ЭПГ

№ п/п	Массив	Возраст, млн лет	Площадь, км ² Мощность, км	Последовательность кристаллизации	Сумма ЭПГ	Pd, r/t	Pt, r/t	Pt/Pd	Сц, % .	Ni, %	Мощ- ность рифа, м	Лите- ратур- ный источ- ник
1	Бушвельд (ЮАР) а) Риф Меренского 6) Риф UG-2	2100	> 8000 7-8	Ол—Ол+РП—Ол+РП+Хр— Пл+РП+Хр+МП— Пл+МП—Пл+МП+МГН— Пл+МП+МГН+Ол	8,1 8,7 7,2	2,0 3,24	4,8 3,22	2,4 1,0	0,17 0,03	0,28 0,16 0.36	0, 3 —1,5 0,6	[1, 2]
2	в) Платриф Стиллуотер (США) а) Риф ЈМ б) Риф Пикет-Пин	2700	> 200 5,5	Ол—Ол+РП—Ол+РП+Хр— Пл+РП—Пл+РП+МП— Пл+МП±Ол±РП— Пл+МП+РП	7,2 22,3 3,0	 17,3 	5,0 —	 0,29 	0,18 0,17 0,2—0,4	0,24 0,1	— 0,8—2 0,5	[3, 4]
3	Великая Дайка (Зимбабве)	2416	> 1000 3,5	Ол—Ол+Хр—Ол+РП— РП+МП—Пл+РП+МП								
4	Риф S Пеникейт (Финляндия)	2440	> 100 1,5 —3 ,5	Ол—РП+Хр—РП+МП— РП+МП+Пл	4,7	2—3	4—8	1,8	0,2	0,2—0,4	0,4—1,5	[5]
a na s	Риф S1 1-й горизонт 2-й горизонт				5 200	2,7 156,0	2,7 51,9	1,0 0,33	0,06 0,04	0,16 0,08	1—2 20	[6, 7, 8]
	Риф АР I 1-й горизонт		2		9	7,12	1,96	0,27	0,1 3	0,08	0,3	
	2-й горизонт Риф PV				8,7 6,6	6,15 2,9	2,6 3,7	0,42 1,27	0,09 0,25	0,03 0,24	_ _	

5	Панский (Россия)	2440	200 3	(Ол)—РП—Пл+РП+МП	до 12	2—10	0,3—2	0,2	0,22	0,15	0,5—1,5	[9,10, 11,12]
6	Мончегорский (Россия)	2440	65 > 1,5	Ол—Ол+Хр—Ол+РП— РП—Ол+РП+Пл—РП+МП+Пл	до 2,8	0,86—2,45	0,1	0,12	0,13	0,5	4	[13]
7	Манни-Манни (Австралия)	2850	200 > 5,5	Ол—Ол+МП—МП+РП— РП+Хр—Пл±МП+Р— Пл+МП+РП+МГН	2,9—8	2,8	до 2	0,55	0,30	0,20	0,5—1,1	[14, 15]
8	Лак-дез-Иль (Канада)	AR	30 —	Ол+ХрОл+МП—МП+МГН— Пл+МП±МГН— Пл+МП+РП	5,75	до 16	0,9	0,05	0,13	0,17	10—15	[16, 17]
9	Макскокс (Канада)	1150— 1250	1200 > 2,0	а) Ол-Ол+МП-Ол+МП+Пл	-	-	-	-	-	w	_	[2]
				6) Ол—Ол+РП —Ол+РП(?)+ +МП—Ол+МП+РП+Пл	<u> </u>	44,5	10,3	4,4	-	-	-	
10	Дулут (США)	1120	 4,5	Ол—Ол+Пл—Ол+Пл+МП	до 14	2,2	0,9	0,40	0,66	0,22	0,24—1,0	[18]
11	Лонгвуд (Новая Зеландия)	230	300 2	Ол+Шп—Ол+Пл— Ол+Пл+МП—Пл+МП+РП	до б	0,2—3,3	0,3—3,0	0,90	0,46	0,20	_	[19]
12	Номгон (Монголия)	5 3 0(?)	2	Ол—Ол+Пл—Ол+Пл+МП— Ол+Пл+МП+РП—Пл+МП+РП	до 1,5	0,6	0,3	2,0	0,7	0,03	10	[20]
13	Скаергаард (Гренландия)	55	 2,5	а) (Ол)—Ол+Пл—Ол+Пл+МП	-	-	-	-	-	-	-	[2]
				б) Ол+Пл+МП+РП—Пл+МП+ +РП+ МГ Н	2,5	_	-	-	-	—	·	[21]
14	Чинейский (Россия)	PR	100 2,5 3	РП+МГН—РП+МП+МГН— РП+МП+Пл+МГН	14	12—14	0,5—4,0	—	-	—	-	[22]

Примечание: Ол — оливин; РП — ортопироксен; МП — клинопироксен; Хр — хромит; Пл — плагиоклаз; МГН — магнетит; Шп — шпинель. Литературные источники: 1 — Irvine, 1970; 2 — Висhanan, 1988; 3 — Naldrett et al., 1987; 4 — Naldrett et al., 1981; 5 — Wilson et al., 1989; 6, 7 — Halkoaho et al., 1990; 8 — Huhtelin et al., 1990; 9 — Козлов, 1973; 10 — Кривенко и др., 1989; 11 — Проскуряков, 1967; 12 — Веселовский и др., 1988; 13 — Конников и др., 1993; 14 — Hoatson, Keays, 1989; 15 — Barnes et al., 1990; 16 — Watkinson, Dunning, 1979; 17 — Naldrett, 1981; 18 — Saini-Eidukat, 1990; 19 — Сомфен et al., 1990; 20 — Изох и др., 1991; 21 — Bird et al., 1991; 22 — Гонтальский, Криволуцкая, 1993. Авторами настоящей работы используется принцип классификации магматических формаций по набору и составу породных групп [Кузнецов и др., 1976; Белоусов и др., 1982; Поляков, Кривенко, 1985; Балыкин, 1990]. Этот подход широко опробован и хорошо зарекомендовал себя на примере разнотипных ультрабазит-базитовых ассоциаций различных регионов [Протерозойские... формации..., 1986; Габброидные формации..., 1990]. Он оказался плодотворным при оценке перспектив никеленосности ультрабазит-базитовых ассоциаций складчатых областей Сибири [Медь-никеленосные... формации..., 1990] и может быть использован для оценки перспектив платиноносности ультрабазитбазитовых ассоциаций Юга Сибири.

Прежде чем перейти к формационному анализу ультрабазит-базитовых ассоциаций Юга Сибири и оценке перспектив их платиноносности рассмотрим с позиции нашего подхода дифференцированные интрузивы, вмещающие промышленные платиновые месторождения. Долгое время считалось, что платиновое оруденение в Бушвельдском массиве представляет собой уникальное явление, связанное с огромными размерами этого интрузива. Однако открытие в 1973 г. промышленных концентраций ЭПГ в сравнительно небольшом (в 300 раз меньше Бушвельда) Стиллуотерском массиве стимулировало изучение других дифференцированных интрузивов в различных регионах мира и отработку моделей образования собственно платиновых месторождений.

В настоящее время в мире известны десятки интрузивов, в которых обнаружены высокие содержания платиноидов и золота (табл. 3). Из приведенных данных отчетливо видно, что все рудоносные интрузивы имеют мощность расслоенной серии не менее 1,5-2 км и площадь выходов, превышающую 100 км². Это обстоятельство определяет не только высокую степень дифференцированности интрузивов, но и имеет важное значение для получения высоких концентраций ЭПГ в виде маломощных рифов. Большинство рудоносных интрузивов обнаруживают докембрийский возраст, однако этот признак не является обязательным, поскольку имеется ряд фанерозойских платиноносных интрузивов: Норильск-Талнах (P—T), Лонгвуд (T), Скаергаард (KZ). Преобладание древних рудоносных интрузивов определяется главным образом тем, что древние дифференцированные массивы, как правило, имеют большие размеры, поскольку вскрываются на более глубоких эрозионных уровнях.

Петрохимические данные для наиболее известных платиноносных ультрабазит-базитовых интрузивов приведены в табл. 4. Как видно, главными чертами химизма пород массивов, вмещающих минерализацию ЭПГ, являются низкие содержания титана, щелочей, фосфора и высокие — магния, глинозема. Существенная особенность платиноносных ультрабазит-базитовых интрузивов — ортопироксеновая специфика состава ультраосновных и основных пород. Более детально наиболее известные в мире платиноносные интрузивы рассмотрены в сводках [Кривцов, 1988; Платинометальные месторождения..., 1994].

После открытия собственно платиновой минерализации в Стиллуотерском массиве были сформулированы определенные критерии прогнозирования и поисков платинометального оруденения этого типа [Рундквист, Гурская, 1986]. Считалось, что платинометальное оруденение связано исключительно с породами расслоенных плутонов перидотит-ортопироксенит-норитовой ультрамафит-мафитовой формации. На последующих этапах это действительно привело к открытию новых месторождений ЭПГ в такого типа интрузивах, например, в массиве Пеникейт в Финляндии и в Панском массиве в России. Однако обзор полученных в последнее время данных показал, что перспективными являются и другие типы ультрамафит-мафитовых интрузивов, в частности, дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые и дунит-троктолит-анортозит-

							·-			
Массив	Группа пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	К ₂ О	P ₂ O ₅
1.1.1										
Бушвельдский	У	42,0	0,1	1,9	13,6	40,1	1,2	0,2	0,2	0,06
	СУ	52,9	0,3	6,5	10,8	23,0	4,6	0,7	0,3	0,16
	Б	50,4	1,2	17,3	10,4	6,5	10,6	2,2	0,6	0,22
	A	49,3	0,1	30,2	1,5	1,5	15,1	1,9	0,2	0,07
Стиллуотерский	• у	43,8	0,1	2,4	13,3	38,1	1,3	0,2	0,03	0,01
	СУ	55,8	0,1	4,4	9,3	26,7	3,6	0,3	0,03	0,01
	Б	50,6	0,2	17,9	5,6	11,8	12,4	1,2	0,1	0,01
	A	48,6	0,1	27,1	2,3	2,9	16,4	2,1	0,1	0,01
Мончегорский	У	43,7	0,3	2,7	11,1	39,6	1,8	0,3	0,1	0,02
	СУ	52,7	0,3	5,4	9,6	26,8	3,9	0,6	0,2	0,03
	Б	51,8	0,3	16,5	7,9	10,3	10,5	2,1	0,3	0,03
Панский	СУ	52,7	0,28	9,5	9,8	17,4	8,3	1,2	0,24	0,08
	Б	51,7	0,30	15,9	7,7	10,4	11,5	1,9	0,30	0,09
	A	50,0	0,12	27,5	4,0	1,9	13,7	2,8	0,17	0,10
Скаергаард	У	40,8	1,4	6,0	19,3	26,7	4,47	0,59	0,10	—
	Б	48,1	2,1	16,3	12,4	6,84	10,4	2,75	0,31	—
	A	52,0	1,3	23,7	6,3	1,2	9,91	4,6	0,43	-
Номгон	Б	45,3	0,20	22,2	5,6	8,4	15,2	1,19	0,10	0,03
	A	45,7	0,22	29,6	2,4	2,7	15,4	1,88	0,19	0,05

Таблица 4.	Петрохимические данные для ультрабазит-базитовых интрузивов,
	вмещающих минерализацию ЭПГ, мас.%

Примечание. Породные группы: У — ультрабазитовая, СУ — субультрабазитовая, Б — базитовая, А — анортозитовая.

габбровые. Таким образом, малосульфидное платинометальное оруденение обычно приурочено к крупным полнодифференцированным интрузивам ультрамафит-мафитового типа, которые относятся к перидотит-пироксенит-анортозит-габбровому типу формаций. Возраст интрузивов не имеет решающего значения, хотя преобладают массивы докембрийского возраста, что, как мы считаем, определяется более крупными размерами древних плутонов.

1.3. Механизм формирования промышленных концентраций ЭПГ в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах

В приведенном обзоре платиноносных интрузивов показано, что все они относятся к перидотит-габбровому типу формаций различного возраста (см. табл. 3). С учетом последовательности кристаллизации кумулусных минералов и смены пород по разрезам расслоенных серий они относятся к гарцбургитбронзитит-анортозит-габброноритовой, дунит-пироксенит-анортозит-габбровой и дунит-троктолит-анортозит-габбровой формациям. Одним из главных рудообразующих параметров, который необходимо учитывать при оценке платиноносности ультрабазит-базитовых интрузивов, является их крупный размер. Площадь выходов обычно превышает 100 км², а мощность расслоенной серии больше 2 км (см. табл. 3). Эти условия напрямую вытекают из магматической модели малосульфидных платиновых рифов в пределах расслоенных массивов, детально разрабатываемой зарубежными коллегами [Naldrett et al., 1987; Campbell et al., 1983], согласно которой рифы ЭПГ образуются в результате аккумуляции капель несмесимой сульфидной жидкости, находящейся в равновесии с большим объемом силикатного расплава.

Высокие содержания ЭПГ в сульфидном расплаве обусловлены высокими коэффициентами распределения платины и палладия по отношению к сульфидной фазе (n · 10⁵). Равновесие с большим объемом силикатного расплава необходимо для еще большего обогащения сульфидов ЭПГ. И. Кемпбелл и А. Налдретт предложили уравнение, описывающее концентрацию элементов в сульфидной фазе в зависимости от содержания компонента в исходном расплаве, коэффициента распределения и соотношения массы сульфидного и силикатного расплавов, которое выглядит следующим образом:

$$Y_i = X_i \cdot D_i \cdot (R+1) / (R+D_i),$$

где Y_i — концентрация *i*-го элемента в сульфидной фазе; X_i — его концентрация в исходном силикатном респлаве; D_i — коэффициент распределения этого элемента между сульфидной фазой и силикатным расплавом; R — отношение масс силикатного и сульфидного расплавов [Campbell, Naldrett, 1979; Campbell et al., 1983].

Из этого выражения вытекает, что высокая концентрация ЭПГ в сульфидной фазе в большей степени определяется R-фактором и в меньшей — исходной концентрацией платиноидов в силикатном расплаве. Проведенные расчеты для JM рифа Стиллуотерского интрузива и UG-2 и рифа Меренского в Бушвельдском плутоне показали, что для их образования требуется 1,3—7,6; 0,15—1,0 и 0,3—0,47 км мощности расслоенных серий соответственно. Исходя из этого делается вывод, что при оценке платиноносности важным аспектом является мощность расслоенной серии.

В соответствии с магматической моделью находятся латеральная устойчивость платиновых рифов, выражающаяся в приуроченности к определенному стратиграфическому уровню расслоенной серии, однотипность распределения ЭПГ и систематический стратиграфический контроль ЭПГ с сульфидами, который отчетливо проявляется во всех платиноносных интрузивах. Из приведенных материалов видно, что платиноносные рифы проявляются в разных интрузивах на различных уровнях расслоенной серии и не всегда приурочены в основанию циклических единиц, пегматоидным разностям, хромитовым горизонтам или к появлению первого кумулусного плагиоклаза. Многие из этих признаков рассматривались в качестве поисковых критериев по аналогии с Бушвельдским и Стиллуотерским массивами.

Увеличение числа платиноносных интрузивов позволяет наметить основные рудоконтролирующие признаки и отбросить второстепенные, присущие отдельным массивам. Главным рудоконтролирующим фактором является стратиграфический контроль ЭПГ сульфидами, что обусловлено насыщением кристаллизующегося базитового расплава серой и появлением на ликвидусе несмесимой сульфидной фазы. На каком этапе произойдет это событие определяется многими факторами: содержанием серы в исходном расплаве, составом исходного расплава, давлением, температурой, фугитивностью кислорода, флюидонасыщенностью расплава, внедрением новой порции расплава, концентрацией и привносом серы из вмещающих пород. Такое многообразие факторов, определяющих насыщение расплава серой, и неизвестность многих зависимостей осложняют создание расчетных физико-химических моделей этих процессов и теоретическое обоснование уровней появления ликвидусной сульфидной фазы. Тем не менее, знание основных зависимостей растворимости серы в расплаве позволяет сделать некоторые выводы. В частности, растворимость серы резко снижается при уменьшении содержания FeO в расплаве и увеличении его кремнекислотности [Buchanan, Nolan, 1979; Buchanan, Rouse, 1984; Альмухамедов, Медведев, 1982]. Показано, что кристаллизация хромита и магнетита приводит к уменьшению содержания FeO в расплаве и резкому увеличению его кремнекислотности, что способствует пересыщению расплава серой. Отсюда становится понятной приуроченность концентраций ЭПГ к хромитам, как это имеет место в Бушвельдском интрузиве, причем коллектором ЭПГ является сульфидная фаза, а не хромиты.

С учетом данных по растворимости серы в зависимости от кремнекислотности базитового расплава становится понятна и приуроченность месторождений ЭПГ к массивам, имеющим ортопироксеновый уклон (Бушвельд, Стиллуотер, Пеникейт, Панский и др.), и сравнительная редкость их в других типах интрузивов. Указанные интрузивы имеют высокую кремнекислотность родоначального расплава (см. табл. 4, 51—53 % SiO₂), поэтому кристаллизация оливина и хромита на ранней стадии приводит к увеличению кремнекислотности остаточного расплава, что способствует падению растворимости серы в расплаве и выделению несмесимой сульфидной жидкости. Для дунит-троктолит-габбровых массивов с низкой кремнеземистостью исходного расплава (см. табл. 4, 45—46 % SiO₂) кристаллизация оливина и плагиоклаза не приводит к увеличению кремнекислотности остаточного расплава и поэтому для насыщения его серой требуются дополнительные, часто внешние факторы, в частности, контаминация серы из вмещающих пород, как это предполагается для Дулутского интрузива [Saini-Eidukat et al., 1990]. Из рассмотренных материалов ясно, что при прогнозно-поисковых работах предпочтение должно отдаваться интрузивам, имеющим ортопироксеновый уклон, хотя крупные массивы другого типа не должны игнорироваться, особенно если они располагаются в сульфидсодержащих вмещающих породах.

Перспективность интрузива в отношении минерализации ЭПГ также зависит от того, на каком этапе произошло насыщение расплава серой. Насыщение на ранних этапах, до начала кристаллизации оливина, благоприятно для образования магматических сульфидных медно-никелевых руд, но не способствует концентрации ЭПГ, об этом свидетельствуют низкие их концентрации в большинстве медно-никелевых месторождений за исключением Талнаха [Налдретт, 1984]. Раннее насыщение расплава серой и формирование убоговкрапленных сульфидных руд в нижней дунитовой части предполагается для Довыренского интрузива в Забайкалье, что приводит к падению концентраций ЭПГ в верхних частях разреза расслоенной серии [Кислов, 1992]. Тем не менее, насыщение расплава серой на заключительных этапах кристаллизации не позволяет выделившимся сульфидам проконтактировать с большим объемом силикатного расплава и в соответствии с R-фактором, даже при накоплении ЭПГ в остаточном расплаве, не может дать высоких их концентраций. Отсюда наиболее благоприятный прогнозно-поисковый фактор — появление сульфидной вкрапленности в средних частях разреза расслоенной серии.

Мощность платиноносных рифов в рудоносных интрузивах варьирует от 20 см до 1,5—2 м и только в некоторых случаях в депрессионных структурах достигает 20 м (см. табл. 3). Распределение ЭПГ в пределах рифов неравномерное, это хорошо показано на примере UG-2 и рифа Меренского в Бушвельдском



Рис. 3. Распределение хрома, халькофильных элементов и ЭПГ в рифе Меренского Бушвельдского интрузива [Crocket et al., 1976].

S и Cr — в %, остальные — в г/т.

интрузиве (рис. 3). По характеру распределения ЭПГ и сульфидов в платиноносном горизонте в настоящее время выделяются рифы: совмещенные, когда максимумы концентраций ЭПГ и сульфидов совпадают (рифы JM, UG-2, Меренского, \$1 и др.) (рис. 3, 4), и расщепленные, когда максимумы концентраций ЭПГ и сульфидов не совпадают, причем пики концентраций платины и палладия смещены на несколько метров ниже пиков никеля и меди. Такие рифы ЭПГ выявлены в массивах Великая Дайка [Wilson et al., 1989; Naldrett, Wilson, 1990], Манни-Манни [Barnes et al., 1990] и, возможно, в Скаергаардском интрузиве [Bird et al., 1991]. При этом наблюдается смещение пиков Pt, Pd и Au, когда максимум концентрации палладия смещается на 0,5—1 м ниже пика платины, а пик золота располагается на несколько метров выше. Такой характер распределения ЭПГ и халькофильных элементов хорошо согласуется с сульфидно-магматической моделью образования малосульфидной платиновой минерализации при нарастающем насыщении расплава серой.

Согласно этой модели первые выделившиеся капельки сульфидов максимально обогащаются палладием и в меньшей степени платиной, поскольку K_d у палладия выше нежели у платины [Barnes et al., 1990]. Золото имеет K_d , близкий к Сu, поэтому пик Au в расщепленных рифах располагается выше пика ЭПГ. Подобный характер распределения ЭПГ и Au установлен нами в дунитах Среднетерсинского массива, что подтверждает магматогенную природу в нем минерализации платиноидов, a с учетом небольших мощностей платиноносных рифов позволяет предполагать возможность обнаружения в нем более высоких концентраций.

Для совмещенных рифов предполагается кратковременное насыщение расплавов серой, например, в связи с внедрением новой порции базитового расплава: Бушвельдский и Стиллуотерский интрузивы [Naldrett et al., 1987].



Рис. 4. Распределение халькофильных элементов, Pd и Pt в разрезе Стиллуотерского массива [Page et al., 1985].

S, Cu, Ni — в %, Pd и Pt — в мг/т: 1 — сульфидная вкрапленность, 2 — хромиты, 3 — границы зон.

Резюмируя изложенное, можно сформулировать главные прогнозно-поисковые критерии платиноносного интрузива. Это должен быть крупный расслоенный ультрабазит-базитовый массив, относящийся к типу перидотитпироксенит-анортозит-габбровых формаций. Предпочтение нужно отдавать интрузивам, имеющим ортопироксеновый уклон, хотя другие крупные интрузивы, даже высокотитанистые, необходимо рассматривать как перспективные (например, Чинейский массив в Забайкалье). Исходный расплав должен быть изначально не насыщен серой, в противном случае это приведет к образованию сплошных никелевых руд и не даст высоких концентраций ЭПГ. Исключением являются интрузивы Норильского района. Необходимое условие для концентрации ЭПГ — кратковременное насыщение расплава серой на средних этапах его кристаллизации. Из второстепенных условий следует учитывать приуроченность интрузивов к сульфидсодержащим вмещающим породам, что способствует насыщению расплава серой за счет ее контаминации. Из тектонических факторов отметим приуроченность платиноносных интрузивов к орогенной и платформенной стадиям эволюции земной коры или к окраинно-континентальным рифтовым системам.

Анализ литературных данных и наши исследования поведения ЭПГ в магматогенных системах свидетельствуют о том, что не только наличие сульфидной серы в силикатных расплавах активно влияет на характер перераспределения ЭПГ между фазами в интрузивных массивах. При отсутствии в высокотемпературных магматических расплавах серы или при ее присутствии в окисленной форме на первый план выступают соединения ЭПГ с галогенидами, которые концентрируются во флюидной фазе силикатных расплавов. В работе А. Л. Павлова [1992] показана возможность присутствия свободных галогенидов при высоких температурах магматического процесса, а хлорирование, в свою очередь, активизирует экстракцию и транспортировку платиноидов в форме летучих соединений хлоридов. Реализация транспортных реакций с участием хлора и кислорода иллюстрируется Г. Шефером [1964] на примере ряда рудных элементов, в том числе Аu, Аg и ЭПГ.

Глава 2 ПЛАТИНОНОСНЫЕ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

2.1. Платиноносные габброидные формации Алтае-Саянской области

Габброидные ассоциации Алтае-Саянской области (АСО) многочисленны, разнообразны и достаточно хорошо изучены. Работы по их формационному анализу ведутся давно и периодически публикуются обобщения, подводящие итоги этих исследований [Волохов и др., 1964; Поляков и др., 1973, 1976, 1981, 1989; Кривенко, 1984]. В настоящее время по особенностям вещественного состава и набору групп пород выделяются следующие типы формаций:

1) собственно габброидные, включающие в себя габбро-диорит-диабазовые, габброноритовые, габбро-монцодиоритовые и щелочно-базитовые комплексы;

- 2) анортозит-габбровые;
- 3) пироксенит-габбровые, включая пикрит-диабазовые;
- 4) анортозит-пироксенит-габбровые;
- 5) перидотит-пироксенит-габбровые;
- 6) перидотит-пироксенит-анортозит-габбровые (габброноритовые);
- 7) сиенит-габбровые;
- 8) пироксенит-сиенит габбровые;
- 9) перидотит-пироксенит-сиенит-габбровые;
- 10) пироксенит-анортозит-габбровые с титаномагнетитовыми рудами.

Из всего этого многообразия к классу ультрабазит-базитовых ассоциаций, перспективных в отношении собственно платиновой минерализации, относятся анортозит-пироксенит-габбровые, перидотит-пироксенит-габбровые и перидотит-пироксенит-анортозит-габбровые (габброноритовые) ассоциации. Последние широкого распространены в различных структурах Алтае-Саянской области. Петрохимические данные по этим ассоциациям приведены в табл. 5. Все они относятся к низкотитанистым, низкощелочным, низкофосфористым ассоциациям, в составе которых участвуют ультрамафитовая, субультрамафитовая, мафитовая и анортозитовая группы пород.

Докембрийские ультрабазит-базитовые комплексы развиты ограниченно. К ним относятся ультраосновные и основные массивы, выделенные в составе Канского зеленокаменного пояса [Ножкин, Смагин, 1988]. Эти массивы имеют небольшие размеры, поэтому маловероятно ожидать значительных концентраций ЭПГ, хотя они могут представлять интерес при поиске и оценке медноникелевого оруденения, обнаруженного недавно в связи с этой ассоциацией (Кингашский массив).

Перспективными можно считать комплексы: архейский дифференцированный пироксенит-анортозит-габброноритовый в южной части Енисейского кряжа, в частности, крупный Зимовейнинский массив, протяженностью более

							,					
<u>№</u> п/п	Массив	Группа пород	Число ана- лизов	SiO2	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
I	Зимовейнин- ский, AR	БП	16 1	48,4 52.6	2,7 0.3	15,2	13,9 9.4	6,9 21.0	10,0 11,3	1,8 0.3	0,5 0.2	0,14
	[Корнев, 1962]	A	1	48,2	0,2	30,7	2,5	0,9	14,9	2,3	0,2	0,05
2	Арбанский комплекс, PR ₁ [Абрамович и др., 1979]	Б	46	50,5	1,1	15,3	12,1	7,3	1 0,7	2,1	0,6	_
3	Айнакский, R ₃	Б А П У	11 5 12 11	45,4 46,8 42,2 39,2	0,3 0,1 0,1 0,1	18,8 28,4 10,8 3,5	8,2 3,3 14,0 17,9	11,7 4,1 24,0 35,5	13,7 15,0 7,8 2,6	1,3 1,9 0,6 0,2	0,3 0,3 0,1 0,1	0,01 0,03 0,01 0,01
4	Дугдинский, R ₃	Б А П У	54 11 19 46	46,5 47,0 46,3 43,6	0,6 0,4 1,1 0,4	17,3 25,6 10,0 4,8	7,4 4,0 9,6 12,6	9,8 4,2 12,7 27,9	17,2 17,3 19,2 9,9	0,8 1,2 0,5 0,3	0,1 0,1 0,1 0,1	0,06 0,06 0,07 0,04
5	Верхнерифей- ская ППАГ, Енисейский кряж [Корнев, 1974]	Б П У А	21 35 28 1	50,8 47,0 44,2 46,2	1,1 1,1 0,2 0,2	15,5 10,8 2,6 27,3	10,7 11,0 9,7 2,9	8,8 19,4 40,4 6,7	9,6 8,6 1,6 13,5	2,3 0,6 0,3 2,3	0,7 0,6 0,3 0,8	0,11 0,17 0,09 0,01
6	Среднетерсин- ский, Кузнец- кий Алатау [Пругов, 1971]	Б У П	29 90 21	50,0 43,64 50,78	0,65 0,04 0,17	16,42 1,04 5,29	8,92 8,83 6,15	8,36 43,16 18,97	11,65 2,46 17,20	2,13 0,11 0,66	0,79 0,02 0,26	0,12 0,01 0,05
7	Лысогорский, Западный Саян [Волохов, Иванов, 1963]	Б У П А	16 21 6 2	49,7 43,7 51,2 43,4	0,9 0,5 0,6 0,4	15,3 2,8 4,3 26,2	9,9 13,5 10,1 6,1	11,4 28,9 21,0 6,6	9,6 9,6 11,6 15,2	2,3 0,5 0,6 1,4	0,3 0,1 0,1 0,3	0,23 0,02 0,01
8	Шаманский, Западный Саян [Основные черты, 1972]	Б У П	21 15 11	49,4 43,7 47,7	0,9 0,3 0,7	17,1 2,4 5,4	10,7 13,1 10,7	9,1 33,5 20,3	9,8 6,1 13,7	2,3 0,3 0,6	0,6 0,1	0,03 0,14
9	Аталык, Западный Саян	Б У П А	42 28 54 12	44,4 42,7 46,4 41,7	0,5 0,1 0,2 0,4	18,9 2,1 6,3 26,0	10,0 10,1 9,4 9,3	8,8 29,1 19,5 6,2	13,8 7,6 14,6 13,8	2,6 0,3 0,3 0,6	0,2 0,04 0,06 0,07	0,07 0,04 0,04 0,09
10	Нижнедербин- ский, Восточ- ный Саян	Б У П А	42 46 63 1	50,31 46,7 51,2 51,0	0,58 0,17 0,29 0,12	17,2 2,3 3,9 23,5	7,7 12,7 7,6 4,1	9,1 30,4 19,5 5,9	11,5 8,43 16,1 12,4	2,4 0,3 0,33 2,5	0,5 0,01 0,02 0,08	0,01 — — —
11	Мажалыкский, Тува [Основные черты, 1972]	Б У А	22 68 9	47,7 41,8 45,2	0,4 0,4 0,3	18,2 7,0 27,4	5,4 11,0 3,6	11,9 29,5 5,9	15,0 8,9 14,9	1,0 0,4 1,8	0,3 0,1 0,7	0,00 0,00 0,01
12	Калбакдаг, Тува	Б П А	25 15 3	46,1 45,5 44,7	0,6 0,7 0,3	19,3 10,6 27,5	8,3 12,0 4,4	9,5 16,9 5,2	14,9 13,1 16,9	0,9 0,5 0,8	0,1 0,1 0,1	0,02 0,01 0,01

Таблица 5. Петрохимические данные ультрабазит-базитовых ассоциаций Алтае-Саянской области, мас.%

Окончание табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
13	Брунган, Тува	Б У П	25 15 22	48,6 42,3 49,0	0,5 0,2 0,3	17,3 10,4 9,1	10,8 13,4 11,6	9,7 24,9 17,7	11,1 7,6 11,0	1,2 0,4 0,5	0,2 0,1 0,1	0,02 0,03 0,02
14	Ханга, Тува	Б П	7 6	51,0 49,2	0,9 0,5	18,3 8,0	8,3 11,6	8,0 19,6	9,8 10,0	2,6 0,6	0,4 0,1	0,30 0,08
15	Пограничный, Тува [Пятов, Семенов, 1984]	Б П	12 14	47,0 46,5	0,5 0,4	16,7 10,2	7,9 8,6	10,3 17,2	15,4 15,3	1, 2 0,7	0,1 0,1	0,07 0,03
16	Ханчар, Тува [Пятов, Семе- нов, 1984]	Б У А	22 2 7	46,1 41,6 46,6	0,6 0,3 0,3	20,2 6,5 26,1	8,2 12,5 4,9	9,0 30,9 5,0	13,5 6,7 14,6	1,6 0,2 1,8	0,2 0,1 0,3	0,07 0,03 0,06
17	Элиг-Холь, Тува [Пятов, Семенов, 1984]	Б У	18 3	48,0 42,5	0,8 0,7	20,2 6,7	8,0 15,2	8,6 26,1	10,8 7,2	2,6 0,8	0,6 0,2	0,14 0,10
18	Урюпинский, Кузнецкий Алатау [Нико- нов, Никонова, 1971]	Б У П	10 11 28	51,4 42,1 48,2	1,6 0,7 1,1	12,6 3,4 5,1	10,0 15,3 9,6	8,3 26,5 17,4	11,9 10,5 17,0	2,6 0,5 0,6	1,2 0,1 0,4	

Примечание. Группы пород: Б — мафитовая, П — субультрамафитовая (пироксенитовая), У — ультрамафитовая, А — анортозитовая, ППАГ — перидотит-пироксенит-анортозитгаббровая формация.

25 км [Корнев, 1962], кулибинский анортозит-пироксенит-габбровый в Канской глыбе, арбанский в Бирюсинском выступе, эденский перидотит-габбровый в Дербинском антиклинории, а также Айнакский и Дугдинский перидотитпироксенит-габбровые массивы в Восточном Саяне (см. табл. 5).

Среди раннепалеозойских дифференцированных интрузий перспективными в отношении платинометальной малосульфидной минерализации следует считать крупные перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовые интрузивы, широко проявленные в различных структурах Алтае-Саянской области. Массивы этого типа впервые выделены под названием габбро-пироксенитдунитовой формации на примере Лысогорского массива в Западном Саяне [Волохов, Иванов, 1961]. Позже в районе, примыкающем в Лысогорскому интрузиву, выделено еще несколько массивов, сходных по набору и составу магматических пород и строению расслоенных интрузивов (Аталыкский, Шаманский, Кобезский). Все эти массивы были объединены в лысогорский комплекс.

В составе лысогорского комплекса выделяются преобладающая мафитовая (троктолиты, оливиновые габбронориты, нориты), ультрамафитовая (дуниты, лерцолиты, верлиты), субультрамафитовая (оливиновые вебстериты и клинопироксениты) и анортозитовая группы пород [Кривенко, 1984]. С учетом распространенности групп пород лысогорский комплекс следует относить к перидотит-пироксенит-анортозит-габбровой формации, а с учетом видового петрографического состава — к массивам дунит-пироксенит-анортозит-габброноритового типа. Состав габброидной группы Лысогорского, Шаманского и Аталыкского массивов классифицируется как меланократовый, умеренномагниевый, низкощелочной и весьма низкощелочной (Аталыкский), высоконатриевый и весьма высоконатриевый (Лысогорский), среднеглиноземистый, низкотитанистый, а для массива Аталыкского — весьма низкотитанистый (см. табл. 5). Низкая щелочность и железистость базитов этого комплекса, а также низкие концентрации титана и фосфора типичны для рассматриваемого формационного типа, что подчеркивалось при описании лысогорского комплекса [Волохов, 1965]. В составе этого комплекса нами рассмотрена платиноносность Аталыкского массива.

Позднее расслоенные раннепалеозойские перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовые массивы были обнаружены в других районах Алтае-Саянской области и Западной Монголии, где они отнесены к следующим комплексам: нижнедербинскому в Восточном Саяне [Волохов, Иванов, 1964]; усинскому в Кузнецком Алатау [Волохов и др., 1968; Никонов, 1971; Пругов, 1971], мажалыкскому в Туве [Волохов и др., 1972; Поляков и др., 1984], хиргиснурскому и тамирскому в Западной Монголии [Поляков и др., 1984; Габброидные формации..., 1990]. Перспективность массивов этих комплексов в отношении малосульфидного платиноидного оруденения обусловлена тем, что все они относятся к классу низкощелочных, низкотитанистых и высокомагнезиальных ассоциаций [Пятов, Кривенко, 1986]. С некоторыми массивами этого типа установлена сульфидная медно-никелевая минерализация [Лисицын, Пятов, 1977; Пятов, Семенов, 1984; Медь-никеленосные... формации..., 1990]. В Номгонском троктолит-анортозит-габбровом массиве Монголии, относящемся к перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации, установлено малосульфидное палладий-платиновое рудопроявление стиллуотерского типа (см. табл. 3) [Габброидные формации..., 1990; Изох и др., 1990, 1991].

В Алтае-Саянской области в некоторых интрузивах перидотит-пироксенитанортозит-габброноритовой формации также установлены признаки платиновой минерализации. О перспективности в отношении ЭПГ минерализации Среднетерсинского ультрабазит-базитового массива указывают данные Н. К. Высоцкого [1933] и В. П. Пругова [1986]. В Бурлакском блоке Нижнедербинского массива, по данным А. Г. Еханина [1990], содержания ЭПГ в некоторых пробах верлитов достигают 1,5 г/т.

Учитывая связь малосульфидных платиновых месторождений преимущественно с крупными расслоенными ультрабазит-базитовыми массивами (см. табл. 3), авторами были проведены целенаправленные минералого-геохимические исследования большинства наиболее крупных перидотит-пироксенитанортозит-габброноритовых интрузивов Алтае-Саянской области.

2.2. Перспективные на платиновые металлы массивы

Среднетерсинский дунит-клинопироксенит-габбровый массив расположен в центральной части Кузнецкого Алатау на водоразделе рек Кия и Средняя Терсь. Он является наиболее крупным ультрабазит-базитовым массивом в составе усинского комплекса [Волохов и др., 1968]. Суммарная площадь выходов основных и ультраосновных пород превышает 80 км². Массив давно привлекает к себе внимание исследователей, однако в отношении его формационной принадлежности, генезиса и металлогении ведется оживленная дискуссия. Некоторые исследователи ультраосновные породы массива относят к формации альпинотипных гипербазитов, в связи с чем он разведывался на хромиты и асбест [Коновалова, Прусевич, 1977; Велинский и др., 1985], другие включают его в состав рифейско-кембрийской офиолитовой ассоциации [Офиолитовая ассоциация..., 1982]. В. П. Пругов и И. М. Волохов рассматривали его Рис. 5. Схема геологического строения Среднетерсинского массива (составлена с использованием материалов В. П. Пругова, И. В. Пруговой [1983]):

 дуниты и серпентинизированные дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — лерцолиты; 4 — верлиты; 5 — оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты, реже вебстериты; 6 — габбро; 7 — граниты; 8 — диориты и гранодиориты; 9 — мелкозернистые граниты; 10 — амфиболовые габбро; 11 — вмещающие породы; 12 — тектонические нарушения. Цифрой 2 обозначена скважина, из которой отобраны образцы (см. рис. 8).

в качестве сложнодифференцированного ультрабазит-базитового интрузива, входящего в состав усинского комплекса [Пругов, 1971; Пругов, Пругова, 1983]. Обнаруженная нами малосульфидная платино-палладиевая минерализация в дунитах Среднетерсинского масси-



ва отмечается в крупных дифференцированных интрузивах и не характерна для альпинотипных гипербазитов [Изох и др., 1992; Изох, 1994].

Среднетерсинский плутон расположен в байкалидах северо-восточного края Терсинского срединного массива вблизи сочленения с салаирскими структурами центральной части Кузнецкого Алатау. Вмещающими породами являются метаморфизованные породы рифея (?) — венда: графитистые сланцы, зеленые сланцы с горизонтами мраморов и кварцитов. По данным В. П. Пругова, массив имеет интрузивные контакты с вмещающими породами [Пругов, Пругова, 1983].

Первичное внутреннее строение интрузива нарушено разломами, что обусловило его серповидную форму. В наиболее сохранившейся южной части массива по элементам залегания магматической расслоенности и полосчатости устанавливается асимметричная чашеобразная структура с пологим залеганием слоев на восточном фланге и крутым — на западном (рис. 5). В основании расслоенной серии располагается мощная пачка серпентинизированных дунитов с прослоями хромитов. В результате поискового бурения на хромиты в левобережье руч. Становой дуниты пройдены скважинами на глубину 500— 700 м [Велинский и др., 1985]. С учетом данных бурения суммарная мощность дунитов составляет не менее 1400 м. Выше по разрезу в дунитах появляется клинопироксен и в районе гольца Становой наблюдается ритмичное чередование дунитов, верлитов, оливиновых пироксенитов и клинопироксенитов. Верхняя часть интрузива сложена тонкорасслоенными габбро, причем отдельные слои прослеживаются по простиранию более чем на 0,5 км [Пругов, 1971].

По особенностям вещественного состава породы Среднетерсинского массива разделяются на преобладающую ультрамафитовую, субультрамафитовую и мафитовую группы пород (рис. 6). Возможно присутствие анортозитов.



Рис. 6. Гистограмма MgO и Al₂O₃ для пород Среднетерсинского массива.

Преобладание ультрамафитов в том же массиве связано с глубоким уровнем эрозионного среза, поскольку в других интрузивах усинского комплекса доминирующей является мафитовая группа. Такое распределение составов пород позволяет относить Среднетерсинский массив к перидотит-пироксенит-(анортозит)-габбровому типу формаций, а с учетом петрографического состава к дунит-клинопироксенит-габбровому.

На диаграмме MgO—Al₂O₃ отчетливо проявляется оливин-клинопироксеновый тренд дифференциации, что обусловлено последовательностью кристаллизации: Ол—Ол+Хр—Ол+МП+МГН—Ол+МП+Пл—Пл+МП(+РП?) (рис. 7). В этом отношении Среднетерсинский интрузив близок к платиноносным массивам Манни-Манни, Лак-дез-Иль и Макскокс (см. табл. 3). В Алтае-Саянской



Рис. 7. Диаграмма MgO—Al₂O₃ для пород Среднетерсинского массива:

1 — дуниты; 2 — верлиты; 3 — клинопироксениты; 4 — габбро; 5 — анортозиты. МП — клинопироксен, РП — ортопироксен, Пл — плагиоклаз, Ол — оливин.

области к этому типу относится Карашатский массив в Туве, который рассматривается в качестве полосчатого комплекса офиолитов Агардагского пояса [Изох и др., 1988]. Мафитовая группа Среднетерсинского массива характеризуется меланократовым, весьма низкощелочным, низкотитанистым и низкоглиноземистым уклонами, что характерно для большинства массивов, содержащих промышленные концентрации ЭПГ (см. табл. 5).

На перспективность Среднетерсинского массива в отношении ЭПГ указывал еще Н. К. Высоцкий [1933] в связи с находками платиновых самородков и высокими содержаниями платины в дунитах. В истоках р. Нижняя Терсь и по правым притокам р. Средняя Терсь в шлихах отмечались платиновые минералы, точная диагностика которых однако отсутствует. Особенно широко платиновые минералы встречаются в золотых россыпях р. Ивановка, пересекающей южную дунитовую часть интрузива. Перспективность массива на платиноиды подтверждена работами В. П. Пругова, который установил высокие содержания платины и палладия в отдельных пробах хромитов (до 30 г/т), а также высокие содержания палладия в дунитах (до 300 мг/т), что не характерно для альпинотипных гипербазитов.

В 1990—1991 гг. нами были предприняты работы по оценке перспектив платиноносности и выявлению форм нахождения ЭПГ в Среднетерсинском массиве. С учетом материалов В. П. Пругова, проведено массовое опробование хромитов и хромсодержащих дунитов из коренных обнажений и керна скважин по руч. Становой (табл. 6). В некоторых образцах дунитов, главным образом из керна, установлены повышенные содержания палладия (0,5 г/т) и платины (до 0,5 г/т). Минералогическое изучение этих образцов показало, что ЭПГ образуют сложные многофазные срастания соединений палладия и платины с мышьяком и сурьмой, которые ассоциируют с сульфидами и арсенидами никеля и самородной медью. Минералы Os, Ir, Ru и Pt, характерные для альпинотипных гипербазитов, не были обнаружены, в связи с чем предположили, что повышенные содержания ЭПГ в дунитах Среднетерсинского массива связаны не с хромитами, а с тонкой вкрапленностью сульфидов, что и подтвердилось дальнейшими исследованиями [Изох и др., 1992; Изох, 1994].

Изучение распределения Cu, Ni, Co, Cr и ЭПГ по разрезу дунитов проведено по образцам из керна скв. 2 в левобережье руч. Становой, предоставленным В. В. Велинским, которому авторы искренне признательны. Опробование керна скважины выполнено в 1982 г. для оценки перспектив хромитоносности и асбестоносности гипербазитов, поэтому специального отбора проб дунитов с сульфидной вкрапленностью не велось. Тем не менее, высокая частота отбора образцов (через 10 м) позволяет выявить интервалы, обогащенные сульфидами и ЭПГ (табл. 7, рис. 8). Кроме того, в 1991 г. из керна скв. 2 в интервале 115—123 м отобраны образцы серпентинизированных дунитов с тонкой интерстициальной сульфидной вкрапленностью и с самородной медью, в которых также установлены повышенные содержания ЭПГ (табл. 8). Мощность сульфидсодержащей зоны в этом интервале около 30 см.

В распределении малых элементов и ЭПГ устанавливаются следующие особенности. Количество меди в дунитах, не содержащих сульфидной вкрапленности, ниже предела обнаружения метода (< 3 г/т). В некоторых участках разреза устанавливаются повышенные содержания меди (до 10—12 г/т), что обусловлено появлением тонкой сульфидной вкрапленности. Максимальное ее содержание (до 0,22 %) выявлено в интервале 287—296 м (обр. 502/37), что связано с присутствием интерстициальной сульфидной вкрапленности и с наличием самородной меди. Для этого же образца характерны высокие содержания никеля (до 0,37 %), палладия, платины и серебра (см. рис. 8). Выше по

	Номер	Dd	D+	Повода
п/п	обр.		Γι	Порода
1	2	3	4	5
1	И300-91	30	—	Дунит
2	ИЗ01-91	400	350	Клинопироксенит
3	ИЗ02-91	600	500	. Дунит с сульфидами
4	И304-91	1000	200	То же
5	И305-91	3300	200	*
6	И306-91	1100	100	*
7	ИЗ07-91	3700	_	»
8	И309-91	1900	—	*
9	И310-91	1900	_	*
10	ИЗ11-91	2500	_	»
11	ИЗ13-91	_	_	Графитизированный дунит
12	ИЗ14-91	30	_	Дунит
13	ИЗ1 5-91	700		Дунит с сульфидами
14	ИЗ16-91	600	_	То же
15	И317-91	30	_	Лунит
16	И318-91	20		Тоже
17	И319-91	10	_	*
18	И320-91	50		Лунит с сульфилами
19	И321-91	_	_	Лунит
20	И322-91	_	_	
21	И323-01	300	200	Верлит из гальки рун Становой
22	W324-01	80		Верлит из талыки руч. Становои
23	502-12	370	_	Пунит с хромитом
24	502-12	70		Пущит
25	502-20	40	_	Тоже
26	502-20	40	_	10 жс
27	502-21	- 4J - 20	_	#
28	502-20	20 60	_	
20	502-29	30	_	"
30	502-32	1700	100	
31	501.24	20	100	Дунит с сульфидами
32	501-24	50	_	Дунит То же
22	501-25	700	_	10 же
34	501-37	50	_	
25	501 47	30	_	То же
35	501-47	50	_	Поже
30	501 52	30	_	Дунит
20	501-55	50	_	
30	543-90 546- 00	33	_	Серпентинизированный дунит
39	D40a-90	33	-	Тоже
40	D40-90	15	_	*
41	D30-90	30 64	_	*
42	DJ2-90	120	_	»
43	DJ28-90	120	_	*
44	DJJ-90	107	_	*
45	DJ4-90	10	_	*
40	b33-90	91		*

Таблица 6. Содержание Рd и Рt в породах Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау), мг/т

1	2	3	4	5
	6 A	1		1 15-44 D
47	Б58-90	255	_	Серпентинизированный дунит
48	Б60-90	3	40	»
49	Б61-90	-	40	*
50	Б63-90	3	16	*
51	Б64-90	30	_	»
52	Б65-90	429	8	»
53	Б66-90	148	_	»
54	Б68-90	40	_	Дунит
55	Б70-90	23	_	Рассланцованный дунит
56	Б72-90	34	—	Серпентинизированный дунит
57	Б73-90	48	—	То же
58	Б76-90	27	_	Серпентинит
59	Б79-90	11	—	То же
60	Б81-90	45	_	Катаклазированный серпентинит
61	Б86-90	34		Серпентинизированный дунит
62	Б87-90	184	—	То же
63	Б88-90	493	500	»
64	Б89-90	15	—	»
65	Б90-90	30	_	*

Примечание. Анализы 1—22 выполнены сцинтилляционным методом в рентгеноспектральной лаборатории ЗабНИИ (г. Чита), руководитель Б. Б. Намдаков; 1—3 — коренные выходы в 400 м к юго-западу от вершины гольца Становой; 4—11 — скв. 2 в верховьях руч. Становой: 4—7 — интервал 115—123 м, 8—10 — интервал 123—130,5 м; 11 — интервал 160—168 м; 12—14 — скв. 1 без привязки; 15 — скв. 3; 16—20 — коренные обнажения в левобережье руч. Становой; 21 — верлит из гальки руч. Становой; 22 — коренные выходы в 50 м к юго-западу от вершины гольца Становой. В пробах 8—22 определено золото от 10 до 250 мг/т. Прочерк содержание ниже предела определения. Анализы 23—65 выполнены также сцинтилляционным методом в Институте геохимии (г. Иркутск), аналитик С. И. Прокопчук.

разрезу концентрации этих элементов резко падают, хотя отдельные пики повышенных содержаний ЭПГ и меди отмечаются.

Несмотря на значительные вариации составов пород, что обусловлено ритмичностью и серпентинизацией, устанавливается увеличение содержаний Со и Сг вверх по разрезу и падение Ni/Со отношения и содержания Ni. Последнее вызвано уменьшением количества никеля в оливинах. Такие тенденции изменения концентраций элементов хорошо увязываются с кумулятивной моделью образования дунитов [Stupakov et al., 1992].

Высокая корреляция палладия и платины с халькопиритовыми элементами, преобладание палладия над платиной (Pt/Pd = 0,3) и палладия над золотом (Pd/Au = 46,4) свидетельствуют о малосульфидном типе концентраций ЭПГ в дунитах Среднетерсинского массива. При детальном опробовании могут быть обнаружены и более высокие концентрации ЭПГ. В частности, нами были опробованы малосульфидные горизонты в интервале 115—123 м и установлено крайне неравномерное распределение ЭПГ. Высокие содержания палладия до 1,1 г/т характерны для центральной части горизонтов (5 см) с сульфидной вкрапленностью (рис. 9). Максимальные концентрации Au и особенно Ag не совпадают с пиками палладия, что отмечается в некоторых расщепленных рифах ряда платиновых месторождений (Великая Дайка, Манни-Манни) и

	Номер	2		0	
п/п	обр.	Cu	NI	Co	Cr
				Contraction of the second	
1	502	Не обн.	2400	139	13100
2	502/2	Тоже	2900	79	1694
3	502/3	*	2800	118	226
4	502/4	×-	3200	92	2861
5	502/5	*	2900	131	377
6	502/6	*	2,500	145	6664
7	502/8	*	1850	1.50	979
8	502/9	6	1650	108	489
9	502/10	4	2000	150	5082
10	502/11	Не обн	2050	145	4141
11	502/15	Тоже	22.50	132	768
12	502/17	*	1800	124	576
13	502/18	4	2300	130	865
14	502/19	Не обн	2300	132	720
15	502/20	То же	2150	136	432
16	502/20	6	1050	147	864
17	502/22	Не обч	2100	134	1566
18	502/22	То же	2200	126	2835
10	502/24	IUAC	2400	120	2000
20	502/24		2400	1.45	2400
20	502/25	*	1050	145	2450
21	502/20	2	2600	114	576
22	502/27	5	2000	142	770
23	502/20	12	2300	142	720
24	502/29	12	2100	120	709
25	502/30	Не оон.	2100	1.39	909
20	502/32	Тоже	2050	142	901
27	502/33	*	1050	123	1557
28	502/34	0	2250	1 3 4	025
29	502/30	Не оон.	1050	110	024
30	502/37	18	3750	129	/09
22	502/30	10	2350	132	460
32	502/39	не оон.	2400	110	144
22	502/40	0	2300	105	1070
25	502/41	20	1200	05	11.42
35	502/42	51	2150	95	21.41
27	502/43	Пе оон.	1600	105	2141
3/	502/44	10 же	1000	105	214
38	502/45	21	2050	115	357
39	502/40		2000	100	100
40	502/47	Не оон.	2550	110	1036
41	502/48	Тоже	2800	100	1534
42	502/49	10	2100	118	1784
43	502/50	2	2150	113	1356
44	502/51	Не обн.	2400	103	178
45	502/52	3	2700	113	2850
46	502/53	Не обн.	2000	86	535
47	502/54	То же	2200	92	285
48	502/55	*	2000	84	1320
49	502/56	*	2350	89	642

Таблица 7.	Результаты атомно-абсорбционного анализа Си, N	vi, Co,	Cr
	в дунитах Среднетерсинского массива, скв. 2	2, г/т	

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории аналитической геохимии ОИГГМ СО РАН, аналитик Л. Н. Смертина.

Номер		Da	D+	Dh	A 11	٨٩	Cu	Ni
	обр.	ru	L L L	KI	Au	лу	Cu	141
		-						
,	F52a-00	24	< 5 00	< 1.00	16	1000	4	2150
1	E52 00	27	27	< 1,00	55	110	Необи	2150
2	DJJ-90	72	100	< 1,00	11	2200		2150
3	DJ0-90	280	20	1,00	26	2200	11	2300
4	D03-90	280	55	1,40	20	390	11	2300
5	D00-90	12	12	1 80	29	110	110.06.	1900
0	D07-90	93	43	1,60	14 52	150	Пе оон.	1550
7	<u>Б88-90</u>	970	620	8,80	52	01	то же	1550
8	И301-91	420	130	5,70	97	/10	*	пе оон.
9	И304-91	180	51	2,20	350	410	»	то же
10	И305-91	540	99	7,40	130	720	*	*
11	И307-91	650	45	1,30	150	64	*	*
12	И309-91	190	89	3,60	140	170	»	*
13	И310-91	970	140	7,00	62	100	*	*
14	И311-91	270	130	3,00	220	350	*	*
15	502/3	< 2,00	< 5,00	< 1,00	12	110	*	2800
16	502/10	38	8,80	< 1,00	8,80	430	4	2000
17	502/21	200	30	1,60	12	100	6	1950
18	502/29	56	9,60	3,30	13	10	12	2100
19	502/32	9,8	< 5,00	2,00	16	36	Не обн.	2050
20	502/34	6,7	< 5,00	< 1,00	59	110	6	2250
21	502/36	11	< 5.00	2.70	43	72	Не обн.	1650
22	502/37	650	210	14	14	650	2250	3750
23	502/39	32	15	1.30	14	56	Не обн.	2400
24	502/40	31	27	1.30	14	89	8	2500
25	502/42	34	- 86	6.90	13	550	31	1200
26	502/52	< 2.00	< 5.00	< 1.00	6.70	150	3	2700
27	502/56	< 2.00	< 5.00	< 1.00	21	170	Не обн.	2350
28	ст-101	50	1.50	3.30	8.50	10	То же	Не обн.
20	ст-102	58	320	2.10	16	20	*	То же
30	CT-103	17	77	3 30	16	10	*	*
31	ст-104	Необн	19	Не обн	21	11	»	*
32	ст-105	12	Необн	4 20	8.80	8.70	»	*
32	cr-106	27	40	5 20	30	10	*	*
34	CT-107	13	20	2,80	32	14	*	*
35	CT-108	Не оби	3	5 30	44	6	»	*
36	CT-100	Не оби	6	2,30	53	620	*	*
30	cr 110	22	Наоби	6.60	63	8 70		*
20	CI-110	15	A1	5 70	140	13	*	*
20	07 112	LLa of		3,70	140	10	~	*
39	07-113	12	A 20	5.20	140	12	*	*
40	CT-114	12	4,30	3,20	4 20	6.60	7	*
41	CT-115	20		1,00	4,20	12	"	*
42	СТ-110	30	8,40	Не обн.	10	15	»	
43	CT-117		4,30	2,00	3,00	0	*	*
44	ст-118		4,30	не оон.	4,40	11	*	*
45	ст-119	Не обн.	4,20	1,00	120	7,80	* 11.5 - 5-17	*
46	ст-120	10		3,50	32	14	не оон.	пе оон.
47	ст-124	10	6,60	Не обн.	08	08	То же	то же
48	ст-125	Не обн.	3,40	Не обн.	5,10	9	*	*

Таблица 8. Результаты атомно-абсорбционного анализа ЭПГ (мг/т), Си и Ni (г/т) пород Среднетерсинского массива

Примечание: 1—3 — хромитсодержащие дуниты, водораздел руч. Безымянный и Становой, коренной выход; 4—7 — серпентинизированные дуниты, дуниты с хромшпинелидами из скв. 2; 8 — сульфидсодержащий клинопироксенит в 100 м в западу от гольца Становой; 9—14 сульфидсодержащие дуниты из керна скв. 2: 9—11 — интервал 115—123 м, 12—14 — интервал 123—130,5 м; 15—27 — образцы, отобранные из скв. 2; пробы (28—48) серпентинизированных дунитов отобраны из естественных обнажений на южном склоне гольца Становой в направлении от русла руч. Становой к вершине одноименного гольца. Пробы отобрал В. П. Пругов. Анализы выполнены в лаборатории аналитической геохимии ОИГГМ СО РАН, аналитики Н. П. Голованова, Л. Н. Смертина, Л. П. Алферова.



Рис. 8. Распределение Сu, Pd, Pt, Au и Ag по разрезу скв. 2 в дунитах Среднетерсинского массива (по данным атомно-абсорбционного анализа).

Крестиками показаны результаты определения Pd сцинтилляционным методом. Справа от колонки — номера проб: 1 — графитизированные и 2 — сульфидизированные дуниты; 3 — дайки диабазов.

объясняется различием в коэффициентах распределения благородных и халькофильных элементов между силикатными и сульфидными расплавами.

Изучение В. П. Пруговым распределения ЭПГ, Аи и Ад по разрезу дунитов Среднетерсинского массива на южном склоне гольца Становой от развилки одноименного ручья к вершине с отбором через 50—70 м проб из коренных обнажений показало, что максимальные концентрации Pd и Pt выявляются только в нижней части разреза. Здесь содержание Pd в дунитах достигает 300 мг/т при содержании Pt до 60 мг/т. Выше по разрезу содержания ЭПГ резко падают. Эти данные указывают на возможность концентрации платиноидов в нижней части массива.

Еще один участок с высокими содержаниями палладия и платины установлен в 400 м к западу от вершины гольца Становой. Здесь среди тонкого ритмичного переслаивания дунитов, верлитов и клинопироксенитов обнаружен клинопироксенит с тонкой интерстициальной сульфидной вкрапленностью, содержание Pd в котором достигает 420 мг/т при содержании Pt до 130 мг/т.



Рис. 9. Распределение ЭПГ, Ац, Ад в керне дунитов Среднетерсинского массива по скв. 2:

1 — серпентинизированные дуниты без сульфидов; 2 — то же с тонкой интерстициальной сульфидной вкрапленностью; 3 — палладий; 4 — платина; 5 — золото; 6 — серебро (по данным сцинтилляционного анализа). Аналитик С. И. Прокопчук, ГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск).

Ранее здесь же В. П. Пруговым отобран образец серпентинизированного верлита, содержащего до 2,9 г/т платины при невысоких концентрациях палладия (до 0,09 г/т). Таким образом есть основание предполагать, что вблизи вершины гольца Становой обнажается еще один риф с высокими содержаниями ЭПГ.

Для изучения ассоциации платиновых минералов в Среднетерсинском массиве были сделаны протолочки из образцов с высокими содержаниями ЭПГ. Все образцы взяты из керна скв. 2. Образцы ИЗ05 и ИЗ07 отобраны в интервале 115—123 м из серпентинизированных дунитов с тонкой интерстициальной сульфидной вкрапленностью. Образец Б88-90 из этой же скважины также представляет собой серпентинизированный дунит с очень тонкой вкрапленностью интерстициальный дунит с очень тонкой вкрапленностью интерстициальных сульфидов и самородной меди. Содержания никеля достигают 0,15 %, медь не установлена (см. табл. 8).

Сульфиды, представленные пирротином, хизлевудитом, пентландитом и сульфидами меди и железа, встречаются в сростках с хроммагнетитом и в виде включений в краевой части зерен зонального хромита. В оливине включений сульфидов не установлено. Таким образом, выделение сульфидов происходило после кристаллизации оливина, но до кристаллизации интеркумулусного хроммагнетита. В образцах присутствует самородная медь, которая, вероятно, образуется за счет восстановления медьсодержащих сульфидов в процессе

Номер		Pd	P1	Sh	As	Cu	Ni	Fe	Сумма
п/п	обр.							10	Cymma
1	16-88	62,40	0,78	35,81	0,13	3,08	1,10	0,07	103,37
2	16-88	62,00	0,80	36,00	0,13	3,37	1,40	0,12	103,83
3	20-88	63,23	1,96	35,44	0,08	2,44	1,63	0,15	104,94
4	6-88	58,99	3,08	33,12	0,11	8,07	0,20	0,96	104,51
5	25-88	62,35	0,02	35,88	0,10	3,75	0,71	0,13	102,96
6	16-2-88	62,65	0,34	35,75	0,09	3,31	1,02	0,08	103,25
7	И307-3	67,03	0,10	30,30	2,87	1,54	0,14	0,01	101,99
8	И307-3	68,34	0,09	31,25	2,75	1,56	0,14	Не обн.	104,30
9	И305-1	21,39	Не обн.	Не обн.	31,44	0,84	47,59	0,11	101,39
10	И305-1	Не обн.	Не обн.	Не обн.	37,22	0,29	63,97	0,11	102,62
11	И307-6	10,53	0,10	Не обн.	33,19	2,42	54,64	0,56	101,53
12	И307-6	1,15	0,11	Не обн.	35,67	3,03	59,66	1,13	100,88
13	25-88	0,17	45,24	34,90	0,09	22,52	0,05	0,08	103,05
14	3-88	1,97	42,71	34,19	0,15	23,88	0,49	0,32	103,79
15	20-88	46,97	7,54	32,58	0,13	4,71	11,29	0,08	103,32

Химический состав соединений палладия и платины с сурьмой и мышьяком из сульфидсодержащих дунитов Среднетерсинского массива, в %

Примечание: 1—6, 13—15 — обр. Б88-90; 7, 8, 11, 12 — обр. ИЗО7; 9, 10 — обр. ИЗО5 1—6 — стибиопалладинит; 7, 8 — мертиит II; 9 — фаза NiPdAs; 10 — орселит NiAs в срастании фазой NiPdAs; 11, 12 — срастание орселита с фазой (NiPdCu)As; 13—15 — соединение Рt и Рd и Sb и Cu. Анализы выполнены на микроанализаторе "Camebax Micro" в ОИГГМ СО РАН, аналити О. Н. Майорова.



Рис. 10. Диаграмма Pd—Ni—As и Pt—Ni (Fe, Cu)—As для минерало платиновой группы в породах Среднетерсинского массива:

1 — составы соединений Ni, Pd и As и 2 — Ni, Pt и As в дунитах.

серпентинизации дунитов. Об этом свидетельствует тесная ассоциация самородной меди с выделениями сульфидов, а также с секущими жилами магнетита, возникающего при кристаллизации оливина. Поиск, диагностика и качественный анализ минералов осуществлялся в искусственном аншлифе с токопроводящим компаундом, изготовленным из тяжелого остатка шлиха, отмытого в бромоформе, на электронном сканирующем микроскопе "Jeol" с приставкой "KEVEX", а количественный анализ проводили на микроанализаторе "Camebax Micro" в ОИГГМ СО РАН. К сожалению, мелкие размеры зерен (< 10 мкм), полиминеральные их срастания и наличие сложных сростков не всегда позволяют провести надежную диагностику обнаруженных минералов и высококачественный их анализ.

В образцах Б88-90, ИЗ05, ИЗ07 найдены разнообразные минеральные фазы палладия с сурьмой, мышьяком, медью, теллуром и свинцом, находящихся в тесном срастании с хизлевудитом, пентландитом, орселитом и самородной медью, а также несколько самостоятельных зерен зонального аурикуприда и тетрааурикуприда, содержащих до 2,5-3,5% палладия. Самостоятельных минералов Ir, Os и Ru не установлено. Мертиит обнаружен в обр. ИЗ07 в четырех самостоятельных зернах и в виде мелкого включения на границе пентландита и палладийсодержащей самородной меди. Его состав пересчитывается на формулу ($Pd_{7,34}Cu_{0,28}Ni_{0,03})_{7,65}(Sb_{2,90}As_{0,45})_{3,35}$, что отличается от теоретической Pd_9Sb_3 (табл. 9). Это, вероятно, связано с некачественным анализом из-за небольшого размера зерен.

Из соединений палладия с мышьяком обнаружено два зерна, одно из них (ИЗ05-1) представляет собой сросток арсенида никеля (орселита Ni₂As) с Pd-Ni-As фазой, по составу близкой к соединению Pd₆Ni₁₂As₃ [Петрология..., 1988] (рис. 10). Другое зерно также представляет собой Pd-Ni-As фазу в срастании с орселитом, самородной медью и сульфидами Cu и Ni. По составу эта палладиевая фаза пересчитывается на формулу (Ni₁₈₃Pd_{0.20}Cu_{0.08})_{2,11}As_{0.87} и близка к неназванной фазе UN1973-17, обнаруженной Л. В. Разиным в Талнахском месторождении [Разин и др., 1975].

В пробе И307 обнаружено сложное полиминеральное срастание пентландита, палладийсодержащей самородной меди и Pd-Pb(Cu) и Pd-Cu-Pb-Te фаз (табл. 10). В некоторых зернах сульфидов и арсенидов никеля наблюдаются тонкие включения ртутистого палладия, иногда образующие каймы вокруг сульфидов.

Помимо самостоятельных палладиевых минералов в этих пробах обнаружены зональные зерна соединений золота и меди, содержащих в значительных количествах палладий. Ядерная часть зерен сложена палладийсодержащим

Номер		Pd	Cu	Ph	Та	NI	Cupur	
п/п	обр.	10	Cu	FU	10	INI	Сумма	
1	307-2	24,35	41,48	7,70	19,63	4,54	97,70	
2	307-2	24,75	52,67	1,47	14,35	4,13	97,40	
3	307-2	24,57	48,92	2,72	16,71	4,59	97,64	
4	307-2	43,53	15,33	29,82	0,41	0,09	93,22	

Таблица 10.

Химический состав соединений палладия с мелью, свинцом и теллуром, мас. %

Примечание. Сложное срастание из обр. ИЗО7.

Номер		Pt	Pd	Ir	Rh	As	Sh	Cu	Ni	Fe	Cynne	
п/п	обр.			10		KII		50	Cu		10	Сумма
1	24-88	30,61	Не обн.	0,03	0,24	24,99	Не обн.	1,11	38,22	5,89	101,09	
2	19-88	27,74	Тоже	Не обн.	0,09	21,30	То же	7,83	40,28	4,74	101,98	
3	33-2	23,75	*	То же	0,06	25,29	*	4,17	44,17	5,15	102,59	
4	33-2	24,21	*	*	0,05	22,51	»	1,99	43,62	7,20	99,58	
5	35-2	28,81	*	*	0,32	25,30	*	1,04	40,51	6,12	102,09	
6	38-2	37,64	*	*	0,07	17,32	*	0,62	35,20	8,73	99,59	
7	41-2	31,02	*	*	0,17	23,73	*	0,34	39,21	6,03	100,50	
8	47-2	27,94	0,04	*	0,03	35,17	*	5,25	28,81	2,76	100,00	
9	53-2	25,59	Не обн.	0,05	0,88	29,18	*	2,91	35,47	3,79	97,86	
10	49-2	21,11	То же	Не обн.	0,28	26,94	0,17	1,63	45,21	5,32	100,67	
11	23-2	43,02	*	То же	0,37	38,37	Не обн.	0,69	14,80	3,81	101,06	
12	66-1	37,98	*	»	0,02	40,81	То же	0,80	17,71	2,35	99,66	
13	41-2	14,48	*	*	0,04	28,43	*	0,53	53,41	3,79	100,68	
14	41-2	19,18	0,06	*	0,02	25,73	0,32	1,67	47,09	5,48	99,55	
15	21-2	77,94	0,05	0,07	Не обн.	0,26	Не обн.	5,43	5,15	12,70	101,60	

Таблица 11. Соединения Pt, Ni и As из серпентинизированного дунита (скв. 2, обр. Б88-90), мас. %

Примечание: 1—14 — структуры распада твердых растворов NiAs, ферроплатины и сперрилита; 15 — ферроплатина из ламеллей в структурах распада. Анализы выполнены на микроанализаторе "Camebax Micro", аналитик О. Н. Майорова.

аурикупридом (AuCu₃), а краевая часть — палладийсодержащим тетрааурикупридом. Границы между этими фазами резкие, а распределение Au и Cu внутри них однородное. Установлены более высокие содержания палладия в аурикуприде (до 3,3 %), тогда как в тетрааурикуприде — до 2,7 %. Палладистое золото — характерный минерал для платиноносных горизонтов в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах и описано для Стиллуотерского, Бушвельдского, Панского и других платиноносных массивов. Природные сплавы золота, меди и палладия встречаются реже и выявлены в Талнахском месторождении [Разин, 1975], в Скаергаарде [Bird et al., 1991] и в расслоенном массиве Джиджал в Пакистане [Miller et al., 1991].

В пробе Б88-90 из палладиевых минералов установлен только стибиопалладинит(?) (табл. 11), образующий тесные срастания с хизлевудитом, пентландитом и сложными соединениями Pt-Ni-As. Последние довольно широко распространены в этой пробе и представляют собой сложные многофазные структуры, в которых отмечаются тонкие ламелли медистой ферроплатины, сперрилит, холлингвортит, расположенные в матрице платиносодержащего арсенида никеля (орселита). Здесь же наблюдаются зерна соединений платины с сурьмой и медью. К сожалению, зерна имеют очень малые размеры и надежный анализ провести не удается.

Тем не менее, установленный парагенезис платиновых и палладиевых минералов, которые встречаются в виде соединений с сурьмой, мышьяком и теллуром, а также присутствие палладистого аурикуприда и тетрааурикуприда однозначно указывают на принадлежность данного рудопроявления к малосульфидному типу, связанному с крупными дифференцированными ультрабазитбазитовыми массивами. 1. Среднетерсинский массив относится к дунит-клинопироксенит-габбровой формации дифференцированных ультрабазит-базитовых массивов, характеризующихся низкой титанистостью, щелочностью, фосфористостью и высокой магнезиальностью.

2. В расслоенной серии массива установлено два интервала платинопалладиевой минерализации, тесно связанной с интерстициальными выделениями сульфида; первый из них вскрыт скв. 2 на глубине 287—296 м и приурочен к дунитам; второй уровень установлен среди ритмично-расслоенной серии дунитов, верлитов и клинопироксенитов в районе вершины гольца Становой.

3. Установленная высокая корреляция содержаний палладия и платины с халькофильными элементами и особенности распределения ЭПГ и Au (Pt/Pd = 0,3, Pd/Au = 46,4) свидетельствуют о малосульфидном типе концентраций платиноидов, характерном для расслоенных ультрабазит-базитовых массивов и не встречающемся в массивах альпинотипных гипербазитов.

4. Выявленный парагенезис платиновых и палладиевых минералов и наличие палладистого тетрааурикуприда и аурикуприда также свидетельствуют о принадлежности данного рудопроявления к малосульфидному типу.

Аталыкский массив. На стыке Кузнецкого Алатау и Западного Саяна в салаиро-каледонских структурах размещаются ультрабазит-базитовые массивы лысогорского комплекса — Аталыкский, Кобезский, Лысогорский, Шаманский (см. рис. 1). На примере этих массивов впервые в Алтае-Саянской складчатой области выделена габбро-пироксенит-дунитовая формация [Волохов, Иванов, 1961, 1963; Довгаль, 1962] и сопоставлена с уральской платиноносной габбропироксенит-дунитовой [Кузнецов, 1964]. Совокупность геолого-тектонических, петрографических и петрохимических признаков позволяет считать массивы лысогорского комплекса комагматами основных эффузивов порфиритовой формации Абаканского прогиба [Волохов и др., 1983].

Аталыкский массив приурочен к зоне сочленения структур Лебедского прогиба и Казырского антиклинория, подчеркнутой проходящим здесь крупным региональным разломом. Он прорывает интенсивно дислоцированные отложения (\mathcal{E}_{1-2}), представленные хлоритовыми и кремнистыми сланцами, андезитовыми, андезит-базальтовыми порфиритами. На основании прорыва пород массива садринскими гранитами верхняя его возрастная граница определяется не выше среднего кембрия. На современном эрозионном срезе массив представлен двумя телами, разобщенными тектоническим нарушением. Северное тело (голец Малый Аталык) сложено преимущественно ультраосновными породами, тогда как южное (голец Большой Аталык) — исключительно габброидами. Суммарная протяженность этого сложного плутона около 10 км при ширине примерно 4 км, площадь составляет соответственно около 30 км².

До недавнего времени оставался нерешенным вопрос о соотношении северной и южной частей Аталыкского массива, поскольку в зоне вероятного соприкосновения этих тел они перекрыты мощным чехлом рыхлых отложений. Предыдущие исследователи, учитывая приуроченность Большого и Малого Аталыка к одной и той же тектонической структуре, возрастную близость, пространственную совмещенность и, главное, принадлежность слагающих их пород к образованиям единого ряда магматических дифференциатов, рассматривали соответствующие тела как части некогда единого плутона, который на современном денудационном срезе вскрыт на разных уровнях: более глубокий ультрамафитовый горизонт вскрыт на Малом Аталыке, а верхняя базитовая часть — на Большом Аталыке. Воронкообразная форма и



концентрически-зональное строение предполагается как для северной, так и для южной частей плутона.

В 1991 г. авторами начат новый этап исследований с целью выявления перспектив платиноносности Аталыкского массива. Были опробованы на содержание платиноидов как габброиды Большого, так и ультрабазиты и базиты Малого Аталыка. Кроме того, проведен минералого-геохимический анализ шлихов в системе ручьев, берущих начало на Аталыкском массиве. Результаты исследований показали, что повышенные содержания Pt и Pd чаще встречаются в малоаталыкской части массива, поэтому основные работы были сосредоточены на Малом Аталыке.

В процессе изучения этого блока выяснилось, что он представляет собой не концентрически-зональное тело воронкообразной формы, как это считалось ранее [Волохов, Иванов, 1963], а пластинообразную крутопадающую интрузивную залежь, в подошве которой залегают дуниты и породы, близкие к ним по составу, в большинстве своем серпентинизированные. Выше по разрезу дуниты сменяверлитами и оливиновыми клинопироксенитами ются 11). Последние являются преобладающим типом (рис. пород. Ультрамафиты и субультрамафиты Малого Аталыка прорваны габброидами, аналогичными габброидам Большого Аталыка. Показаны зарисовки обнажений (рис. 12), на которых жилы лейкократовых оливиновых габбро (лейкотроктолитов) секут оливиновые клинопироксениты, в то же время те и другие прорываются дайкой мелкозернистых оливиновых габброноритов.

Таким образом, Аталыкский плутон рисуется в настоящее время как многофазный интрузив, сформированный в результате последовательного внедрения двух фаз: 1) субультрамафитов и ультрамафитов (оливиновые клинопироксениты, верлиты, дуниты) и 2) габброидов (оливиновые габбро, близкие к троктолитам, и габбронориты, иногда рудные магнетитовые габбро). Завершается становление плутона внедрением многочисленных даек микрогаббро, габбродиабазов и спессартитов.

Петрографическая характеристика пород массива довольно детально рассмотрена И. M. Волоховым В. М. Ивановым [1963]. Исследование имеющейся выборки химических анализов пород Аталыкского массива (136 анализов) на однородность выявило по глинозему и магнию дискретность состава, что позволило в пределах всей совокупности выделить анортозитовую, мафитовую (габброидную), субультрамафитовую (пироксенитовую) и ультрамафитовую (дуниты и перидотиты) группы пород (рис. 13, табл. 12). Анортозитовая группа Аталыка отличается от многих других, описанных ранее [Богнибов, Мехоношин, 1990], чрезвычайно низкой кремнекислотностью, щелочностью и фосфористостью и необычно высокой железистостью, магнезиальностью и повышенным содержанием кальция, что подчеркивает высокую основность плагио-

Рис. 11. Схема геологического строения северной части Аталыкского ультрабазит-базитового массива (Малый Аталык). На врезке — местоположение Аталыкского массива:

--- вулканиты андезитового и андезит-базальтового состава; 5 --- Кремнистые сланцы; 3 ---

l

— габбронды: 7

слинопироксениты; 6

слоистости во вмещающих породах; 10

раницы садринского комплекса; 13

дайки микрогаббро, габбродиабазов; 8

рыхлые четвертичные отложения; 14 тектонические нарушения; 11

I

S

- BEDJMTHI:

дуниты, серпентинизированные дуниты; 4

Элементы залегания

- 1993 r.); 9 0

- 1991 r., 6

 точки отбора проб (а геологические границы

I

цостоверные); 12

I

 предполагаемые, контуры массива

g

I

точки отбора шлихов; 15


Рис. 12. Взаимоотношение габброидов и клинопироксенитов на Малом Аталыке (зарисовка обнажений):

дайка мелкозернистых оливиновых габброноритов; 2 — жилы лейкотроктолитов; 3 — оливиновые клинопироксениты; 4 — точки отбора шлифов и их номера.

клаза (Пл. 80-90) и феннеровский путь кристаллизации, т. е. накопление железа в ходе фракционной дифференциации (см. табл. 12).

Габброидные породы (базитовая группа) Аталыкского массива характеризуются крайне низкой титанистостью, фосфористостью и низкой щелочностью, но повышенными содержаниями магния и кальция. Базитовая группа в среднем относится к классу умеренно высокоглиноземистых пород, меняясь от среднедо весьма высокоглиноземистых (табл. 13).

Субультрамафиты (оливиновые клинопироксениты, меланотроктолиты) отличаются высокой магнезиальностью и кремнекислотностью (самое высокое содержание SiO₂ в породах Аталыка, см. табл. 13), имеют весьма низкие титанистость, щелочность, фосфористость и очень низкую железистость (суммарное железо — менее 10 %). Для ультрамафитовой группы пород характерны низкие содержания SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, но по содержанию магния породы меняются от весьма высокомагнезиальных до умеренно высокомагнезиальных.

В целом для всей ультрабазит-базитовой серии пород Алатыкского массива характерен плагиоклаз-пироксеновый тренд дифференциации со смещением в сторону ортопироксена и оливина (рис. 14). Все без исключения породы относятся к классу весьма низкощелочных, что иллюстрируется диаграммой щелочность—меланократовость (рис. 15). Кроме того, из нее видно, что по меланократовости субультрамафиты и ультрамафиты образуют непрерывный ряд, в который также попадают анортозиты и габброиды. Дайки микрогаббро малоаталыкской части, хотя и оказываются более кислыми, в целом близки по составу к базитовой группе пород массива, для них также характерны низкие титанистость, щелочность и фосфористость (табл. 14).

Повышенные концентрации платиноидов обнаружены на Малом Аталыке в оливиновых клинопироксенитах и габбро, а также в дайковых микрогаббро,



Рис. 13. Гистограммы распределения составов пород Аталыкского массива по MgO и Al₂O₃ (n = 136).

Пунктирные линии разделяют группы пород: А — анортозитовая, Б — базитовая, СУ — субультрамафитовая, У — ультрамафитовая.

реже ЭПГ встречаются в верлитах и дунитах (табл. 15). Особенно интересной в отношении платиноидов представляется контактовая зона габброидов и оливиновых клинопироксенитов (см. рис. 11).

Во всех случаях повышенные концентрации палладия и платины ассоциируются с рассеянной сульфидной минерализацией, представленной пирротином, халькопиритом и в меньшей мере — пентландитом. Последний наблюдается только в виде продуктов распада в пирротине. Пирротин и халькопирит образуют самостоятельные интерстициальные зерна и часто зерна срастания, в которых пирротин преобладает (рис. 16). Интерстициальный характер проявления сульфидов свидетельствует о их позднемагматической природе. Вместе с тем, отмечаются каплевидные и округлые включения сульфидов в оливине и клинопироксене, сформированные, судя по всему, на раннемагматической

Таблица 12. Химический состав и петрохимические характеристики пород Аталыкского ультрабазит-базитового массива, мас.%

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ппп	а	b	F
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15

				A	норто	зитовая	группа	а поро	д					
Б32-91	39,39	0,70	24,20	12,36	0,15	6,01	14,29	0,31	0,12	0,03	1,58	1,01	26,62	50,94
Б34-91	40,49	0,59	23,14	12,05	0,15	7,26	14,72	0,30	0,06	0,03	0,88	0,84	29,79	47.79
Б36-91	42,07	0,22	28,39	7,47	0,10	5,35	14,59	0,30	0,06	0,03	1,20	0,89	18,54	41,35
Б67-91	44,20	0,54	23,90	10,05	0,17	5,24	13,51	0,86	0,16	0,03	1,10	2,44	22,02	49,20
Б68-91	41,97	0,44	25,36	10,98	0,16	6,64	13,57	0,31	0,06	0,03	0,36	0,89	24,08	45,50
Б70-91	39,63	0,36	23,43	12,82	0,15	10,04	11,83	0,31	0,08	0,03	0,84	0,88	31,07	39,20
Б74б-91	40,63	0,95	23,29	10,53	0,10	7,16	13,74	0,92	0,27	0,03	2,02	2,76	26,96	42,62
Б79-91	40,20	0,34	26,34	9,55	0,09	7,92	13,68	0,50	0,16	0,03	1,02	1,37	25,11	37,85
Б82-91	37,98	0,45	25,45	13,42	0,13	8,75	12,69	0,30	0,04	0,03	0,70	0,81	29,81	43,64
Б69-93	47,86	0,25	24,93	7,10	0,13	4,59	12,25	1,28	0,18	0,03	1,26	3,53	16,04	43,86
					Базиз	говая гр	оуппа г	юрод						
Б29-91	44,49	0,09	22,40	5,48	0,11	9,33	15,75	0,32	0,24	0,03	1,64	1,15	27,64	22,87
Б30-91	39,01	0,64	20,27	15,77	0,20	10,42	12,15	0,30	0,07	0,03	0,96	0,83	35,87	48,92
Б31-91	40,69	0,82	21,01	14,30	0,19	7,37	14,30	0,30	0,06	0,03	0,32	0,83	31,78	49,49
Б35-91	40,54	0,86	18,44	14,58	0,21	8,51	14,92	0,30	0,08	0,03	1,00	0,83	35,85	46,38
Б37-91	38,27	0,58	22,57	14,54	0,15	10,00	11,50	0,30	0,07	0,03	1,36	0,84	32,88	42,34
Б53-91	41,06	0,36	17,25	13,43	0,17	13,51	11,43	0,30	0,16	0,03	2,16	0,92	38,76	33,42
Б54Е-91	47,51	0,17	16,14	6,68	0,17	11,61	12,82	1,28	0,29	0,03	3,09	3,28	32,42	22,51
Б65-91	41,76	0,55	20,44	13,17	0,20	8,84	12,57	0,67	0,18	0,03	1,56	1,89	31,62	42,93
Б71-91	43,25	0,95	21,09	12,02	0,17	6,58	13,06	1,30	0,14	0,03	1,08	3,38	27,49	47,98
Б77-91	40,04	1,15	22,04	13,52	0,12	6,44	13,80	0,80	0,13	0,03	1,70	2,22	29,13	51,46
Б78-91	40,37	1,12	19,99	12,36	0,13	9,34	13,38	1,25	0,16	0,03	1,72	3,22	33,36	40,06
Б81-91	39,92	1,12	21,45	12,97	0,13	6,89	14,16	0,73	0,16	0,03	1,92	2,08	30,21	48,73
Б19-93	46,31	0,14	16,00	7,56	0,17	11,79	14,62	0,52	0,08	0,03	2,66	1,28	34,85	24,46
Б23-93	54,59	0,85	14,12	13,78	0,17	3,97	7,92	2,19	0,31	0,16	1,64	5,47	22,30	63,67
Б26-93	47,11	0,13	21,61	5,77	0,12	7,91	14,51	0,73	0,06	0,03	1,86	1,85	24,58	26,92
Б45-93	42,21	0,06	20,91	8,34	0,11	9,10	12,56	0,45	0,20	0,03	5,86	1,46	28,16	31,64
Б46-93	43,18	0,10	21,56	7,56	0,13	7,09	14,88	1,10	0,01	0,03	4,08	2,75	26,60	35,00
Б48-93	44,94	0,09	18,78	5,99	0,12	10,42	15,95	0,33	0,14	0,03	3,08	0,98	31,98	22,50
Б60-93	60,05	0,53	18,15	5,98	0,13	2,41	7,22	3,07	0,20	0,11	1,96	7,51	10,10	55,62
Б70-93	41,86	0,96	19,64	14,77	0,23	7,93	12,94	0,44	0,11	0,03	0,74	1,23	32,15	51,54
				Субу	льтра	мафито	вая гру	иппа п	ород					
Б8-91	46,42	0,15	3,71	8,81	0,18	21,92	15,01	0,30	0,04	0,03	3,64	0,61	52,24	16,87
Б9-91	46,90	0,14	3,44	8,04	0,18	22,19	15,78	0,30	0,06	0,03	3,10	0,63	52,45	15,46
Б10-91	45,95	0,10	3,28	7,89	0,15	23,31	14,44	0,30	0,04	0,03	4,50	0,61	53,08	14,60
Б11-91	46,48	0,10	4,47	7,39	0,15	22,87	14,92	0,30	0,07	0,03	3,26	0,65	51,90	14,03
Б12-91	46,39	0,10	3,29	7,85	0,17	23,65	14,82	0,30	0,05	0,03	3,48	0,61	53,26	14,35
Б14-91	46,76	0,09	5,23	6,31	0,13	21,91	15,25	0,30	0,07	0,03	3,98	0,66	50,41	12,69
Б16-91	45,73	0,12	8,90	7,40	0,15	20,04	14,63	0,34	0,08	0,03	2,64	0,77	47,39	15,71
Б17-91	44,74	0,08	10,95	6,56	0,11	18,81	14,53	0,30	0,21	0,03	3,70	0,90	45,17	14,97
Б22-91	48,17	0,14	3,33	8,37	0,16	21,32	16,26	0,30	0,05	0,03	1,92	0,61	51,63	16,54
Б23-91	46,27	0,13	5,78	7,31	0,13	21,65	14,64	0,30	0,07	0,03	3,74	0,66	50,18	14,56
Б24-91	45,58	0,11	10,26	6,99	0,12	18,81	14,80	0,30	0,06	0,03	3,26	0,68	45,54	15,80
Б26-91	46,52	0,14	3,66	8,74	0,19	22,89	14,31	0,30	0,04	0,03	3,20	0,61	52,51	16,16
Б27-91	47,93	0,13	2,10	8,39	0,16	22,78	15,54	0,30	0,09	0,08	2,24	0,65	53,08	15,68
Б28-91	47,48	0,16	2,58	9,89	0,21	22,30	15,14	0,30	0,05	0,03	1,62	0,61	53,04	18,30

Окончание табл. 12

								-	1.0		1.0			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
			0.01	= 00	0.16	16.05	1.7.40	0.20	0.10	0.02	2.20	0.70	45.50	10.05
Б58-91	47,60	0,17	8,21	7,92	0,10	10,05	17,49	0,30	0,10	0,03	2,38	0,72	45,53	19,95
Б59-91	49,02	0,10	2,54	8,11	0,15	20,75	10,39	0,30	0,05	0,03	2,40	0,01	52.21	10,49
Б62-91	47,38	0,10	5,15	10,99	0,23	23,10	14,30	0,30	0,00	0,03	0,24	0,01	33,31	19,37
Б63-91	47,07	0,13	5,39	7,40	0,10	20,05	15,00	0,30	0,10	0,03	2,70	0,09	49,95	13,47
Б21-91	46,77	0,11	4,99	7,00	0,15	21,01	13,37	0,30	0,04	0,03	5,30	0,02	50,80	14,05
Б4-93	45,50	0,14	2,70	9,04	0,21	22,33	13,23	0,40	0,01	0,03	3,17	0,77	52,90	17,90
Б11-93	47,73	0,20	10,08	10,25	0,23	10,04	16.20	0,47	0,04	0,03	3,00	1,05	41,57	25,00
Б13-93	49,00	0,22	2,90	9,01	0,18	18,50	10,20	0,30	0,03	0,03	2,28	0,00	49,00	20,73
Б14-93	40,41	0,10	3,45	10,24	0,18	21,23	13,08	0,30	0,03	0,03	3,80	0,01	51,74	19,30
Б15-93	47,22	0,17	4,89	9,55	0,20	19,54	14,90	0,30	0,02	0,03	3,11	0,00	49,55	19,90
Б16-93	48,53	0,18	3,00	9,20	0,18	19,54	10,30	0,30	0,02	0,03	2,10	0,58	50,09	19,21
Б17-93	40,70	0,18	2,95	10,51	0,21	20,70	14,50	0,30	0,01	0,05	3,04	0,58	32,09	20,34
Б20-93	48,54	0,20	8,01	11,00	0,22	15,32	12,02	0,30	0,07	0,30	3,30	0,71	42,14	20,01
Б33-93	47,15	0,11	2,00	8,71	0,15	23,10	14,37	0,30	0,01	0,03	4,20	0,50	53,50	15,99
Б37-93	46,98	0,14	3,03	8,05	0,18	22,23	14,38	0,30	0,01	0,03	4,20	0,57	52,19	16,42
Б42-93	44,24	0,11	4,69	9,34	0,22	23,07	12,29	0,30	0,02	0,03	5,31	0,00	52,45	10,97
Б47-93	48,49	0,17	5,55	9,13	0,20	18,94	15,31	0,30	0,05	0,30	1,50	0,03	48,20	19,57
Б49-93	47,47	0,18	7,31	11,82	0,24	18,52	12,20	0,51	0,05	0,03	1,00	1,00	40,74	24,51
Б50-93	46,16	0,18	6,78	12,52	0,23	19,12	12,91	0,30	0,03	0,03	1,00	0,62	48,80	24,85
Б51-93	45,36	0,18	3,71	14,80	0,25	22,15	11,19	0,30	0,03	0,03	1,90	0,60	53,15	25,23
Б52-93	46,28	0,19	6,30	12,50	0,23	19,31	12,94	0,30	0,03	0,30	1,00	0,62	49,18	24,03
Б53-93	45,88	0,17	5,55	13,22	0,24	20,07	12,39	0,30	0,02	0,03	1,86	0,60	50,38	24,90
Б62-93	45,52	0,15	11,54	10,22	0,20	17,63	13,42	0,30	0,12	0,03	0,84	0,77	44,33	22,04
Б72-93	32,41	1,52	10,55	30,29	0,36	14,38	7,04	0,30	0,13	0,03	2,50	0,86	53,51	51,54
				Ул	ьтрама	фитова	ая груп	па по	род					
Б1-91	41,92	0,07	2,19	8,89	0,15	32,38	5,71	0,30	0,04	0,03	8,20	0,60	58,00	12,17
Б2-91	44,71	0.13	2,30	9,40	0,15	26,70	11,72	0,30	0,04	0,03	4,82	0,60	55,71	15,09
Б3-91	40,90	0.08	1,40	13,47	0.13	29,31	6.58	0,30	0,04	0,03	7,38	0,61	58,94	18,38
Б4-91	39,30	0,08	1,38	14,31	0,08	30,77	5,56	0,30	0,04	0,03	8,18	0,61	60,54	19,02
Б5-91	45.64	0.10	2.16	8,34	0.12	25.32	12.70	0.30	0.04	0,03	5.06	0,60	54,53	14,26
Б6-91	46.54	0.12	2,50	8,00	0.13	24,26	13,36	0,30	0,05	0,03	4,60	0,62	53,36	14,27
Б7-91	39.92	0.06	1,30	10.61	0,12	34,39	3,50	0,30	0,04	0,03	9,77	0,60	60,40	13,48
Б15-91	44.97	0.09	5.23	6.31	0.13	21,91	15.25	0.30	0.07	0.03	3,98	0,66	53,57	14,59
Б18-91	37.53	0.03	0,32	15,09	0,09	36,43	0,12	0,30	0,04	0,03	9,75	0,36	63,19	17,30
Б19-91	44,91	0.14	2,85	9.31	0.14	25,65	11,98	0,30	0,05	0,03	5,04	0,62	54,71	15,49
Б20-91	38,23	0,03	0,23	16,58	0,26	42,81	0,16	0,30	0,04	0,03	1,54	0,23	66,23	16,35
Б25-91	41,53	0,09	4,30	9,69	0,20	29,38	7,97	0,30	0,05	0,03	6,52	0,63	56,41	14,27
Б55-91	36,95	0,03	1,40	16,09	0,05	35,11	0,13	0,30	0,04	0,03	10,43	0,61	62,61	18,79
Б64-91	47.09	0.13	2,03	9,10	0,19	25,05	14,36	0,30	0,05	0,03	1,52	0,59	54,70	15,50
Б1-93	44.52	0.11	2.94	9.60	0.21	25.76	10.22	0.37	0.01	0.03	5.56	0.71	54.23	15,84
Б2-93	40,50	0.07	1,24	10,43	0,12	28,75	5,00	0,30	0,01	0,03	12,94	0,61	57,25	15,48
Б3-93	44.14	0,10	2,46	9.41	0,15	26,85	8,78	0,30	0,01	0,03	7,38	0,58	54,67	15,03
Б9-93	45.05	0,13	2,58	8.86	0,19	27.64	7.47	0,30	0,05	0,03	7,26	0,63	53.83	13,93
Б10-93	46.40	0,08	1,56	8.80	0,16	25.24	11.05	0,30	0,01	0,03	6,02	0,57	53.82	14,97
Б35-93	40.58	0.07	1,08	15,06	0.09	30,44	1,91	0,30	0,01	0,03	10,33	0,59	58,44	19,99
Б44-93	44.83	0.10	1,51	10,06	0,11	26,84	10,06	0.30	0,01	0.03	6.13	0.57	55,64	15,91
Б65-93	35,31	0,03	0,51	19,71	0,07	33,75	0,48	0,30	0,09	0,03	9,85	0,59	64,54	22,77
									-					-

Примечание. Анализы выполнены методом РФА на комплексе СРМ-25—Электроника-60 в ОИГГМ СО РАН, аналитик Н. М. Глухова. *a*, *b*, *F* — характеристики А. Н. Заварицкого.

			ультра	оазит-оаз	витового	массива,	Mac. %			
Группы пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
A(12)	$\frac{41,68}{2,61}$	$\frac{0,38}{0,19}$	$\frac{25,98}{1,77}$	$\frac{9,27}{3,15}$	$\frac{0,17}{0,11}$	$\frac{6,15}{1,30}$	$\frac{13,84}{1,26}$	$\frac{0,62}{0,40}$	$\frac{0,07}{0,06}$	$\frac{0,04}{0.03}$
Б(42)	44,36	$\frac{0,51}{0.35}$	$\frac{18,93}{2,72}$	<u>10,03</u> 3.81	$\frac{0,16}{0.04}$	8,77	13,61	2,57	$\frac{0,22}{0.45}$	$\frac{0,06}{0.19}$
СУ(54)	$\frac{46,39}{2.61}$	$\frac{0,33}{0,20}$	$\frac{6,29}{3.09}$	$\frac{9,39}{3,62}$	$\frac{0,04}{0,06}$	$\frac{19,51}{2.81}$	$\frac{14,56}{2.02}$	$\frac{0,34}{0,10}$	$\frac{0,06}{0.05}$	$\frac{0,04}{0.07}$
У (28)	$\frac{42,74}{3,03}$	$\frac{0,14}{0,11}$	$\frac{2,11}{1,13}$	<u>10,90</u> 3,77	$\frac{0,15}{0,06}$	$\frac{29,05}{3,63}$	<u>7,58</u> 4,54	$\frac{0,28}{0,06}$	$\frac{0,04}{0,02}$	$\frac{0,03}{0,0}$

Средний состав породных групп Аталыкского ультрабазит-базитового массива, мас. %

Примечание. Группы пород: А — анортозитовая, Б — базитовая (габброидная), СУ — субультрамафитовая (пироксенитовая), У — ультрамафитовая (перидотитовая), в скобках — число анализов. Над чертой — среднее содержание, под чертой — среднее квадратичное отклонение.

Таблица 14. Химический состав даек микрогаббро из малоаталыкской части Аталыкского массива, мас.%

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ппп
	1					i ii					
Б48-91	51,37	0,68	13,08	12,66	0,37	4,61	12,19	3,49	0,26	0,13	0,44
Б54-91	50,02	0,78	16,68	11,57	0,21	5,23	10,72	2,93	0,16	0,15	1,24
Б54а-91	43,54	0,08	17,29	10,84	0,14	10,44	13,60	0,80	0,14	0,03	2,88
Б56-91	48,67	0,67	18,11	10,10	0,15	5,67	10,77	2,40	0,13	0,15	2,88
Б60-91	44,23	0,14	7,26	10,27	0,18	21,14	11,57	0,30	0,05	0,03	4,92
Б54-93	47,37	0,07	19,99	7,44	0,11	8,40	14,17	0,87	0,03	0,03	1,44
Б63-93	46,01	0,29	15,27	9,84	0,17	11,74	15,11	0,54	0,11	0,03	0,70





^{1—4 —} составы пород, относящихся к различным горнопородным группам: 1 — ультрамафитовая, 2 — субультрамафитовая, 3 — базитовая (габброидная), 4 — анортозитовая. На диаграмме показаны наиболее распространенные составы минералов: оливина (Ол), ромбического пироксена (РП), клинопироксена (МП), плагиоклаза N 50 и 70 (Пл-50, Пл-70).

Таблина 13.

Рис. 15. Диаграмма меланократовость (b) щелочность (a) для пород Аталыкского массива:

1—4 — группы пород: 1 — анортозитовая, 2 — базитовая (габброидная), 3 — субультрамафитовая (пироксенитовая), 4 — ультрамафитовая (дуниты, верлиты). А — поле весьма низкощелочных пород, Б — поле умеренно низкощелочных пород (a, b — характеристики А. Н. Заварицкого).

стадии становления массива. Из других рудных минералов в дунитах и верлитах встречаются хромит и магнетит, последний чаще всего в 30 виде пылевидных и прожилковых продуктов, образующихся при серпентинизации оливина. Хромит наблюдается в аншлифах в виде корродированных кристаллов, замещаемых магнетитом: хромшпинелиды оказываются как бы в магнетитовом чехле (см. рис. 16). Октаэдри- 40 ческие кристаллы хромита повсеместно встречаются в шлихах ручьев, берущих начало на Аталыкском массиве. Микрозондовые анализы 45 этих хромшпинелидов, приведенные в табл. 16, показывают, что по составу они весьма близки акцессорным хромшпинелидам Среднетерсин- 50 ского массива [Пругов, Пругова, 1983]. В оливиновых клинопироксенитах и габброидах совместно с сульфидами широко распространена 55 самородная медь с примесью никеля и железа.

При анализе перспектив платиноносности Аталыкского ультрабазит-базитового массива 60важное значение приобретают следующие его особенности:

 Аталыкский массив прорывает вмещаю- 65щие толщи, обогащенные сульфидами (пирротин, пирит, халькопирит), что считается благоприятным фактором для накопления плати- 70ноидов [Saini-Eidukat et al., 1990];

 присутствие хромита в породах субультраосновной и ультраосновной групп;

 присутствие в породах массива убогой сульфидной вкрапленности (пирротин, халькопирит, пентландит);

4) наличие в породах, содержащих сульфидную вкрапленность, самородной меди с примесью никеля и железа.

Таким образом, Аталыкский ультрабазит-базитовый массив является благоприятным объектом для поисков платинометальной минерализации, прямые признаки которой в нем установлены. Тем самым повышается перспективность на ЭПГ других массивов лысогорского комплекса в западной части Алтае-Саянской области (Лысогорского, Шаманского, Кобезского и др.). Принадлежность пород Аталыкского массива к дунит-верлит-клинопироксенит-анортозит-



Таблица 15.

Содержание ЭПГ (мг/т) и Ni, Co, Cu, V, Cr (г/т) в породах Аталыкского ультрабазит-базитового массива

I	Номер	D†	Pd	Ni	Co	Cu	v	Cr
n/n	пробы	r.	ru i		0		, v	CI
1	2	3	4	5	6	7	8	9
							_	1000
1	Б1-91	_	60	780	90	< 10	60	1200
2	Б2-91	_	80	520	95	< 10	130	1600
3	Б3-91	_	60	620	78	< 10	90	1300
4	Б4-91	40	40	700	120	< 10	80	1200
5	Б5-91	_	20	470	90	< 10	130	1800
6	Б6-91	_	40	470	90	< 10	130	1300
7	Б7-91	_	90	830	100	< 10	50	1500
8	Б8-91	40	60	350	74	40	160	1400
9	Б9-91	_	50	370	78	< 10	150	1800
10	Б10-91	_	40	370	70	280	130	1500
11	Б11-91	40	50	370	70	< 10	130	1400
12	Б12-91	-	50	420	84	< 10	130	1500
13	Б13-91	_	10	200	50	< 10	70	700
14	Б14-91	_	40	380	56	< 10	110	900
15	Б15-91	40	80	420	59	< 10	110	1500
16	Б16-91	_	30	260	78	< 10	130	900
17	Б17-91	_	50	300	45	< 10	100	1100
18	Б18-91	_	10	750	140	< 10	30	120
19	Б19-91	_	90	390	110	< 10	150	1200
20	620-91	_	40	770	180	< 10	20	40
21	622-91	_	30	740	59	< 10	170	1800
22	623-91	_	40	330	100	80	140	1600
23	624-91	_	20	320	56	< 10	110	900
24	62.5-91	_	160	590	95	< 10	80	1300
25	526-91	_	20	380	73	< 10	170	1300
26	627-91	_	20	290	90	< 10	170	1400
27	629-91	_	30	140	36	< 10	90	270
28	630-91	_	20	20	62	< 10	470	60
29	631-91	_	40	20	31	< 10	520	20
30	532-91	_	30	10	39	< 10	460	70
31	536-91	_	10	10	36	< 10	160	20
32	637-91	_	20	70	64	< 10	360	60
33	548-91	_	90	30	45	640	420	20
34	Б53-91	_	50	100	67	< 10	240	330
35	Б54-91	_	100(20)	49	66	250	_	42
36	Б54а-91	_	20(20)	200	120	2600	_	430
3 7	Б54б-91	_	50(20)	130	90	3600	_	430
38	Б54в-91	_	10	99	190	1300	_	320
39	Б54г-91	_	250	270	170	3200	_	150
40	Б54л-91	_	40(30)	91	58	1000	_	640
41	Б54е-91		70 (50)	130	41	880	_	670
42	Б54ж-91	_	200	_	_	_	_	_
43	Б55-91	_	30	660	110	< 10	30	100
44	Б58-91		700	110	59	< 10	190	1100

Окончание табл. 15

	2	3	4	5	6	7	8	9
								-
45	Б78-91	_	100	< 10	45	< 10	590	40
46	Шл.4-91	60	360	_	—	—	—	_
47	Шл.6-91	80	_	_	_	_	_	_
48	Шл.8-91	60	500	_	—	—	—	_
49	Шл.9-91	1700		_	_	_	_	
50	Б20-93	(45)	115(50)	390	110	1700	240	750
51	Б37-93	(30)	10(10)	360	63	10	170	2100
52	Б42-93	(27)	60(60)	420	74	53	160	1900
53	Б46-93	_	20	93	100	3700	130	160
54	Б47-93	(24)	6(9)	240	63	33	220	1 200
55	Б48-93	(22)	59(15)	120	32	59	120	380
56	Б49-93	40(28)	90(28)	310	81	280	190	770
57	Б50-93	40(20)	61 (19)	390	87	1800	190	910
58	Б51-93	_	17	460	110	1100	230	800
59	Б52-93	40(27)	57(35)	390	91	1500	250	900
60	Б53-93	—	66	440	100	1900	210	830
61	Б54-93	(23)	4(15)	130	52	740	80	350
62	Б62-93	(22)	68	240	66	5	130	1000
63	Б63-93	(24)	48(26)	86	46	14	280	800

Примечание. Анализы Pt и Pd выполнены сцинтилляционным методом в лаборатории ЗабНИИ (г. Чита, руководитель Б. Б. Намдаков, № 1—49) и в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск, С. И. Прокопчук, № 50—63). В скобках показаны содержания, полученные атомноабсорбционным методом в ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик В. Г. Цимбалист. Ni, Co, Cu, V, Cr определялись атомно-абсорбционным методом в ОИГГМ СО РАН, аналитики Н. Я. Аксенова, И. Ю. Иванченко. Номера 1, 18, 20, 43 — дуниты; 3, 4, 7, 19, 23, 24, 25, 35, 44, 52 — верлиты; 2, 5, 6, 8—17, 21, 22, 25, 26, 51, 54, 57—60, 62 — клинопироксениты; 27—32, 34, 37, 39—41, 45, 50, 53, 55, 56, 61 — габброиды; 33, 36, 38, 42, 63 — дайки микрогаббро, 46—49 — шлихи: 46 верховье руч. Тюстей; 47—49 — верховье руч. Кубанак.

габбровой ассоциации также может считаться благоприятным фактором, поскольку, как было сказано в обзорной главе, именно к этой ассоциации относятся платиноносные массивы Манни-Манни в Западной Австралии, Лакдез-Иль в Канаде и Макскокс в США.

Нижнедербинский массив расположен в среднем течении р. Дербина в 100 км к югу от г. Красноярска (см. рис. 1). Он является наиболее крупным интрузивом раннепалеозойского нижнедербинского комплекса, хорошо доступен и рассматривается нами в качестве модельного объекта. По данным И. М. Волохова, массив состоит из нескольких разобщенных блоков [Волохов, Иванов, 1964], которые последующие исследователи считают самостоятельными интрузивами (Аштатский, Азертакский, Нижнедербинский, Бурлакский и Конжульский [Еханин и др., 1991]). Мы вслед за И. М. Волоховым считаем их блоками некогда крупного полнодифференцированного ультрабазит-базитового интрузива. В Азертакском блоке вскрывается нижняя часть расслоенной серии, представленная ритмичным чередованием дунитов, верлитов и клинопироксенитов. Нижнедербинский блок целиком сложен оливиновыми клинопироксенитами и вебстеритами, что соответствует средней части расслоенной серии. В наиболее крупном Бурлакском блоке наблюдается ритмичная рас-



Рис. 16. Характер развития рудных минералов в породах Аталыкского массива (зарисовка аншлифов, ув. 60):

х/п — халькопирит, Пир — пирротин, Пент — пентландит, Мгт — магнетит, Хр — хромит, Сил — силикат.

слоенность с преобладанием лейкократовых габброноритов, что отвечает верхней части расслоенной серии.

Нижнедербинский массив прорывает дислоцированные верхнерифейские отложения дербинской свиты (мраморы, амфибол-кварцевые и углеродистые сланцы). Активные интрузивные контакты со сланцами наблюдаются в восточной части Бурлакского блока (рис. 17). Наиболее хорошо особенности внутреннего строения и характер изменчивости составов пород по разрезу расслоенной серии проявлены в Бурлакском блоке (см. рис. 17). Он имеет хорошо выраженное концентрически-зональное внутреннее строение. В его составе выделяются краевая фация и расслоенная серия. Краевая фация проявлена на правобережье р. Дербина в восточной части интрузива, а также в западной его части (см. рис. 17). Она представлена слабодифференцированными габброноритами. В направлении к контакту в габброноритах устанавливается уменьшение зернистости.

Расслоенная серия Бурлакского массива имеет концентрическое строение и состоит из нескольких макроритмов. В наиболее полно представленных ритмах устанавливается последовательность пород: в основании ритма залегают

			Аталы	кского ма	ссива, ма	ic.%			
Шлифы	ZnO	NiO	Al ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Сумма
Шл. 1-91	0,05	0,13	9,90	13,57	0,24	55,38	0,21	17,78	97,27
Шл. 2-91	0,66	0,06	7,07	3,65	0,20	54,46	0,80	29,64	96,55
Шл. 6-91	0,96	0,01	6,80	0,92	0,17	53,90	0,82	32,70	96,26
Шл. 7-91	0,38	0,09	13,87	5,56	1,33	39,87	0,47	33,94	95,50
Шл. 8-91	0,09	0,07	10,07	10,34	0,36	52,32	0,31	21,61	95,17
Шл. 9-91	0,19	0,07	8,26	4,66	0,44	48,16	0,46	32,68	94,91

Таблица 16. Состав хромшпинелидов из шлихов Аталыкского массива, мас.%

Примечание: Шл. 1-91, Шл. 2-91 — речка Кште (см. рис. 11); Шл. 6-91 — Шл. 9-91 — руч. Кубанак.



Рис. 17. Схема геологического строения (а) и изохронная диаграмма ⁴⁰Аг_{рад} (нг/г) от К (мас. %) (б) для Бурлакского блока Нижнедербинского дунит-вебстерит-анортозит-габбрового массива (Восточный Саян).

На врезке цифрами обозначены блоки: 1 — Азертакский, 2 — Нижнедербинский, 3 — Бурлакский. 1 — краевая фация; 2 — трахитоидные габбронориты; 3 — вебстериты и клинопироксениты; 4 — дуниты и верлиты; 5 — вмещающие породы; 6 — граниты; 7 — геологические границы; 8 — разрывные нарушения; 9 — элементы залегания расслоенности и трахитоидности. Флог — флогопит, Пл — плагиоклаз, МП — клинопироксен. дуниты, верлиты и реже лерцолиты, в которых часто наблюдается ритмичность меньшего масштаба. Выше по разрезу она сменяется клинопироксенитами, вебстеритами и оливиновыми вебстеритами, в которых расслоенность выражена довольно слабо. Центральная часть ритма сложена контрастно расслоенными оливиновыми габброноритами, габброноритами, вебстеритами и отдельными горизонтами и шлирами анортозитов. Верхняя часть ритмов образована пачкой трахитоидных лейкократовых габброноритов, в которых отмечаются отдельные горизонты анортозитов.

Последовательность смены пород по разрезу ритма и изменчивость их составов хорошо согласуются с последовательностью смены кумулусных парагенезисов по разрезу: Ол—Ол+МП(+РП)—МП+РП—МП+РП+Пл—РП+Пл—Пл. При оценке перспектив платиноносности данного массива следует обратить внимание на то, что тонкая сульфидная вкрапленность появляется только в вебстеритах вблизи их перехода к оливиновым габброноритам и полностью отсутствует в нижележащих дунитах и верлитах, а также в трахитоидных габброноритах верхней части макроритмов.

Сильная блокированность Бурлакской части массива обусловливает выведение на дневную поверхность различных уровней расслоенной серии: в юго-восточной и восточной частях вскрываются низы расслоенной серии, представленной дунитами, верлитами и пироксенитами, с тонким ритмичным их чередованием [Еханин и др., 1991]. Вершина горы Бурлак сложена расслоенными перидотитами и пироксенитами (см. рис. 17), которые представляют собой основание очередного макроритма, уничтоженного эрозией.

Нижнедербинский блок сложен исключительно пироксенитами, среди которых отмечаются клинопироксениты, оливиновые вебстериты и вебстериты. Для всех пород характерно присутствие тонкой вскрапленности сульфидов (халькопирит-пирротин-пентландит). В некоторых участках, например, в придорожном карьере около ж.-д. моста через левый приток р. Дербина наблюдается довольно обильная шлировая сульфидная вкрапленность, в том числе отдельные каплевидные выделения сульфидов.

Для Азертакского блока характерно ритмичное чередование дунитов, верлитов и пироксенитов, причем в южной части преобладают пироксениты, а в северной — верлиты. В центральной части массива изучен один наиболее полный ритм, состоящий из ультраосновных пород. Подстилает начало ритма горизонт слабодифференцированного оливинового клинопироксенита, принадлежащего предыдущему ритму. С резкой границей на нем залегает горизонт верлита с крупными кристаллами клинопироксена, имеющего такие же размеры, как и в подстилающем пироксените. Выше располагается маломощный прослой пироксенсодержащего дунита с небольшим количеством кристаллов пироксена. Он постепенно сменяется верлитом с мелкими кристаллами клинопироксена, размер которых и их количество вверх по разрезу увеличивается вплоть до образования мощного горизонта пироксенита. Такая последовательность смены пород согласуется с последовательностью кристаллизации, наблюдаемой в нижней части ритмов Бурлакского блока Ол-Ол+МП-Ол+МП+РП, причем в основании ритма вновь появившийся на ликвидусе оливин осаждается совместно с клинопироксеном из предыдущего ритма, формируя верлиты с крупными кристаллами идиоморфного клинопироксена. В породах Азертакской части массива сульфидная вкрапленность полностью отсутствует.

Породы Нижнедербинского массива широко варьируют по содержанию MgO, CaO и Al₂O₃. На диаграмме MgO—Al₂O₃ выделяется два тренда дифференциации (рис. 18). Первый — оливин-клинопироксеновый характерен для ниж-



Рис. 18. Диаграмма Al₂O₃—MgO для пород Нижнедербинского массива: 1 — дуниты, лерцолиты; 2 — верлиты; 3 — плагиовебстериты; 4 — вебстериты; 5 — меланогаббронориты; 6 — габбронориты; 7 — анортозиты. Название минералов см. рис. 14.

них частей расслоенной серии интрузива и нижних частей ритма и обусловлен сменой по разрезу дунитов верлитами и клинопироксенитами. Ортопироксеновых кумулятов не установлено. Пироксен-плагиоклазовый тренд отчетливо проявлен на диаграмме MgO—Al₂O₃ и типичен для контрастно расслоенных частей ритма и трахитоидных габброноритов. Он в значительной степени обусловлен вариациями количественных соотношений плагиоклаза.

Дискретность петрохимической выборки Нижнедербинского массива отчетливо проявляется на диаграмме MgO-Al,O, и их комбинации (см. рис. 18). Статистически значимо обособляются четыре группы пород: ультрамафитовая, субультрамафитовая, мафитовая и анортозитовая, средние составы которых приведены в табл. 5. Ультрамафитовая группа включает в себя дуниты и верлиты, субультрамафитовая — клинопироксениты, оливиновые пироксениты и вебстериты. В мафитовую группу объединяются трахитоидные лейкократовые габбронориты и оливиновые габбронориты. Преобладание субультрамафитов в выборке обусловлено широким распространением их в районе вершины горы Бурлак и в Нижнедербинском блоке. В разрезах полных ритмов субультрамафиты составляют только четвертую часть. С учетом этих данных по набору выделенных групп пород Нижнедербинский интрузив относится к перидотитпироксенит-анортозит-габбровому формационному типу, а по преобладающим петрографическим разновидностям пород к перидотит-вебстерит-анортозитгабброноритовой формации. Причем в ранних кумулятах характерен оливинклинопироксеновый тип дифференциации. Мафитовая группа пород Нижнедербинского интрузива характеризуется высокомагниевым, весьма низкощелоч-



Рис. 19. Распределение Си, Ni и Σ ЭПГ в породах Нижнедербинского массива [по А. Г. Еханину, 1991]:

1 — перидотиты; 2 — пироксениты; 3 — перидотиты верхнего ритма; 4 — габбронориты.

ным, крайне низкотитанистым и крайне низкофосфористым уклонами при умеренной глиноземистости (см. табл. 5). Ближайшими формационными аналогами Нижнедербинского массива являются платиноносные интрузивы Манни-Манни в Австралии, Макскокс и Лак-дез-Иль в Канаде (см. табл. 3). В Алтае-Саянской области аналогичным следует считать Среднетерсинский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый массив в Кузнецком Алатау, в котором нами установлены повышенные содержания ЭПГ. Полученные нами К-Аг изохронные данные для габброидов массива позволяют считать его ордовикским (490 \pm 11,8) (см. рис. 17). В то же время для габброидов Баянцаганского массива Монголии — аналога массивов мажалыкского комплекса Тувы — Sm-Nd методом получен нижнекембрийский возраст [Хаин и др., 1995]. Таким образом, по набору пород расслоенной серии и возрасту Нижнедербинский массив отличается от перидотит-габбровых интрузивов лысогорского, мажалыкского, хиргиснурского и тамирского комплексов АСО и Монголии.

Оценка платиноносности Нижнедербинского интрузива проводилась А. Г. Еханиным и рамках программы "Оливин". Им установлены повышенные содержания ЭПГ в энстатититах нижней части разреза (до 110—300 мг/т) и среди перидотитов и пироксенитов в районе горы Бурлак (до 1,3 г/т) в верхней [Еханин, 1990; Еханин и др., 1991]. К сожалению, метод анализа ЭПГ в данных работах не указан. Остальные породы характеризуются фоновыми содержаниями ЭПГ. Устанавливается отчетливая корреляция высоких содержаний ЭПГ с халькофильными элементами Си и Ni, что указывает на приуроченность платиноидов к сульфидам и возможность образования в этом массиве малосульфидного горизонта, обогащенного ЭПГ и Au (рис. 19).

В 1991 г. авторами проведены работы по изучению Нижнедербинского массива и опробованию его на платиноиды. Вольшинство проб, проверенных

сцинтилляционным полуколичественным методом, дало отрицательные результаты, особенно по Нижнедербинскому и Азертакскому блокам.

Повышенные содержания ЭПГ (до 0,4 г/т) установлены только в Бурлакском блоке в районе горы Бурлак (табл. 17), что подтверждает выводы А. Г. Еханина о перспективности этой части разреза в отношении минерализащии ЭПГ. Повышенные содержания Pd установлены нами в вебстеритах в составе контрастно расслоенной пачки в изученном макроритме. С учетом наблюдений по распространенности сульфидов в породах расслоенной серии можно сделать вывод, что наиболее перспективными участками в отношении концентрации ЭПГ являются вебстериты, расположенные немного ниже максимальных концентраций сульфидов. Широкое развитие сульфидной вкрапленности в Нижнедербинском блоке, который соответствует средней части расслоенной серии интрузива, снижает перспективы обнаружения в верхних частях разреза промышленных содержаний ЭПГ, хотя повышенные содержания могут отмечаться. Вместе с тем, полное отсутствие сульфидов в нижней части расслоенной серии (Азертакский блок) позволяет предполагать, что концентраиия ЭПГ могла произойти в момент появления первых выделений сульфидов и в этом отношении наиболее перспективны глубинные, не вскрытые в Бурлакском блоке части разреза, либо южные части Нижнедербинского блока, где по данным А. Г. Еханина обнажаются дуниты. Для проверки этого предположения требуется постановка более детальных работ в районе Нижнедербинского и Азертакского блоков, которые, однако, крайне плохо обнажены.

Нижнедербинский ультрабазит-базитовый интрузив относится к перидотит-пироксенит-анортозит-габбровому типу расслоенных интрузивов, перспективных в отношении минерализации ЭПГ. Учитывая большие размеры этого массива (мощность расслоенной серии по данным А. Г. Еханина более 3 км) и установленные в нем высокие содержания платиноидов, которые коррелируются с халькофильными элементами, можно положительно оценивать его перспективность в отношении малосульфидной собственно платиновой минерализации стиллуотерского типа. Наиболее перспективными следует считать нижние участки расслоенной серии, где наблюдается переход от дунитов и верлитов к вебстеритам и впервые появляется сульфидная вкрапленность. Такие участки можно ожидать в Азертакском и Нижнедербинском блоках, а также в нижних не вскрытых участках Бурлакского массива.

Аргыджекский массив расположен в истоках р. Кувай в 5 км к северу от ж.-д. станции Жайма (см. рис. 1) и приурочен к Арзыбейской докембрийской глыбе, находящейся в северной части Дербинского антиклинория. Массив прорывает биотитовые и гранит-биотитовые гнейсы верхней части разреза Арзыбейской глыбы, а с юга по разлому контактирует с кварцитами, углистыми сланцами и известняками жайминской свиты верхнего рифея. На геологической карте м-ба 1: 200 000 он отнесен к верхнепротерозойскому бильчирскому комплексу, однако детальных работ по его изучению и типизации не проводилось. Нами на Аргыджекском массиве проведены предварительные рекогносцировочные маршруты в связи с находками сперрилита (PtAs₂) в золотоносной россыпи р. Кувай.

Массив представляет собой крупный (12 × 15 км) хорошо дифференцированный интрузив. В районе горы Аргыджек обнажается его верхняя краевая фация, представленная мелкозернистыми слабодифференцированными амфиболовыми габброноритами с обилием ксенолитов вмещающих гнейсов. Здесь же широко проявлены инъекционные тела аплитовидных лейкократовых гранитов. Ниже по склону к юго-западу от вершины горы Аргыджек обнажаются породы верхней части расслоенной серии, разрез которой изучен нами в правобережье Таблица 17.

Содержание Pd, Pt и A u в породах Нижнедербинского массива (Восточный Саян), мг/т

	Coloris				
	Номер	Pd	D,	An	Порода
п/п	обр.		11	Au	Порода
		F	Бурлакский б	άποκ	
	40.01	1 100	1 40		Reference
1	M9-91 M14 01	260	40		Веботорит
2	И14-91	200	40		Веостерит
3	И23-91	10		-	Клинопироксенит
4	И24-91	20	-	_	Клинопироксенит
5	И25-91	60	40	_	Оливиновыи клинопироксе- нит
6	И31-91	30	_		Анортозит
7	И35-91	400	-	· · · · ·	Клинопироксенит
8	И38-91	20	-	-	Оливиновый клинопироксе- нит
9	И39-91	30	80		Верлит
10	И41-91	_	_	200	Верлит
11	И42-91	_		30	Оливиновый клинопироксе-
	1142-51				нит
12	И43-91	-	—	140	Дунит
13	И44-91			80	Дунит
14	И45-91	20	40	150	Вебстерит
15	И46-91	10	40	150	Вебстерит
16	И48-91	_	—	20	Анортозит
17	И58-91	-	-	160	Клинопироксенит
18	И59-91	-	-	100	Оливиновый клинопироксе-
19	И64-91	_	_	1.50	Лунит
20	И65-91			20	Верлит
20	И67-91		_	100	Клинопироксенит
22	И68-01			100	Клинопироксенит
23	И60_01			90	Beforenut
23	M70_01			30	To we
25	M71_01	_	_	30	10 MC
25	M76 01	10		30	K THEORY DOV COUNT
20	M77 01	10	_	50	Клинопироксенит
27	M//-91	-	_	50	Веостерит
28	N87-91	1 80	-		Пироксенит
		Ниж	недербински	ий блок	
29	И99-91	—	40	_	Пироксенит
30	И100-91	_	60		Вебстерит
31	И104-91	-	1 	10	Пироксенит
32	И105-91	-	-	30	То же
33	И107-91	—		80	*
34	И108-91	_	_	20	*
35	И109-91	-	—	20	*
36	И111-91	20	_	30	»
37	И113-91	-		10	*
38	И117-91	_		10	»
39	И116-91	_		20	»
		A	зертакский	блок	
40	И123-91			30	Верлит
41	M131_01	_	_	30	Оливиновый пироксенит
41	11131-31			1 30	Canbrinobbin Imporcenti

Примечание. Анализы выполнены сцинтилляционным методом в рентгеноспектральной лаборатории ЗабНИИ (г. Чита), руководитель Б. Б. Намдаков.

истоков р. Кувай. Азимут падения расслоенности и трахитоидности в дифференцированных габбро 80° при углах падения 40—50°.

В основании видимого разреза находятся скальные выходы крупнозернистых слабодифференцированных лейкократовых габброноритов, которые сменяются контрастно расслоенными габброноритами, варьирующими по меланократовости. Среди них отмечаются небольшие горизонты плагиопироксенитов и анортозитов. Выше располагаются расслоенные габбронориты, обогащенные титаномагнетитом, которые отвечают верхней части расслоенной серии. Они через небольшой интервал сильно амфиболизированных меланократовых габброноритов с сульфидной вкрапленностью сменяются породами краевой фации. Нижняя часть расслоенной серии обнажена очень плохо. Судя по выходам пород на вершинах хребта к западу от горы Аргыджек, отдельным глыбам и гальке в русле р. Кувай, в этой части преобладают мезократовые габбронориты и пироксениты. В отдельных глыбах встречаются верлиты. Породы массива сильно изменены, однако в габброидах отчетливо выявляется ортопироксеновый уклон.

По результатам химического анализа породы Аргыджекского массива образуют единый дифференцированный ряд, сильно варьирующий по содержанию петрогенных элементов (рис. 20, табл. 18). В составе массива выделяются преобладающая мафитовая, а также субультрамафитовая и анортозитовая группы пород. Судя по одному анализу верлита, можно предположить наличие в нижней части расслоенной серии ультрамафитов. Средние составы группы пород приведены в табл. 5. Мафитовая группа Аргыджекского массива характеризуется мелонократовым, низкощелочным, железомагниевым, среднетитанистым, низкоглиноземистым и крайне низкофосфористым уклонами. Несколько повышенная титанистость мафитов, очевидно, связана с тем, что нами опробовалась, в основном, верхняя часть расслоенной серии, обогащенная некогерентными элементами. Таким образом, на основании этих данных Аргыджекский массив следует относить к перидотит-пироксенит-анортозит-габбровому типу формаций, перспективному в отношении малосульфидной платиновой минерализации.

Результаты сцинтилляционного анализа показали, что несмотря на присутствие в некоторых пироксенитовых горизонтах тонкой интерстициальной сульфидной вкрапленности, для всех пород расслоенной серии получены отрицательные результаты на благородные металлы. Только в двух пробах габбронорита и плагиопироксенита с тонкой сульфидной вкрапленностью зарегистрированы концентрации золота до 40 и 50 мг/т соответственно. В то же время в сульфидсодержащих габброидах, расположенных в области перехода от верхней части расслоенной серии к краевой фации, в нескольких пробах обнаружены

повышенные содержания палладия (до 0,5—0,9 г/т). Участок, где установлены повышенные содержания ЭПГ, вскрывался канавами при разведке верховьев р. Кувай на коренное золото. В канаве выявлена такая последовательность пород: вначале

Рис. 20. Диаграмма Al₂O₃—MgO для пород Аргыджекского массива:

 верлиты; 2 — меланократовые и 3 — лейкократовые габбронориты; 4 — анортозиты: 5 — пироксениты.



Таблица 18.

Химический состав пород Аргыджекского перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритового массива, Восточный Саян, мас.%

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	К ₂ О	Ппп	P ₂ O ₅	Сумма
И145-91	45,28	1,26	17,19	13,09	Не опр.	0,18	7,81	11,76	1,68	0,15	1,48	0,03	99,91
И151-91	49,93	0,50	14,70	11,17	»	0,21	10,07	10,53	1,87	0,13	1,02	0,03	100,16
И153-91	47,03	1,01	9,38	15,44	*	0,31	14,71	10,07	0,56	0,02	1,18	0,03	99,74
И155-91	43,99	1,33	12,59	15,48	*	0,24	11,31	11,37	0,68	0,05	2,34	0,03	99,41
И157-91	46,17	2,56	14,45	17,75	*	0,24	6,83	9,98	2,26	0,12	0,14	0,03	100,25
И160-91	44,95	1,37	11,65	15,74	*	0,25	11,88	11,15	0,51	0,04	í,70	0,03	99,27
И163-91	42,89	1,89	17,30	16,30	»	0,20	5,67	11,16	1,72	0,04	2,66	0,23	100,06
И167-91	44,01	1,47	12,02	17,62	»	0,26	11,81	11,03	0,84	0,05	1,32	0,03	100,46
И169-91	38.43	0,23	2,11	17,63	»	0,20	30,62	1,18	0,30	0,00	9,65	0,03	100,38
И170-91	51,90	1,04	17,42	10,45	*	0,18	4,64	7,99	3,41	0,77	2,02	0,20	100,02
И175-91	47,60	0,68	16,59	10,08	*	0,19	8,70	11,90	1,38	0,19	2,54	0,03	99,88
И182-91	48,85	0,95	15,16	11,99	*	0,25	8,48	10,54	2,23	0,15	0,96	0,34	99,90
И190-91	49,60	1,06	17,74	10,17	»	0,18	5,57	9,94	2,39	0,21	2,34	0,11	99,31
И192-91	45,13	2,42	13,79	17,33	*	0,23	7,11	9,83	1,77	0,31	1,66	0,04	99,62
И196-91	52,53	0,73	18,39	9,18	*	0,17	4,63	8,48	3,22	1,11	1,20	0,18	99,82
И198-91	48,35	1,41	20,90	10,81	»	0,14	3,75	10,88	3,41	0,19	0,20	0,03	100,07
И200-91	48,01	2,09	11,08	19,19	*	0,34	8,35	9,49	1,45	0,39	0,38	0,10	100,11
И208-91	42,82	1,69	10,33	18,35	*	0,27	10,33	12,04	0,60	0,05	1,96	0,94	99,38
И211-91	41,05	2,13	13,84	20,03	»	0,23	7,57	10,74	1,68	0,06	2,56	0,03	99,92
И213-91	45,16	1,07	15,24	13,45	*	0,22	8,30	12,29	0,88	0,03	3,06	0,03	99,73
149-6	50,06	0,44	22,42	2,01	2,42	0,08	2,78	11,32	3,74	0,24	2,47	0,06	98,04
1 49-7	48,26	1,66	11,78	3,25	10,22	0,22	7,48	9,42	2,22	0,70	2,55	0,12	97,88
149-9	48,95	1,15	9,99	1,65	10,99	0,24	9,57	10,13	1,91	0,39	2,97	0,06	98,00
149-15	42,21	1,42	16,42	6,64	7,77	0,16	5,77	12,33	1,86	0,19	2,94	0,06	97,77
1 49-38	40,25	1,22	14,45	7,66	9,49	0,13	8,12	10,95	1,24	1,06	3,30	0,06	97,93
149-40	38 ,00	1,15	14,10	10,05	8,06	0,12	8,08	13,80	0,65	0,45	3,30	0,01	97,77
149-42	46,78	0,46	5,59	2,57	5,71	0,15	13,16	16,68	0,99	0,18	5,85	0,01	98,12
149-46	47,09	0,57	7,13	3,18	6,70	0,16	13,84	17,89	0,67	0,13	1,74	0,03	99,13

идут мезократовые сильно измененные габбронориты с бурым амфиболом без сульфидной вкрапленности. Выше расположены тонкозернистые габбро с многочисленными меланократовыми шлирами. Затем появляются тонко расслоенные габбро со шлирами анортозитов с тонкой сульфидной вкрапленностью. В верхней части канавы отмечаются меланократовые габбронориты с обильной сульфидной вкрапленностью. Повышенные содержания палладия приурочены к сульфидсодержащим меланократовым габброноритам и к трахитоидным мезомеланократовым габброноритам, которые обнаружены в 15 м выше по склону (до 0,5 г/т).

Аргыджекский массив относится к перидотит-пироксенит-анортозит-габбровому типу формаций, имеет достаточно большие размеры, характеризуется ортопироксеновым уклоном габброидов расслоенной серии. В зоне перехода от расслоенной серии к краевой фации установлены повышенные содержания палладия, связанные с сульфидсодержащими меланократовыми габброидами. Кроме того, в золотоносных россыпях широко проявлен сперрилит. Весь этот комплекс признаков позволяет относить и этот интрузив к числу объектов, перспективных в отношении собственно платиновой малосульфидной минерализации стиллуотерского типа. Кроме того, представляет интерес оценка платиноносности коренных золотоносных кварц-сульфидных жил, разрабатывавшихся ранее в верховьях р. Кувай.

Кингашский массив приурочен к Канскому зеленокаменному поясу, который протягивается вдоль Идарского хребта в Восточном Саяне более чем на 60 км и относится к типу вторичных [Condie, 1981], сформированных в связи с развитием приразломных внутриконтинентальных рифтов на архейском гнейсовом основании. Пояс насыщен многочисленными мелкими телами базитов и гипербазитов. Последние достаточно детально описаны как своеобразный геохимический тип, отличный от офиолитов повышенным уровнем Fe, Al, Ca, низкой общей магнезиальностью (MgO/FeO = 7—9) и высокой сульфидизированностью (табл. 19). Вдоль пояса в гипербазитах обнаруживаются следы латеральной зональности; с глубиной возрастает степень дифференцированности, железистости и никеленосности массивов [Глазунов, Корнаков, 1973; Глазунов, 1981]. Оценочные работы, проведенные О. М. Глазуновым совместно с Н. Г. Дубининым (1962—1966 гг.), завершились открытием Кингашского сульфидно-никелевого месторождения, что позволило расширить перспективы района и обосновать выделение здесь самостоятельной никель-платиноносной провинции [Глазунов и др., 1977; Глазунов, 1981, 1989]. Позднее удалось обнаружить в Кингашском массиве аномальные точки коренных платиноидов [Глазунов, 1992, 1994].

Собственно Кингашский массив образует в плане крупную линзу, сложенную ультраосновными породами и габбро (рис. 21). По данным геологов Кингашской партии (В. А. Попереков, А. В. Тарасов, В. В. Некос), длина интрузива составляет около 2,3 км при ширине 0,3—0,6 км. В разрезе массив выглядит как асимметричное лополитообразное тело с пологими контактами, конкордантными кристаллизацион-

конкордантными кристаллизационной полосчатости вмещающей толщи, и линейно-столбчатым питающим каналом, склоненным на юговосток. В массиве обнаруживаются следы первичной полосчатости за счет переслаивания дунитов, верлитов со шлирами дунитов, шрисгеймитов, горнблендитов в нижней, а габброидов в верхней части разреза.

Рис. 21. Схематическая геологическая карта Кингашского массива (составил О. М. Глазунов):

1 — верлиты; 2 — серпентиниты; 3 — метагаббро, габбро-амфиболиты; 4 — жильные тела сульфидных руд; 5 — участки обогащения верлитов с сульфидно-никелевой минерализацией и платиноидами; 6 — гнейсы, амфиболиты вмещающей толщи верхнего архея; 7 — тектонические нарушения.



В массиве выделяются следующие главные типы пород: дуниты (> 70 % оливина, 1—5 % энстатит-бронзита, сульфиды, хромит с оторочками магнетита, серпентин). На эти породы падает основная доля руд сидеронитовой структуры. От классических пород того же названия их отличает наличие пойкилобластовых выделений клинопироксен-диопсид-авгита, занимающих часть интеркумулуса. Дуниты образуют постепенные переходы к верлитам. Особенностью последних является присутствие наряду с сульфидами в составе интеркумулуса клинопироксена, цементирующего псевдоморфозы по оливину (Fa — 10—16 %). Клинопироксен представлен обычно авгитом (CaO — 20—23 %, MgO — 16—20 %, FeO — 3—9 %). Реже встречается энстатит-бронзит, из окислов — алюмохромит (Cr₂O₃ — 26—30 %, Al₂O₃ — 30—31 %, FeO — 6—64 %, MgO — 1—2 %). Скопления моноклинного пироксена чаще находятся там, где отсутствует или минимальна рудная цементирующая масса сульфидов. В этих породах заметно ниже количество магния (MgO — 34—37 %) и выше степень серпентинизации, чем в дунитах. Верлиты в пределах массива несут основную долю сульфидной нагрузки.

Серпентиниты имеют как апоперидотитовую, так и аподунитовую природу. По шлифам определяются лизардитовые, антигоритовые и хризотилантигоритовые разности. Особое место занимают массивные серпентиниты, обогащенные пылеватым магнетитом и графитом и имеющие высокую намагниченность.

Определенное место в рудном процессе принадлежит амфиболовым перидотитам-кортландитам (шрисгеймитам), картирующимся в северо-западной части массива. Своеобразием их является развитие буроватой роговой обманки, образующей пойкилобласты, включающие в себя оливин и энстатит-бронзит. Первично-магматический генезис этих пород обосновывается пойкилитовыми вкрапленниками оливина в амфиболе. Для них характерно также присутствие окиси кальция (> 2,5—3 %), титана и скандия. Важно отличать эти породы от амфиболизированных перидотитов, где амфибол представлен тремолитом и рассеян беспорядочно или образует кучковато-линейные скопления, сопровождающие брекчиево-жильные руды. В составе массива можно выделить слюдяные перидотиты (обр. C-4-32-34).

В габброидной зоне различаются ранние (первичные) мелкозернистые диопсид-авгитовые габбро, образующие постепенные переходы к верлитам. Их доля в объеме массива незначительна — 10-15 %. Основная же масса так называемых габброидов, показанных на рис. 21, относится к метапородам. В них не сохранилось первичных минералов, отсутствует габбровая структура. Обилие пегматоидных разностей придает им сходство с основными мигматитами типа уральских тылаитов. Присутствие среди них полос гранатовых амфиболитов позволяет относить часть метагабброидов к образованию более древним, чем ультрамафиты. Из вторичных пород локально в массиве распространены горнблендиты, талькиты, хлорититы и актинолититы. С некоторой долей предположения среди перидотитов можно допустить присутствие пикритов и меймечитоподобных пород.

В экзоконтакте, прежде всего в подстилающей карбонатной пачке, четко обособляются кальцифиры со всеми чертами минералогии и геохимии в таких породах. В них на фоне карбонатов вкрапленники диопсида, шпинели, апатита, кварца, микроклина, а также сфена и отсюда — всплеск Zr.

Габбро и перидотиты связывает и общая рудная минерализация, и одинаковые проходящие минералы (например, авгит, пирротин), а также пространственное совмещение. В то же время теперь ясно, что большая часть габброидов

	Номер	Число	Ea	Nii	Co	Cu	4.5	c		
п/п	пробы	замеров	re			Cu	лg	3	I NI/ FC	NI/CO
	5					11				
1	Кинг-1	1	38,48	23,95	0,10	0,06	Не обн.	33,95	0,62	239,50
2	C-1-36	2	41,10	24,67	1,79	Не обн.	То же	31,57	0,60	13,78
3	C-1-65	2	41,22	25,39	0,91	То же	»	32,90	0,62	27,90
4	C-1-71	1	33,42	30,45	4,19	*	*	31,74	0,91	7,27
5	C-1-90	22	43,23	25,41	0,72	*	*	31,34	0,59	35,29
6	C-1-107	3	43,09	24,75	1,01	»	»	33,92	0,57	24,50
7	C-1-118	1	36,10	29,82	1,22	»	»	33,36	0,83	24,44
8	C-4-29	2	36,56	29,21	0,73	0,08	0,05	32,97	0,80	40,01
9	C-4-56,3	2	36,15	30,56	0,84	0,01	Не обн.	33,28	0,85	36,38
10	C-4-96	1	39,58	27,53	0,56	0,01	0,20	31,87	0,70	49,16
11	C-4-128	2	40,65	26,04	0,55	0,05	0,04	33,66	0,64	47,35
12	C-3-288	2	36,89	29,99	1,10	0,13	0,14	32,05	0,81	27,26

Та блица 20. Изменение состава пентландита по глубине рудных залежей Кингашского массива, мас.%

Примечание. Данные микрозонда JOL-733, аналитик Л. Ф. Пискунова (Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск). 1 — массивная руда из карьера Н. Г. Дубинина. Обр. О. М. Глазунова, 1966 г.; 2—5, 7 — серпентиниты с бедной вкрапленностью пирротина и пентландита; 6 — дунит, обогащенный сульфидами; 8 — верлит из контакта с амфиболитом; 9 сливная руда пентландит-пирротинового состава; 10 — брекчиево-жильные руды среди верлитов; 11 — рудный верлит (серпентинизированый) с реликтами интеркумулятивного авгита и оливина; 12 — горнблендит с вкрапленностью пирротина, пентландита, халькопирита (есть мельниковит, магнетит). Не обн. — элемент не обнаружен.

характеризуется более глубоким метаморфизмом, нежели перидотиты, они содержат линзы амфиболитов и образуют самостоятельные тела среди вмещающих пород. Вебстериты в зоне контакта первичных авгитовых габбро и перидотитов можно рассматривать как переходные породы. Следует сказать, что на все породы Кингашского массива накладываются многочисленные инъекции альбититов с флогопитом, хлоритом и амфиболом.

В массиве выделяются следующие типы руд пентландит-пирротин-халькопиритового состава: сидеронит-шлирово-вкрапленные, полосчато-флюидальные, брекчиево-жильные. Рудная вкрапленность рассеяна по всему горизонту верлитов и дунитов, но максимальные скопления приурочены ближе к приподошвенной части разреза, с которыми совпадает максимум концентрации никеля (до 1 %) и хрома (до 0,5 %). В срастании с пентландитом и пирротином интеркумулуса спорадически встречаются никелин, герсдорфит, раммельсбергит, нередко — самородная медь и железо, галенит, сфалерит, маккинавит, халькозин, борнит, виоларит. Главная доля сульфидного никеля входит в пентландит (табл. 20). Состав его близок стехиометрическому и на глубину изменяется слабо. По отдельным разрезам заметно некоторое обогащение минерала с глубиной никелем, а в апикальной части — кобальтом. Пентландит богатых руд несколько беднее железом и обогащен никелем (обр. C-4-56,3; C-4-29); Ni и Co (до 2 %) в пентландите связаны прямой корреляцией, чего нельзя сказать о никеле и меди. По сравнению с Норильским и Алларечинским



Рис. 22. Соотношение компонентов в сульфидных рудах Кингашского массива в сравнении с Норильским, Печенгским и Садбери меторождениями (по диаграмме в работе A. Naldrett, L. Cabri [1976]).

месторождениями пентландит Кингашского массива содержит заметно меньше серы и никеля (рис. 22).

В ультраосновных породах Кингашского массива повсеместно устанавливаются повышенные содержания ЭПГ. Наиболее интересная зона находится в его юго-восточной части. В этом участке впервые найдены ви-

димые под микроскопом зерна коренных платиноидов во вкрапленных рудах. По разрезу скв. 4 выделяются три платиноносных уровня (горизонта), совпадающих с локализацией густовкрапленных сульфидных руд:

I) интервал 45—55 м с устойчивым содержанием платины на уровне 0,5 г/т и палладия от 0,5 до 1,46 г/т;

II) интервал 89—94 м с концентрацией палладия 0,8—2,5 г/т;

III) интервал 149—178 м Pd 0,8—2,0 г/т. Как видно (рис. 23), мощность интервалов и содержание Pt и Pd с глубиной возрастают (табл. 21).

В скв. 1 можно выделить два более или менее четких уровня локализации платиноидов: 43—91 и 121—127 м. Они отличаются устойчивой, но менее высокой концентрацией, чем по скв. 4. Не исключено, что два "горизонта" на глубине сливаются, образуя общую обогащенную зону. Необходимо отметить, что даже рассеянные платиноиды в обедненной сульфидами части массива имеют тенденцию к некоторому накоплению (табл. 22).

Концентрация платиноидов внутри выделенных "слоев" изменяется незначительно (по данным сцинтилляционного эмиссионного спектрального анализа). Если рассматривать картину распределения платиноидов по разрезу массива, то можно увидеть возрастание высоких значений от горизонта к горизонту с глубиной (см. рис. 23). При этом в собственно придонной части концентрация платиноидов снижается. Платина иногда коррелируется с палладием, но чаще их соотношения обратные (см. рис. 23). Палладий ассоциируется с висмутом и теллуром. В рудах элемент заметно превалирует и хорошо коррелируется с никелем (рис. 24). Золото и серебро связаны с мышьяком. Аномальное содержание золота (1,1 г/т) обнаружено в рудных верлитах скв. 4 на интервале 149 м, причем золото здесь коррелируется с мышьяком.

Во вкрапленных рудах Кингашского массива, как уже говорилось, платиноиды находятся в рассеянной форме и образуют зерна микронного размера обычно в агрегатах пирротина и пентландита. Здесь преобладают такие представители изоморфной серии, как майченерит — (Pd,Pt)BiTe; меренскиит — Pd(Bi,Te)₂, котульскит — PdPt(Te,Bi)_{1.2}. Они достаточно редко образуют тончайшие включения в силикатах, бедны Pt и только иногда содержат Ag в виде заметной примеси (табл. 23). Среди вкрапленных руд визуально и на сканирующем микроскопе обнаружен сперрилит, но получить его анализ не удалось.



Рис. 23. Распределение благородных металлов по разрезу Кингашского массива (скв. 4):

1 — дуниты; 2 — верлиты; 3 — серпентиниты; 4 — массивные сульфидные руды; 5 — богатая и бедная вкрапленность сульфидов; 6 — жилы гранитоидов и зоны катаклаза; 7 — кальцифиры; 8 — амфиболиты.

В массивных брекчиево-жильных рудах платиноиды встречаются спорадически, но содержание их достигает иногда высоких значений (до 5 г/т). Кроме майченерита, в массивных рудах (по данным Кингашской партии) определены соболевскит, фрудит. Рудная минерализация в метагаббро носит преимущественно вкрапленный характер и ограничена пирротин-халькопиритовым парагенезисом, обнаруживая следы сильной метаморфической реконцентрации. Содержание платиноидов в габбро находится на границе чувствительности методов, они бедны и никелем.

Таблица 21.

6

Состав сульфидных руд (Кингашский массив, скв. 4)

Н	омер	Pd	Pt	Ag	Au	Ni	Co	Cu	S	MgQ	Ni/Cu	Ni/Co	Cu/(Cu + Ni)	Pt/(Pt + Pd)	Pd/(Pt + Pd)
п/п	пробы			8					-ср						
	2)										.6				
1	39	0,78	0,08	3,60	0,38	5700	180	3500	1,47	-	1,63	31,67	0,38	0,09	0,91
2	65	0,14	0,52	0,80	0,41	5450	145	5650	1,80	33,70	0,96	36,58	0,51	0,79	0,21
3	69	0,10	0,008	3,70	0,19	10250	243	7800	3,00	34,50	1,31	42,18	0,43	0,07	0,93
4	89	1,50	0,50	1,60	0,45	7350	197	7500	2,26	33,40	0,98	37,31	0,51	0,03	0,75
5	128	0,75	0,02	1,70	0,46	7000	215	2150	1,47	33,30	3,26	32,56	0,23	0,03	0,97
6	129	0,67	0,032	1,50	0,17	5500	150	1950	1,15	34,80	2,87	36,67	0,26	0,05	0,95
7	149	1,10	0,89	0,72	1,10	9300	254	6850	2,55	27,00	1,36	36,61	0,42	0,45	0,55
8	169	0,45	0,32	1,60	0,61	5200	255	1750	0,96	32,80	2,97	20,39	0,25	0,42	0,58
9	174	0,05	0,06	0,52	0,04	2450	119	1 20	1,58	30,10	20,41	20,59	0,04	0,55	0,45
10	178	0,65	0,35	-	0,02	15000	640	1550	5,84	21,60	9,68	23,44	0,09	0,35	0,65
11	95,5	0,81	0,48	0,42	-	9350	263	2300	3,57	28,20	4,07	35,55	0,20	0,37	0,63

Примечание: 1—10 — руды вкрапленные, 11 — густовкрапленные. Анализы выполнены в Институте геохимии СО РАН, г. Иркутск. Pd, Pt, Ag, Au — результаты сцинтилляционного эмиссионного анализа (С. И. Прокопчук), 1 — Ni, Co, Cu — количественного спектрального (Л. Н. Одареева), 2—11 — среднее из атомно-абсорбционного (Т. В. Ожогина) и количественного спектрального (Л. Н. Одареева), S_{cp} — среднее из рентгеноспектрального (Т. Н. Ожогина), MgO — химического (Т. В. Ожогина) анализов. Содержания элементов даны в г/т, S и MgO — в мас.%.

												a	
H	Іомер	Pd	Pt	Rh	Ru	Os	Ir	Ag	Au	Ni	Co	Cu	s
<u>п/п</u>	пробы												
1	C-1-97	12	9	<2	<5	6	0	313	10	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
2	C-1-125	80	80	7	<4	80	2	1327	51	То же	То же	То же	То же
3	C-1-161	52	39	6	5	9	1	880	35	*	»	»	»
4	C-1-174	62	51	4	<5	15	1	975	51	*	»	»	»
5	C-1-188	75	60	4	28	7	3	1287	49	*	»	»	*
6	C-1-246	160	200	5	<15	39	5	2016	91	»	*	»	»
7	C-1-285	22	20	4	Не обн.	5	1	70	10	*	»	»	»
8	C-3-100	10*	16*	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	90*	10*	570	96	230	3
9	C-3-109	30	12	<2	<10	9	1	342	30	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
10	C-3-173	13	<10	4	<2	4	Не обн.	<5	10	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
11	C-3-174	70*	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	То же	70*	Не обн.	970	120	430	1
12	C-3-204	30*	Не обн.	Не обн.	Не обн,	Не обн.	»	30*	60*	530	120	270	1
1 3	C-3-262	9	10	2	<10	<2	*	<5	350	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
14	C-3-262	10	<10	<2	Не обн.	Не обн.	*	Не обн.	8	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн

Таблица 22. Содержание ЭПГ, Аu, Аg (мг/т), Cu, Ni, Co (г/т) и S (мас.%) в породах Кингашского массива

Примечание: 1 — дунит; 2, 3—5, 11 — верлиты с сульфидами; 6, 7 — верлиты; 8, 12 — габбро рудные; 9, 10 — габбро-пегматиты; 13, 14 — пироксениты. Анализы ЭПГ выполнены атомно-абсорбционным и нейтронно-активационным методами (мг/т) в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН (аналитики: В. Г. Цимбалист, Р. Д. Мельникова, С. В. Киянов, А. С. Лапухов); Ni, Co, Cu — количественным спектральным методом (аналитик Л. Н. Одареева), S — химическим методом (аналитик Т. В. Ожогина).

* Сцинтилляционным эмиссионным спектральным методом (аналитик С. И. Прокопчук Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск).

№ п/п	Pd	Pt	Bi	Te	Ag	Сумма	
1	24,40	0,75	43,75	31,10	1,10	101,10	
2	30,10	_	20,08	50,15	—	100,33	
3	41,30	1,40	14,50	41,00	1,60	99,80	
4	1,00	36,60	16,00	45,60	0,70	99,90	

Таблица 23. Химический состав платиноидов Кингашского массива, мас.%

Примечание. Вкрапленные руды из сульфидного интеркумулуса верлитов: 1 — майченерит, 2 — меренскиит, 3 — котульскит, 4 — мончеит. Национальный центр научных исследований — JRENISE, Франция; "Camebax R. Perron".



Рис. 24. Содержание Pd и Ni по разрезу в северо-западной части Кингашского массива:

1 — верлиты; 2 — серпентиниты; 3 — серпентиниты оталькованные; 4 — пироксениты; 5 — горнблендиты; 6 — метагаббро такситовое; 7 — пегматоидные габбро; 8 — амфиболиты; 9 — жилы массивных пирротин-пентландитовых руд; 10 — тектонические нарушения.

Генезис руд Кингашского массива оценивается как раннемагматический. Накопление хрома, никеля и платиноидов в придонных частях верлитового горизонта позволяет допустить участие в формировании рудных скоплений процесса гравитации. Полосчатые текстуры в то же время говорят о большей роли последующего динамического фракционирования.

Массив несет на себе следы интенсивного регионального метаморфизма, который выразился в усложнении структуры и состава руд, наложения амфиболизации, флогопитизации, вермикулитизации, инъекций жил альбититов и плагиогранитов. При этом происходит широкий вынос во вмещающие амфиболиты и метаэффузивы меди и цинка.

Основная доля платиноидов в верлитовой части массива выделялась в рассеянной форме в ассоциации с минералами сульфидного интеркумулуса. Опираясь на эксперименты [Дистлер и др., 1988], можно предположить, что в условиях Канского пояса преобладает соосаждение тонкодисперсных платиноидов с сульфидами в виде твердых растворов, причем именно на ранних этапах кристаллизации в приподошвенной части массива, обогащенной хромом. Исходя из энергии связи, в числе первых здесь выделялись теллуриды. В отдельных случаях имел место режим свободной кристаллизации оливинового кумулуса и алюмошпинели — иначе трудно допустить находки в верлитах хорошо ограненных кристаллов оливина и хромита. Обращает на себя внимание особая позиция в структуре верлитов авгита. В участках исчезновения сульфидов минерал выполняет роль межзернового наполнителя. Спрашивается, не связано ли это с флюидным воздействием? Образование обогащенных платиноидами массивных брекчиево-цементационных руд начинается с реконцентрации и вступления в действие механизма filter pressing, совпадающего с наложением метаморфизма и инъекциями жил альбититов и плагиогранитов. В этом случае допустима вторичная реконцентрация платиноидов по известной модели [Маракушев, 1994]. О том, что сливные руды образовались на эпимагматической стадии, свидетельствует невысокое отношение Cu/(Cu+Ni). Оно приближается к таковому для массивов Печенга и Садбери, где также широко проявились метаморфические процессы (см. рис. 22).

В результате изучения собственно Кингашского и других массивов Канского зеленокаменного пояса установлена приуроченность аномальных концентраций платиноидов, в первую очередь Pd, к массивам, наиболее контрастным по составу и имеющим небольшие размеры. Они несут следы метасоматоза и мигматизации, а также наиболее полно вскрыты эрозией.

Перспективность района Канского зеленокаменного пояса возрастает в связи с распространенностью здесь пород коматиитовой формации, как известно, благоприятных на никель-платиноидную минерализацию.

Если учесть, что на Кингашском массиве находится пока единственная в районе зона обогащения коренных платиноидов, а поблизости есть точки с аномальными содержаниями и находки сперрилита (массивы N 18, Кусканакский), то становится очевидной необходимость постановки специального изучения платиноидов в этой структуре. Следует иметь в виду, что уровень платиноидов и, в частности, преобладание Pd над Pt является типичным для сульфидных месторождений зеленокаменных поясов. Присутствие серебра, а иногда и золота, на одних интервалах с платиноидами повышает роль благородных металлов в общем балансе руд.

Массив Кусканак, так же как и Кингашский, размещается среди ортоамфиболитов и парагнейсов Канского зеленокаменного пояса и расположен в стволовой части хр. Идарское Белогорье, в 1 км юго-восточнее оз. Кусканак (истоки р. Кусканак). Перидотитовый массив, обнажающийся здесь, имеет форму линзы с видимой мощностью около 100 м и протяженностью 250 м (рис. 25), залегает на контакте амфиболитов и мраморов, за пределами которых

установлены гранат-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы. По химизму ультрамафиты меняются от лерцолитов до оливиновых вебстеритов и вебстеритов.

Для пород характерно преобладание вторичных минералов: серпентина (20—60 %), тремолитактинолита (15—40 %), диопсидавгита (30—45 %), талька (5— 15 %), хроммагнетита. В отдель-

Рис. 25. Геологический план участка Кусканак:

 серпентиниты и серпентинизированные перидотиты гнейсовой толщи; 2 — метаморфизованные рудоносные верлиты и лерцолиты габбро-пироксенит-перидотитовой ассоциации; 3 — дайки габбро; 4 — ортоамфиболиты (метатолеиты); 5 — биотитовые (а) и амфибол-биотитовые (б) парагнейсы; 6 — мраморы; 7 — дайки гранитов; 8 — точки наблюдения и элементы залегания.





Рис. 26. Вариационные диаграммы для рудных перидотитов массива Кусканак:

a - Ni - MgO; 6 - Cu - MgO.

ных точках наблюдаются реликты оливина (Fa — 10—15 %) и ортопироксена, а также фрагменты образуемых ими пойкилитовых структур. В массиве установлены элементы магматической расслоенности, что выражается в постепенном уменьшении в разрезе содержаний MgO (от 34 до 19 мас. %) и сопровождается увеличением содержаний Al, Ca, Ti, Sc, щелочей и ростом желе-

зистости; развиты маломощные жилы альбититов, на контакте с которыми в перидотитах наблюдаются биотитизация, амфиболизация, хлоритизация и регенерированные гнездово-вкрапленные сульфидные обособления (до 1 см).

Сульфидная Cu-Ni минерализация отмечается в ультраосновных породах по всему разрезу массива: в серпентинизированных и амфиболизированных клинопироксенитах, верлитах, лерцолитах. Сульфиды образуют равномерную вкрапленность размером до 2 мм и представлены пирротином, пентландитом и халькопиритом, реже никелином, кобальтином, пиритом. Их количество в породе колеблется от 1 до 10 %, увеличиваясь с ростом магнезиальности пород, что подтверждается прямой корреляцией MgO—Ni и MgO—Cu (рис. 26) и свидетельствует о сингенетической природе сульфидов и, таким образом, о первично-магматическом генезисе Cu-Ni минерализации. Наибольшее количество сульфидов установлено в лерцолитах и верлитах с содержанием MgO — 28—30 мас. %, где сульфидные минералы выполняют интерстиции между зернами серпентинизированного оливина, подчеркивая кумулятивное происхождение породы. Содержание Ni меняется от 1700 г/т в вебстеритах до 4000 г/т в лерцолитах (табл. 24).

Минералы платиновых металлов (МПМ) отмечаются в сульфидизированных породах по всему разрезу. Они относятся к сперрилиту, ирарситу и минералам ряда майченерит — меренскиит (табл. 25). Их количество возрастает прямо пропорционально количеству сульфидов в породе. Формы выделения и взаимоотношения минералов позволяют выделить две генерации МПМ. Наиболее широко распространен сперрилит (первая генерация МПМ), образующий крупные (60-250 мкм) идиоморфные включения в халькопирите и кобальтине и более мелкие (до 5 мкм) — в никелине, Ni-пирите и магнетите. Ирарсит и минералы ряда майченерит-меренскиит (вторая генерация МПМ) встречаются в ассоциации с теллуридами и селенидами серебра и свинца и образуют включения (до 120 мкм) в кобальтине, никелине и халькопирите или развиваются по трещинам в сульфидах и в МПМ первой генерации. В ряде протолочек отмечено самородное золото и электрум. Установлено также, что минералы первой генерации образовались при кристаллизации сульфидного расплава, в то время как висмут-теллуриды несут признаки ремобилизации и переотложения металлов платиновой группы поздними гидротермальными флюидами при более низких температурах, что, возможно, связано с гидротермальной деятельностью в связи с жилами гранитного состава.

массива кусканак, 171												
№ пробы	Порода	Ni	Pt	Pd	Au	Ag	As					
80.218	Перилотит	4000	0.05	0.26	0.2	0.18	2					
89-218	То же	3000	0,05	0,20	0,2	0,18	15					
89-220	*	3400	0,5	0,28	0,5	1,6	2					
89-221	*	3300	0,55	0,23	0,04	0,1	15					
89-222	*	3200	0,5	0,21	0,1	0,04	15					
89-223	*	3300	1,0	0,12	0,01	0,21	2					
89-206	*	Не опр.	0,8	0,03	0,01	0,01	10					
89-205	Амфиболит	1600	0,8	0,37	0,03	0,01	1					
89-224	Перидотит	3400	0,3	0,05	0,01	0,04	20					
89-225	То же	3000	0,5	0,25	0,03	0,13	10					
89-226	*	1700	0,3	0,03	0,01	0,01	10					
89-227	*	1800	0,5	0,22	0,07	0,09	25					
89-233	*	4000	0,5	0,06	0,06	0,09	1					

Содержание Ni, Pt, Pd, Au, Ag, As в породах массива Кусканак, г/т

Примечание. Содержания Pt, Pd, Au, Ag, As определялась приближенно-количественным сцинтилляционным эмиссионным спектральным методом (аналитик С. И. Прокопчук, г. Иркутск), Ni — рентгеноспектральным методом.

Таблица 25.

Таблица 24.

Состав минералов платиновых металлов из рудных перидотитов массива Кусканак, мас. %

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Rh	0,28	0,26	0,06	0,16	0,20	0,12	0,20	_	0,10	1,42	1,58	1,20
Pd	-	—	—	-	25,18	23,89	24,15	23,55	25,71	2,63	1,12	2,65
Ir	-	0,04	0,41	0,30	He	—		0,13	—	40,16	42,83	40,07
_			-		обн.							
Pt	55,94	56,00	54,78	55,38	0,78	0,42	0,80	0,83	0,30	13,70	10,64	13,12
Ni	0,12	0,02	0,18	0,17	0,02	1,09	—	0,56	1,53	1,96	2,34	1,77
Ru	-	0,33	0,25	0,13	-	—	—	-	—	—	—	_
As	43,80	42,39	44,74	44,06	—		—	—	—	32,25	33,01	32,88
S	0,14	_	He	He	—	—	—	-	—	7,33	8,03	7,36
			обн.	обн.								
Sb	0,06	0,91	0,11	0,14	2,75	1,02	3,76	3,56	0,22	He	0,13	He
										обн.		обн.
Te	—	—	—	-	32,20	48,78	34,46	33,42	55,92	0,04	0,10	0,38
Bi	-	—	—	-	39,51	23,81	35,61	37,78	16,50	—	—	—
Сумма	100,34	99,95	100,53	100,34	100,64	99,13	98,98	99,83	100,28	99,49	99,78	99,43
				Фор	мульны	е коэфф	рициент	ы				
Rh	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01		0,00	0,04	0,04	0,03
Pd	_		· · · · · ·	_	0,97	0,91	0,97	0,94	0,89	0,07	0,03	0,07
Ir	_	0,00	0,01	0,01	0,00	_		0,00	_	0,60	0,65	0,61
Pt	0,98	0,98	0,97	0,97	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,20	0,16	0,20
Ni	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,08		0,04	0,10	0,10	0,12	0,09
Ru		0,01	0,01	0,00		_						_
As	2,01	1,93	2,07	2,02	4 <u>004</u> 13	<u></u>	2 <u>00 -</u> 73	1 <u></u>	<u></u>	1,23	1,28	1,28
S	0,01	_	0,00	0,00	· _ · ·			-		0,65	0,73	0,67
Sb	0,00	0,03	0,00	0,00	0,09	0,03	0,13	0,12	0,01	0,00	0,00	0,00
Тс		_		-	1,04	1,55	1,16	1,11	1,62	0,00	0,00	0,01
Bi	—		_	—	0,78	0,46	0,73	0,77	0,29	_	-	-

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде. Минералы: 1—4 — сперрилит; 5—8 — майченерит; 9 — меренскиит; 10—12 — ирарсит.



Рис. 27. Схема геологического строения Кулибинского массива (Восточный Саян). Составлена В. М. Даценко с использованием данных крупномасштабной геологической съемки:

1 — кристаллические сланцы и гнейсы архейско-раннепротерозойской серии; 2 — кембрийские отложения Манского прогиба; 3 — граниты и гранитогнейсы раннепротерозойского саянского комплекса; 4 — палеозойские граниты кутурчинского комплекса; 5—9 — породы Кулибинского массива: 5 — аподуниты и серпентиниты (вне масштаба), 6 — плагиоклазовые апоперидотиты (вне масштаба), 7 — метапироксениты, 8 — амфиболиты (метагаббро), 9 — анортозиты и габбро-анортозиты; 10 — тектонические нарушения региональные (двойные линии) и прочие; 11 — кобальтовые аномалии; 12 — элементы залегания расслоенности.

Кулибинский массив расположен в центральной части Канской глыбы (см. рис. 1), на водоразделе рек Куйга, Бол. Куга и Мал. Кулижа. Он прорывает кристаллические сланцы бирюсинской свиты архея и нижнего протерозоя и

									and the second second second	
Компо- ненты	Апод	униты	Плагио- клазовый аповерлит	Горн- блендит		Габбро- норит				
	58	59	41	7	17	49	45	16	31	23
			_							
SiO ₂	36,47	37,00	40,95	47,68	47,91	47,99	49,38	49,82	50,79	44,97
TiO ₂	0,09	0,05	0,12	0,38	0,20	0,62	0,54	0,38	0,22	0,08
Al ₂ O ₃	4,37	6,01	20,48	9,32	16,87	19,90	18,93	19,65	4,96	29,76
Fe ₂ O ₃	7,17	6,46	1,35	2,68	1,99	2,80	2,84	1,82	1,82	1,34
FeO	5,02	4,84	4,84	6,30	6,19	6,26	6,15	7,18	6,59	1,94
MnO	0,15	0,14	0,10	0,18	0,15	0,16	0,15	0,17	0,11	0,05
MgO	32,70	31,88	12,72	16,49	11,34	6,46	6,66	6,61	20,26	2,88
CaO	2,93	3,57	13,42	11,00	11,57	10,88	11,13	10,80	10,60	16,89
Na ₂ O	0,03	0,01	0,65	1,18	1,09	2,66	2,64	2,48	0,19	1,32
K ₂ O	0,01	<0,01	0,02	0,14	0,04	0,13	0,12	0,07	0,01	0,03
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,02	0,07	0,03	0,05	0,08	0,02	0,03	0,03
H ₂ O	0,26	0,13	0,12	0,05	0,09	0,04	<0,01	0,18	<0,01	0,13
Ппп	11,56	10,32	5,77	2,65	3,25	2,98	1,88	1,77	3,87	1,36
Сумма̀	100,80	100,14	100,56	98,12	100,72	100,83	100,53	100,95	99,45	100,78
Cr	3000	1600	280	2800	110	70	100	85	350	94
Ni	700	560	190	440	110	40	52	57	230	42
Со	100	110	55	65	40	42	44	47	58	19
Zn	120	62	85	130	80	1 20	120	140	65	35
V	47	42	60	150	80	210	180	200	55	31
Sc	6,20	4,20	14	25	13	12	17	20	13	5,50
Pb	23	· 18	<1	14	8,50	12	12	10	<1	6,80
Мо	5,70	3,80	3,90	5	3,40	4,20	4,80	5	4	3,20
Li	1	0,30	3,70	4,60	2,80	4,60	4,80	4,30	0,50	0,70
Rb	6,50	3,20	2,20	4,30	2,20	6,50	6,50	4,30	3,20	2,20
Sr	Сл.	н.о.	440	40	200	280	250	280	26	320
Ва	54	55	150	79	150	73	140	190	130	150
Zr	11	8	8,50	32	10	18	20	15	7	10
Y	н.о.	н.о.	3,80	8	2,80	6,20	8	6,50	2,30	2,80
Yb	2,30	0,95	0,95	1,90	1	1,50	2	1,90	0,95	0,50
La	н.о.	н.о.	н.о.	н.0.	н.о.	5	8	н.О.	н.о.	2,30
Ga	5,50	4,60	8,20	8	8,50	15	15	15	4,30	14
Nb	н.о.	н.о.	3,40	3,40	2,40	2,70	2,90	4,50	1,30	4,40
Sb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10

таблица 26. Химический (мас.%) и микроэлементный (г/т) составы пород Кулибинского массива проб серии В-136

Примечание. Содержание S_{вал} во всех пробах менее 0,02 мас.%, н.о. — не обнаружено.

интрудируется гранитоидами Кирельского массива саянского комплекса, возраст которого считается раннепротерозойским (1,8—1,9 млрд лет). Форма массива изометричная (11×11 км, рис. 27), контакты с бирюсинской свитой преимущественно тектонические. По разобщенным выходам, отстоящим иногда друг от друга на тысячи метров, удается установить общее север-северовосточное простирание полосчатости и крутое (до 70°) падение ее на юго-восток.

Кулибинский массив сложен амфиболитами (до 90 % площади), бесполевошпатовыми амфиболовыми породами, условно названными нами горнблендитами, серпентинизированными перидотитами и аподунитами (см. рис. 27). Аподуниты слагают центральную часть небольшой ($0,2 \times 0,5$ км), ориентированной в северо-восточном направлении, высотки в центре массива. Это темно-серые тонкозернистые массивные породы, состоящие из нацело серпентинизированного оливина (85-90 %), разделенного скоплениями мелкой сыпи рудного минерала. Основная масса содержит единичные выделения замещенного уралитовой роговой обманкой пироксена. Структура породы петельчатая, с участками бластопорфировидной. Химический и микроэлементный состав их приведен в табл. 26. Аподуниты Кулибинского массива от стандартных отличаются пониженным содержанием магнезии, повышенным глинозема и окиси кальция, что объясняется присутствием клинопироксенов в их составе. Следует подчеркнуть также низкую титанистость и фосфористость пород этой группы.

Геохимически они близки к средним дунитам (см. табл. 26), отличаясь чуть повышенным содержанием Cr, Zn, Sr и Ва при пониженном — Ni.

Амфиболовые породы характеризуются средне- и крупнозернистым сложением, гранонематобластовой структурой, с участками сноповидной. Сложены они тремолитом или актинолитом с примесью хлорита, эпидота и рудного минерала. Химизм пород соответствует пироксенитам (см. табл. 26, "горнблендит"). О магматическом генезисе амфиболовых пород свидетельствует содержание в них микроэлементов (см. табл. 26, проба N 7).

Породы, по реликтовым структурам и химическому составу соответствующие габбро, выделены в группу метагабброидов (см. табл. 26, пробы N 16, 17, 31, 45, 49), а наиболее обедненные амфиболом разности — в габбро-анортозиты (N 23). Последние на 80—85 % сложены агрегатом мелких зерен гранулированного плагиоклаза (An — 45—60 %) и относительно крупными (до 0,8 см) призмами и иглами роговой обманки.

При оценке платиноносности из 59 проб в 60 % из них методом полуколичественного сцинтилляционного анализа установлены содержания платины от 8 до 100 мг/т, а палладия — от 5 до 500 мг/т, при этом в большинстве случаев палладий преобладает.

По формационной принадлежности и содержанию платиноидов Кулибинский массив заслуживает постановки на нем целенаправленных работ на малосульфидное платиновое оруденение. Благоприятным моментом при положительной оценке массива на платиноиды является древний возраст слагающих его пород (более 1,9 млрд лет).

Талажинский массив расположен в истоках рек Дурья и Продольный Тазик (притоки р. Анжа), огибающих его с запада, юга и востока. Площадь его превышает 30 км². Он был закартирован в процессе средне- и крупномасштабной геологической съемки, а в дальнейшем изучался А. Г. Еханиным при оценке перспектив расслоенных интрузий юга Красноярского края на медно-никелевое и платиновое оруденение. А. Н. Смагиным он был отнесен к дунит-троктолит-

_{га}ббровой формации. По мнению этого исследователя, массив в отдельных _{част}ях разреза хорошо сопоставляется с Бурлакским и Булкинским плутонами. возраст его считается венд-раннекембрийским.

Проведенные нами работы сводились к уточнению разреза массива от южного контакта до центральной его части. Протяженность разреза 2,5 км, относительное превышение от доступной наблюдению подошвы к кровле — 500 м. На платиноиды опробованы все разновидности пород с шагом 5 м по вертикали (100 проб), для 13 наиболее типичных представителей ультрамафитов и мафитов определены химический и микроэлементный составы.

Тектоническим нарушением северо-западного простирания массив разбит на две почти равные части. Он сложен разнообразными ультраосновными и основными породами от дунитов и перидотитов до лейкогаббро и анортозитов, образующими расслоенную серию. Строение интрузива концентрическизональное с центриклинальным падением слоев с углами до 30° на периферии и, вероятно, субгоризонтальным их залеганием в центральной части. По вертикали он разделяется на четыре сложно построенные зоны.

Нижняя зона, по данным А. Н. Смагина, сложена серпентинизированными дунитами с линзами габбротроктолитов и анортозитов. Мощность ее несколько превышает 200 м. Венчается она довольно выдержанным по простиранию прослоем мощностью 10—20 м, который относится уже к следующей зоне.

Вторая и третья зоны слагают основной объем интрузива, т. е. склоны Талажинского Белогорья, четвертая — его вершину. Вторая зона характеризуется частым переслаиванием плагиоперидотитов, реже аподунитов, с габбро, троктолитами и анортозитами, которые образуют ритмические пачки мощностью от 20 до 60 м. В основании каждой пачки размещаются ультрамафиты, вверх по разрезу смещающиеся габброидами. Отдельные пачки венчаются анортозитами. Мощность зоны составляет 320 м, количество ритмов — 12. Дуниты и перидотиты составляют здесь 20 % мощности разреза, габбро — 36 %, троктолиты — 16 % и анортозиты — 22 %.

Третья зона мощностью 180 м почти не содержит ультрамафитов. Для нее характерно частое чередование в разрезе габбро, троктолитов и анортозитов, слагающих 8 пачек. Лишь в основании одной из них в средней части зоны выявлены плагиоперидотиты, составляющие в целом лишь 2 % мощности разреза; на долю габбро приходится 38 %, троктолитов — 36 % и анортозитов — 24 %.

Четвертая зона, сохранившаяся фрагментарно, сложена дунитами с маломощными прослоями габбро и анортозитов, мощность ее — 60—80 м. Суммарная мощность вскрытой части расслоенной серии Талажинского массива составляет 780 м. По данным А. Н. Смагина, мощность интрузива достигает 2200 м.

Геохимические особенности пород заключаются в высоких содержаниях для ультрамафитов (по сравнению с кларком для ультраосновных пород) хрома, цинка, свинца и молибдена, в повышенном — лития, рубидия, стронция, бария и пониженных — циркония. Для габброидов сохраняются те же отличительные особенности: повышенная глиноземистость и пониженная кремнекислотность, высокие, по сравнению с соответствующим кларком, содержания хрома и никеля, пониженные — ванадия, скандия и иттрия. Содержания платиноидов низкие: лишь в 15 % проанализированных проб 0,5 мг/т и только в одной — 4 мг/т палладия, а платина зафиксирована только в 7 % проб на низком уровне — 4—40 мг/т, в одной пробе — 108 мг/т. А. Г. Еханин [1991] приводит примерно такие же цифры: 1—15 мг/т в 30 пробах троктолитов, проанализированных на платину, 120 мг/т в пироксените (1 проба) и 350 мг/т — в серпентинизированном оливините с сульфидами (1 проба).

Платиноносные ультрабазит-базитовые массивы Шарыжалгайского блока

Шарыжалгайский блок относится к краевому выступу фундамента Сибирской платформы. Он вытянут почти на 300 км от юго-западного берега оз. Байкал до бассейна среднего течения Оки. Юго-западной границей выступа является Главный Саянский разлом, а северо-восточной — отложения чехла Сибирской платформы. К северо-западу Шарыжалгайский блок раздробился на ряд более мелких, расчленяясь трогами и зеленокаменными поясами.

Основные и ультраосновные породы образуют в Шарыжалгайском блоке большое число мелких массивов, которые рассеяны на широкой площади и находятся среди гранулито-гнейсового комплекса архея. Наиболее распространены здесь высокожелезистые габбронориты с титаномагнетит-ильменитовой минерализацией. Высокомагнезиальные породы с сульфидной Ni-Pt минерализацией встречаются реже. Практический интерес в отношении платинометальной минерализации представляют Малозадойский и Черемшанский массивы.

Эти массивы залегают в древнейших толщах шарыжалгайской серии жидойской и черемшанской свитах, представленных двупироксеновыми кристаллосланцами, железистыми кварцитами и высокоглиноземистыми гнейсами. Эти породы наименее диафторированы по сравнению с другими частями шарыжалгайской толщи, подвергшейся процессам регрессивного метаморфизма, диафтореза и гранитизации. Температура гранулитового метаморфизма на основании двупироксеновой термометрии определяется в пределах 700—750 °С. Природу контактов массива с вмещающей толщей трудно восстановить из-за влияния метаморфизма.

Малозадойский массив в плане имеет дайкообразную форму и вытянут в восток-северо-восточном направлении на 1,2 км при мощности от 80 до 140 м. Падение интрузива юго-западное под углом 70—75°, с глубиной он постепенно выклинивается.

Массив сложен в основном меланократовыми оливиновыми габброноритами, переходящими на отдельных участках в плагиоперидотиты. В полевых условиях эти переходы практически не фиксируются, но при детальных микроскопических и петрохимических исследованиях выявляется скрытая полосчатость, выраженная в макро- и микроритмах, особенно четко она выделяется в распределении по разрезу нормативного оливина. Фракционирование в массиве можно наблюдать на диаграммах: MgO—Al₂O₃, MgO—TiO₂ и MgO—K₂O (рис. 28). Петрохимические данные достаточно уверенно позволяют говорить о магматической природе фракционирования. Средний состав пород Малозадойского массива отвечает типичным пикритоидам и сопоставляется с закалочной фацией или средним составом плагиоперидотитов Йоко-Довыренского массива (табл. 27).

Малозадойский массив имеет небольшой выход на поверхность. Как показывают геохимические данные, он слабо эродирован, увеличение концентраций рудных элементов в ритмах следует к нижней приподошвенной его части. В разрезе выделяются шесть сульфидных горизонтов. Они полностью соответствуют пикам никеля и не всегда — магния и хрома. Пиков никеля несколько больше из-за его высокой концентрации (до 0,2 %) в оливине, хотя сульфиды также участвуют в ритмообразовании и их скопления не всегда совпадают с



Рис. 28. Диаграммы MgO—Al₂O₃; MgO—TiO₂; MgO—K₂O для пород массивов:

1— Черемшанского, 2— Малозадойского, 3— Довыренского (последний — плагиоперидотиты по Э. Г. Конникову и др. [1988]).

	Массивы									
Компоненты	Череми	ианский	Малоза	дойский	Довыренский					
	X (29)	S	X (33)	S	X (25)	S				
			-							
SiO ₂	46,63	2,13	46,77	2,25	42,66	2,56				
TiO ₂	0,52	0,14	0,41	0,12	0,36	0,13				
Al ₂ O ₃	8,38	1,59	7,09	1,40	6,25	2,10				
Fe ₂ O ₃	4,59	0,99	4,56	1,91	3,37	3,22				
FeO	6,47	0,73	7,49	1,64	7,51	2,61				
MnO	0,16	0,02	0,16	0,01	0,16	0,02				
MgO	25,17	4,41	25,78	2,38	28,60	5,60				
CaO	6,23	1,78	5,24	1,43	4,89	1,64				
P ₂ O ₅	0,12	0,03	0,15	0,06	0,059	0,07				
Na ₂ O	0,93	0,27	0,85	0,25	0,545	0,338				
K ₂ O	0,47	0,09	0,60	0,18	0,33	0,199				
Rb	12	3	11	2	3	6				
Li	12	18	7	3	7	3				
Cr	3330	773	3530	1340	1800	1304				
v	110	24	115	23	120	189				
Ni	1110	181	2110	1270	1230	435				
Co	76	11	120	37	59	19				
Cu	46	6	330	480	79	69				

Таблица 27. Средние содержания химических элементов в никеленосных массивах (петрогенные — в мас. %, редкие — в г/т)

Примечание. Довыренский массив (плагиоперидотиты) — по Э. Г. Конникову и др. [1988]; Х — среднее содержание; Ѕ — среднеквадратичное отклонение; в скобках указано число анализов.

максимальными количествами оливина. Мощность сульфидных тел изменяется от первых метров до первых десятков метров. Наибольшие концентрации сульфидов отмечаются в приподошвенной части массива (5—7 %), а также в эндоконтактовой его зоне в плагиоперидотитах.

Сульфиды в породе располагаются в виде неправильных скоплений и отдельных зерен. Иногда скопления приурочены к участкам крупнопластинчатого биотита, достигая 7 мм. Они заполняют трещины в породе и микротрещины в минералах; по трещинам спайности распределяются в виде включений в породообразующих минералах: пироксене, оливине, биотите; изредка образуют диабластовые срастания с ортопироксеном. Взаимоотношения сульфидов с породообразующими минералами коррозионные. Сульфиды представлены пирротином, пентландитом, халькопиритом, миллеритом, виоларитом и пиритом.

Благородные металлы в Малозадойском массиве определены сцинтилляционным эмиссионным анализом. Результаты представлены в табл. 28. В разрезе по массиву из шести сульфидных горизонтов ЭПГ отчетливо фиксируются в четырех. При этом в верхнем малосульфидном горизонте наблюдаются повышенные содержания P1, хотя самые высокие (до 0,5 г/т) фиксируются в приподошвенном горизонте. В подошве массива при значимых концентрациях P1 и Pd отмечены максимальные концентрации Au и Ag. Обращают на себя внимание очень высокие платино-палладиевые и низкие медь-никелевые отно-

№ обр.	Порода	Pt	Pd	Au	Ag	Ni	Cu	Pt/(Pt + Pd)	Cu/(Cu + Ni)	
89-372	Оливиновый габбронорит	100	1	-	20	2100	300	0,99	0,12	
89-380	То же	20	2	10	100	4000	560	0,91	0,12	
89-51	»	-	-	100	-	1800	310	_	0,15	
89-44	»	50	1	100	1700	3600	590	0,98	0,14	
89-42	»	500	1	_	900	1300	300	0,99	0,19	
89-35	*	_	-	150	830	3700	700	_	0,16	
89-35a	»	40	4	30	1000	4000	2000	0,91	0,33	
89-423	*	8	1	10	20	3300	400	0,88	0,11	
89-423	Сульфидный концентрат	170	10	3000*	10000*	-	-	_	-	
89-423	Пирит	80	150	15000*	6000*	_	_	_	_	
	После травления в HNO ₃									
89-423	Сульфидный концентрат	650	5	—	-	-	-	_	_	
89-423	Пирит	580	5	_	-	—),	—	—		

Таблица 28. Благородные металлы, никель и медь в Малозадойском массиве (Pt. Pd. Au, Ag — в мг/т; Ni, Cu — в г/т)

Примечание: Pt, Pd, Au, Ag определены методом СЭСА (отмеченные звездочкой и Ni, Cu — количественно-спектральным).

шения, что характерно для производных коматиитовых магм. Минеральный состав платиноидов в настоящее время еще не изучен. Как видно из табл. 28, их содержание резко возрастает в сульфидном концентрате, в пирите, который развивается по пирротину, содержание золота достигает 15 г/т.

Известно, что мешающим компонентом при анализе Pt является железо, поэтому ее определение в сульфидном концентрате затруднено. После растворения концентратов в HNO₃ платина фиксируется достаточно четко, а палладий, который, вероятно, находится в рассеянной форме, переходит в раствор (см. табл. 28).

Таким образом, Малозадойский массив может быть отнесен к объектам, перспективным на благородные металлы.

Черемшанский массив, расположенный в долине р. Средняя Черемшанка, вытянут в субмеридиональном направлении на 5 км при мощности 0,1—0,2 км. На севере он прорван гранитоидами саянского комплекса, на юге постепенно выклинивается. Массив контролируется субмеридиональным тектоническим нарушением, проходящим по долине р. Средняя Черемшанка. Падение его крутое на запад под углом 75—80°.

По сравнению с Малозадойским этот массив имеет меньшую мощность, но большую протяженность, что во многом определяет его внутреннее строение. Петрографический и средний химический составы обоих массивов практически идентичны (табл. 29), что проявляется и на петрохимических диаграммах (см. рис. 28). Тренды дифференциации Черемшанского и Малозадойского массивов схожи. Вместе с тем, Черемшанский массив отличается более устойчивыми соотношениями Mg/Al и Mg/Ti. В нем не выявляется скрытой расслоенности, но, тем не менее, отмечается постепенное увеличение количеств оливина и,
№ обр.	Порода	Pt	Pd	Au	Ag	Ni	Cu	Pt/(Pt + Pd)	Cu/(Cu + Ni)		
90-33	Оливиновый габбронорит	10	4,2*	460*		1100	51	0,7	0,04		
90-42	То же	100	3	10	. – .	1300	43	0,97	0,03		
90-32	»	5		30	30	1000	46	_	0,04		
92 -1	Вкрапленная сульфидная руда	10	1000	2200	4400	15000	5000	0,004	0,25		
93-131	То же	10	1000	100	120	_	_	0,007			

Таблица 29. Благородные металлы, никель и медь в Черемшанском массиве (Pt, Pd, Au, Ag — в мг/т; Ni, Cu — в г/т)

Примечание: Pt, Pd, Au, Ag определены методом СЭСА (отмеченные звездочкой — нейтронно-активационным); Ni и Cu — количественно-спектральным.

соответственно, MgO. При этом максимальное содержание магния, как, впрочем, и нормативного оливина, наблюдается не у лежачего бока, а в 40 м от контакта. Такое распределение очень легко объяснимо. Одновременно с дифференциацией из-за относительно небольшой мощности тела начинается кристаллизация с обоих контактов, и для оливина нет возможности опуститься полностью на дно камеры, так как там имеется уже закристаллизованный материал, по составу отвечающий первичному расплаву.

Средний химический состав двух описываемых массивов и их тренды дифференциации схожи с таковыми для плагиоперидотитов Довыренского массива, несущего, как известно, вместе с медно-никелевым и платино-палладиевое оруденение, что подтверждается приведенными диаграммами (см. рис. 28). Распределение по разрезу никеля, кобальта и хрома такое же, как и магния, т. е. кривые распределения этих элементов почти полностью совпадают между собой и с кривой распределения магния. Для титана характерна обратная картина распределения, т. е. высокие концентрации в висячей части разреза, а к лежачей — пониженные. Эти факты подтверждаются и корреляционными диаграммами (см. рис. 28).

Сульфидная минерализация вкрапленного типа в массиве развита слабо и представлена пентландитом, пирротином, халькопиритом. Подошва массива вскрыта одной скважиной и сульфидного горизонта там не обнаружено. Однако в висячем боку массива сосредоточен 50-сантиметровый протяженный горизонт с пирротин-пентландитовой вкрапленностью, переходяшей в густовкрапленную минерализацию. Размер сульфидных зерен достигает 2 мм. В пентландите наблюдается эмульсионная вкрапленность халькопирита, частично замещенного самородной медью. В некоторых зернах медь не связана с сульфидами, а по трещинам спайности располагается в плагиоклазе. При невысоких концентрациях платины (см. табл. 29), содержание Pd в них достигает 1,3 г/т, Au — 0,22 г/т. В отличие от пород и руд Малозадойского массива этот горизонт характеризуется низкими платино-палладиевыми отношениями и высокими — медь-никелевыми, так же как и в рудах Довыренского массива.

О перспективах Черемшанского массива говорить трудно, так как он практически не изучен на глубину и поиски платиноидов в нем должны быть связаны с поисками сульфидных руд.

Онотский участок. Ультрамафиты в среднем течении р. Онот обнаружены как внутри Онотского зеленокаменного пояса, так и в китойской серии Шары-

жалгая. Их объединяют форма тел, петрографический и минеральный состав, особенности минерализации, хотя имеется и ряд существенных различий. В китойской серии ультрамафиты довольно редки и присутствуют лишь в блоках, сохранившихся от интенсивной гранитизации. Объем этих тел в разрезах составляет менее 1 %. Наиболее типичным представителем китойских ультрамафитов являются тела горы Анбашино. Крупнейшее из них имеет размеры 1000 × 50 м. Это крутопадающий пласт, залегающий согласно с вмещающими его амфиболитами и гранат-биотитовыми гнейсами.

Крупных сульфидных скоплений в ультрамафитах китойской серии в настоящее время не обнаружено, хотя в породах постоянно наблюдаются их редкие вкрапления. Магматическая ассоциация представлена халькопиритпирротин-пентландитовыми каплеобразными выделениями. Размер зерен — 0,1—0,5 мм. Преобладают пирротин-пентландитовые срастания. Вторичные сульфиды, замещающие частично или полностью магматический парагенезис, — это миллерит и пирит. Концентрации Pt достигают 14, а Pd — 17 мг/т, а Au — до 100 мг/т.

В Онотском зеленокаменном поясе ультраосновной магматизм распространен гораздо шире, чем в китойской серии, и ультрамафиты здесь занимают не менее 5 % площади. Сосредоточены они в пределах камчадольской свиты и представляют собой серию пластовых тел мощностью до 80 м и протяженностью до 1,5 км. Наиболее детально изучено пластовое тело ультрамафитов, выходящее на поверхность на водоразделе рек Кундуй — Бурухтуй. Оно имеет линзообразную форму с максимальной мощностью 80 м при длине 300 м.

В отличие от ультрамафитов горы Анбашино здесь практически отсутствует тремолит, т. е. степень метаморфизма гораздо ниже и не превышает начала эпидот-амфиболитовой фации. Из первичных силикатов присутствует лишь реликтовый оливин с 12-15 % фаялитовой составляющей. Рудные минералы представлены, с одной стороны, ильменит-хромшпинелидовым парагенезисом с содержанием хромита в породе до 5 % и сульфидным пирротинпентландитовым — с другой. Количество сульфидов в породе не превышает 0,5 %; они образуют мельчайшую равномерно рассеянную по всей массе породы вкрапленность. Значительных скоплений сульфидов не обнаружено. Уровень накопления Au и платиноидов аналогичен телам горы Анбашино.

Перспективы обнаружения никелевых и платиновых руд в телах ультрамафитов Онотского зеленокаменного пояса более вероятны по сравнению с ультрамафитами китойской серии, так как здесь наблюдается значительно большая дифференцированность ультрамафитовых тел.

Большебельский участок. Ультраосновные породы в Булунском блоке изучались на участках, закартированных в связи с поисками сульфидноникелевых руд геологами Ангарской экспедиции. Большебельский участок находится в поле распространения амфиболит-гранитогнейсовой толщи ерминской свиты нижнего архея, которая претерпела метаморфизм амфиболитовой фации и последующую гранитизацию. Насыщенность ультрамафитами составляет менее 0,1 %. Ультраосновные породы представляют собой пластообразные тела мощностью 5—12 м и протяженностью до 3 км. Очевидно, что они будинированы и участвуют в складчатости вместе с вмещающими их амфиболитами. Первичный минеральный состав ультраосновных пород практически не сохранился; лишь изредка встречаются реликты оливина или псевдоморфозы серпентина по оливину. Среди сульфидов отмечается тонкая вкрапленность пирротин-пентландитовых срастаний и значительно чаще — миллерит-пиритовых. Крупных скоплений сульфидов пока не обнаружено. Среднее содержание Ni равно 1745 г/т, в отдельных телах оно достигает 2200 г/т. Наблюдается увеличение концентраций Ni от кровли к подошве пласта, хотя следует заметить, что первичное его положение в настоящее время определяется лишь по кривым распределения элементов группы железа, в подошве увеличиваются Ni и Cr, а в кровле — Ti, V и Zr. Валовые концентрации Pt в породах достигают 15 мг/т, Pd — 7 и Au — 140 мг/т.

Таким образом, перспективы платиноносности Шарыжалгайского блока можно связывать с двумя типами образований. С одной стороны, это габбронорит-плагиоперидотитовые интрузии, в которых возможности обнаружения крупных скоплений сульфидных руд еще не исчерпаны. В Малозадойском массиве до сих пор не выяснены размеры плагиоперидотитового блока и простирание рудных тел на глубину, кроме того имеется большая вероятность локализации сплошных высоконикелевых руд в подошвенных горизонтах. Неясны перспективы Черемшанского массива. Вкрапленные никель-палладиевые руды известны лишь на поверхности. С другой стороны, последние находки сульфидных руд в делювии в районе Жидойского массива не исключают обнаружения в условиях плохой обнаженности и новых никеленосных массивов.

2.3. Платиновая минерализация в россыпях Алтае-Саянской складчатой области

История исследования минералов платиновой группы и современное состояние изученности платиноидов в россыпях Алтае-Саянской складчатой области изложены в обстоятельной работе А. П. Кривенко и др. [1994]. Авторами этой работы было предпринято систематическое изучение платиновых минералов в аллювиальных золотоносных россыпях различных районов Алтае-Саянской области. Была проведена точная диагностика минералов, получены их многочисленные микрозондовые анализы и оценены количественные соотношения выявленных разновидностей. Эти исследования показали, что в конкретных россыпях обычно преобладает один минеральный вид — это либо минералы системы Os-Ir-Ru, либо самородная и железистая платина, либо сперрилит. Соответственно выделяют три минеральные ассоциации платиноидов: рутениридосминовая, ферроплатиновая и сперрилитовая.

а) Рутениридосминовая ассоциация по имеющимся данным наиболее часто встречается в россыпях Алтае-Саянской области (см. рис. 1). Она выделяется в Западном и Восточном Саяне (реки Золотая и Ко), в Енисейском кряже (ключ Вертолетный) и в Кузнецком Алатау (реки Балыкса, Таенза, Кельбес, Тисуль). По внешнему проявлению Os-Ir-Ru сплавы во всех россыпях сходны и представлены двумя модификациями: гексагональными рутениридосминами и кубическими осмиридами. Для первых характерны серовато-белые таблитчатые кристаллы часто гексагонального сечения, вторые представлены зернами неправильной формы кремовато-белого цвета. Иногда в россыпи присутствуют другие МПГ, такие как платино-железистые сплавы или лаурит, но всегда в небольшом количестве.

Известно, что основным источником Os-Ir-Ru сплавов являются хромититы офиолитовых гипербазитов. Россыпи, связанные с этими массивами, могут содержать, наряду с рутениридосминами, значительную долю лаурита и эрлихманита и эта доля зависит от температуры и активности серы в рудноформирующей системе офиолитовых комплексов [Auge, Johan, 1988].

Состав МПГ из аллювия р. Золотая в Куртушибинском офиолитовом поясе Западного Саяна оказался типичным для офиолитовых гипербазитов. Как

Рис. 29. Состав природных сплавов в системе Os—Ir+Pt—Ru из россыпей рутениридосминовой ассоциации типа А в Алтае-Саянской области:

1 — р. Золотая, Западный Саян; 2 — р. Балыкса, кузнецкий Алатау; 3 — руч. Вертолетный, Енисейский кряж; 4 — р. Кельбес; 5 — р. Тисуль, Кузнецкий Алатау. Пунктирной линией соединены составы сосуществующих фаз. Сплошные линии ограничивают область несмесимости между рутениридосмином и осмиридом.

выяснилось, такими же свойствами обладают платиноиды рек Балыкса, Тисуль, Кельбес и ключа Вертолетный. Главной особенностью этой ассоциации



является ярко выраженный рутениевый тренд (рис. 29) в тройной системе Os—Ir—Ru, свойственный минералам, образовавшимся в высокобарических условиях [Bird, Bassett, 1980]. Было замечено, что рутениридосмины рек Ко и Таенза отличаются от остальных, в первую очередь, по распределению точек составов. Осмий-иридий-рутениевые минералы варьируют от самородного Os до Ir и не образуют рутениевого тренда. При более детальном исследовании Os-Ir-Ru сплавов выяснилось, что не только макросостав, но и распределение примесей, взаимоотношения сосуществующих фаз, микровключения в минералах различаются в этих двух типах рутениридосминовой ассоциации, а следовательно, связаны с разными коренными источниками. Если в первом случае (тип А) это офиолиты, то во втором (тип В) — это могут быть гипербазиты железистого типа, небольшие тела которых обнажаются в верховьях р. Ко в Восточном Саяне [Кривенко и др., 1990].

В россыпи р. Золотая встречены обе модификации Os-Ir-Ru сплавов (кубическая и гексагональная), но не обнаружены взаимоотношения между ними. Присутствуют также единичные зерна сплавов Pt-Fe-Cu и сперрилита. Рутений в рутениридосминах составляет 51 ат. % (см. рис. 29), тогда как в осмиридах его содержание менее 12 ат. %. Для обеих модификаций характерны примеси Pt и Fe, хотя в сплавах на основе Ir концентрации этих элементов выше (табл. 30). Состав минералов в одном зерне в основном постоянен, только в одном случае проявлена слабая зональность: от центра к краю одновременно возрастает содержание Ru и Ir и уменьшается — Os. Если эта зональность обусловлена кристаллизацией, то кристаллизационный тренд не совпадает с рутениевым трендом фигуративных точек.

Сплавы Pt-Fe-Cu в виде единичных самостоятельных зерен или включений в рутениридосминах представлены изоферроплатиной, туламинитом и хонгшитом. Характерной особенностью МПГ из россыпи р. Золотая является отсутствие сульфидов ряда RuS_2 —OsS₂, также типичных для офиолитовых парагенезисов. Это свидетельствует о низком потенциале серы при образовании платиноидов. Но при этом наблюдается набор экзотических, не встречавшихся ранее, минералов: теллурид рутения, арсеноселенид иридия и селеносодержащий сперрилит. Вероятно, эти минералы имеют метасоматический характер и их возникновение обусловлено воздействием флюидов, богатых Se, As и Te, на первичные Os-Ir-Ru минералы и изоферроплатину.

Таблица 30.

Минералы системы Os-Ir-Ru из россыпей Алтае-Саянской области

№ 11/п	Россыпь	Ir	Os	Ru	Pt	Rh	Cu	Fe	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
			Рутенир	оидосмино	вая ассоц	иация			
1	р. Золотая	41.91	39.74	16.30	1.80	0.65	0.07	0.16	100.63
2	P	69.55	27.49	2.26	0.00	0.38	0.13	0.37	100.18
3		90,22	4,61	1.05	2,12	0.06	0,14	1.76	99.96
4		27,38	48,90	24,26	0,00	0,33	0.06	0.05	100.98
5		54,31	34,22	2,27	7,69	2,11	0.07	0.35	101.02
6		35,66	44,60	17,54	2,00	0,83	0,07	0.29	100,99
7		37,14	42,65	17,87	1,86	0,84	0,07	0,34	100,77
8		40,35	38,15	18,72	2,02	1,01	0,09	0,45	100,79
9		43,30	35,84	18,84	1,56	1,17	0,00	0,36	101,07
10		33,27	50,33	12,53	1,87	1,96	0,08	0,14	100,18
11		56,59	27,01	6,96	6,27	1,85	0,10	0,83	99,61
12		64,85	32,29	0,36	1,95	0,39	0,12	0,32	100,28
13		29,94	29,36	36,74	3,70	1,65	0,07	0,15	101,61
14		29,76	28,76	35,98	3,85	1,63	0,06	0,14	100,18
15		32,21	32,69	28,46	4,82	2,21	0,09	0,29	100,77
16		33,12	34,28	28,46	3,17	2,11	0,06	0,21	101,41
17		58,68	35,60	1,23	3,10	0,81	0,12	0,13	99,67
18		33,81	36,86	26,28	2,87	0,86	0,07	0,31	101,06
19		71,14	26,26	0,59	0,56	0,10	0,13	0,88	99,66
20		42,70	44,85	8,81	1,16	0,51	0,09	0,50	98,62
21		23,02	60,97	14,43	0,70	0,00	0,06	0,07	99,25
22		32,70	36,66	26,27	2,87	1,57	0,06	0,25	100,38
23		33,20	37,13	25,86	2,11	1,50	0,09	0,20	100,09
24		30,00	31,64	35,75	1,97	1,40	0,07	0,11	100,94
25		36,40	40,12	19,37	2,77	0,59	0,07	0,25	99,57
26		35,59	37,01	22,54	3,67	0,51	0,12	0,11	99,55
27		35,40	36,98	22,37	3,38	0,48	0,08	0,12	98,81
28		41,68	55,54	0,76	0,02	0,03	0,07	0,41	98,51
29		41,09	56,46	0,76	0,00	0,00	0,08	0,39	98,78
30		68,11	24,72	0,57	5,00	0,40	0,13	0,43	99,36
31		71,06	24,43	0,36	3,33	0,24	0,07	0,29	99,78
32		38,87	41,11	16,54	2,13	1,24	0,10	0,25	100,24
33	1	35,74	30,00	29,69	3,60	2,25	0,09	0,11	101,48
34		57,64	33,04	1,55	6,92	0,60	0,09	0,26	100,10
35		54,58	35,07	2,18	5,66	1,89	0,13	0,47	99,98
36		38,72	41,00	17,40	2,63	0,47	0,10	0,30	100,62
37	р. Балыкса	31,36	40,99	21,10	5,12	0,89	0,12	0,44	100,02
38		33,86	37,81	23,51	3,09	1,56	0,09	0,47	100,39
39		56,52	28,75	7,56	5,68	0,81	0,08	0,35	99,75
40		42,64	44,93	9,74	1,50	0,45	0,08	0,26	99,60
41		65,10	24,60	0,90	7,28	1,92	0,09	0,60	100,49
42		58,69	33,23	2,74	4,63	0,95	0,08	0,36	100,68

Продолжение табл. 30

	10
43 р. Балыкса 41,47 51,79 4,56 0,81 0,58 0,07 0,29	99.57
44 47,30 44,10 7,85 0,00 0,05 0,00 0,28	99,58
45 49,91 39,46 10,26 0,00 0,07 0,06 0,49	100.25
46 38,38 46,73 11,10 2,31 0,86 0,08 0,18	99,64
47 52,46 23,10 8,90 13,07 2,01 0,15 0,69	100,38
48 55,14 23,09 9,33 9,90 2,06 0,07 0,42	100,01
49 63,96 26,69 1,10 7,04 1,49 0,07 0,55	100,63
50 60,11 29,13 1,16 8,21 0,89 0,10 0,42	100,02
51 70.47 26,68 0,56 1,99 0,30 0,07 0,22	100,29
52 41,69 55,71 0,96 0,55 0,25 0,00 0,10	99,26
53 34,28 48,17 13,44 2,69 0,65 0,08 0,04	99,35
54 71,20 20,22 0,70 7,44 0,66 0,00 0,62	100,84
55 69,07 21,97 0,84 6,94 0,92 0,06 0,44	100,24
56 69,20 20,33 0,79 8,62 0,55 0,15 0,72	100,36
57 70,09 20,18 0,68 6,10 1,28 0,08 1,05	99,46
58 38,52 37,84 21,36 1,29 0,35 0,06 0,16	99,58
59 38,98 37,85 19,97 1,73 0,33 0,08 0,22	99,16
60 36,91 52,60 8,26 0,60 0,10 0,06 0,16	98,69
61 руч. Верто- 55,73 31,78 4,16 7,85 0,62 0,00 0,47	100,61
62 JICTHEIM 40,27 51,00 5,58 1,36 0,29 0,00 0,27	98,76
63 64,19 30,47 2,12 2,32 0,37 0,08 0,08	99,63
64 64,93 28,55 1,33 4,12 0,23 0,06 0,46	99,68
65 21,80 73,44 1,47 0,46 0,00 0,00 0,00	97,17
66 58,62 32,03 2,98 5,69 0,50 0,08 0,08 1000 5010 2,50 2,50 0,26 0,11 0,07 0,10	99,98
67 43,83 50,18 3,59 0,30 0,11 0,07 0,19	96,33
68 14,50 57,24 25,58 0,00 0,09 0,07 0,00	97,48
69 42,69 50,27 5,30 0,26 0,12 0,00 0,27 50 82.62 14.00 1.42 0.00 0.07 0.72	90,97
	08 38
71 40,25 55,79 16,80 2,91 0,41 0,11 0,11	100.26
	00 13
74 30 01 38 40 16 97 2.67 0.29 0.08 0.14	97.76
75 D Kenthec 56 38 31 15 3 80 7 16 1 20 0.06 0.39	100.14
76 44 20 46 41 9 21 0 00 0 00 0 28	100,10
77 63 83 29 80 2.03 3.67 0.61 0.06 0.32	100.32
78 16.73 49.75 31.90 0.64 0.16 0.00 0.00	99.18
79 38.71 53.25 4.39 1.50 0.45 0.00 0.24	98.54
80 60.01 27.80 3.77 6.01 1.30 0.04 0.69	99.62
81 7.42 55.84 35.87 0.00 0.00 0.00 0.00	99,13
82 37.78 31.50 24.94 4.40 1.62 0.04 0.12	100.43
83 19.05 41.80 37.96 0.00 0.00 0.00 0.00	98.81
84 р. Тисуль 31.37 30.28 32.82 4.24 1.31 0.00 0.14	100,16
85 38.04 39.34 19.87 1.65 0.47 0.00 0.37	99.74
86 55.01 34.05 1.31 7.36 0.90 0.00 0.20	98,83
87 36,74 58,12 1,16 1,00 0,41 0,00 0,06	97,52

Окончание табл. 30

						the second se	and the second se	and the second se	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
88	р. Таенза	18,27	71,59	6,72	1,91	0,16	0,00	0,07	98,72
89		24,26	65,07	7,38	3,05	0,41	0,03	0,13	100,33
90		20,64	73,75	3,88	0,18	0,02	0,00	0,16	98,63
91		35,58	65,55	0,25	0,00	0,00	0,03	0,12	101,53
92		64,02	34,47	1,04	0,22	0,06	0,07	0,21	100,09
93		52,35	40,62	0,58	5,18	0,18	0,13	0,14	99,18
94		77,90	19,60	0,52	0,36	0,01	0,11	0,43	98,93
95		84,09	1,98	3,62	8,87	0,67	0,09	0,99	100,31
96		24,72	73,21	1,54	0,00	0,02	0,04	0,06	99,59
97		66,23	28,05	3,78	0,44	0,00	0,08	0,26	98,84
98		17,45	76,61	2,77	1,02	0,22	0,01	0,06	98,14
			Ферро	платинова	ая ассоциа	ция			
99	р. Каура	35,22	53,23	10,16	1,74	0,35	0,00	0,19	100,88
100		38,32	54,62	5,79	1,30	0,07	0,00	0,35	100,44
101		34,02	61,73	4,04	0,41	0,19	0,00	0,15	100,53
102		24,10	74,17	1,59	0,25	0,05	0,00	0,08	100,23
103		40,40	47,68	10,85	0,68	0,18	0,00	0,24	100,02
104		24,83	55,28	15,89	2,78	0,95	0,00	0,08	99,81
105		24,21	54,91	16,02	3,59	0,86	0,00	0,10	99,69
106		17,97	74,30	3,81	2,46	0,87	0,00	0,02	99,43
107		35,88	58,29	3,86	0,36	0,18	0,00	0,16	98,74
108		10,03	82,39	3,63	3,03	1,28	0,00	0,05	100,40
109		11,90	87,29	0,16	1,08	0,34	0,00	0,04	100,80
110	руч. Тюле- невский	27,14	68,73	0,42	1,59	0,44	0,00	0,06	98,38
111	p. Mpaccy	91,48	4,41	1,01	0,89	0,09	0,00	1,15	99,03
112	р. Каурчак	25,82	70,42	3,65	0,07	0,07	0,00	0,16	100,19
113		27,33	58,97	10,75	2,92	0,35	0,00	0,14	100,45
114		13,57	84,45	0,92	0,05	0,02	0,00	0,04	99,06
115		34,55	51,43	12,42	1,78	0,19	0,00	0,18	100,55
116		2,44	91,08	0,54	4,02	0,88	0,00	0,08	99,03
117		36,68	50,17	11,91	0,77	0,21	0,00	0,13	99,88
118		21,69	72,32	4,12	1,12	0,10	0,00	0,08	99,43
119		29,63	66,40	3,08	0,13	0,03	0,00	0,10	99,37
120		35,02	48,78	13,27	2,52	0,12	0,00	0,21	99,92
121		17,20	80,18	2,36	0,26	0,09	0,00	0,03	100,12
122		30,74	64,97	4,23	0,00	0,04	0,00	0,09	100,07
123		26,37	68,37	4,83	0,36	0,06	0,00	0,13	100,12

Примечание. Анализы выполнены в ОИГГМ на микроанализаторе "Camebax", аналитик О. Н. Майорова.

В россыпи р. Балыкса среди МПГ, кроме преобладающих Os-Ir-Ru сплавов, встречены единичные знаки лаурита и сперрилита. Изоферроплатина обнаружена только во включениях. Для этих рутениридосминов также характерен рутениевый тренд (см. рис. 29). Рутений достигаст 36 ат. % в рутениридосминах и 16 ат. % — в осмиридах. И те и другие в качестве примеси содержат Fe и Pt, но в сплавах на основе иридия их содержание значительно выше (Fe до 3,5 ат. %, Pt до 11,5 ат. %). Иногда можно наблюдать взаимоотношения разных модификаций: либо это срастания двух фаз, либо идиоморфные кристаллы иридосмина включены в осмиридовую матрицу. При этом коэффициент распределения Ru между сосуществующими фазами ($K_D = C_{Ru}^{rek}/C_{Ru}^{xv6}$) почти постоянен и в среднем равен 1,4.

Среди включений в природных сплавах Os-Ir-Ru установлены изоферроплатина и лаурит. Их псевдоидиоморфные выделения имеют метасоматическую природу. Эти фазы заполняют частично или полностью интерстиции рутениридосминов или осмиридов, приобретая гексагональный или кубический облик в зависимости от структуры матрицы. Изоферроплатина во включениях содержит Ir до 4,2 мас. % [Толстых и др., 1995]. Сплавы Os-Ir-Ru, так же как и на р. Золотая, подвержены метасоматическим изменениям. Продукты этих изменений внешне выглядят в виде серого налета на поверхности зерен. В отраженном свете это тонкие каймы или трещинки заполнения. По данным сканирующего микроскопа состав продуктов замещения соответствует ирарситу, лауриту и сложным соединениям Ir, Os, Ru c S, As, Te и Sb.

В руч. Вертолетный на Енисейском кряже в тяжелой фракции шлиха среди МПГ обнаружены только Os-Ir-Ru сплавы. Большая часть точек составов рутениридосминов ложится на рутениевый тренд (см. рис. 29), содержанис Ru достигает 30 ат. % в рутениридосминах и 8 ат. % в осмиридах. Во вссх сплавах присутствует примесь Fe и Pt, но более насыщена ими иридистая разновидность (7,3 ат. % Pt и 2,4 ат. % Fe, см. табл. 30). В единственном случае наблюдался двухфазный парагенезис: кристаллы иридосмина образовали структуру распада в осмириде. При этом коэффициент распределения рутения между гексагональной и кубической фазами равен 1,4. Сплавы Os-Ir-Ru из руч. Вертолетный не содержат включений других МПГ и не подвержены вторичным изменениям.

Из тяжелых концентратов бассейна р. Кельбес выделено 11 зерен платиновых минералов, 8 из которых относятся к Os-Ir-Ru системе, а остальные оказались изоферроплатиной. Кроме того, сотрудник Томского госуниверситста И. Ф. Гертнер передал авторам для исследования 8 знаков рутениридосминов из шлихов р. Тисуль. Так же как и в ранее охарактеризованных парагенезисах, большая часть рутениридосминов обоих источников образует рутениевый тренд составов (см. рис. 29) с содержанием Ru до 48 ат. %, тогда как в осмиридах менее 8 ат. %. В пределах фазы состав однородный, зональность отсутствуст. Взаимоотношение между фазами различны: можно наблюдать равноправное срастание иридосмина и осмирида в тисульских образцах, а также двухфазное включение осмирида в парагенезис с иридиевой изоферроплатиной в иридосмине р. Кельбес. В последнем случае морфология включения позволяет предполагать, что это захваченная капля остаточного расплава, закристаллизовавшегося позднее матрицы. Коэффициент распределения в сосуществующих фазах составляет 1,1 в образцах р. Тисуль и 1,2 на р. Кельбес. Состав самостоятельных зерен Pt₄Fe из россыпи р. Кельбес отличается от состава включения пониженным содержанием Ir и более высокими Cu и Rh [Толстых и др., 1995]. Рутениридосмины иногда имеют мелкие гексагональные пустоты, олна из которых полностью заполнена железистой платиной в парагенезисс со сперрилитом. Сплавы Os-Ir-Ru не содержат включения сульфидов и не подвержены метасоматическим изменениям.

Рутениридосминовая ассоциация россыпи р. Ко в Восточном Саяне относится к типу В и связывается с гипербазитами железистого типа или, точнее, с близповерхностными мелапикритоидами, близкими по составу к коматиитам. Так же как и в типе А, здесь преобладают Os-Ir-Ru сплавы и в подчиненном количестве в россыпи присутствует изоферроплатина. Детальная характеристика этой ассоциации приведена в работе А. П. Кривенко и др. [1990]. Составы рутсниридосминов здесь не образуют рутениевого тренда, в большинстве зерен концентрация Ru не превышает 10 ат. %, а в целом достигает 28 ат. %, при этом характерен полный ряд твердых растворов от Os до Ir (рис. 30). Концентрация Pt в Os-Ir-Ru сплавах для большинства зерен менее 1 % за некоторым исключением. Состав зерен неоднороден, проявляется зональность двух типов: с постепенным изменением состава от центра к краю в пользу Ir и Ru и контрастная зональность с резким изменением состава через границу фаз. Коэффициент распределения между гексагональной и кубической фазами в среднем составляет 0,4.

Характерной особенностью рутениридосмина р. Ко является обилие микровключений, большая часть которых многофазные, имеющие негативную огранку, обусловленную структурой матрицы. Парагенезис минералов внутри включений представляет собой результат затвердевания капли остаточного многокомпонентного расплава внутри замкнутого пространства. Наиболее распространенными фазами микропарагенезиса являются минералы ряда лауритэрлихманит (от RuS₂ до 70 % минала OsS₂), Rh-содержащий пентландит и сульфиды (Ir,Rh,Fe,Ni,Cu)_{1,x}S переменного состава. Встречаются более редкие соединения, такие как (Pd,Cu,Fe)₅S₂ и (Rh,Ni)₁₁S₂, а также Pt₃Fe, осмирид, биотит и пироксен. Состав минералов и их взаимоотношения внутри микросистем позволяют судить об условиях их образования: высоком потенциале S₂ при ~ 700 °C [Толстых, Кривенко, 1994]. Иногда можно наблюдать метасоматические замещения зерен иридосмина ирарситом в виде кайм с реликтами исходного материала.

Сплавы Pt и Fe, встречающиеся в россыпи на р. Ко, в подчиненном количестве соответствуют Pt₃Fe, содержание микропримесей в которой стабильно и не превышает 1 %, кроме Rh, его средняя концентрация около 1 мас. %. Платина также содержит включения состава OsS_2 —RuS₂, отличающиеся от подобных в Os-Ir-Ru сплавах более высоким содержанием Rh и пониженным — Ir [Кривенко и др., 1990]. В изоферроплатине отмечен случай



включения идиоморфных кристаллов рутениридосмина, что свидетельствует о более позднем ее образовании относительно рутениридосмина.

Рис. 30. Состав природных сплавов в системе Os—Ir + Pt—Ru из россыпей рутениридосминовой ассоциации типа В в Алтае-Саянской области:

 р. Ко, Восточный Саян, 2 — р. Тасиза, Горная Шория. Пунктирной линией соединсны составы сосуществующих фаз, сплошной — поле несмесимости. Рутениридосминовая ассоциация россыпи р. Таенза в Горной Шории по типоморфным признакам относится к типу В и близка к ассоциации ЭПГ в аллювии р. Ко. Осмий-иридий-рутениевые минералы не образуют рутениевого тренда (Ru < 13 ат. %) и относятся в основном к двойной Os-Ir системе (см. рис. 30). Элементами—примесями являются Pt и Fe, которые наибольших значений достигают в кубической модификации (Pt до 8 ат. %, Fe до 3 ат. %). Сплавы Os-Ir-Ru неоднородны: характерны как постепенная зональность с изменением состава в пользу Ir и Ru в пределах одной фазы, так и контрастная от иридосмина в центре кристалла к осмириду, образующему кайму. Коэффициент распределения Ru между гексагональной и кубической фазами в среднем составляет 0,3.

Сплавы Os-Ir-Ru содержат многочисленные включения изометричной формы, часть из которых многофазные. Мелкий размер включений не позволил количественно их определить, но по результатам исследования на сканирующем микроскопе можно сказать, что в парагенезисе микровключений наиболее распространены лаурит и эрлихманит, сложный сульфид Ir, Rh, Cu, Fe, Ni, сульфид Pd и Cu (подобно включениям на р. Ko), а также теллурид Pd, сульфид Pt и Pd, палладистая Pt и палладистое Au.

В россыпи р. Таенза встречено зерно железистой платины с примесями Rh, Ir, Os, Pd, Cu и сросток ее с иридосмином. В последнем случае (Pt,Fe) содержит многочисленные включения арсенида Rh. Отмечаются метасоматические замещения отдельных зерен МПГ сульфидами, арсенидами и сульфоарсенидами платиновых металлов.

Таким образом, рутениридосминовая ассоциация выделенных нами типов А и В, связанных с разными коренными источниками, отличается по типоморфным особенностям. Сплавы Os-Ir-Ru типа А, относящиеся к офиолитовым гипербазитам, образуют рутениевый тренд и имеют выдержанный состав фаз. Коэффициент распределения Ru между сосуществующими гексагональными и кубическими фазами всегда более единицы. Изоферроплатина в россыпи находится в подчиненном количестве, она образовалась позднее Os-Ir-Ru сплавов и имеет нестабильные примеси Pd, Cu, Ir, Rh. Содержащиеся в сплавах включения обычно одно- и двухфазны и обладают простым составом. При наличии лаурита и эрлихманита, возникновение которых зависит от активности серы в рудноформирующей системе, эти минералы образуют идиоморфные кристаллы и в россыпи оказываются в виде самостоятельных зерен.

Рутениридосминовая ассоциация типа В, связанная с железистыми гипербазитами, характеризуется отсутствием рутениевого тренда в Os-Ir-Ru сплавах и широкой смесимостью между Os и Ir, ярко выраженной зональностью фаз от гексагональной модификации на основе Os в центре к кубическому осмириду в кайме. При этом коэффициент распределения Ru между ними всегда меньше единицы. Изоферроплатина также присутствует в небольшом количестве в россыпи или включена в рутениридосмин, для нее постоянна повышенная примесь Rh. Сплавы Os-Ir-Ru богаты многофазными включениями, среди которых обычны редкие минералы сложного состава и широкий ряд сульфидов RuS₂—OsS₂, тогда как в россыпи в виде самостоятельных зерен эти сульфиды не встречаются.

Постмагматические изменения характерны для обоих типов рутениридосминовой ассоциации и их разнообразие зависит от специализации рудномагматической системы на позднем этапе.

б) Ферроплатиновая ассоциация обнаружена пока только в Кузнецком Алатау и характеризуется преобладанием Pt-Fe сплавов над другими МПГ и

генетически связывается с концентрически-зональными базит-ультрабазитовыми телами аляскинского (уральского) типа. И хотя подобных массивов в Алтае-Саянской области не обнаружено, распространение самородной платины в россыпях Кузнецкого Алатау, по рекам Средняя Терсь и Большой Тулуюл в Мариинской тайге, также по рекам Каура, Каурчак, Мрассу, Азарт, руч. Тюленевский, в Горной Шории — не оставляет сомнения, что россыпная платиновая провинция обязана генетически телам, близким по составу к интрузиям аляскинского типа.

Твердые растворы Pt-Fe по соотношению основных компонентов отвечают двум распределениям, частично перекрывающим друг друга: Pt₃Fe и (Pt,Fe). И те и другие постоянно содержат примеси Ir, Pd, Rh, Ru, Os, Cu, которые максимальных концентраций достигают в (Pt,Fe). Каждая из россыпей имеет свои особенности соотношения МПГ, их состава, распределения примесей и включений в них.

В россыли на р. Каура Pt-Fe сплавы в виде неправильных зерен составляют 93 % от МПГ [Кривенко и др., 1994], причем Pt.Fe и (Pt,Fe) присутствуют в равных количествах. Среди элементов-примесей наибольшую роль играют Ir и Os, содержания которых достигают 6,51 и 2,74 % соответственно. Иридий является частой примесью Pt-Fe сплавов из массивов аляскинского типа, осмий гораздо реже входит в их структуру. Повышенные концентрации Os в платине отмечались в апикальных частях Кондерского массива [Некрасов и др., 1991], а также в россыпях Центрального Алдана, связанных с мелкими телами щелочных мафит-ультрамафитов [Ким и др., 1991]. В россыпях на р. Каура встречаются зерна (Pt,Fe), содержащие примеси Rh, Ru, Pd и Cu [Толстых и др., 1995]. Как Pt₂Fe, так и (Pt,Fe) характеризуются многочисленными включениями, значительная доля которых относится к самородным сплавам системы Os-Ir-Ru. Последние в виде пластинчатых выделений неравномерно распределены в Pt-Fe матрице. Составы их, включая и самостоятельные зерна из россыпи, отличаются от подобных сплавов рутениридосминовой ассоциации, тяготея к самородному Os, и образуют на треугольной диаграмме осмиевый тренд (рис. 31). Рутениридосмины содержат примесь Pt, достигающую 3,59 мас. % (см. табл. 30). Среди других включений отмечаются Ип-содержащий хромит, палладиевый сперрилит, палладистое золото, маланит, сложные сульфоарсениды Pt, Rh, Ir и пироксен. В россыпи на р. Каура наиболее часто встречаются подверженные изменениям зерна платины. Изменения проявлены в виде реакционных кайм замещения, представленных куперитом, сперрилитом



и сложными сульфоарсенидами непостоянного состава. Чередование кайм свидетельствует об изменении роли S в пользу As в процессе преобразования МПГ.

Рис. 31. Состав природных сплавов в системе Os—Ir+Pt—Ru из россыпей ферроплатиновой ассоциации в Кузнецком Алатау:

1 — р. Каурчак; 2, 3 — р. Каура: 2 включения в Pt-Fe твердых растворах, 3 самостоятельные зерна в россыпи; 4 руч. Тюленевский; 5 — р. Мрассу.

Минералы платиновой группы в россыпи руч. Тюленевский представлены только железистой платиной со средним содержанием Fe 18 ат. %. Внешне это изометричные неуплощенные зерна или октаэдрические кристаллы. В состав платины стабильно входит Rh (1,48—3,97 мас. %), отдельные индивиды солержат примеси Ir, Pd или Ru (см. табл. 30). Включения в (Pt,Fe) очень редки и все они относятся ко вторичным метавключениям сложного состава, как например, теллурид Pt, Os, Ru, Ag, Cu или сульфид Rh, Pt, Fe, Cu. Первичномагматические включения рутениридосминов, такие как на р. Каура, отсутствуют. Зерна платины покрыты черными пленками, состав которых соответствует карбиду платины (Pt₃C). Значительно реже чем на р. Каура наблюдаются каймы куперита и сперрилита. Однако весьма интересным здесь является эмульсионная вкрапленность Аu или мелкие выделения его среди продуктов гидротермального изменения. Различные сочетания каемок позволили выявить полную зональность состава платиновых зерен от центра к краю: (Pt,Fe) — PtS — Au(Ag) — Pt₃C — PtAs₂, но нигде она не наблюдалась в полном виде в пределах одного зерна. Обычны следующие сочетания: (Pt,Fe) — PtS — $PtAs_2$, $(Pt,Fe) - PtS - Au(Ag) - PtAs_2$, $(Pt,Fe) - Pt_3C - Au(Ag) - Pt_3C$.

В россыпи на р. Каурчак преобладают сплавы Pt-Fe (85 %), хотя встречаются также рутениридосмины и сперрилит. Чаще всего они представлены уплощенными зернами с мелкошагреневой поверхностью и по составу отвечают как изоферроплатине (сравним Fe — 24 ат. %), так и железистой платине с меньшим содержанием Fe. Обе находятся в россыпи в равных количествах, но примесями более обогащена (Pt,Fe). Чаще других из примесей присутствуют Rh и Ir, изредка наблюдаются повышенные содержания Pd, Ru, Os и Cu. В краевых частях зерен отмечается высокомедистая разновидность платины, по составу соответствующая хонгшиту с 23 % изоферроплатинового минала. Некоторые зерна железистой платины содержат мелкие изометричные включения сложного и переменного состава, формула которых с некоторыми отклонениями близка к Me_oS₁₁, где Me = Rh, Pt, Pd, Cu, Fe, Ir, Ru, Os в разных сочетаниях и соотношениях. Наибольшая роль здесь принадлежит Rh, тем более, что встречена фаза $Rh_{9}S_{11}$, а также другие сульфиды $Rh: Rh_{3}S_{4}$, $Rh_{11}S_{9}$. Можно отметить, что матрица, включающая такие фазы, сама обеднена родием, это может объясняться оттягиванием Rh, а также Pd и других ЭПГ из структуры Pt-Fe на сульфидную фазу при пропаривании породы S-насыщенными растворами.

В Pt-Fe сплавах отсутствуют, за редким исключением, включения твердых растворов Os-Ir-Ru, но они встречаются в россыпи (12 % от суммы МПГ) в виде самостоятельных зерен, состав их соответствует рутениридосминам, образующим общий изоморфный ряд, так называемый осмиевый тренд вместе с рутениридосминами из р. Каура (см. рис. 31).

Процесс замещения Pt-Fe сплавов на р. Каурчак проявлен менее интенсивно, чем на р. Каура и руч. Тюленевский, но он идентичен ранее описанному по составу фаз и последовательности их выделения. Наряду со стехиометрически точными сперрилитом и куперитом встречаются необычные фазы промежуточных составов (Pt,Rh) (As,S), Pt(As,S,Te), (Pt,Rh)S, (Pt,Cu) (S,As,Sb) и др.

Платино-железистые твердые растворы из россыпи на р. Мрассу представляют собой изометричные окатанные зерна белого цвета с шероховатой и гладкой поверхностью. По составу они относятся как к изоферроплатине, так и к железистой платине. Среди примесей отмечаются Ir, Rh, Pd и Cu [Толстых и др., 1995]. Включения в Pt-Fe сплавах редки, а состав их сложный и непостоянный. Общую формулу их можно выразить в виде Me_{1-x}S, где Me = Fe, Cu, Ni, Pt; Pd, Rh, Ru в разных соотношениях. Но в отличие от подобных включений на р. Каурчак в этих преобладает халькофильная группа элементов. Минералы системы Os-Ir-Ru отсутствуют среди включений и их самостоятельные выделения единичны в россыпи. Однако именно на р. Мрассу обнаружено зерно самородного Ir — единственного представителя кубической фазы в системе Os-Ir-Ru в ферроплатиновой ассоциации Кузнецкого Алатау. Оно уникально по парагенезису многофазных включений, их форме и составу отдельных фаз [Толстых, Кривенко, 1994]. Метасоматические изменения платиновых сплавов р. Мрассу фиксируются только обогащенностью медью краевых частей некоторых зерен, реакционные каймы отсутствуют.

Таким образом, несмотря на то, что ферроплатиновая ассоциация Кузнецкого Алатау представлена только аллохтонными россыпями, по ряду признаков она связывается теоретически с интрузивами аляскинского типа и по своим особенностям наиболее близка к аллювиальной россыпи р. Дюранс во Франции [Johan et al., 1990]. Каждая россыпь с ферроплатиновой ассоциацией в Кузнецком Алатау имеет специфические черты, связанные с микропримесями, включениями, степенью преобразования и т. д., но можно выделить общие особенности, характеризующие единый источник:

1. Присутствие, наряду с Pt₃Fe, разупорядоченных сплавов (Pt,Fe), которые зачастую преобладают над (Pt₃Fe), хотя для большинства концентрическизональных массивов более характерна изоферроплатина.

2. В Pt-Fe сплавах, и в большей степени в (Pt,Fe), часто фиксируются микропримеси всех других ЭПГ и Cu, но чаще других присутствуют Ir и Rh. Обогащенность этими элементами источника типична для интрузий аляскинского типа.

3. Твердые растворы Os-Ir-Ru присутствуют в россыпи в подчиненном количестве или включены в Pt-Fe сплавы. Состав и тех, и других имеет осмиевый тренд, и этим они отличаются от Os-Ir-Ru сплавов офиолитовых гипербазитов.

4. Сульфидные включения в Pt-Fe сплавах из разных россыпей ферроплатиновой ассоциации имеют общий состав Me_{1-x}S с широким спектром соотношений халькофильных и платиновых элементов, среди которых преобладает Rh. Наличие этих фаз свидетельствует о высокой летучести серы при формировании таких включений.

Платиновая минерализация подвержена многоступенчатому метасоматическому процессу, где первоначально велика роль серы, затем она заменяется активностью мышьяка. На стадии этой смены зачастую наблюдается сопряжение с минерализацией Au. При этом наблюдается два типа зональности: 1) замещения (Pt,Fe) — PtS — PtAs₂ и 2) отложения PtS — Au(Ag) — PtAs₂. Каймы золота, куперита и сульфоарсенитов по изоферроплатине отмечались ранее в ферроплатиновой ассоциации из россыпей Западного Приморья [Щека и др., 1991], но там воздействие золотоносных растворов предшествовало активности серы.

в) Сперрилитовая ассоциация минералов выявлена в Алтае-Саянской области в трех россыпях: на р. Кувай в Восточном Саяне и реках Гаревка и Ломбанча в Енисейском кряже (см. рис. 1). Минералы ЭПГ в них представлены только сперрилитом. В мире нет коренных источников, минерализация которых явилась бы аналогом ассоциации подобных россыпей, но нами выявлено, что в аллювиальных отложениях вблизи проявлений ЭПГ-содержащих сульфидных руд сперрилит играет главную роль, поскольку соединения Pd, Bi, Sb, Te, Pt разрушаются в первую очередь при денудации руд, а сперрилит является устойчивым минералом и накапливается в россыпи [Кривенко и др., 1995]. Кроме этого, дополнительным источником сперрилита могут быть зоны гидро-

термального изменения габброидов, в которых сперрилит возник за счет перераспределения ЭПГ, участвующих в рудной системе. Сперрилит из сперрилитовой ассоциации отличается особой чистотой в отношении примесей. Составы его и включения в нем (эпидот, амфибол, олигоклаз, кварц, биотит, мусковит) свидетельствуют о том, что, скорее всего, генетически сперрилитовая ассоциация связана с гидротермальными процессами. Пространственная сопряженность сперрилитсодержащей россыпи на р. Кувай с относительно крупным габброидным массивом бильчирского комплекса дает основание предполагать, что габброиды в этом районе могут сопровождаться платиновым оруденением.

Глава З

ПЛАТИНОНОСНЫЕ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

3.1. Состояние изученности территории и признаки платиновой минерализации

В регионе ЭПГ связаны главным образом с тремя магматическими комплексами:

1) расслоенными раннепротерозойскими габбро-анортозитовыми плутонами, содержащими медь-титан-железо-ванадиевое оруденение (чинейский комплекс Кодаро-Удоканский зоны), 2) метаперидотитовые комплексы рифейских офиолитов, 3) постколлизионные расслоенные ультрамафит-мафитовые интрузии позднего рифея (довыренский комплекс). Все три группы платиноносных комплексов находятся в стадии исследования и промышленные месторождения ЭПГ в регионе пока не обнаружены.

Чинейский тип платиноносных плутонов связан с постколлизионным этапом развития карельских складчатых структур. Элементы платиновой группы концентрируются преимущественно в массивах, реже во вкрапленных медных рудах экзо- и эндоконтактовых зон подошвы расслоенных габбро-анортозитовых плутонов и ассоциируются с позднемагматическими сульфидами, богатыми медью и кобальтом.

С метаперидотитовыми комплексами рифейских офиолитов в регионе известны находки осмиево-иридиевых и платиновых минералов в золоторудных россыпях. Наиболее интересные россыпи этих платиноидов известны в Муйском районе Бурятии. Распределение ЭПГ в коренном залегании в офиолитах и перспективы платиноносности исследованы пока слабо [Конников и др., 1987].

Постколлизионные дунит-троктолит-габбровые интрузивы позднерифейского возраста (довыренский комплекс) содержат ЭПГ как в донных залежах медно-никелевых сульфидных руд, так и в бедновкрапленных сульфидных горизонтах верхней (габброидной) зоны. Последний (стиллуотерский) тип платинометального оруденения наиболее интересен в экономическом плане. Руды этого типа, помимо платины и палладия, содержат повышенные концентрации золота, родия, иридия и формируются при пониженном потенциале серы и высокой доле хлора во флюидной фазе. Более подробно вопрос о состоянии изученности платинометальной минерализации в Забайкалье рассмотрен Э. Г. Конниковым, В. И. Игнатовичем [1993].

3.2. Платиноносность Йоко-Довыренского расслоенного плутона

Геотектоническое положение и связь с позднерифейским вулканизмом

Йоко-Довыренский массив — один из ультрамафит-мафитовых расслоенных интрузивов, образующих субширотную Байкало-Становую медь-никеленосную металлогеническую зону (рис. 32). Большая часть этих плутонов



Рис. 32. Схема геологического строения Северо-Байкальской никеленосной провинции:

1 — раннепротерозойская Акитканская (А) и позднерифейская Сыннырско-Падринская (Б) рифтогенные структуры; 2 — раннепротерозойский Кодаро-Удоканский (К-У), позднерифейские Байкало-Патомский (Б-П) и Котерский (КТ) перикратонные бассейны; 3 — позднерифейская энсиматическая островная дуга; 4 — выходы архейского кристаллического фундамента (Чу — Чуйский, Ча — Чарский, М — Муйский); 5 — никеленосные ультрамафит-мафитовые плутоны: 1 — Йоко-Довыренский, 2 — Авкитский, 3 — Чайский, 4 — Гасан-Дякитский, 5 — Нюрундуканский. На врезке: расположение Байкало-Амурской железной дороги и Южно-Сибирской медноникелевой провинции (кружками обозначены медь-никеленосные массивы).

ассоциирует с рифтогенными структурами в перикратонных бассейнах карельского и байкальского возраста.

"Внешний пояс байкалид", включающий Кодаро-Удоканский и Байкало-Патомский прогибы [Салоп, 1964], в свете новых геодинамических концепций нами рассматривается как протерозойский перикратонный морской бассейн. Его цоколь обнажается в Чуйском, Нечерском и Чарском поднятиях, а также в виде небольших выступов на северо-западном замыкании Байкало-Патомского прогиба (водораздел рек Тыя и Нюрундукан). В течение раннего протерозоя и в рифее в этом бассейне отложились многокилометровые карбонатно-терригенные толщи, испытавшие зональный метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. На юге данная структура тектонически сопряжена с позднепротерозойской энсиматической Байкало-Муйской островной дугой, заложившейся на океаническом (офиолитовом) основании. Вблизи этого шва в начале коллизионного этапа развития рифеид (байкалид) вследствие задугового спрединга сформировалась Сыннырско-Патомская рифтогенная структура. Ее западное окончание находится в южной (Делюн-Уранско-Олокитской) части Байкало-Патомского палеобассейна, а восточное — наложено на островную дугу в ее Таллаи-Каралонском сегменте. По данным Ю. В. Миронова с соавторами [1993], рифтогенно-спрединговые структуры в окраинно-морской обстановке, подобные рассматриваемой, связаны с процессами расщепления энсиматических островных дуг над зонами субдукции.

Сыннырская рифтогенная впадина в ее южной части (рис. 33) образована песчано-сланцево-карбонатными осадками довыренской серии (ондокская, иты-



Рис. 33. Тектономагматическая схема центральной части Олокитского прогиба:

1 — раннерифейский зонально метаморфизованный комплекс основания (тулуокитская, тыйская, олокитская свиты); 2—5 — позднерифейский осадочно-вулканогенный комплекс: 2 — сланцево-кварцито-доломитовая толща (ондокская свита), 3 — карбонатно-песчано-сланцевая толща (итыкитская и асектамурская свиты), 4 — базальты, пикритобазальты иняптукской свиты, 5 — субщелочные базальты, трахидациты сыннырской свиты; 6 — конгломераты, песчаники, гравелиты, алевролиты холоднинской свиты (V₁); 7, 8 — интрузивы довыренского комплекса: 7 — Йоко-Довыренский плутон, 8 — силлы гранофировых габброноритов; 9, 10 — тектонические нарушения: 9 — надвиги первого и 10 — второго порядка; 11 — границы несогласного налегания пород; 12 — выходы кристаллического фундамента в структурах байкалид; 13 — вулканиты, преимущественно основного состава.

Рис. 34. Диаграмма AFM.

Составы эффузивов: 1 — иняптукской свиты, 2 — сыннырской, 3 — габброноритов. Поля составов: Т — толеитов, СА — известково-щелочных базальтов, MORB — базальтов срединно-океанических хребтов.

китская, асектамурская свиты) [Мануйлова, Зарубин, 1981], по особенностям гранулометрии являющейся регрессивной, что свидетельствует о некомпенсированном характере осадконакопления. Завершается заполнение впадины вулканитами иняптукской (пикритобазальто-



вой) и сыннырской (контрастной базанит-базальт-трахидацитовой) свит. Первая формировалась в подводной (шаровые лавы), а вторая в субаэральной (красноцветные эффузивы) обстановках.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый расслоенный плутон размещен в нижней, карбонатно-терригенной части рифтогенной толщи, конкордантно со структурой вмещающих отложений. Как было отмечено еще М. М. Мануйловой и В. В. Зарубиным [1981], а затем Э. Г. Конниковым с соавторами [1988], Е. В. Кисловым и Э. Г. Конниковым [1992], габброиды Йоко-Довыренского массива по петрохимическим и геохимическим признакам во многом сходны с базальтами иняптукской свиты. На диаграмме AFM (рис. 34) вулканиты иняптукской и сыннырской свит с габброноритами Йоко-Довыренского массива образуют компактный рой в поле толеитовых составов. По соотношению щелочей и кремнезема (рис. 35) максимум их фигуративных



точек попадает в область высокоглиноземистых базальтов, отклоняясь в поле пижонитовой и пикритобазальтовой серий, что свойственно вулканитам иняптукской свиты, и в поле субщелочных составов, харак-

Рис. 35. Диаграмма "щелочи—кремнезем" [Prochaska, Pohl, 1983].

Точками обозначены составы гранофировых габброноритов довыренского комплекса. Поля базальтов: А — сыннырской свиты, Б — иняптукской. терных для базальтов сыннырской свиты. Полное тождество этих пород наблюдается и по содержанию редкоземельных элементов (рис. 36).

О генетическом родстве Йоко-Довыренского плутона с вулканитами Сыннырского рифта свидетельствует также идентичность возраста тех и других. По последним радиологическим данным, возраст массива колеблется от 700 ± 35 млн лет (Sm-Nd изохрона) [Неймарк и др., 1991] до 739 ± 55 млн лет (Rb-Sr изохрона) [Кислов и др., 1989а], а время образования вулканитов контрастной толщи соответствует 700 ± 20 млн лет (U-Pb метод по циркону) [Неймарк и др., 1991].

Таким образом, есть все основания считать Йоко-Довыренский интрузив и рифтогенные вулканиты единой вулканоплутонической серией. Йоко-Довыренский массив, очевидно, представляет собой ископаемый промежуточный магматический очаг сыннырских вулканитов, выведенный на современную поверхность вследствие субгоризонтальных тектонических перемещений. Кроме данного плутона к группе субвулканических интрузивов можно отнести многочисленные силлы диабазов, реже роговообманковых (кортландитов), находящиеся в подстилающей вулканиты асектамурской свите, которые сходны по составу с эффузивами иняптукской свиты. Кортландиты зачастую содержат сульфидное медно-никелевое оруденение (например, Авкитское тело в рудном поле Холоднинского полиметаллического месторождения и Даваканская группа рудопроявлений в верховьях р. Бол. Чуя).

Установленные генетические связи никеленосных массивов с вулканизмом позволяют относить Йоко-Довыренский интрузив к типу наиболее экономически значимых объектов [Naldrett, 1981]. Наличие медно-никелевых руд в субвулканических ультраосновных интрузивах сыннырской свиты существенно расширяет перспективы поисков сульфидного медно-никелевого и благороднометального оруденения в периферической зоне рифтогенной структуры, где такие тела широко представлены.



Рис. 36. Распределение редкоземельных элементов в гранофировых габброноритах довыренского комплекса (1), в эффузивах иняптукской свиты (2) и в породах ее субвулканической фации (3).

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив — единственный в Сибири крупный хорошо сохранившийся расслоенный интрузив этого формационного типа. Он находится на 56°30′ с. ш. и 110° в. д. Это силлоподобное тело (рис. 37) залегает субсогласно со структурой вмещающих позднепротерозойских карбонатно-терригенных отложений осевой части Олокитского прогиба. Геоморфологически оно выражено хребтом с абсолютными отметками 1600—2150 м, который разделяет бассейны рек Тыя, Ондоко и Олокит. Массив вытянут в северо-восточном направлении (азимут 50°) на 26 м при максимальной ширине выхода 3,5 км и крутом (70—80°) падении к юго-востоку. На эрозионной поверхности обнажена, по-видимому, краевая часть плутона, о чем свидетельствует крутое (> 70°) падение ультраосновных пород на северо-запад, а расслоенной серии и основных пород на юго-восток. В приподошвенную часть вмещающей толщи от массива отходят силлоподобные апофизы плагиоперидотитов мощностью до 10—20 м.

Исходный расплав Йоко-Довыренского интрузива сходен с коматиитовым*. Этот вывод основывается на анализе состава закалочных фаций в подошвс лополита и расчете средневзвешенного состава плутона [Конников, 1986]. Большинство пород интрузива характеризуется парагенезисом OI + PI + Cpx + + Орх. По смене минеральных ассоциаций (снизу вверх) в центральной части массива выделяются следующие зоны [Конников и др., 1988]: 1) плагиоперидотитовая мощностью до 200 м; 2) плагиодунитовая (100 м); 3) дунитовая (870 м); 4) ритмического чередования плагиодунитов и троктолитов (560 м); 5) ритмического чередования троктолитов и оливиновых габбро (430 м); 6) оливиновых габбро (580 м); 7) оливиновых габброноритов (520 м). Наибольшая контрастность по составу наблюдается между зонами 1-4 и 6-7. В первых четырех основной минерал кумулуса — оливин, а в двух последних плагиоклаз. Между этими типами пород установлены инъскционные взаимоотношения. Офитовые гранофировые габбронориты, ранее включавшисся в состав расслоенной серии массива [Гурулев, 1965; Ярошевский и др., 1981; Протерозойские... формации..., 1986], на наш взгляд, являются силлом, сформированным вследствие дополнительного внедрения в камеру базальтоидного расплава из промежуточного глубинного очага. Аналогичными породами образован пояс даек и силлов, секущих плагиолерцолиты в подошве плутона. В юго-западном окончании массива прикровлевый и приподошвенный пояса гранофировых габброноритов смыкаются.

Для Йоко-Довыренского массива характерно широкое развитие ксенолитов вмещающих пород. Магнезиальные скарны наиболее свойственны верхней части дунитовой зоны, но отмечаются также и в основании плагиодуниттроктолитовой зоны, а ксенолиты терригенных пород встречаются реже главным образом среди плагиоперидотитов и габброидов.

В осевой части массива прослеживается крупный продольный разлом, разделяющий дунитовую и плагиодунит-троктолитовую зоны. Он выражается двухметровой зоной милонитизированных аподунитовых серпентинитов, имеющих северо-западное падение под углом 78°. Вследствие смещения по этому разлому из разреза юго-западной части интрузива (голец Йоко) выпадают

^{*} Ранее материнскую магму Йоко-Довыренского плутона мы отождествляли с пикритовой, но низкие концентрации TiO₂ (0,2 %) и P₂O₅ (0,03 %) все-таки больше роднят се с коматиитовой.



Рис. 37. Схема строения Йоко-Довыренского массива:

 плагиоперидотиты приподошвенного слоя; 2—4 — расслоенная серия: 2 — плагиодуниты, дуниты, верлиты, 3 — ритмическое чередование плагиодунитов, троктолитов, оливиновых габбро, 4 — массивные оливиновые габбро и оливиновые габбронориты; 5 — гранофировые габбронориты; 6 — разрывные нарушения; 7 — вмещающие породы. Участки с богатым сульфидным оруденением: 1 — Озерный, II — Центральный, III — Большой, IV — Рыбачий.

ультраосновные породы, а северо-восточный фланг, напротив, сложен исключительно плагиоперидотитами. Закартирована также серия субширотных нарушений, падающих на юг под углом 45° и выраженных мощными (до 50—100 м) зонами серпентинитов. Северо-западный фланг плутона сечется крупным субмеридиональным разломом, к которому приурочены дайки лампрофиров палеозойского(?) возраста. Следствием синкристаллизационных деформаций [Гертнер, Гончаренко, 1991] является нарушение первичного залегания массива.

Платиноносность интрузива. Первым на потенциальную платиноносность Йоко-Довыренкого массива указал Н. К. Высоцкий [1933], отметивший, тем не менее, что анализами в перидотитах платина не открыта. Первые сведения о повышенных содержаниях МПГ в рудах массива получены в начале 60-х годов ("Гипроникель", табл. 31), причем максимальные содер-

Таблица 31. Содержание благородных металлов в рудах Йоко-Довыренского массива, г/т [по Н. Н. Шишкину, 1963]

			-		
Характеристика пробы	Ag	Au	Pt	Pd	Rh
Технологическая проба №1 (брекчиевая руда из сульфидных жил)	10,70	0,136	0,20	0,68	0,02
Технологическая проба № 2 (плагиоперидотит с густопятнистой мелкой вкрапленностью суль- фидов)	16,30	0,06	0,26	0,90	0,01
Оруденелое пегматоидное габбро	23,20	0,104	0,52	2,24	0,02
Оруденелое пегматоидное габбро	15,20	0,06	0,00	0,348	0,02
Штуфная проба № 410/60 измененного пери- дотита с частой мелкой равномерно рассеянной вкрапленностью сульфидов	12,00	0,104	0,20	0,60	0,02

жания (Pt — до 0,52, а Pd — до 2,24 г/т) обнаружены в пробах "оруденелого пегматоидного габбро". Н. Н. Шишкин [1963] описал в брекчиевидных пентландит-халькопирит-пирротиновых рудах мелкие (0,0n мм) зерна сперрилита (?) с квадратными и шестиугольными сечениями, образующие включения в зернах пирротина и на их стыках. Состав минерала не определялся.

Изучение геохимии и минералогии МПГ Йоко-Довыренского массива возобновили лишь 20 лет спустя. М. Ф. Трунева и Л. Н. Качаровская [1985] в результате сплавления с пиросульфатом калия сульфидных концентратов из проб брекчиевидных массивных руд с повышенными содержаниями МПГ получили зерна чистой платины, что позволило им предполагать наличие в этих рудах сперрилита. Аналогичные результаты получены при сплавлении пробы брекчиевидной руды из габбронорита. Позднее сперрилит обнаружен в шлихах, промытых из отвала шурфа, вскрывшего массивные пирротиновые руды в правом борту руч. Школьный [Качаровская, Трунева, 1986]. Зерна его представлены слабоокатанными обломками (размером 0,2 × 0,1 мм) кристаллов с сохранившимися гранями.

В результате опробования пород массива [Конников и др., 1987] по разрезу в верховьях руч. Большой (участок "Центральный") получены данные о колебаниях концентраций платины в пределах $n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3}$ г/т, а палладия $n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-2}$ г/т. Отмечено отчетливо выраженное закономерное уменьшение содержаний МПГ вверх по разрезу. Концентрирование МПГ объяснено накоплением сульфидов и кристаллизационной дифференциацией.

Интересные данные получены при отработке рентгенофлюоресцентного анализа на синхротронном излучении (РФА-СИ) [Максимов, 1986; Кислов и др., 19896; Ярошевский и др., 1989; Kislov et al., 1989]. В. Н. Максимов пришел к выводу об общей закономерности понижения концентраций рутения и палладия вверх по разрезу при постоянном преобладании рутения, а также резком повышении содержаний палладия в "норитах". Процессы выделения МПГ исследователь связал с определенными стадиями кристаллизации магмы, считая, что рутений почти весь выделяется на раннем этапе, а отделение палладия подчинено общей последовательности кристаллизации. Отмечена отчетливая связь максимальных содержаний МПГ с обогащением пород халькофильными элементами (Сu, Ag) и золотом, хотя, судя по приведенному графику, наибольшие концентрации МПГ приходятся на верхнюю часть дунитовой зоны.

По полученным нами результатам РФА-СИ [Кислов и др., 19896; Kislov et al., 1989] уровень содержаний легких МПГ в породах и рудах массива

значительно выше тяжелых, причем палладий постоянно преобладает над рутением (табл. 32). При этом необходимо отметить, что для РФА-СИ характерна невысокая точность и систематическое завышение результатов.

Ф. П. Леснов с соавторами [1991] привели результаты сцинтилляционного эмиссионного спектрального анализа концентраций палладия в пробах дунитов, а также плагиодунитов, троктолитов, пикритов. При невысоком уровне содержаний относительно повышенные (до 0,6 г/т Pd) значения зафиксированы в клинопироксенсодержащих дунитах и верлитах, что отмечалось нами в таких породах, развитых вокруг апокарбонатных ксенолитов, и ранее [Кислов, 1988]. Концентрации платины [Леснов и др., 1991] невелики (до 0,1 г/т). Десять проб с повышенными содержаниями палладия проанализированы атомно-абсорбционным методом, показавшим еще меньшие содержания (Pd — до 0,1, Rh — 0,02, Ru — 0,007, Au — 0,02 г/т).

Х. Папунен с соавторами [Рарипеп et al., 1992] установили, что отношения Cu/Ir, Ni/Pd, Ni/Cu и Pd/Ir дунитов соответствуют полю коматиитов, в противоположность сульфидсодержащим перидотитам и массивным рудам, более близким по этим показателям полю расслоенных массивов. Эти различия объяснены фракционированием оливина. Отмечены невысокие содержания МПГ (Pd/Ir = 10—15), сходные с концентрациями в высокомагнезиальных базальтах и более высокие, чем в типичных коматиитах. Повышенные содержания последних до 1,4 г/т). Сделан вывод о маловероятности обнаружения малосульфидного оруденения МПГ в расслоенной троктолит-оливингаббровой последовательности.

Сотрудниками БГИ СО РАН (г. Улан-Удэ) продолжалось изучение геохимии благородных металлов в породах Йоко-Довыренского массива, показавшее незначительную дифференциацию золота с наибольшими концентрациями в дунитах, снижение содержаний платины и палладия вверх по разрезу при резких колебаниях (особенно в габброидной части) (табл. 33). Габбронориты не укладываются в общее направление дифференциации, что соответствует формированию этих пород в иной магматический этап из иного магматического расплава (см. выше). Результаты инструментального нейтронно-активацион-

- CJUDT-Annu PJALK - TONG ACTIPONENT C MECCINE, 1, 1										
№ обр.	Характеристика пробы	Ru	Rh	Pd	Ag					
До- 72	Песчаник с сульфидной вкрапленностью	н.о.	н.о.	0,798	4,45					
0-16	Массивная руда	0,268	н.о.	3,68	5,58					
До- 8 2	То же	0,338	н.о.	0,924	1,04					
Л-12	»	0,315	н.о.	н.о.	0,487					
Д-13	Плагиоперидотит сульфидсодержащий	0,307	н.о.	н.0.	3,40					
Д-373/8 0	То же	н.о.	0,475	0,728	0,119					
Д-1/79	Габбро-анортозит	0,28	0,485	0,756	1,25					
0-253/79	Габбронорит сульфидсодержащий	н.0.	0,436	0,560	0,0174					

Таблица 32. Содержание благородных металлов в породах и сульфидных рудах Йоко-Довыренского массива, г/т

Примечание. Н.о. — не обнаружено. Анализы получены рентгенофлюорссцентным методом на синхротронном излучении в ИЯФ СО РАН (г. Новосибирск), аналитик Ю. П. Колмогоров.

Таблица 33.

Содержание благородных металлов в породах Йоко-Довыренского массива, мг/т

Привязка проб (зона)	п	Λυ	Pt	Pd
				- 14 T
Плагиоперидотитовая	40	44,60	6,80	72,10
Плагиодунитовая	14	53,50	14,90	36,30
Дунитовая	41	77,60	8,84	53,70
Плагиодунит-троктолитовая	12	37,90	8,30	6,80
Троктолит-оливингаббровая	9	29,30	23,00*	13,10
Оливингаббровая	7	26,30	6,20	6,00
Оливингабброноритовая	1	32,00	н.о.	н.о.
Габброноритовая	29	31,30	4,00	34,30

Примечание. Н.о. — не обнаружено, п — количество анализов.

* Содержание завышено в связи с анализом пробы ПЦ-65 (Au — 20, Pt — 220, Pd — 6 г/т). Анализы получены химико-спектральным методом, аналитики А. Б. Куликова, М. Г. Егорова, В. Е. Григорьева.

Таблица 34.

Содержание благородных металлов в породах Йоко-Довыренского массива, мг/т

№ обр.	Характеристика пробы	0 s*	Ir	Pt	Ru	Au
До-11 6/ 1	Пикрит-диабаз	6,50	0,03	16,50	5,10	1,60
K-172	Плагиоперидотит	9,30	0,30	34,30	6,50	3,50
K-177	То же	8,70	0,28	25,00	2,10	3,40
K-184	Плагиодунит	8,40	0,43	31,20	4,10	4,80
K-186	Дунит	9,50	0,35	48,40	6,50	4,50
K-190	То же	7,20	0,18	29,80	4,20	5,60
K-205	*	8,20	0,51	41,80	3,80	5,30
K-207	Верлит	6,30	0,22	35,60	6,50	4,20
До-129	Плагиодунит**	9,00	0,49	19,50	2,10	1,10
До-1 28/ 1	Пойкилитовый плагиоверлит	8,10	0,04	28,00	4,80	0,70
До-127/1	Троктолит	10,50	0,34	14,20	3,20	1,50
До-124/1	Оливиновое габбро	8,10	0,24	26,00	1,70	1,10
До-120	То же	7,90	0,31	37,00	3,10	3,10
До-111/1	Оливиновый габбронорит	12,00	0,07	7,40	3,70	1,20
До-110/4	Габбронорит	10,00	0,18	30,10	3,10	2,40

Примечание. Анализы получены инструментальным нейтронно-активационным методом, аналитик А.И. Квасов (Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск).

* В относительных единицах.

** Из расслоенной серии.

ного анализа пород (табл. 34) и руд (табл. 35) показали, что содержания рутения в породах составляют первые мг/т, а в рудах — до первых десятков мг/т, иридия в породах — десятые доли мг/т, а в рудах — до первых десятков мг/т. По разрезу массива Ir, Ru и Os распределены равномерно, без четкой зависимости от состава пород.

Tiono Actuation Matching, 171										
№ пробы	Характеристика оруденения	Ag	Au	Pd	Rh	Ru	Ir			
До-134/3	Вкрапленное в плагиоперидотите	8,44	0,320	0,67	0,08	0,046	0,025			
До-1	Массивная руда	2,75	0,012	0,51	0,011	0,012	н.о.			
262д/85	Вкрапленное в эндоконтактовом верлите	2,18	0,018	0,042	0,007	0,00 2	0,00 <i>5</i>			
До-646/1	Вкрапленное в кварцевом габбронорите	н.о.	0,016	0,003	н.о.	н.о.	0,002			

Содержание благородных металлов в рудах Йоко-Довыренского массива, г/т

Примечание. Н.о. — не обнаружено. Осмий не обнаружен во всех пробах. Анализы получены комплексом комбинированных методов [Кривенко и др., 1991].

Потенциальная платиноносность Йоко-Довыренского массива [Конников и др., 1986] подтверждена также и данными о существенно хлорной специализации апатита и флогопита пород интрузива [Кислов, Бушляков, 1990].

Таким образом, работы подтвердили наличие повышенных содержаний МПГ в рудах нижней части массива и показали определяющую роль процессов магматической дифференциации и сульфидообразования в относительном накоплении благородных металлов, главным образом палладия.

Медно-никелевое сульфидное оруденение и ассоциирующие с ним МПГ сконцентрированы преимущественно в плагиолерцолитовой зоне Йоко-Довыренского плутона и отходящих от нее силлах того же состава. Выделяются сингенетические вкрапленные и эпигенетические массивные сульфидные руды. Сингенетическое оруденение значительно превосходит по масштабам эпигенетическое. Тела вкрапленных сульфидных руд прослеживаются по простиранию до 1400—1700 м при ширине выхода на поверхность 8—25 м (в раздувах до 80 м). Ориентировка линз вкрапленного оруденения, как правило, совпадает с простиранием и падением приподошвенного горизонта плагиоперидотитов. Тела массивных руд обычно вложены в ареалы сульфидной вкрапленности, но контролируются протомагматической трещиноватостью. Наибольшая по размерам сульфидная жила находится на северо-восточном окончании массива (участок "Озерный", рис. 38) и прослеживается вдоль его подошвы и силла габбронорита на 650 м при мощности 0,7-1,0 м. Здесь же встречаются сульфидные жилы меньшего размера, приуроченные к тектоническим зонам субширотного и субмеридионального направлений (протяженность от 15 до 50 м при мощности 0,2-1,5 м). По данным бурения жилы падают почти вертикально и отмечены на глубинах свыше 500 м.

Помимо главных компонентов — Ni, Cu, Co — в сульфидных рудах отмечены повышенные содержания МПГ (Pt — до 0,5; Pd до 2,2; Rh — до 0,24 г/т), Au (до 0,32 г/т), Ag (до 16 г/т), Se (до 23 г/т), Te (до 14 г/т). Как уже было отмечено, в этих рудах из МПГ обнаружен только сперрилит.

"Малосульфидный" тип платинометального оруденения в Йоко-Довыренском массиве был выявлен недавно [Дистлер, Степин, 1993; Kislov et al., 1993; Kislov, Orsoev, 1993] и впервые — для плутонов дунит-троктолит-габбровой формации.

Таблица 35.



Рис. 38. Схема геологического строения участка "Озерный":

1 — плагиоперидотиты; 2 — зоны сульфидной вкрапленности; 3 — линзы массивных сульфидных руд; 4 — ритмическое чередование троктолитов и плагиодунитов; 5 — силлы гранофировых габброноритов и габбро-пегматитов; 6 — четвертичные отложения; 7 — разломы.

Рассеянная сульфидная минерализация появляется в расслоенном разрезе интрузива четырежды: 1) в верхах дунитовой зоны, обогащенной диопсидом; в верхних частях: 2) троктолит-оливингаббровой, 3) оливингаббровой и 4) оливингабброноритовой зон. Концентрации МПГ в породах с пентландит-троилитовой вкрапленностью в верхах дунитовой зоны достигают (мг/т): Pt — 48, Pd — 370, Au — 440, а в верхах оливингаббровой зоны: Pt — 289, Pd — 340, Au — 70. Однако наибольший интерес представляют верхи троктолитовой зоны, где суммарное содержание МПГ и золота в отдельных пробах достигает 10 г/т, что сейчас считается нижним пределом рентабельности отработки платинометальных руд.

По данным детального геолого-геохимического изучения платиноносного "рифа" в верхах троктолитовой зоны установлено, что платинометальная минерализация здесь приурочена к линзовидным прослоям анортозитов, появляющихся вблизи верхнего контакта троктолитов с оливингаббровой зоной (рис. 39). Здесь среди плагиодунитов и троктолитов отмечены отдельные прослои светло-серых, богатых плагиоклазом оливиновых габбро. При этом последние зачастую обнаруживают инъекционные соотношения с плагиодунитами и троктолитами. Для приконтактовых зон габбро характерны такситовость, пегматоидность и линзы мономинеральных анортозитов, согласных расслоенности. Мощность анортозитовых линз от $n \, \text{см}$ до 1 м, редко более, простираются они на 2-5, иногда на 40 м и более. По имеющимся данным, повышенные концентрации МПГ приурочены главным образом к анортозитам, содержащим рассеянную (до 5-7 объем. %) сульфидную вкрапленность. Для платиноносных анортозитов также свойственно присутствие биотита и интенсивное проявление на постмагматическом этапе процессов цоизитизации и пренитизации плагиоклаза.

На детальных профилях видно (см. рис. 39), что платиноносный уровень в разрезе расслоенной серии варьирует от 170 до 289 м выше маркирующего, хорошо узнаваемого визуально горизонта пойкилитовых плагиоверлитов. Тем не менее, маршрутными пересечениями платиноносный уровень в настоящее время прослежен на 19 км по простиранию и, используя рельеф местности, на 1 км в глубину.





^{1 —} пойкилитовые плагиоверлиты (маркирующий горизонт); 2 — дуниты; 3 — плагиодуниты; 4 — полосчатые плагиодуниты; 5 — троктолиты; 6 — переслаивание плагиодунитов и троктолитов; 7 — верлиты; 8 — полосчатые верлиты; 9 — оливиновые габбро; 10 — такситовые троктолиты; 11 — анортозиты: а — с повышенными содержаниями МПГ, 6 — то же, безрудные; 12 — обломковидные выделения плагиоверлитов в троктолитах; 13 — жилы троктолитов; 14 — жилы габбро-пегматитов; 15 — зоны с повышенным содержанием сульфидов; 16 — зоны расслаивания и серпентинизации. На врезке — схема размещения разрезов.

Сульфидная минерализация, встречающаяся в троктолитах, как и в дунитовой зоне, состоит из троилита в ассоциации с железистым пентландитом. Реже встречаются кубанит и халькопирит. В анортозитах ее состав более разнообразен — выделяются две ассоциации: гексагональный пирротин + пентландит + халькопирит + кубанит и никелистый пентландит + годлевскит(+хизлевудит) ± талнахит + борнит + халькопирит. В обеих ассоциациях в качестве второстепенных минералов встречаются маккинавит, сфалерит, реже галенит и пирит. Минералы платиновой группы, обнаруженные в анортозитах, представлены интерметаллидами (табл. 36): тетраферроплатиной (Pt,Pd) (Fe,Cu,Ni), туламинитом (Pt,Pd)CuFe, звягинцевитом (Pd,Pb), масленицковитом (Pt,Pd)Sn, а также мончеитом (Pt,Pd) (Te,Bi). Согласно экспериментальным данным [Колонин и др., 1993], кристаллизация интерметаллических соединений платины и палладия с железом, медью и никелем происходит при очень низких значениях фугитивности серы.

В платиноносных породах плагиоклаз (битовнит, 84-85 % Ап, 0-0,13 % Ог) более основной и содержит калия меньше, чем окружающие породы (78-82 % Ал, 0,13-0,19 % Or). Помимо этого следует отметить, что плагиоклаз интеркумулуса и включений в оливине всегда менее основной по сравнению с кумулусным. Оливин, напротив, в платиноносных породах более железистый (f = 16 - 20 %) и содержит больше никеля (0,13 - 0,26 %), чем оливин безрудных пород (f = 15-22 %, NiO = 0,10-0,22 %), хотя эти различия не столь велики. Оливин в платиноносных такситовых троктолитах и оливиновых габбро обычно идиоморфен, часто содержит включения плагиоклаза. Клинопироксен, развитый почти всегда как интеркумулусный минерал, представлен диопсид-геденбергитом и характеризуется широкими вариациями состава аналогично оливину (f = 18-22 % против 13-18 % в безрудных породах).

Хромшпинелиды тесно ассоциируют с оливином, образуя либо мелкие идиоморфные включения в его зернах, либо более крупные интерстициальные выделения. Вместе с тем, встречаются они и в анортозитах среди плагиоклазовых зерен. По составу хромшпинелиды изменяются от ферроалюмохромита в троктолитах и анортозитах до субалюмохроммагнетита в оливиновых габбро. При этом хромшпинелиды, образующие включения в оливине, содержат значительно больше двухвалентного железа и меньше алюминия, чем хром-

Габлица 36. Химический состав минералов МПГ, мас.%										
Минерал	Pt	Pd	Fe	Cu	Pb	Sn	Ni	Te	Bi	Сумма
Тетраферроплатина	70,77	8,79	15,04	3,62	8,79	_	1,32	_	—	99,55
Туламинит	73,74	1,40	12,82	12,89	-	_	_	—	_	100,85
То же	74,31	-	13,90	11,01	_	-	_	_	_	99,22
Масленицковит	55,85	29,92	-	_	—	15,08	_	_	_	100,85
Мончеит	33,95	0,72	1,04	-	- 1	-	0,65	43,27	19,06	98,69
Звягинцевит	_	60,88	1,21	1,14	36,76	-	_		—	99,99
То же	_	63,43	0,26	0,30	36,70		—	_	—	100,69
»		58,16	0,05	0,25	41,44	_	_	-	—	99,90
*	—	59,28	3,65	3,86	33,66	—	—	—	-	100,45
»	_	58,95	3,60	3,29	33,62	-	_	_	—	99,46
»	—	58,32	-	0,84	41,06	-	—			100,22

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе MS-46 "Сатеса", операторы Г. Н. Загузин и С. С. Канакин, Бурятский геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ.

шпинелиды в ассоциации с плагиоклазом. Силикатные включения в хромшпинелидах представлены кислым плагиоклазом (олигоклазом) и амфиболами с высокими содержаниями натрия, что свидетельствует о насыщенности щелочами и летучими компонентами остаточного расплава.

Штуфное геохимическое опробование сульфидсодержащих пород платиноносного горизонта, выполненное по естественным коренным выходам и курумам, показало широкие вариации содержаний МПГ (табл. 37). Тем не менее, в отдельных пробах их концентрации достигают значений, представляющих практический интерес: Pt до 1,3, Pd — 4,9, Au — 3,2, Ir — 0,13, Rh — 0,07 г/т. Это позволяет надеяться, что в пределах платиноносного горизонта существует какой-то более узкий уровень с высокими содержаниями МПГ, который может быть интересен для промышленной отработки.

Второй горизонт с повышенными, но более низкими концентрациями МПГ (Pt — до 280, Pd — до 340, Au — до 79 мг/т) по многим признакам аналогичен вышеописанному. Он зафиксирован вдоль контакта оливингаббровой и оливингабброноритовой зон и выражен гнездами, субсогласными жилообразными телами мощностью от первых сантиметров до 3 м такситовых пегматоидных лейкогаббро, габброноритов, норитов, отдельными обособлениями плагиоперидотитов, а также микрогаббро с офитовой или порфиритовой структурой. Породы нередко содержат обособления такситовых анортозитов. Породы, наиболее богатые МПГ, вместо оливина содержат многочисленные крупные ойкокристы ортопироксена, иногда появляются кварц, калишпат, биотит. В составе сульфидов в отличие от нижнего горизонта преобладают гексагональный и моноклинный пирротины, халькопирит. Реже встречаются кубанит и маккинавит. В ассоциации с сульфидами также развиты цоизит, пренит, хлорит.

Сходные с платиноносными анортозиты и такситовые габбронориты с рассеянными сульфидами приурочены к оливиновым габброноритам в их контакте с более молодыми габброноритами, а также образуют ксенолиты в последних.

№ пробы	Характеристика породы	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au		
Д3в	Оливинсодержащий анортозит	<4	10	4	5,8	1 330	670	<60		
Д18	Такситовое габбро	4	4	<4	36	110	530	<60		
Д19a	Такситовый анортозит	8	130	<4	60	1070	4910	3240		
Д47a	*	4	29	<4	22	590	260	180		
Д49 а	Трахитоидный анортозит	4	11	<4	17	120	220	<60		
Д60	Соссюритизированный анортозит	8	12	<4	10	740	240	92		
Д60б	Рудный анортозит	6	8	5	29	510	690	290		
Д60в	Такситово- трахитоидный анортозит	<4	21	6	>60	400	1210	<60		
Д60д	Рудный анортозит	6	24	9	>60	700	2500	180		
Д62в	Такситовый анортозит	<4	20	4	32	370	530	87		

Содержание	ΜΠΓ	и Аи	(мг/т)	вп	ородах
плати	нонос	сного	LODN301	нта	

Таблица 37.

Примечание. Анализы выполнены в ЦНИГРИ (г. Москва). Pt, Pd, Rh — атомно-эмиссионным методом с пробирным концентрированием в серебряный королек; Ir, Os, Ru — кинетическим методом. Рудный анортозит — при содержании сульфидов >10 объем. %.

Рис. 40. Соотношение содержаний Pt, Pd и Au в породах и рудах Йоко-Довыренского массива:

 анортозиты и 2 — такситовые троктолиты платиноносного горизонта (I); 3 вкрапленные и массивные медно-никелевые руды (II); 4 — плагиоперидотиты и дуниты, не содержащие сульфиды.

Анализ общих закономерностей распределения благородных металлов в разрезе Йоко-Довыренского массива показал, что для медно-никелевых руд приподошвенной плагиолерцолитовой зоны характерно преобладание палладия над платиной, в то время как в породах плати-



ноносного "рифа" верхов троктолитовой зоны это отношение обратное при довольно высоких концентрациях золота (рис. 40). На классификационной диаграмме в координатах Pt(Pt + Pd) - Cu/(Cu + Ni) (рис. 41) также наблюдается отличие малосульфидного платинометального оруденения от такового в медно-никелевых рудах нижней части массива. При этом отмечается сходство последних с сульфидными рудами коматиитов.

В результате нормирования по хондриту концентрации МПГ и Au (рис. 42) выявлено сходство малосульфидного оруденения Йоко-Довыренского плутона с подобным оруденением других расслоенных комплексов и, особенно, "рифа" Пикет-Пин средней расслоенной зоны массива Стиллуотер [Boudreau, McCallum, 1986]. Спектр медно-никелевых руд Йоко-Довыренского интрузива отличается более высокими значениями содержания осмия и низкими — платины.

Выявленные отличия в концентрировании благородных металлов в пределах Йоко-Довыренского массива отражают различный механизм фракционирования платины и палладия в ультраосновной и габброидной частях плутона.



Преимущественное накопление платины в габброидном расплаве, по-видимому, связано со сменой кумулусных парагенезисов и с эволюцией интеркумулусного расплава, наиболее поздняя производная которого была обогащена флюидной фазой и сульфидной жидкостью.

Рис. 41. Соотношение Pt/ (Pt + Pd) — Cu/ (Cu + Ni) в платиноносном горизонте и сульфидных рудах Йоко-Довыренского массива:

 анортозиты и 2 — такситовые троктолиты платиноносного "рифа"; 3 — массивные и 4 — вкрапленные медно-никелевые руды.



Рис. 42. Распределение нормированных по хондриту Cl содержаний благородных металлов в основных типах платиноносных пород Йоко-Довыренского массива:

 2 — такситовые троктолиты; 3, 4 — анортозиты; 5 — массивные и 6 — вкрапленные медноникелевые руды (с использованием данных В. В. Дистлера, А. Г. Степина [1993]). Заштрихованная область — платиноносные породы "рифа" Пикет-Пин стиллуотерского комплекса [Boudreau, McCallum, 1986].

В связи с этим особый интерес представляет информация о хлорной специализации флюидсодержащих минералов Йоко-Довыренского массива. Так, в магнезиальном скарне, слагающем ксенолит в дуните Йоко-Довыренского интрузива, был обнаружен джерфишерит [Орсоев и др., 1993]. Минерал образует зерна в троилите и силикатных включениях в зернах шпинели. По результатам определения содержа-

ний галогенов в джерфишерите выяснилось (табл. 38), что концентрации хлора отвечают стехиометрии этого минерала и составляют 1,2—1,32 %. В джерфишерите из шпинели, помимо хлора, зафиксированы ощутимые содержания фтора (0,5—0,1 %).

Ранее изученный [Кислов, Бушляков, 1990] флогопит из приподошвенных плагиоперидотитов и оливиновых габброноритов верхнего контакта интрузива в основном не содержит фтора при концентрациях хлора 0,07—0,15%, а апатит содержит 0,79—1,12% фтора и 1,65—2,42% хлора. При этом для минералов оливиновых габброноритов характерны повышенные концентрации галогенов. Поздние габбронориты содержат фторапатит и флогопит с варьирующими пропорциями фтора и хлора.

Флогопит из оливинового габбронорита и лейкогаббро первого платиноносного горизонта (табл. 39) характеризуется повышенными содержаниями хлора (0,08—0,34 %) относительно фтора (0,00—0,25 %). В измененном (гидратированном) в постмагматическую стадию флогопите содержится меньше галогенов (фтор и хлор по 0,06 %). Во вторичных цоизитах и пренитах они не установлены.

Флогопиты и биотиты платиноносных пород второго горизонта при повышенных концентрациях галогенов также содержат больше хлора (0,08— 0,58 %), чем фтора (0,04—0,25 %) за исключением минералов из плагиоперидотитов. Суммарные концентрации фтора и хлора в постмагматических амфиболах, хлоритах и измененных биотитах не превышают 0,15 % при варьирующих пропорциях галогенов. Галогены также не установлены во вторичных цоизитах этих пород (см. табл. 39).

В значительной части флогопитов и биотитов более поздних сульфидсодержащих габброноритов хлор (0,11—0,51 %) преобладает над фтором (0,02—2,00 %), при этом хлор ассоциирует с фторапатитом (1,94—3,24 %

Элемент	1	2	3	4	5	6	
к	8,63	9,61	—	—	9,87	_	
Fe	48,70	46,12	_	_	48,10	_	
Ni	4,27	4,48	_	_	0,62	-	
Cu	2,42	2,71	_	_	7,85	_	
Co	1,05	1,01	_	_	0,42	_	
S	32,40	33,72	_	_	32,84	_	
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,05	
CI	1,32	1,20	1,10	1,15	1,27	0,90	

Таблица 38. Химический состав джерфишерита из магнезиального скарна Йоко-Довыренского массива, мас.%

Примечание. 1—6 — номера проанализированных зерен. Анализы выполнены на микроанализаторе MS-46 "Cameca" в БГИ СО РАН, аналитик Г. Н. Загузин, галогены определены на микроанализаторе JXA-5 в ИГиГ УрО РАН, аналитик В. А. Вилисов.

фтора и 0,22—1,07 % хлора). Для апатитов характерна зональность, по составу соответствующая генеральному для апатитов массива тренду понижения содержания хлора и повышения — фтора. Наличие зональности объясняется быстрым охлаждением маломощных дополнительных инъекций базитового расплава.

Полученные результаты во многом сходны с особенностями флюидсодержацих минералов Бушвельдского и Стиллуотерского массивов. Однако есть, по крайней мере, два существенных различия.

Во-первых, в изученных ранее объектах хлорапатиты, как и хлорфлогопиты, наблюдаются почти исключительно в ультраосновных породах и в нижних частях расслоенных серий ниже уровня платиноносных горизонтов (нижняя треть массивов). Для Йоко-Довыренского интрузива характерна хлорная специализация флюидсодержащих минералов всех пород, за исключением более поздних инъекций габброноритов.

Во-вторых, ранее хлорная специализация отмечалась для платиноносных расслоенных массивов лишь архейского возраста [Boudreau, McCallum, 1989], исходя из чего делались выводы, касающиеся дегазации мантии во времени и преимущественного нахождения платинометальных месторождений в древних расслоенных интрузивах. Полученные нами данные существенно расширяют эти временные рамки.

Содержания галогенов во флогопитах и биотитах свидетельствуют об относительно обогащенной хлором и обедненной фтором среде кристаллизации этих минералов при обогащении галогенами и, особенно фтором, по мере продвижения к кровле. Поскольку постмагматические амфиболы и хлориты, а также измененные флогопиты и биотиты обеднены галогенами, а вторичные прениты и цоизиты их вообще не содержат, маловероятно, чтобы хлор был привнесен циркулирующими метеорными водами. Более того, такие метеорные флюиды скорее должны выносить хлор [Nash, 1976].

Даже из относительно "сухих" магм, каким являлся и исходный расплав Йоко-Довыренского массива [Конников, 1986; Кислов, Бушляков, 1990], на поздней стадии их кристаллизации могут отделяться переносящие металлы флюиды [Ballhaus, Stumpf, 1986; Boudreau et al., 1986; Boudreau, McCallum, 1989]. Кристаллизация интеркумулусного расплава, по-видимому, может вызывать отделение исключительно богатого хлором флюида, растворяющего и

No	Порода)(Фтор		Хлор			
№ прооы		минерал	Колебание	Среднее	Колебание	Среднее		
1	2	3	4	5	6	7		
	Горизонт I							
Д47/ 1	Такситовый троктолит	Цоизит (2)	—	0,00	-	0,00		
Д48/1	Такситовое	То же (3)	—	0,00	-	0,00		
	оливиновое габбро	Пренит (4)	_	0,00	—	0,00		
Д59/3	Лейкогаббро	Биотит	—	0,00	0,160,22	0,19		
		Флогопит	-	0,00	0,07—0,14	0,12		
		Биотит	—	0,00	0,26—0,34	0,30		
		Цоизит	-	0,00	-	0,00		
д71/1	Оливиновый	Флогопит	_	0,00	0,33—0,35	0,34		
	габбро-пегматит	То же	0,08-0,11	0,10	0,080,09	0,08		
		*	0,14-0,16	0,15	0,14—0,15	0,15		
		Гидратированный биотит	0,04—0,16	0,06	0,04—0,08	0,06		
Д85/1	Анортозит	Цоизит (3)	- 1	0,00	0 - 1	0,00		
		Г	оризонт II			V.C.		
Д6-92	Офитовое	Биотит	0,02-0,12	0,07	012,-0,17	0,14		
	микрогаббро	То же	0,03—0,08	0,07	0,29—0,50	0,38		
		*	0,04—0,13	0,09	0,12-0,13	0,12		
		*	0,00—0,08	0,04	0,04—0,10	0,08		
		*	0,03—0,13	0,07	0,03—0,019	0,14		
		Гидратированный биотит	0,02—0,07	0,05	0,06—0,18	0,10		
		То же	0,03—0,07	0,05	0,06-0,07	0,07		
		Амфибол	0,02-0,11	0,07		0,01		
		Хлорит	0,01-0,11	0,07	-	0,02		
Д23-92	Такситовое габбро	Цоизит (2)		0,00	—	0,00		
Д72/4	Плагиолерцолит	Флогопит	0,15—0,19	0,18	—	0,10		
		То же	0,37—0,53	0,44	0,15-0,19	0,16		
		Хлорит по амфиболу	0,03—0,13	0,07	0,03—0,13	0,07		
Д81-92	Такситовое	Биотит	0,16—0,35	0,25	0,26—0,27	0,27		
	оливиновое габбро	То же	0,17—0,28	0,24	0,42—0,57	0,51		
		*	0,12-0,19	0,15	0,49—0,54	0,52		
		Цоизит (2)	—	0,00	—	0,00		
Д86-92	Такситовый норит	Биотит	- 1	0,07	- II	0,58		
		Цоизит (3)	l, — ,	0,00	. – .	0,00		
		Габбронс	ориты					
Д6-92	Кварцсодержащий	Флогопит	0,18-0,26	0,22	0,14-0,16	0,15		
	габбронорит	То же	0,21-0,30	0,25	0,23-0,34	0,29		
		*	0,14-0,24	0,19	0,19-0,25	0,23		
		*	0,31-0,38	0,33	0,29—0,44	0,33		
		Биотит	0,20-0,24	0,22	0,47—0,60	0,51		
		Апатит (центр)	1,90—1,97	1,94	0,99-1,10	1,06		
		Апатит (край)	1,93—2,22	2,03	0,93—1,21	1,07		

Содержание фтора и хлора в минералах из пород Йоко-Довыренского массива, мас.%

Таблица 39.

Окончание табл. 39

1	2	3	4	5	6	7
Д31-92	Габбронорит	Биотит	0,15-0,22	0,18	0,37—0,50	0,41
		То же	0,53—0,90	0,69	0,27-0,39	0,36
		Флогопит	1,63-2,27	2,00	0,10-0,12	0,11
		Апатит (центр)	3,03-3,36	3,21	0,73—0,89	0,81
		Апатит (край)	2,79-3,37	3,15	0,82-1,02	0,90
		То же (центр)	2,80-3,09	2,95	0,28—0,50	0,38
		» (край)	2,87-3,36	3,13	0,50-0,71	0,62
		*	2,48-2,91	2,72	0,62-1,00	0,85
		*	3,12-3,29	3,24	0,18-0,26	0,22
Д66-92	Кварцсодержащий габбронорит	Флогопит	0,18-0,26	0,22	0,14-0,15	0,15
		То же	0,21-0,30	0,25	0,23—0,34	0,29
		Биотит	0,14-0,24	0,19	0,19-0,25	0,23
		Апатит (центр)	1,901,97	1,94	0,99—1,10	1,06
		То же (край)	1,93-2,22	2,03	0,93—1,21	1,07
		Флогопит	0,31-0,38	0,33	0,29—0,44	0,33
		Биотит	0,20—0,24	0,22	0,47—0,60	0,51
Д 86/2	Габбронорит	Флогопит	0,11-0,15	0,14	0,33—0,35	0,34
		То же	0,12-0,17	0,15	0,23—0,27	0,26
		*	0,00-0,05	0,02	0,06-0,26	0,17
		*	0,10-0,17	0,14	0,30—0,31	0,31

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5 в ИГиГ УрО РАН, аналитик Л. К. Воронина. В скобках — число проанализированных зерен.

переносящего металлы, серу и щелочи по мере продвижения вверх сквозь толщу кумулуса. Повышение содержания хлора во флюиде может вызываться и процессами зонной очистки [Boudreau,McCallum, 1989], о реальности проявления которой свидетельствует широкое развитие гранобластоподобных структур перекристаллизации в анортозитах платиноносных горизонтов. Сформированный таким образом флюид благодаря своей низкой плотности мог подниматься сквозь интерстициальный расплав. При попадании в более горячие и менее насыщенные летучими компонентами участки флюид может растворяться в интеркумулусном расплаве. Поскольку основные магмы могут растворять лишь ограниченное количество серы, привнесение ее флюидом может привести к отделению сульфидного расплава, концентрирующего МПГ из поднимающихся флюида или интеркумулусного расплава.

Таким образом, в Йоко-Довыренском массиве выявлено "малосульфидное" платинометальное оруденение, впервые для плутонов дунит-троктолит-габбровой формации. Содержания благородных металлов достигают: Pt — 1,3, Pd — 4,9, Au — 3,2, Ir — 0,13, Rh — 0,07 г/т. В платиноносных анортозитах зафиксированы тетраферроплатина, туламинит, звягинцевит, масленицковит и мончеит. Тем не менее, оценка экономической значимости рудопроявления требует проведения геолого-разведочных работ.

Глава 4

ПЛАТИНОНОСНЫЕ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ АЛДАНО-СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ

4.1. Состояние изученности территории и платиновая минерализация в россыпях

В Алдано-Становой области широко развиты крупные докембрийские ультрабазит-базитовые массивы и платиноносные россыпи, в том числе и сперрилитовый тип россыпной платиновой минерализации [Поляков и др., 1994]. Это дало авторам основание отнести Алдано-Становую провинцию к районам, наиболее перспективным в отношении платинового оруденения. К числу наиболее известных и хорошо изученных массивов относится Лукиндинский (100 км²), Лучанский (100 км²), Веселкинский (50 км²) и, особенно, Чинейский пироксенит-анортозит-габброноритовый плутон (120 км²), в котором уже разведаны медные руды с высоким содержанием ЭПГ.

На Алдане при разработке золотоносных россыпей минералы платиноидов отмечались с давних времен [Высоцкий, 1933]. Наиболее значительными были находки платины в верховьях р. Учур и сперрилитовые россыпи с примесью "пористой" платины в верховьях р. Тимптон. Позднее были изучены известные и обнаружены новые россыпные проявления Алданского щита и Вилюйской синеклизы. Так, многие исследования посвящены россыпям платины в щелочно-ультраосновных массивах Кондер и Инагли [Платина..., 1962; Разин, 1970; Рудашевский и др., 1983; Шашкин, Ботова, 1989; Петрология..., 1994]. Результаты детального исследования россыпи на р. Вилюй [Округин, Рудашевский, 1985] показали, что платина там является высокородистой. Россыпи, в которых преобладает платина, изучены на участке Чыбыда-Тонгуо, на реках Кенкеме. Чара, а также в Центральном Алдане в Куранахском, Юхтинском и Верхнеякокутском рудных полях [Округин, Ким, 1992]. Россыпи Центрального Алдана связываются с мелкими базит-гипербазитовыми телами повышенной шелочности, а минералогический состав их близок к инаглинским россыпям, отличаясь типоморфными особенностями [Ким и др., 1991]. В аллювиальных отложениях Лены преобладают Os-Ir-Ru сплавы, а в Южно-Алданском районе, в долине р. Малый Танграк и Ытымджа, детально изучена сперрилитовая ассоциация [Ким и др., 1985], в которой кроме сперрилита и других МПГ присутствует чистая практически безжелезистая платина. Источником этих минералов являются метаморфизованные основные породы архейского возраста, обнажающиеся в бассейне р. Малый Танграк, в которых обнаружен сперрилит [Габышева и др., 1985].

В Становой области платиноиды отмечались еще в начале века [Высоцкий, 1933], как, например, в верховьях р. Бол. Ольдой, размывающей дунит-троктолит-габбровый Лукиндинский массив, в котором позднее было установлено присутствие сперрилита [Меняйлов, Набоко, 1936]. Платина как примесь к шлиховому золоту отмечалась в системах рек Осежина, Гилюй, Баган, Уланга, Арби, Хаимкан, в ключах Черемошкин, Богомоловский и др. В руч. Худгера было выбрано 1,5 кг сперрилита с незначительной долей самородной Рt. В ручьях Орлиный и Амкан кроме платины наблюдался осмистый иридий [Высоцкий, 1933]. Таким образом, платиноиды Становой области представлены различными минеральными типами и широко распространены по плошади, что отражено в многочисленных геологических отчетах. В зоне БАМа Г. И. Туговиком, В. Г. Моисеенко, В. И. Кирасировой и др. выделено несколько типов платинометального оруденения, описаны многочисленные МПГ и получены первые микрозондовые анализы Pt-Fe и Os-Ir-Ru твердых растворов, самородной Pt, куперита и лаурита. По данным Ю. Н. Припутнева и Т. Л. Припутневой минералы платиноидов в большом количестве намывались в Дамбукинском, Сугджарском и других золотоносных районах. Наши исследования при поддержке местных геологов А. А. Федорченко, Т. Л. Припутневой, С. Г. Батурина в Алдано-Становой области позволили выявить и изучить минералогические особенности двух ассоциаций МПГ: сперрилитовой и рутениридосминовой.

Сперрилитовая ассоциация выявлена в Центрально-Алданском районе, где ранее были известны только платиновые россыпи. К ней относятся россыпи рек Бол. Куранах и Правый Нимгер. В Становой области сперрилитовая ассоциация изучалась нами в Верхнезейском районе, на территории деятельности прииска Дамбуки, где PtAs₂ отмечался издавна. Это бассейны рек Бол. Могот, Ульдегит, Унаха, в россыпях рек Бол. Горгань и Бол. Бургули, а также россыпи р. Уркима, размывающей с северо-запада дунит-троктолитгаббровый Лукиндинский массив.

Отличительная особенность сперрилитовой ассоциации в Алдано-Становой области — присутствие в ней кроме сперрилита других платиновых минералов. в том числе высокопробной безжелезистой платины, которая, на наш взгляд, является типоморфным признаком. Во-первых, в россыпях она встречается совместно с PtAs, и, во-вторых, образуется по PtAs, путем деарсенизации, о чем свидетельствуют взаимоотношения сперрилита и платины, отражающие последовательное замещение первого второй. Этот же вывод подтверждают находки сперрилита с каймой тонкозернистого агрегата, состоящего из PtAs, и Pt в аллювии р. Ытымджа [Ким и др., 1985]. Из других МПГ в сперрилитовой ассоциации отмечаются куперит, мончеит, брэггит — минералы, типичные для парагенезиса МПГ габброидных массивов. Это является косвенным признаком связи сперрилитовой ассоциации с габброидами, тем более что высокопробная платина была описана в рудах рифа Меренского [Kingston, El-Dosuky, 1982; Tarkian, 1987]. Недавно такая же платина была обнаружена в хромититах Улорского массива в Туве [Агафонов и др., 1993; Самородные металлы..., 1993], что абсолютно несвойственно для данной ситуации. Однако это не противоречит взгляду на происхождение ее по сперрилиту, тем более что сперрилит также отмечался в Улорском массиве. Хромититы, в которых сперрилит преобладает, в литературе описаны — шотландские офиолиты [Prichard et al., 1986].

Состав сперрилита из различных россыпей сперрилитовой ассоциации соответствует стехиометрии и постоянно содержит микропримесь Rh, не превышающую 0,13 мас. %. Для некоторых россыпей в сперрилите фиксируется примесь Se (табл. 40). Куперит из россыпей рек Бол. Куранах и Бол. Бургули содержит 5—7 мас. % Pd, а брэггит отличается от известных составов низким содержанием Ni и в одном из образцов (см. табл. 40) присутствием Se (1,27 мас. %). Куперитовый минал PtS в брэггите из россыпи р. Бол. Бургули составляет 40 %, что, согласно экспериментальным данным, свидетельствует о высокой температуре (более 800 °C) образования этого минерала [Cabri et al., 1978]. Самородная платина во всех исследуемых россыпях сперрилитовой ассоциации имеет комковатую форму зерен, пористую их структуру и в
Таблица 40. Состав минералов сперрилитовой ассоциации из россыпей Алдано-Становой области и прилегающих территорий, мас.%

№ п/п	Россыпь	Pt	Pd	Rh	Ni	S	Te	Sb	Se	As	Сумма	
	Сперрилит (PtAs.)											
1		56.25	0.00	0.08	0.00	0.00		hi	0.40	42.14	99.87	
2	pr zem merer	56.04	0.00	0.13	0.00	0.00	_	_	0.39	41.58	98.14	
3		56.15	0.00	0.10	0.00	0.00	_	_	_	43.77	100.02	
4	р. Уркима	56,70	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	_	44,36	101,06	
5		56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	_	0,00	_	43,52	99,52	
6	р. Бол. Бургули	55,35	0,00	0,09	0,00	0,00	_	-	0,00	43,72	99,07	
7		55,66	0,00	0,11	0,00	0,00	—	°	0,00	43,52	99,29	
8	р. Куранах	55,81	0,00	0,16	_		—	_	0,38	42,82	99,17	
9	р. Нимгер	56,28	0,00	0,08	-		-		0,39	43,10	99,85	
				Мон	ичеит (PtTe ₂)						
10	р. Гилюй	41,49	1,01			_	54,78	0,11		0,09	97,48	
11		43,22	0,00	_	_	_	55,15	0,08	_	0,08	98,53	
				Ky	перит	(PtS)						
12	р. Бол. Бургули	76,49	7,10	0,12	0,00	15,66		_	0,00	0,00	99,37	
13	р. Куранах	76,22	5,31	0,00	_	16,77	0,00		0,00	0,00	98,30	
				Брэт	тит (Р	d,Pt)S						
14	р. Бол. Бургули	44,34	36.52	0.00	0.30	18,14		_	1.27	0.00	100.57	
15	F SF	46,77	34,73	0,00	0,54	18,72		_	0,00	0,00	100,76	

Примечание. Анализы выполнены в ОИГГМ СОРАН на микроанализаторе "Camebax", аналитик О. Н. Майорова. Прочерк — элемент не определялся.

основном стерильна от примесей или содержит их (Rh, Fe, Cu) в сотых долях процента, в сумме не превышающих 0,5 %. Иногда фиксируются следы мышьяка, как результат неполной деарсенизации сперрилита.

Несмотря на ряд косвенных признаков связи сперрилитовой ассоциации с габброидными формациями, достоверных коренных источников в областях развития сперрилитовых россыпей Алдано-Становой области в большинстве случаев не обнаружено. Исключением являются изученные Г. А. Габышевой и другими сперрилитсодержащие метаморфизованные основные породы вблизи сперрилитовой россыпи на р. Танграк в Южно-Алданском районе [Ким и др., 1985] и дунит-троктолит-габбровый массив Лукинда, размываемый с северозапада р. Уркима, в котором также отмечался PtAs, [Меняйлов, Набоко, 1936].

Рутениридосминовая ассоциация выявлена в бассейнах рек Гарь-1, 2, Джелтулак, находящихся в районе развития усть-депских офиолитов [Батурин, Боровик, 1988], и является достоверным и ярким представителем рутениридосминовой ассоциации типа А. Среди МПГ преобладают рутениридосмины, часто в срастании с осмиридом и изоферроплатиной. Последняя в подчиненном количестве присутствует и в виде самостоятельных зерен. Также обнаружены единичные зерна сперрилита. Сплавы Os, Ir, Ru образуют пластинчатые и таблитчатые кристаллы, величина которых достигает 3 мм. Состав их типичен для офиолитовых гипербазитов и образует рутениевый тренд в системе Os-Ir-Ru

Рис. 43. Состав твердых растворов Os, Ir—Pt, Ru из россыпей:

1 — рек Гарь-1 и 2 (усть-депские офиолиты); 2 — бассейна р. Уркан; 3 — р. Бол. Бургули. Пунктирной линией соединены составы центральной части (ц) и края (к) зонального зерна, сплошной — точки сосуществующих фаз.

(рис. 43). Кроме того здесь присутствует Pt, концентрация которой наибольших значений достигает в осмиридах (11,44 мас. %, табл. 41). Можно наблюдать структуры распада между гексагональной и кубической фазами. При этом коэффициент распределения Ru между



ними 1,35 (в среднем из 10 пар срастаний). Состав в пределах одной фазы постоянен или редко изменяется на единицы процентов, кристаллизационный тренд от центра к краю кристалла обедняется осмием в пользу рутения и иридия (см. рис. 43). Ассоциирующая с рутениридосминами платина по составу большей частью относится к изоферроплатине (Pt₃Fe) с неравномерным распределением примесей Os, Cu, Rh, Pd (см. табл. 41), достигающих нескольких процентов. Среди этих зерен встречаются природные многокомпонентные сплавы на основе платины: Pt₄₁Ru₂₂Fe₁₈Ir₉Rh₆Cu₂Os₂ и Pt₅₅Ru₁₅Fe₁₅Ir₂Rh₅Cu₁₅Os₁Pd_{0.5}. Такие соединения довольно редки. Минералы подобного состава найдены в россыпях Витватерсранда в Южной Африке [Feather, 1976] и объясняются как продукт фракционирования Pt-Fe от Os-Ir-Ru сплавов. Составы платино-железистых соединений из Усть-Депской офиолитовой зоны согласуются с трендом фракционирования, предложенным Фишером (рис. 44). Включения в минералах очень редки: отмечены идиоморфные кристаллики лаурита (RuS₂) в рутениридосминах и включение куперита (PtS) в изоферроплатине. Наблюдаются вторичные изменения, характерные для Os-Ir-Ru твердых растворов, — это каймы, сложенные ирарситом с некоторой долей холингвортитового компонента. Наряду с ними среди вторичных продуктов изменения обнаружена ранее не отмеченная не названная фаза (Ir,Os)₇S₃ с небольшой примесью Ru, Fe и Cu (Си до 2,7 мас. %). Во всех случаях это каймообразные выделения в крае зерен осмистого иридия.

Таким образом, рутениридосминовая ассоциация МПГ в аллювии рек Гарь-1 и 2, расположенных в зоне развития усть-депских офиолитов, по минералогическим особенностям относится к типу А, т. е. обладает типоморфными признаками, типичными для офиолитов. Однако по сравнению с другими рассмотренными нами рутениридосминовыми ассоциациями Алтае-Саянской области (россыпи рек Золотая, Балыкса, руч. Вертолетный), минералы ЭПГ рек Гарь-1 и 2 чаще всего представляют собой двухфазные срастания, где в равновесии находятся либо рутениридосмин с осмиридом, либо рутениридосмин с изоферроплатиной. Отмечен единственный случай трехфазного парагенезиса. При этом Pt₃Fe содержит некоторую примесь Ir и Rh, что приближает ее по свойствам к платиновым сплавам аляскинского типа. В свою очередь, осмирид является высокоплатинистым: концентрация Pt, Fe, Cu в нем значиТаблица 41.

Минералы системы Os—Ir—Ru из россыпей рек Гарь-1 и 2, Уркан и Бол. Бургули, мас. %

	Docchurt	Ir	00	Du	D+	Dh	Cu	Ea	Cunad
1	2	3	4	5	6	7	8	0	10 10
	-			0	0	,	0	,	10
		P	утенирид	осминова	я ассоциа	ция			
1 1	р. Гарь-1. 2	37.57	56.11	4.97	1.12	0.60	0.04	0.14	100.55
2		55.88	30.59	3.93	7.57	1.22	0.00	0.70	99.89
3		37,71	54.76	4,98	1,98	0.55	0.01	0.26	100.25
4		42,09	56,21	1.27	0.28	0.19	0.03	0.26	100.33
5		61,16	35.63	0.90	1.31	0.27	0.00	0.33	99.60
6		23,77	54,19	21,66	0,09	0,29	0,06	0,07	100,13
7		52,36	32,64	1,98	9,89	1,24	0,01	0,70	98,82
8		58,52	33,09	2,01	5,03	1,03	0,00	0,41	100,09
9		42,59	51,72	3,80	1,16	0,55	0,01	0,27	100,10
10		42,68	44,50	10,50	2,04	0,56	0,00	0,13	100,41
11		55,66	26,39	7,21	9,14	1,09	0,00	0,28	99,77
12		24,17	40,94	28,69	4,42	2,48	0,06	0,08	100,84
13		27,77	31,66	32,54	5,10	3,29	0,02	0,10	100,50
14		52,50	33,49	4,69	7,34	0,35	0,04	1,14	99,55
15		53,17	28,82	4,89	11,37	0,49	0,06	1,27	100,10
16		59,00	32,93	2,01	5,72	0,44	0,00	0,48	100,58
17		41,20	53,72	3,11	1,05	0,23	0,02	0,29	99,62
18		31,65	36,82	26,01	5,17	1,22	0,05	0,17	101,09
19		38,94	38,66	16,44	4,36	1,06	0,04	0,43	99,93
20		26,87	72,66	0,79	0,22	0,07	0,07	0,13	100,86
21		53,38	31,47	6,11	6,78	0,52	0,00	1,01	99,29
22		34,39	36,92	23,57	4,00	1,18	0,08	0,24	100,40
23		55,52	27,20	4,06	11,44	1,47	0,03	0,20	99,93
24		53,61	32,54	1,54	10,95	0,99	0,00	0,30	99,93
25		39,51	52,94	7,41	0,00	0,02	0,04	· 0,34	100,26
26		51,47	26,47	5,67	12,34	1,95	0,01	1,16	99,07
27		38,75	49,43	8,43	2,21	0,96	0,07	0,23	100,08
28		36,13	30,80	27,35	4,03	1,44	0,05	0,30	100,10
29		36,21	35,10	24,10	2,73	1,32	0,03	0,25	99,74
30		31,49	32,53	29,12	5,33	1,55	0,04	. 0,18	100,24
31		37,16	46,47	13,19	2,14	1,16	0,04	0,34	100,50
32		54,88	19,53	9,65	11,49	2,79	0,05	0,85	99,25
33		30,16	38,61	25,88	3,93	1,58	0,06	0,17	100,39
34		30,72	38,37	24,95	5,04	1,17	0,05	0,14	100,44
35		51,39	27,98	6,26	11,30	1,14	0,04	1,06	99,32
36		37,64	51,93	7,06	2,13	0,46	0,07	0,22	99,55
37		51,22	31,84	4,82	9,09	0,58	0,03	0,73	98,31
38		38,61	52,47	5,74	2,23	0,28	0,02	0,22	99,57
39	р. Уркан	22,28	78,61	0,30	0,00	0,00	0,07	0,12	101,38
40		19,77	50,28	31,56	0,03	0,29	0,05	0,08	102,03
41		38,02	52,83	5,72	1,77	1,66	0,00	0,19	100,19
42		23,17	25,46	44,60	2,44	4,81	0,11	0,91	101,80
43		22,05	40,52	29,97	6,79	1,85	0,00	0,09	101,27
44		30,87	31,01	34,82	3,60	0,57	0,08	0,25	101,20

Окончание табл. 41

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
45	р. Уркан	65,04	24,27	2,51	3,97	1,57	0,07	1,57	99,31
46		38,63	49,33	8,98	1,97	0,73	0,00	0,20	99,84
47		34,76	43,48	18,41	2,97	0,86	0,00	0,27	100,76
48		17,91	49,58	25,00	7,22	1,60	0,00	0,07	101,38
49		59,65	25,57	5,79	7,94	0,83	0,07	0,49	100,52
50		35,38	61,06	2,62	1,28	0,25	0,00	0,16	100,75
51		43,85	46,50	8,17	0,95	0,36	0,00	0,29	100,12
52		40,02	53,08	5,49	1,00	1,12	0,05	0,36	101,19
53		11,47	80,39	7,86	0,93	0,00	0,00	0,00	100,65
54		33,07	67,42	1,45	0,00	0,14	0,00	0,00	102,08
55		65,03	25,33	0,56	6,96	0,95	0,11	0,46	99,50
56	р. Бол. Бургули	44,82	50,75	3,17	0,27	0,29	0,00	0,83	100,13
57		40,52	56,70	1,81	0,40	0,29	0,00	0,12	99,84
58		39, 00	56,19	2,81	1,10	0,67	0,00	0,21	99,98
59		42,69	54,98	1,97	0,26	0,14	0,00	0,10	100,14
60		20,33	43,61	35,97	0,00	0,00	0,00	0,00	99,91
61		65,41	29,89	1,43	2,72	0,44	0,00	0,19	100,08
62		28,94	68,56	2,09	0,00	0,00	0,00	0,11	99,70
63		62,04	34,92	1,86	0,74	0,08	0,00	0,32	99,96
64		42,91	53,58	2,48	0,00	0,05	0,00	0,25	99,27
65		28,56	32,28	33,14	4,21	2,15	0,00	0,10	100,44
66		56,97	28,86	7,32	5,16	0,86	0,00	0,29	99,46
67		30,32	30,83	31,66	4,01	2,34	0,00	0,19	99,35
68		29,65	31,35	31,36	4,47	2,41	0,00	0,17	99,41
69		36,24	36,74	22,51	2,70	0,58	0,00	0,28	99,05
70		36,57	37,11	20,84	2,11	0,77	0,00	0,39	97,79
71		62,45	34,23	1,55	0,60	0,05	0,00	0,24	99,12
72		34,42	34,60	26,63	2,06	0,68	0,00	0,09	98,48
73		39,09	36,38	19,56	2,00	1,13	0,00	0,50	98,66

тельно выше, чем, например, в образцах руч. Вертолетный, рек Золотая и Балыкса, и сопоставима с платиной из массивов аляскинского типа (границы трехфазного парагенезиса исследуемых образцов совпадают с таковыми из Файфилда [Slansky et al., 1991]). Точка распада между Pt₃Fe и Ir, Os, Ru лежит на изотерме сольвуса, соответствующей 800 °C (рис. 45), т. е. температура кристаллизации МПГ усть-депских офиолитов одна из самых высоких среди рудноформирующих систем. Судя по отсутствию сульфидов ЭПГ (за исключением единичных редких включений лаурита), а также по наличию фаз (Ru,Os)₇S₃, в которых ярко выражен дефицит серы, можно заключить, что усть-депские офиолиты формировались в условиях низкого потенциала серы.

По типоморфным особенностям к этому же типу можно отнести *россыпи* бассейна р. Уркан, где также преобладают минералы Os, Ir, Ru, большей частью гексагональная их разновидность, составы которых на треугольной диаграмме Os—Ir—Ru образуют рутениевый тренд (см. рис. 43). В пределах одного зерна состав фазы постоянен. Примеси распределены неравномерно. Содержание Pt в рутениридосмине колеблется от 0,0 до 7,94 %. Концентрация Rh в одном из



Рис. 44. Состав изоферроплатины из россыпей рек Гарь-1 и 2 в системе Fe, Cu—Pt, Pd, Rh—Os, Ir, Ru.

Вектор соответствует тренду фракционирования составов по данным С. Feather [1976] на примере твердых растворов из пород Витватерсранда.

образцов достигает 4,8 % (см. табл. 41), что является необычным для этих минералов. Кроме рутениридосмина в россыпи присутствуют платино-железистые сплавы и сперрилит. Единичные анализы Pt-Fe сплавов показали, что присутствует как изоферроплатина, так и железистая платина со сред-

ним содержанием Fe около 5 мас. %. Одно из зерен представлено палладистой платиной и имеет состав Pt₆₁Pd₁₈Fe₁₅Rh₂₁Ir₂Cu₁Ru₁. Все выделенные минералы самостоятельно проявлены в россыпи, не обнаружено никаких срастаний между ними. В МПГ отсутствуют включения и вторичные изменения, так характерные для других подобных ассоциаций.

Рутениридосмин и лаурит в преобладающем количестве встречаются также на р. Бол. Бургули, где выше была отмечена сперрилитовая ассоциация. Предполагается наложение двух ассоциаций: сперрилитовой и рутениридосминовой, связанных с различными коренными источниками. Этой точки зрения мы придерживаемся, хотя не исключен факт феномена сопряжения этих двух "несовместимых" парагенезисов в едином источнике. Для твердых растворов Os, Ir и Ru, встречающихся в Бургулинской россыпи, характерны все признаки принадлежности их к гипербазитам офиолитовых комплексов, имеет место рутениевый тред составов различных индивидов при постоянстве состава в пределах одного зерна. Коэффициент распределения Ru между находящимися

в равновесии гексагональной и кубической фазами равен 1,34. Среди

Рис. 45. Псевдотройная фазовая диаграмма системы Pt, Fe, Cu—Os, Ru—Ir, Rh [по E. Slansky et al., 1991].

Изотермы соответствуют температурам распада двойных систем. Точки составов образцов из россыпей: 1 — Гарь-1 и 2, 2 р. Золотая, 3 — руч. Вертолетный, 4 — Аляска, 5 — Файфилд [по E. Slansky et al., 1991]. Линии внутри диаграммы ограничивают трехфазные поля.



примесей, характерных для рутениридосминов и осмиридов, отмечаются Pt до 5,16, Rh до 2,41, Fe до 0,83 мас.% (см. табл. 41). Первично-магматические включения в Os-Ir-Ru сплавах отсутствуют, но типичны пустотки, иногда заполненные Ir-, Rh-содержащей изоферроплатиной. Платино-железистые сплавы, условно относимые нами к рутениридосминовой ассоциации, принадлежат в основном к изоферроплатине с обычными для нее примесями Rh, Pd, Cu, Ni (см. табл. 41), но наряду с этим присутствует иридистая разновидность Pt₃Fe (Ir до 4,4 мас.%), хонгшит (PtCu) и редкие природные сплавы на основе платины: $Pt_{0,42}Cu_{0,31}Pd_{0,21}Fe_{0,03}Ni_{0,02}$ — в виде самостоятельного зерна в россыпи и $Pt_{0,49}Pd_{0,35}Fe_{0,16}$ — в виде включения в изоферроплатине. Обе эти россыпи (реки Уркан, Бол. Бургули) находятся в пределах Монголо-Охотского складчатого пояса с выходами гипербазитовых тел, которые могли быть источниками россыпей рутениридосминовой ассоциации и, судя по минералогическим критериям, эти ультрамафиты должны быть гипербазитами офиолитового типа.

4.2. Перспективные на платиновые металлы ультрабазит-базитовые массивы

Чинейский массив расположен в западной части Алданского щита среди терригенных протерозойских пород Удоканского прогиба и представляет собой крупный лополит расслоенных габброидов. На современной дневной поверхности породы массива занимают около 120 км². Наиболее подробное описание геологического строения массива, его состава и рудоносности содержится в обобщающих работах Э. Г. Конникова [1986], Б. И. Гонгальского и Н. А. Криволуцкой [1993]. Кроме преобладающих габброноритов и габбро различной меланократовости в его составе присутствуют анортозиты, пироксениты и титаномагнетитовые руды. Наиболее характерной петрохимической особенностью Чинейского массива является широкая изменчивость содержания железа и кремния в слагающих его породах (рис. 46). Вполне очевидно, что такие вариации состава пород могли быть обусловлены только фракционированием титаномагнетита.

Платиноносность Чинейского массива связана с проявленной здесь сульфидной минерализацией. Последняя встречается в разных его частях, но наиболее богаты сульфидами породы нижнего контакта интрузива с вмещающими его песчаниками удоканской серии. Сульфиды наблюдаются здесь в виде вкрапленности в габброидах и других магматических породах, а также в виде гнезд, линз, жил и рассеянной вкрапленности в ороговикованных и метасоматически измененных песчаниках в непосредственной близости от контакта. В соответствии с этим обычно выделяют эндо- и экзоконтактовые руды. Все типы руд Чинейского массива имеют существенно медный состав и бедны никелем. Доля меди в сумме Сu и Ni всегда более 90 %, хотя соотношение этих металлов в разных типах руд различно. Первые сведения о повышенном содержании ЭПГ и присутствии минералов палладия и платины в рудах Чинейского массива опубликованы H. H. Морозовой и В. Д. Бегизовым [1978]. Впоследствии различные аспекты платиноносности массива изучались многими исследователями [Трунева, 1982; Трунева, Качаровская, 1985; Конников и др., 1987; Криволуцкая, 1986; Гонгальский, Криволуцкая, 1993, 1994].

Нами получены новые данные о составе руд Чинейского массива и о распределении в них благородных металлов (табл. 42). Содержание благородных металлов в экзоконтактовых рудах явно зависит от содержания сульфидов в руде. Только богатые сульфидные руды содержат наиболее высокие концентрации ЭПГ, Au и Ag, однако и в них распределение благородных



Рис. 46. Соотношения суммарного Fe в виде Fe_2O_3 и SiO₂ для пород Чинейского массива:

1 — средние составы породных групп по данным Э. Г. Конникова [1979] и Л. И. Шабалина, В. Н. Шарапова [1981]; 2 — оригинальные анализы [Гонгальский, Криволуцкий, 1993].

металлов весьма неравномерное. Встречаются линзы сплошных халькопиритовых руд с относительно низким содержанием благородных металлов (обр. 24 и 25), в то же время максимальные количества Pd и P1 зафиксированы в руде с пониженным содержанием сульфидов (см. табл. 42, обр. 16). В эндоконтактовых рудах благородные металлы распределены более равномерно. В сульфидной фазе экзо- и эндоконтактовых руд содержание благородных металлов сопоставимо и составляет в среднем (r/т): Pd = 10,8 и 8,9, Pt = 1,0 и 3,0, Rh = 0,1 и 0,3, Au = 1,4 и 3,8, Ag = 88 и 83 соответственно. Сравнивая эти цифры, видим главные отличия экзо- и эндоконтактовых руд. Последние относительно богаче Pt, Rh и Au, но беднее Pd и Ag. Различия хорошо заметны также на графике распределения нормированных по хондриту содержаний благородных металлов в сульфидной фазе руд Чинейского массива (рис. 47). Сравнение с рудами месторождений массива Садбери и Талнахского рудного поля показывает, что распределение благородных металлов в рудах Чинейского массива типично для

Габлиц	(a 42.	Co,	цержание	компонент Чинейско	тов в сульф го массива	ридных ру	дах		
№ обр.	Cu	Ni	Co	S	Pd	Pt	Rh	Au	Ag
			r.	Экзоконта	товые руд	ы			
12	20.70	0.000	0.0130	18 65	1 28	1 08	0.036	2 70	57.00
16	9 20	0.081	0,0130	8 40	17.40	1 80	0,030	0.42	47.00
17	30,50	0 170	0,0032	26 36	13 70	0.51	0,170	0,42	46.00
22	32 10	0.036	0,0230	27.27	0.60	0,02	0,025	0,55	17.00
24	34 40	0.042	0.0021	25 74	2.06	0,02	0,010	0,55	25.00
2.5	33 30	0.046	0.0035	26.32	2,00	0,02	0,005	0,25	20,00
104	29 20	0.028	0.0024	26,80	11 20	1 45	0,002	1 50	160.00
111	18 70	0.038	0,0024	17.80	1 80	0.27	0,110	0.57	86.00
31	1.90	0.040	0.0051	1.76	2.24	0.15	0,300	0.15	2 60
59A	3,80	0.084	0.0080	3.70	4.12	0.25	0,020	0,15	4 50
0,111	0,00	0,001	1 0,0000	5,70	1,1.2	0,20	0,014	0,17	1 4,00
			3	Эндоконта	ктовые руд	ы			
5	4,20	0,056	0,0110	4,68	1,50	0,69	0,009	1,12	15,00
82A	1,70	0,100	0,0160	4,75	1,00	0,58	0,009	0,28	7,50
49	0,12	0,014	0,0160	0,57	0,24	0,048	0,005	0,10	1,20
35	0,48	0,047	0,0070	1,13	0,46	0,20	0,010	0,38	2,60
38	0,17	0,063	0,0200	2,16	0,17	0,15	0,005	0,11	2,20
69	0,63	0,083	0,0180	2,83	0,54	0,06	0,008	0,18	5,00
89	1,01	0,066	0,0160	1,81	0,60	0,23	0,120	0,13	6,00
109A	1,13	0,055	0,0090	1,91	0,58	0,06	0,002	0,14	5,40
57	0,87	0,052	0,0100	1,36	0,56	0,06	0,008	0,16	5,00
160	1,52	0,094	0,0120	2,85	0,56	0,09	0,016	0,18	5,00
163A	1,45	0,080	0,0110	2,55	0,56	0,14	0,013	0,11	7,40
			Tr	итаномагне	титовая ру	ида			
166	0,40	0,078	0,0280	0,93	0,22	0,06	0,007	0,19	2,00
				Ксеноли	г в габбро				10
161	0,80	0,160	0,0690	11,60	1,48	0,12	0,180	0,42	1,40

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН, аналитики Н. Я. Аксенова, И. М. Фоминых, Е. В. Коковкина и В. Г. Цимбалист (благородные металлы). Содержания Сu, Ni, Со и S приведены в мас.%, благородных металлов — в г/т.

руд Cu-Ni месторождений. Чинейские руды богаче Au и Pd, чем руды месторождений Садбери, и сопоставимы с ними по содержанию Pt и Rh.

Результаты определений изотопного состава серы в разных типах руд приведены в табл. 43. В совокупности с опубликованными ранее материалами [Конников, 1986] эти данные свидетельствуют, что экзо- и эндоконтактовые руды не отличаются друг от друга по изотопному составу серы. В тех и других содержание тяжелого изотопа ³⁴S по большинству определений укладывается в интервале от 1 до 3 %. Такой же состав имеет сера из вмещающих сланцев (рис. 48). Это позволяет сделать вывод, что экзо- и эндоконтактовые руды имели один и тот же источник серы. Учитывая, что признаки ассимиляции магмой вмещающих пород проявлены в Чинейском массиве вполне отчетливо [Конников, 1979, 1986], можно считать, что наиболее вероятным источником серы для сульфидных руд были вмещающие осадочные породы.



Рис. 47. Нормированное по хондриту распределение Rh, Pt, Pd и Au в эндоконтактовых (1) и экзоконтактовых (2) рудах Чинейского массива (содержание благородных элементов пересчитано на 100 % сульфидов).

Талнах — средний состав массивных руд Талнахского рудного поля [Дистлер, 1994], Садбери — средний состав сульфидных руд месторождений Литл-Сотби-1 и 2 [Налдретт, 1984].

Наблюдаемые отличия в составе экзо- и эндоконтактовых руд, вероятно, обусловлены различным механизмом рудоотло-

жения: из магматического расплава для эндо- и из высокотемпературного флюида — для экзоконтактовых руд.

Минералы благородных металлов изучались в рудах Чинейского массива многими исследователями. Упоминается более 10 минералов Pd и Pt [Гонгальский, Криволуцкая, 1993], однако лишь некоторые из них надежно установлены и подтверждены микрозондовыми анализами. В эндоконтактовых рудах выявлены меренскит (PdTe₂), майченерит (PdBiTe) и садберит (PdSb), а также золото, кюстелит и аргентопентландит [Морозова, Бегизов, 1978]. Из экзоконтактовых руд проанализированы сперрилит, медистая платина и необычные соединения Pd, Au и Te [Трунева и др., 1985]. Учитывая, что для выделения минералов халькопиритовые руды обрабатывались М. Ф. Труневой с соавторами при температуре 600 °С, есть основания предполагать, что экзотические фазы Pd и Au возникли при высокотемпературной обработке руд. Не исключено, что и медистая платина образовалась в результате преобразования сперрилита.

N® oб₽	Типы руд	8345. %	
Ne 00p.		0 01 /00	20
17	Экзоконтактовые	2,90	
24	халькопиритовые руды	2,40	
104	1	1,00	
83	Перидотит с вкрапленностью сульфидов	1,70	
38	Габброиды с вкрапленностью	6,90	
89	сульфидов	1,80	
109A		2,00	
163		2,80	

Таблица 43. Изотопный состав серы в сульфидных рудах

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН, аналитик А. П. Перцева.

Рис. 48. Гистограмма состава изотопов серы для сульфидных руд и вмещающих сланцев Чинейского массива (по данным табл. 43 и материалам Э. Г. Конникова [1986]).

В аллювии руч. Рудный, размывающего сульфидные руды в восточной части Чинейского массива, установлены сперрилит, паоловит (Pd₂Sn), изомертиит (Pd₁₁Sb₂As₂), стибиопалладинит (Pd_sSb₂) и мертиит-II (Pd₈Sb₃) [Кривенко и др., 1995]. Здесь же выявлены сплавы Ац и Ад, образующие почти непре-



рывный ряд с содержанием Ад от 36 до 78 мол. %.

Дополнительно нами изучена благороднометальная минерализация экзоконтактовых руд Чинейского массива. Богатые сульфидами брекчиевидные руды (см. табл. 42, обр. 17), образующие крупное гнездо среди метаморфизированных песчаников, сложены преимущественно халькопиритом. В подчиненном количестве в руде присутствуют пирротин, пентландит, миллерит, никелин, кобальтин, герсдорфит, галенит, сфалерит, а также впервые выявленный в рудах Чинейского массива гюбнерит. В тяжелом концентрате из протолочки в этой руде обнаружены фрудит (PdBi₂), соболевскит (PdBi), сперрилит, мертиит-II (Pd₈Sb₃), паоловит (Pd₂Sn) и майченерит (PdBiTe).

Фрудит здесь является наиболее распространенным минералом палладия. Наблюдаются срастания его с соболевскитом, Аu-Ag сплавами, халькопиритом, никелином и хлоритом. Отмечаются также каймы пентландита вокруг зерен фрудита. Иногда в хлорите вдоль контакта его с фрудитом содержатся мельчайшие вростки фрудита в виде шлейфа. Состав этого минерала точно соответствует формуле PdBi,, изоморфные примеси практически отсутствуют (табл. 44). Соболевскит, как правило, находится в составе тройного парагенезиса с фрудитом, Ац и Ад. Висмут в соболевските частично замещается сурьмой и теллуром, причем максимальных концентраций Sb (2,92 мас. %) достигает в соболевските, содержащем вростки Pd-Sb фазы (см. табл. 44). Мертиит-II встречается в виде ксеноморфных выделений в соболевските и мелких многочисленных включений в краевой части зерна никелина. Состав мертиита приведен в табл. 45 и близок составу мертиита-II из аллювиальных отложений руч. Рудный [Кривенко и др., 1995]. Сперрилит в виде хорошо ограненных кристалликов находится в срастании с халькопиритом. Майченерит и паоловит образуют очень мелкие выделения, недоступные для микрозондового анализа. Первый из них включен в кобальтин, второй находится в ассоциации с фрудитом и халькопиритом. В элементном спектре паоловита фиксируется примесь As. Сплавы Au-Ag соответствуют электруму и кюстелиту (табл. 46).

Минералы ЭПГ из вкрапленных сульфидных руд, выделенные из концентрата протолочки обр. 16 (см. табл. 42), отличаются от минерализации сплошных эндоконтактовых руд в основном другим соотношением минеральных фаз. Сперрилит составляет около 70 % от всей совокупности минералов ЭПГ. Фрудит, стибиопалладинит и Sb-соболевскит встречаются примерно в равных количествах. В единичных случаях отмечаются паоловит и майченерит. Рудные

	Чинейского массива, мас. %											
№ п/п	Pd	Bi	Sb	Te	Сумма							
	Фрудит (РdВі ₂)											
1	19.73	78.71	0.00	0.35	98.79							
2	19,74	78,97	0.00	0.12	98.83							
3	20.17	79.27	0.00	0,41	99.85							
4	20.14	79.58	0.00	0.08	99.81							
5	19.56	79.01	0.00	0.28	98.85							
6	19.02	79.48	0.00	0.00	98.50							
7	18.82	79.85	0.00	0.26	98.93							
8	18,96	79.57	0.00	0.07	98.60							
9	18,47	79.96	0.00	0.00	98.43							
10	19.46	80.32	0.00	0.00	99.79							
11	19.05	78 72	0,00	0,00	97 77							
	19,00	10,12		0,00	21,11							
		Соболевск	ит (PdBi)		l .							
12	34,22	65,13	0,23	0,00	99,58							
13	34,87	65,40	0,40	0,17	100,84							
14	34,53	61,58	2,92	0,19	99,22							
15	34,94	62,24	1,62	0,99	99,78							
		Стибиособолев	скит Pd(Bi,Sb)									
16	38,10	39,71	20,75	0,26	98,82							
17	37,44	41,43	18,90	1,09	98,86							
18	37,46	42,21	18,63	0,83	99,13							
19	37,58	42,29	17,94	1,50	99,3 1							
20	38,03	41,53	19,06	1,26	99,86							
21	37,38	46,30	14,87	1,11	99,66							
22	37,52	43,07	16,60	1,95	99,14							
23	37,90	40,95	17,65	1,88	98,38							
24	38,19	40,28	18,35	2,06	98,88							
25	37,57	43,08	16,15	2,02	98,82							
26	37,44	40,37	19,35	1,20	98,36							
27	36,09	47,83	13,51	0,67	98,10							
28	35,96	48,83	12,94	0,65	98,38							
29	37,81	40,37	19,05	0,63	97,86							

Состав минералов системы Pd—Bi—Sb—Te из руд

Примечание. Анализы выполнены в ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск) на микроанализаторе "Camebax", аналитик Л. Н. Поспелова. 1—5, 16—29 — из вкрапленных, 6—15 — из сплошных экзоконтактовых руд.

Таблица 44.

Габлица 4	5.	Состав минер Чиней	ралов Pd-Sb и ского массива,	Pd-Sn из руд мас.%	ι.	
№ п/п	Pd	Pb	Sb	As	Sn	Сумма
	(K.	Стиби	опалладинит (Н	² d ₅ Sb ₂)		V.
1	68,74	0,07	30,25	0,34	0,00	99,40
2	68,42	0,14	30,17	0,27	0,00	99,00
3	69,30	0,00	29,70	0,45	0,00	99,45
4	68,14	0,11	29,67	0,55	0,00	98,47
5	68,07	0,11	29,58	0,93	0,00	98,69
		Me	ртиит-II (Pd ₈ S	b ₃)		
6	70,30		24,00	2,74	-	97,91*
		П	аоловит (Pd ₂ Si	n)		
7	67,47	0,00	2,14	8,82	23,82	102,25
8	65,38	0,00	3,62	1,10	30,88	100,98
9	64,10	0,00	2,21	0,08	34,09	100,48
10	65,85	0,00	14,79	0,12	19,03	99,79

Примечание. Анализы выполнены в ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск) на микроанализаторе "Camebax", аналитик Л. Н. Поспелова. 1—5, 7—10 — из вкрапленных, 6 — из сплошных экзоконтактовых руд.

* В сумму входит 0,87 мас. % Ві; Те, Рt, Сu, Ni, Ві — не обнаружены.

минералы, находящиеся в парагенезисе с платиноидами, представлены халькопиритом, маухеритом, арсеногаухекорнитом, гесситом, соединением (Ni, Bi), Au-Ag сплавами и самородным Pb.

Сперрилит представлен идиоморфными кристаллами иногда в срастании с халькопиритом, маухеритом или Sb-соболевскитом. Состав двух зерен PtAs, определен на микрозонде (мас.%): Pt — 54,98, 54,97; As — 44,01, 44,13; Pd — 0,33, 0,11; Ni — 0,29, 0,21; S — 0,06, 0,02; сумма — 99,67, 99,44. Фрудит наиболее часто ассоциирует со Sb-соболевскитом или выступает в качестве включений в арсеногаухекорните. По составу он идентичен фрудиту сплошных руд (см. табл. 44) и отличается от последнего другим парагенезисом и наличием в ряде случаев вторичного изменения, выраженного образованием кайм серого цвета неизученного состава, с низкой отражающей способностью. Стибиопалладинит образует устойчивый парагенезис с арсеногаухекорнитом, располагаясь в матрице последнего как в виде мелких вростков, так и более крупных выделений. Состав Sb-палладинита постоянный, фиксируется в нем небольшая примесь As и Pb (см. табл. 45). Арсеногаухекорнит близок по составу к таковому из сплошных руд [Гонгальский, Криволуцкая, 1993], но содержит меньше Sb (см. табл. 46). Паоловит в сульфидных рудах встречается редко и отличается непостоянным составом. В срастании с фрудитом он имеет высокую концентрацию As (As-паоловит, см. табл. 45, № 7). Также обнаружено зерно Pd₂Sn, одна часть которого содержит небольшую примесь Sb, другая — характеризуется максимальной его концентрацией (Sb-паоловит, см. табл. 45, № 10). Анализы паоловита из вкрапленных экзоконтактовых руд дополняют и продолжают изоморфный ряд Pd₂Sn — Pd_{5+x}Sb_{2-x}, представленный из россыпной ассоциации Чинейского массива, где паоловит широко распространен [Кривенко и др., 1995].

Таблица 46.

Состав Ац-Ад сплавов из шлихов и руд Чинейского массива, мас. %

№ п/п	Au	Ag	Pd	Другие примеси	Сумма	Атомная формула
1	73,18	23,04	0,30	1,31 Bi	97,83	Au _{62 5} Ag _{35 0} Bi _{1 1} Pd _{0 5}
2	74,76	29,27	0,25		98,30	Au _{63.4} Ag _{36.1} Pd _{0.5}
3	74,69	23,47	0,07		98,23	Au _{63.5} Ag _{36.4} Pd _{0.1}
4	71,96	25,35	0,00		97,31	Au _{60.8} Ag _{39.1} Pd _{0.1}
5	71,71	26,59	0,14		98,44	$Au_{59,5}Ag_{40,3}Pd_{0,2}$
6	72,32	27,02	0,18		99,52	Au _{59,3} Ag _{40,4} Pd _{0,3}
7	71,12	27,58	0,13		98,83	Au _{58,4} Ag _{41,4} Pd _{0,2}
8	66,24	28,18	0,71	2,13 Bi	97,26	Au _{54.7} Ag _{42.5} Pd _{1,1} Bi _{1,7}
9	69,05	28,42	0,08		97,55	Au _{57,0} Ag _{42,9} Pd _{0,1}
10	68,92	28,81	0,06		97,79	Au _{56,7} Ag _{43,2} Pd _{0,1}
11	69,54	29,70	0,07		99,31	Au _{56,1} Ag _{43,8} Pd _{0,1}
12	68,86	30,29	0,13	0,27 Bi	99,55	Au _{55,2} Ag _{44,4} Pd _{0,1} Bi _{0,3}
1 3*	69,03	30,24	0 ,0 0		99,27	Au _{55,5} Ag _{44,5}
14	67,95	30,64	0,06	0,21 Hg	98,86	Au _{54,7} Ag _{45,0} Pd _{0,1} Hg _{0,2}
15	66,86	32,06	0,14		99,06	Au _{53,2} Ag _{46,6} Pd _{0,2}
16	67,16	32,21	0,11		99,48	Au _{53,2} Ag _{46,6} Pd _{0,2}
17	67,19	31,74	0,18		99,11	Au _{53,6} Ag _{46,2} Pd _{0,2}
18	65,68	34,05	0,09		99,82	Au _{50,1} Ag _{48,6} Pd _{0,1}
19	63,76	34,11	0,13	0,16 Bi	98,16	Au _{50,4} Ag _{49,3} Pd _{0,2} Bi _{0,1}
20	64,87	34,60	0,09		99,56	Au _{50,6} Ag _{49,3} Pd _{0,1}
21*	62,80	34,82	0,00		97,62	Ag _{50,4} Au _{49,6}
22	63,88	36,16	0,19		100,23	Ag _{50,7} Au _{49,0} Pd _{0,3}
23	62,07	37,71	0,00		99,78	Ag _{52,6} Au _{47,4}
24*	59,96	38,80	0,00	0,13 Bi	98,89	Ag _{54,1} Au _{45,8} Bi _{0,1}
25	58,19	42,14	0,11	0,16 Hg	100,60	Ag _{56,8} Au _{43,0} Pd _{0,1} Hg _{0,1}
26	56,08	45,02	0,09		101,19	Ag _{59,4} Au _{40,5} Pd _{0,1}
27	50,13	50,82	0,08	0,17 Hg	101,20	Ag _{64,8} Au _{35,0} Pd _{0,1} Hg _{0,1}
28	46,86	51,95	0,10		98,91	Ag _{66,9} Au _{33,0} Pd _{0,1}
29	42,21	57,72	0,09		100,02	Ag _{71,3} Au _{28,6} Pd _{0,1}
30	41,13	58,33	0,07		99,53	Ag _{72,1} Au _{27,8} Pd _{0,1}
31	41,12	58,54	0,13		99,78	Ag _{72,1} Au _{27,8} Pd _{0,1}
32	40,12	59,34	0,05		99,51	Ag _{72,9} Au _{27,0} Pd _{0,1}
33	38,95	61,77	0,05		100,77	Ag _{74,3} Au _{25,6} Pd _{0,1}
34	33,48	66,77	0,10	0,53 Hg	100,88	Ag _{78,1} Au _{21,5} Hg _{0,3} Pd _{0,1}

Примечание. Анализы выполнены в ОИГТМ СО РАН (г. Новосибирск) на микроанализаторе "Camebax", аналитик Л. Н. Поспелова. 1—20 — электрум, 21—34 — кюстелит, звездочкой обозначены образцы из сплошных экзоконтактовых руд, остальные — из аллювиальных отложений руч. Рудный. Pt, Rh, Cu, Te, Sb, As — не обнаружены, Bi и Hg — в указанных пробах.

Таблиц	a 47.	Сост	Состав арсеногаухекорнита и маухерита из руд Чинейского массива, мас. %									
№ п/п	Bi	Ni	Pb	Co	Fe	S	As	Pd	Сумма			
			Арсен	огаухекор	нит (Ni ₉ Bi	AsS ₈)						
1	24,04	42,68	1,11	2,26	0,77	23,72	2,62	0,00	100,20			
2	24,43	43,44	1,22	2,54	0,65	23,90	3,59	0,00	99,77			
3	27,03	43,19	0,17	2,44	0,58	23,60	3,11	0,00	100,96*			
4	26,82	44,27	0,22	1,36	0,78	23,63	3,00	0,00	100,08			
				Маухерит	(Ni ₁₁ As ₈)							
5	0,00	50,07	0,00	0,30	0,00	0,10	48,37	0,87	99,71			
6	0,00	49,07	0,00	0,29	0,00	0,10	48,21	0,81	98,48			
7	0,00	50,38	0,00	0,26	0,00	0,08	48,43	0,79	99,94			
8	0,00	50,65	0,00	0,32	0,00	0,11	48,45	0,54	100,97			
9	0,00	50,15	0,00	0,39	0,00	0,13	48,49	1,09	100,25			
10	0,00	49,40	0,00	0,31	0,00	0,09	48,30	0,82	98,92			

Примечание. Анализы выполнены в ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск) на микроанализаторе "Camebax", аналитик Л. Н. Поспелова.

* В сумму входит 0,82 мас. % Sb, в остальных образцах Sb не анализировалась. Pi, Te, Sn, Cu — не обнаружены.

Интерес представляет минерал промежуточного состава между соболевскитом и садберитом, где садберитовый минал (PdSb) составляет от 31 до 47 мол. % (см. табл. 44). В пределах одного зерна состав постоянный. Между PdSb и PdBi существует ограниченная изоморфная смесимость [Журавлев и др., 1962] и составы, обнаруженные нами, свидетельствуют о кристаллизации Sb-соболевскита при температуре выше 470 °C.

Маухерит — один из распространенных минералов изучаемых вкрапленных руд. В срастании с ним не обнаружено минералов ЭПГ, но сам маухерит в качестве изоморфной примеси постоянно содержит Pd в количестве 0,5— 1 мас.% (см. табл. 46). Именно этот уникальный факт может объяснить несоответствие преобладания Pd над Pt в обр. 16 (см. табл. 42), тогда как ведущим минералом ЭПГ в пробе этого образца является сперрилит. Сплавы Au-Ag во вкрапленной руде встречаются реже, чем в сплошной, единичные знаки которого отмечены в срастании с As-гаухекорнитом и Sb-палладинитом.

Благороднометальная минерализация руч. Рудный, размывающего сульфидное оруденение в восточной части Чинейского массива, представлена главным образом сперрилитом и Au-Ag сплавами, в меньшей степени паоловитом и значительно реже Pd-Sb соединениями [Кривенко и др., 1995]. Интересен тот факт, что медистая платина, описанная М. Ф. Труневой и др., не обнаружена в россыпи, тогда как самородная платина обладает, наряду со сперрилитом, максимальной способностью к россыпеобразованию. Это еще раз подчеркивает неоднозначность выделения медистой платины в Чинейских рудах [Трунева и др., 1984].

Как в массивных, так и во вкрапленных экзоконтактовых рудах золотосеребряные сплавы встречаются редко и обычно их выделения приурочены к палладиевым минералам, но в россыпи руч. Рудный они составляют значительную часть тяжелого концентрата и находятся там в виде обособленных слабоокатанных зерен или в срастании с гидрогетитом и кварцем. Иногда золотины содержат мелкие включения фрудита или соболевскита — минералов, которые

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Ппп	P ₂ O ₅	Сумма
Г3035	48,34	0,083	30,83	1,01	<0,03	1,49	14,75	2,65	0,10	0,78	<0,03	100,03
Г3051	33,16	0,201	9,12	13,32	0,183	38,73	0,57	<0,30	0,11	3,78	<0,003	99,16
Г3052	38,05	0,046	1,24	11,32	0,172	40,73	0,46	<0,30	0,04	6,74	<0,03	98,79
Г3054	38,37	0,049	0,82	12,39	0,180	40,93	0,31	<0,30	0,03	6,10	<0,03	99,18
Г3056	38,44	0,061	1,15	11,24	0,170	41,10	0,39	<0,30	0,04	6,51	<0,03	99,09
Г3057	38,53	0,088	1,15	11,13	0,183	41,31	0,40	<0,30	0,04	6,66	<0,03	99,50
Г3058	38,05	0,057	1,23	10,27	0,160	42,53	0,49	<0,30	0,08	6,50	<0,03	99,38
Г3059	37,57	0,060	1,24	10,80	0,166	42,13	0,39	<0,30	0,06	7,20	<0,03	99,62
Г3060	38,13	0,108	1,24	11,07	0,165	41,37	0,89	<0,30	0,07	6,19	<0,03	99,24
Г3064	38,03	0,071	1,38	11,78	0,182	42,11	0,56	<0,30	0,06	5,47	<0,03	99,64
Г3066	39,71	0,145	9,19	10,63	0,168	26,85	5,29	<0,30	0,10	7,70	<0,03	99,79
Г3067	41,00	0,053	15,57	8,93	0,144	20,13	7,48	<0,30	0,10	6,31	<0,03	99,72
M16-93	46,61	0,153	19,88	7,86	0,116	12,36	10,15	1,84	0,14	0,76	<0,03	99,88
M17-93	46,55	0,140	21,60	6,29	0,097	11,75	10,93	2,05	0,13	0,50	<0,03	100,04
C14/148	50,16	0,321	20,80	3,32	0,065	7,46	14,82	2,56	0,14	0,38	0,031	100,06
260	45,42	0,131	29,11	2,49	0,035	5,90	14,67	1,63	0,11	0,50	<0,03	99,99
20/3	46,54	0,204	23,33	5,55	0,086	9,97	11,21	2,29	0,14	0,78	<0,03	100,11
33/3	44,27	0,103	27,70	3,35	0,042	8,70	13,50	1,24	0,11	1,02	<0,03	100,03
116/1	41,55	0,042	16,29	6,17	0,090	22,88	7,78	0,81	0,13	4,33	<0,03	100,06
Б/153	46,94	0,394	18,18	7,44	0,101	10,49	12,27	2,40	0,17	1,76	<0,03	100,13
Б-84	49,80	0,268	18,81	5,66	0,103	9,69	12,26	2,99	0,19	0,36	<0,3	100,14
Б-74	38,63	0,133	2,97	14,86	0,207	31,40	3,66	<0,30	0,10	8,20	<0,03	100,17
Б-59	46,22	2,357	18,58	12,36	0,174	5,67	9,30	4,18	0,26	0,80	0,411	100,32

Таблица 48. Химический состав пород Лукиндинского массива, мас.%

Примечание. Анализы выполнены методом РФА в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН, аналитик Н. М. Глухова.

самостоятельно в россыпи не сохраняются, несмотря на частое преобладание их в рудах. Характерной особенностью Чинейского золота является его низкопробность. Серебро составляет от 36 до 78 ат. %. Электрум и кюстелит распространены приблизительно в равных количествах. Отмечается небольшая примесь Pd и в некоторых случаях — Bi и Hg (табл. 47).

Выполненное исследование показало, что медные руды Чинейского месторождения в пересчете на 100 % сульфидов содержат около 12 г/т ЭПГ, 1,4—3,8 г/т Аи и более 80 г/т Аg. Эндо- и экзоконтактовые руды отличаются по составу, причем последние обогащены Cu, Pd и Ag, но в меньшем количестве содержат Pt, Rh и Au. Форма концентрации ЭПГ в экзо- и эндоконтактовых рудах различна. В эндоконтактовых рудах, судя по литературным данным [Морозова, Бегизов, 1978], преобладают соединения Pd с Te и Bi при подчиненном количестве Pd-Sb фаз. В экзоконтактовых рудах наиболее широко развиты соединения Pd с Bi и Sb при незначительной роли теллуридов палладия. Выявленный в экзоконтактовых рудах богатый сурьмой соболевскит свидетельствует об относительно высокой температуре образования руд (более 470 °C). Несмотря на обилие минеральных фаз палладия, значительная часть его присутствует в рудах в виде изоморфной примеси в арсенидах никеля. Платина во всех типах руд представлена главным образом сперрилитом.

Лукиндинский массив. Описанию петрологии, сульфидного медно-никелевого и хромитового оруденения Лукиндинского массива посвящено большое количество публикаций [Щека, 1969; Балыкин и др., 1981, 1982; Протерозой-

ские... формации..., 1986; и др.], поэтому здесь мы приведем только краткую характеристику его строения и состава. Массив расположен в западной части Алдано-Становой области в пределах Джелтулакской структурно-формационной зоны, где прорывает нижнепротерозойские амфиболизированные габброиды, амфиболиты и древнестановые гранитогнейсы. Это контрастно дифференцированный плутон, вытянутый в виде эллипса с запада на восток с площадью выхода не менее 70 км². Западная наиболее эродированная его часть сложена породами нижней расслоенной серии — троктолитами и оливиновыми габбро с прослоями дунитов и анортозитов. Здесь же, в тектоническом клине, вскрыт блок дунитов, представляющий собой фрагмент нижней кумулятивной зоны интрузива, к которому приурочены проявления хромититов. В восточной части тела развиты породы верхней расслоенной серии: габбро, габбронориты с маломощными прослоями пироксенитов. Бедная, преимущественно вкрапленная сульфидная медно-никелевая минерализация приурочена главным образом к низам троктолит-оливингаббровой зоны. Химический состав пород характеризуется высокой магнезиальностью и глиноземистостью при крайне низких содержаниях титана, фосфора и щелочей (табл. 48), с отчетливо проявленным оливин-плагиоклазовым (троктолитовым) трендом дифференциации (рис. 49). Лукиндинский массив является типичным представителем дунит-троктолитгаббровой формации. Массивы этой формации (Йоко-Довыренский в Северном Прибайкалье, Дулут в США, Лонгвуд в Новой Зеландии и др.) характеризуются наличием платинометального оруденения малосульфидного (стиллуотерского) типа.

Начиная с 1958 г. в пределах Лукиндинского массива проводятся поисковые работы на медно-никелевые руды и хромиты, при этом часть проб анализи-



Рис. 49. Диаграмма Al₂O₃—MgO для Лукиндинского массива:

1 — дуниты и плагиодуниты; 2 — троктолиты и оливиновые меланогаббро; 3 — анортозиты; 4 — клинопироксениты, вебстериты, меланогаббро; 5 — габбро и габбронориты; 6 — дайки мелкозернистых габбро. Название минералов см. на рис. 14.

ровалась на содержание платины. Практически во всех пробах платина не обнаружена. Однако в 1962 г. В. И. Арефьевой и др. пробирно-спектральным анализом бороздовых проб участка "Сульфидный" определена платина до 3 г/т. В рудах этого же участка С. А. Щека [1969] в аншлифах описал тонкие вростки платиноидов, состав которых не определялся.

Работы по исследованию платиноносности Лукиндинского массива проводились авторами в 1993 г. и направлены были главным образом на изучение и опробование нижней троктолит-оливингаббровой зоны, вмещающей известные сульфидные и хромитовые проявления, а также сульфидно-хромитовые рудопроявления в блоке дунитов. Сульфидное оруденение, судя по высоким содержаниям никеля в оливинах ранних дифференциатов (табл. 49), вероятно, связано с наиболее ранним массовым отделением сульфидов, которые могли служить коллекторами платиновых металлов. На диаграмме (рис. 50) составы оливинов из вкрапленных руд участка "Сульфидный" соответствуют тренду составов минерала из пород массива, что, видимо, отражает сингенетическую природу оруденения. Более железистый состав оливинов из руд участка "Центральный" при достаточно высоком содержании никеля может указывать на

№ пробы	MgO	FeO	NiO	SiO ₂	f
				10	
9/3	46,64	11,46	0,19	40,88	12,10
12/3	43,82	13,88	0,34	40,76	14,80
17/3	48,14	10,71	0,23	40,67	11,20
33/3	45,03	12,44	0,30	40,97	13,20
116/1	42,45	14,64	0,41	40,81	16,00
C9/120	42,11	14,97	0,21	40,88	16,80
Г3030	42,70	14,84	0,43	40,60	16,50
Г3031	43,51	14,24	0,38	40,61	15,60
Г3036	42,55	14,62	0,41	40,78	16,00
Г3041	34,97	21,19	0,38	40,45	25,00
Г3042	41,10	15,96	0,31	40,72	17,70
Г3043	35,97	20,86	0,23	40,30	24,60
Г3046	35,46	20,46	0,40	40,62	24,10
Г3051	49,48	9,97	0,31	40,46	10,20
Г3052	47,11	11,43	0,28	40,66	12,00
Г3054	46,22	11,84	0,28	40,81	12,20
Г3056	46,34	11,69	0,27	40,84	12,20
Г3057	47,26	11,29	0,32	40,66	12,00
Г3058	47,69	10,85	0,30	40,73	11,30
Г3059	48,66	10,49	0,31	40,52	11,00
Г3060	47,62	11,04	0,32	40,65	11,30
Г3062	50,75	8,52	0,39	40,66	8,70
Г3063	48,47	10,29	0,31	40,70	10,40
Г3064	47,39	11,17	0,27	40,70	11,90
Г3069	44,16	13,13	0,41	40,90	14,10

Таблица 49. Состав оливинов из пород Лукиндинского массива, мас.%

Примечание. Анализы выполнены в ОИГГМ СОРАН на микроанализаторе "Camebax", аналитик Л. Н. Поспелова. Са — не обнаружен, SiO₂ — рассчитан из стехиометрических соотношений компонентов, f — железистость.

Рис. 50. Зависимость содержания никеля в оливинах от их железистости для пород (1) и вкрапленных руд Лукиндинского массива — участок "Сульфидный" (2), "Центральный" (3). Использованы анализы из работы П. А. Балыкина и др. [1981].

рудных зон, обычно секущих первичную расслоенность пород. Руды этого участка нередко имеют прожилкововкрапленные и гнездовые (в габбро-пегматитах) текстуры, обычно характерные для эпигенетического оруденения.

С целью изучения платиноносности западной части Лукиндинского массива был пройден профиль, пересекающий массив с юга на север, с магнито-

метрическими наблюдениями и геохимическим поинтервальным (10 м) опробованием коренных обнажений и делювиально-элювиальных свалов. Всего по профилю длиной 5,7 км отобрано около 800 проб, которые проанализированы на Pt и Pd сцинтилляционно-спектральным методом. Также были опробованы рудные зоны по старым горным выработкам и керну скважин, пробуренных ранее на участках сульфидного оруденения.

Ni_{O/I}, г/т

3000-

По результатам сцинтилляционно-спектрального анализа промышленные концентрации ЭПГ не выявлены. Данные атомно-абсорбционного анализа проб с повышенными содержаниями приведены в табл. 50, из которой видно, что

суммарное содержание платиноидов в оруденелых троктолитах и анортозитах не превышает 100 мг/т при содержаниях Pt — 17—46 и Pd — 10—35 мг/т. Отметим, что в сульфидных рудах отношение Рt к Рd обычно больше единицы и достигает 7,6 в сульфидсодержащих хромититах (см. табл. 50, обр. Г3062 и Г3063). В сульфидных рудах возрастание количества сульфидов обычно сопровождается увеличением содержания Pd, что видно из данных табл. 50 и диаграммы (рис. 51). По данным С.А. Шеки [1969]. в гнездово-прожилковых рудах содержания никеля могут достигать 1,6 % и меди — 1,1 %, такие руды могут содержать повышенные концентрации Pd. Отметим, что

Рис. 51. Зависимость Pt/Pd от содержания Си для сульфидных руд (точки) и хромитовых прослоев (кружки) Лукиндинского массива.







0

Δ

Δ

Δ

o



		породах и ру	дах луклядаг	ского массива		
№ пробы	Ni	Co	Cu	Cr	Pt	Pd
	instance of the					g - 1900
9,3	0,16	0,013	0,016	0,059	18,00	5,40
9,5	0,45	0,0078	0,38	0,048	41,00	35,00
9,6	0,33	0,0051	0,24	0,074	40,00	27,00
12,3	0,30	0,0054	0,25	0,081	39,00	21,00
17,3	0,37	0,0058	0,34	0,071	26,00	24,00
33,3	0,060	0,0020	0,006	0,051	-	-
116/1	0,10	0,0065	0,005	0,016	_	
C9/120	0,16	0,013	0,031	0,17	21,00	18,00
1'3030	0,27	0,0051	0,19	0,027	46,00	19,00
1'3031	0,28	0,0041	0,20	0,034	30,00	17,00
1'3034	0,29	0,0048	0,19	0,051	18,00	21,00
13035	0,025	<0,0007	0,019	<0,004	-	-
1'3036	0,032	<0,0007	0,017	<0,004	-	-
Г3038	0,33	0,014	0,072	0,047	-	-
Г3039	0,43	0,017	0,12	0,040	-	_
1'3041	0,15	0,0044	0,13	0,040	-	-
Г3042	0,21	0,0048	0,14	0,050	-	_
Г3043	0,15	0,0075	0,21	0,009	-	_
Г3044	0,021	0,0034	0,029	0,025	-	-
Г3045	0,046	0,0034	0,055	0,062	-	-
Г3046	0,13	0,0037	0,078	0,068	-	-
Г3047	0,26	0,0051	0,20	0,065	-	-
Г3048	0,43	0,0078	0,52	0,004	-	_
Г3051	0,28	0,010	0,051	3,40	-	_
Г3052	0,19	0,013	0,006	0,40	_	_
Г3054	0,20	0,013	0,016	0,37	-	_
Г3056	0,21	0.011	0,001	0,40	-	_
Г3062	0,22	0,0061	0,005	8,00	50,00	6,60
Г3063	0,22	0,0061	0,010	7,40	20,00	8,60
Г3064	0,24	0,013	0,010	0,44	-	_
Г3066	0,088	0,0092	0,010	0,11		_
Г3067	0,067	0,0068	0,005	0,018	_	_
Г3068	0,32	0,0051	0,24	0,031	37,00	24,00
Г3069	0,44	0,0061	0,35	0,053	41,00	33,00
M2-93	0,22	0,0061	0,15	0,016	_	_
M12-93	0,095	0,0044	0,061	0,040	_	8,10
Б20-93	—	—	—	—	45,00	50,00
Б37-93	—	—	—	—	30,00	10,00
Б42-93	_	—	—	—	27,00	60,00
Б47-93	—	—	_	—	24,00	9,00
Б48-93	_	—	-	—	22,00	15,00
Б49-93	_	—	—	—	28,00	28,00
Б50-93	_	—	—	—	20,00	19,00
Б52-93	—	—	—	—	27,00	35,00
Б53-93	—	—	—	—	32,00	33,00
Б54-93	—	—	—	-	23,00	15,00
Б60-93	—	_	—	—	17,00	_
Б62-93	-	—	—	—	22,00	7,90
Б63-93	-	—	—	-	24,00	26,00

Таблица 50. Содержание цветных (мас.%) и благородных (мг/т) металлов в породах и рудах Лукиндинского массива

Примечание. Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН, аналитики Н. Я. Аксенова и В. Г. Цимбалист (Pt, Pd). Прочерк — элемент не определялся.

Лукиндинского массива										
№ пробы	S, %	δ^{34} S, ‰	№ обр.	S, %	δ ³⁴ S, ‰					
Г3030	0,71	0,10	Г 30 44	0,11	_					
Г3031	0,72	-0,60	Г3046	0,31	0,10					
Г3034	0,61	0,90	Г3063	0,14	-					
Г3035	0,12	_	Г3069	1,24	0,20					
Г3038	1,80	0,70	M2-93	0,63	0,30					
Г3041	0,54	0,30	M12-93	0,20	-					

Таблица 51. Содержание и изотопный состав серы в рудах Лукиндинского массива

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН, аналитик Е. В. Коковкина (S) и А. П. Перцева (δ^{34} S, %).

из всех проанализированных проб сульфидных руд Pt и Pd (не менее 10 мг/т) обнаружены примерно в половине. Большая часть из них характеризует оруденение линейной зоны участка "Сульфидный".

Изучение изотопного состава серы из разных рудопроявлений Лукиндинского массива показало близость его к метеоритному стандарту (табл. 51). Вероятно ожидать значительных масштабов медно-никелевого оруденения, связанного с процессом сульфуризации, в данном случае не следует. Перспективным направлением поисков платиновых металлов для Лукиндинского массива может быть изучение более высоких частей разреза в центральном и восточном его блоках с целью обнаружения малосульфидного горизонта, аналогичного платиноносному "рифу" в Йоко-Довыренском массиве.

Относительно повышенные содержания платины отмечены в линзе сульфидсодержащих хромититов из дунитов кумулятивной зоны (см. табл. 50, обр. Г3062). Также повышенные концентрации платиноидов (до 450 мг/т Рt и 33 мг/т Pd) определены в монофракциях рассеянного хромита из пород нижней части разреза интрузива. Таким образом, интерес в отношении ЭПГ представляет также сульфидно-оксидный тип минерализации, распространенный в кумулятивной зоне, сложенной дунитами и плагиодунитами в западной части Лукиндинского массива.

Веселкинский лерцолит-вебстерит-габброноритовый массив расположен в юго-западной части Амурской области в верховьях р. Средний Уркан и представляет в плане вытянутое в субширотном направлении тело эллипсоидальной формы 8×3 км (рис. 52). В структурном плане он находится в пределах Урканского блока, сложенного преимущественно докембрийскими комплексами и относится к Становой складчато-блоковой системе Алдано-Станового щита Сибирской платформы [Мартынюк, 1983; Красный и др., 1993] или к северо-восточной окраине Северо-Забайкальской складчато-блоковой системы [Моисеенко и др., 1992]. На карте региона БАМ м-ба 1:500 000 породы Веселкинского массива отнесены к раннепротерозойскому лукиндинскому комплексу. По А. Н. Неелову, проводившему исследования в этом районе, центральная часть интрузии ($5,5 \times 1$ км) сложена перидотитами с оторочкой амфиболовых пироксенитов и пироксеновых амфиболитов мощностью 0,3—0,7 км. В периферических частях массива распространены габбронориты и роговообманковые габбро, в краевых — амфиболизированные породы, что связывается с воздействием позднеархейских древнестановых гранитоидов. Исходя из этого возраст массива считается верхнеархейским.



Рис. 52. Схема геологического строения Веселкинского массива. Составили Р. Н. Ахметов, И. В. Бучко [1992]:

1 — четвертичные отложения; позднеархейские образования: 2 — граниты и плагиограниты гнейсовидные, 3—9 — породы расслоенного Веселкинского массива: 3 — переслаивание горнблендитов, плагиогорнблендитов и амфиболитов, 4 — диориты с прослоями габброноритов, 5 — габбро роговообманковое с прослоями габброноритов, горнблендитов, плагиоклазовых горнблендитов, оливин-пироксеновых амфиболитов, отдельные горизонты магнетитовых габбро, 6 — пироксениты роговообманковые, оливин-роговообманковые с прослоями пироксенитов, амфиболитов, роговообманковых габбро, габброноритов, 7 — дуниты серпентинизированные, роговообманковые перидотиты, оливиновые горнблендиты, ортопироксениты, 8 — горизонты хромитовых оливинитов с прослоями оливин-хромитовой руды, 9 — горизонт магнетитового габбро; 10 — амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы; 11 — разрывные нарушения; 12 — проявления платиноидов; 13 места взятия проб на силикатный анализ и их порядковые номера (см. табл. 52); 14 — линии геолого-геофизических профилей.

В районе массива проведены геологическая, аэрофизическая и гравиметрическая съемки м-ба 1:200 000, в центральной его части, на площади 2 км², поисковые работы м-ба 1:10 000 на медно-никелевые руды, не выявившие промышленных концентраций этих металлов. Платиноносность Веселкинского массива установлена Р. Н. Ахметовым и И. В. Бучко в 1991 г. [Ахметов, Бучко, 1992] и подтверждена нашими совместными работами 1992 г., в результате которых также были уточнены геологическое строение массива, состав дифференциатов и формационная его принадлежность. Массив изучался путем пересечения детальными профилями субмеридионального направления с систематическим отбором проб, образцов и магнитометрическими наблюдениями с шагом 2—10 м.

Разломами, маркированными диоритовыми порфиритами мезозойского возраста, Веселкинский массив разбит на серию блоков, смещенных относительно друг друга (см. рис. 52). Асимметричные графики аномалий магнитного поля по данным аэромагнитной съемки и магниторазведки и элементы залегания вмещающих пород позволяют предполагать, что слагающие массив породы

Таблица 52.

Химический состав пород Веселкинского массива, мас.%

Номер		SiO ₂ TiO	TiO	Al-Or	Fe-Oa	FeO	ΜπΟ	MgO	CaO	Na O	K-0	Πηη	P.O.	Сумма
п/п	пробы	6102	1102	12203	10203	100	Mile	MgO	Cau	11420	K20	111111	P 205	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	1007/10	33,40	0,86	5,54	8,59	10,43	0,17	27,60	3,01	0,35	0,05	5,01	0,02	95,03
2	1013/25	34,40	0,02	0,40	16,49	4,26	0,18	32,65	0,48	0,19	0,01	10,95	0,04	100,07
3	1007/11	34,60	0,99	5,53	9,87	9,47	0,17	24,58	4,09	0,30	0,11	4,72	0,02	94,45
4	1012/14	34,80	0,04	0,38	17,10	4,01	0,12	32,10	0,37	0,28	0,04	10,59	0,03	99,86
5	1012/19	35,50	0,03	0,38	15,04	5,79	0,12	32,55	0,31	0,19	0,04	10,06	0,04	100,05
6	1013/17	39,70	0,40	2,34	9,13	7,06	0,22	29,15	4,68	0,99	0,07	6,21	0,04	99,99
7	1013/5	44,10	0,67	3,75	6,97	6,51	0,16	26,30	7,00	0,74	0,11	3,78	0,04	100,13
8	1013/19	47,00	0,54	3,40	1,82	9,27	0,15	22,00	13,50	0,54	0,07	1,41	0,03	99,73
9	1007/5	48,30	0,67	4,42	2,14	7,87	0,14	21,15	12,62	1,05	0,19	1,19	0,03	99,77
10	1009/9	49,50	0,59	3,93	1,84	7,52	0,15	18,70	16,08	0,52	0,04	0,91	0,01	99,79
11	1007/7	50,30	0,58	3,77	2,78	8,30	0,17	20,40	12,29	0,75	0,03	0,28	0,02	99,67
12	1013/20	51,20	0,38	3,34	4,02	8,17	0,19	25,90	4,17	0,65	0,07	1,79	0,02	99,90
13	1012/22	43,70	1,90	7,81	6,05	6,87	0,14	19,55	10,17	1,34	0,39	2,20	0,06	100,18
14	1012/7	46,10	1,05	5,48	6,62	5,50	0,14	19,20	11,67	1,72	0,24	2,24	0,06	100,02
15	12/24	48,10	0,79	4,39	2,41	6,29	0,14	17,90	17,60	0,61	0,12	0,84	0,03	99,22
16	12/23-2	48,20	0,74	4,07	2,73	5,71	0,16	19,40	16,35	0,58	0,08	1,78	0,03	99,83
17	12/25	49,90	0,62	4,17	3,64	5,55	0,17	20,05	12,80	0,55	0,13	1,42	0,04	99,04

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
18	1008/46	50,00	0,64	4,86	1,94	5,92	0,13	16,45	18,20	0,73	0,12	1 ,02	0,03	100,04
19	1007/38	50,10	0,67	3,95	2,12	5,73	0,14	18,35	17,80	0,59	0,16	0,65	0,03	100,29
20	12/26-1	50,30	0,84	4,96	2,68	5,55	0,17	16,70	17,80	0,61	0,14	0,80	0,03	100,58
21	1008/49	45,00	0,84	15,50	2,67	5,35.	0,11	14,10	12,49	1,84	0,22	1,83	0,02	99,97
22	1008/35	41,40	2,82	17,71	6,79	8,59	0,10	6,82	10,15	3,12	0,68	1,44	0,03	99,65
23	1011/40	44,70	2,19	18,18	3,99	4,99	0,08	8,54	10,82	2,59	1,36	2,50	0,05	99,99
24	1008/39	46,80	2,01	8,36	2,64	7,64	0,13	16,60	12,88	1,45	0,32	1,18	0,03	100,04
25	1008/51	43,30	2,54	15,22	2,16	7,14	0,10	13,15	11,52	2,47	0,58	1,87	0,02	100,07
26	1011/6	45,20	3,14	1 3,60	4,01	6,92	0,12	11,95	9,22	2,86	1,01	1,74	0,09	99,86
27	1010/37	47,90	1,79	8,97	3,69	6,86	0,15	14,35	12,07	1,41	0,44	2,16	1,05	100,84
28	1011/76	48,80	0,29	20,05	2,27	3,61	0,09	7,96	9,62	3,38	1,20	2,59	0,05	99,91
29	1011/30	51,70	0,70	17,44	1,92	4,76	0,12	8,40	10,76	2,93	0,37	0,75	0,04	99,89
30	1010/13	61,30	0,76	16,78	2,17	2,74	0,10	2,69	3,86	4,55	3,41	1 ,05	0,29	99,70
31	1010/24	59,90	0,87	16,64	2,22	3,55	0,11	3,12	4,48	4,78	3,01	0,74	0,25	99,67
32	206C	44,15	0,24	15,33	2,76	6,11	0,15	16,92	10,01	1,33	0,29	2,31	0,10	99,70
33	7471	44,36	1,13	6,38	3,96	10,08	0,06	22,15	9,42	1,27	0,47	0,36	0,10	99,74
34	533C	45,10	2,63	18,30	2,32	6,00	0,11	8,33	11,02	2,26	1,01	1,95	0,10	99,13
35	И128-92	39,44	0,72	4,28	15,39	-	0,20	26,54	7,33	0,30	0,08	4,48	0,03	98,79
36	и133-92	46,89	0,22	20,97	6,07	-	0,08	10,42	12,53	1,76	0,31	0,74	0,03	100,02

37	И136-92	48,93	0,63	4,00	9,47	- 1	0,14	19,03	16,10	0,38	0,14	0,93	0,03	99,78
38	И154-92	36,36	0,38	2,74	20,20		0,32	30,99	1,35	0,30	0,09	6,52	0,03	99,28
39	И157-92	50,58	0,62	4,41	8,38	· · ·	0,17	17,89	15,94	0,33	0,17	0,88	0,03	99,40
40	И160-92	49,52	0,65	5,15	9,24	-	0,14	18,58	14,43	0,69	0,26	1,16	0,03	99,85
41	И178-92	42,66	3,49	13,00	11,73		0,10	13,76	10,47	2,35	0,72	1,10	0,04	99,42
42	И200-92	58,98	0,03	24,91	0,77	-	0,03	0,33	6,37	6,94	1,00	0,20	0,03	99,59
43	И201-92	52,94	1,02	23,46	4,53	_	0,05	4,58	8,57	4,13	0,43	0,32	0,03	100,06
44	И79-92	48,20	0,74	4,48	9,82		0,14	19,80	14,23	0,30	0,14	1,92	0,05	99,82
45	и83-92	49,43	0,68	4,16	8,89	-	0,13	17,63	16,64	0,31	0,11	1,44	0,03	99,45
46	И86-92	48,75	0,64	3,91	9,74	-	0,16	19,08	16,18	0,30	0,10	0,94	0,03	99,83
47	И89-92	48,26	0,73	4,42	9,58	-	0,14	19,10	15,29	0,31	0,14	1,28	0,03	99,28
48	И92-92	48,97	0,77	4,81	9,22	-	0,15	17,33	16,70	0,55	0,19	1,20	0,03	99,92
49	И98-92	49,33	0,83	5,39	9,98	_	0,16	18,87	13,36	0,37	0,21	1,32	0,03	99,85
50	и110-92	35,59	0,72	3,55	18,35		0,22	31,91	2,47	0,03	0,10	5,68	0,03	98,65
51	и111-92	49,44	0,84	5,52	9,84	-	0,17	19,91	12,22	0,52	0,23	1,04	0,03	99,76
52	И112-92	47,08	0,07	27,43	3,58	-	0,04	5,82	11,82	2,31	0,32	1,42	0,03	99,92
53	и115-92	47,90	0,06	32,36	0,89	_	0,03	0,69	14,62	2,54	0,12	0,72	0,03	99,96
54	И118-92	43,75	0,69	4,33	13,73	-	0,19	27,19	7,61	0,30	0,19	1,62	0,03	99,63
55	И127-92	49,74	0,73	4,91	9,27	-	0,15	17,79	15,03	0,47	0,16	1,02	0,05	99,32
	1 1			1	1	1			1		1			

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории АмурКНИИ ДВО РАН (1—34), аналитик С. М. Радонский и в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН (35—55) методом РФА (все железо дано в форме Fe₂O₃), аналитик Н. М. Глухова.



имеют падение на юг под углом 60°. Ориентировка аномалий магнитного поля, геохимических аномалий, а также данные маршрутных исследований свидетельствуют о субширотном простирании пород массива.

В восточной и центральной его частях преобладают оливиновые вебстериты, лерцолиты и горнблендиты с отдельными прослоями дунитов, верлитов, габброноритов и анортозитов (рис. 53), в западной — ритмичное чередование перидотитов, вебстеритов, амфиболовых габбро и анортозитов (рис. 54). Из-за плохой обнаженности пород Веселкинского массива мнения авторов в отношении направления (верх—низ) разреза разошлись. Р. Н. Ахметов и И. В. Бучко считают, что наращивание разреза массива происходит с севера на юг, и выделяют до 9 пачек пород (см. рис. 53), детально описанных ранее [Ахметов, Бучко, 1992]. По мнению А. И. Глотова, А. Э. Изоха и М. Ю. Подлипского, разрез от основания к верхним дифференциатам направлен с юга на север при опрокинутом залегании слоев. Это обосновывается строением отдельных ритмов и некоторыми геохимическими характеристиками (общее падение содержания Сг, возрастание железистости пород и оливинов) (см. рис. 54). Мелкозернистые габбронориты отнесены к породам верхней и нижней краевых фаций.

Петрохимические особенности пород Веселкинского массива иллюстрируются диаграммами (рис. 55), построенными по данным, приведенным в табл. 52. По составу преобладают породы повышенной меланократовости и умеренно высокомагнивые, низкоглиноземистые, низкощелочные с высоконатриевым уклоном. На диаграмме Al₂O₃—MgO отчетливо проявлен тренд фракционирования Ol — Cpx + Opx — Pl (см. рис. 55). Из известных платиноносных массивов Веселкинский в формационном отношении наиболее близок к Бураковскому в Северной Карелии [Лавров и др., 1976].

Геохимические особенности пород массива иллюстрируют графики, приведенные на рис. 53, 54. Аномальные содержания платины и палладия (табл. 53) выявлены в обогащенных хромитом дунитах и прослоях оливин-хромитовых руд, иногда с тонкой вкрапленностью сульфидов, залегающих среди пироксенитов зоны 3 (см. рис. 53). По данным атомно-абсорбционного анализа (см. табл. 53) палладий в таких породах преобладает над платиной в 2—3 раза. Видимо, такой сульфидно-оксидный тип платиноидного оруденения является профилирующим для Веселкинского массива, что следует учитывать при проведении здесь поисковых работ на благородные металлы.

Веселкинский массив — вероятно, не единственный пример платиноносной лерцолит-вебстерит-габброноритовой формации на севере Амурской области. В пределах Ларбинской структурноформационной зоны, примерно в 12 км к юго-востоку от ст. Хорогочи (БАМ), нами изучен крутозалегающий силл северо-западного простирания и мощностью около 100 м, сопровождающийся линейными телами анортозитов и габбро-анортозитов. Силл имеет дифференцированное строение, обусловленное переслаиванием вебстеритов, оливиновых вебстеритов и лерцолитов. В эндоконтактах тела появляются габбронориты. В нем отмечены четыре согласные простиранию зоны бедной сульфидной минерализации. Петрографи-



Рис. 54. Разрезы расслоенной серии и распределение Cr, Ni, Cu, железистости пород (f) и железистости оливина (Fa) для Веселкинского лерцолит-вебстерит-габброноритового массива:

1 — монцодиориты; 2 — юрские гранитоиды; 3 — дайки граносиенит-порфиров; 4 — габброиды Веселкинского массива (нерасчлененные); 5 — пироксениты; 6 — вебстериты; 7 — плагиовебстериты; 8 — дуниты; 9 — тонкорасслоенные оливиновые габбронориты; 10 — габбронориты; 11 — анортозиты; 12 — амфиболовые габбро (сандвичевый горизонт); 13 — дайки диабазов.

Таблица 53.

Содержание ЭПГ и Аи в породах Веселкинского массива, г/т

Номер		Yanavtenuctura Honorti		Атомно-аб	сорбционн	ый анализ	Сцинтилляционный спектральный анализ				
п/п	пробы	Характеристика породы	Pt	Pd	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Rh	Au
1	1009/8	Роговообманковый пироксенит	0,084	0,04	0,015	0,012	н. О.	_	0,04	_	0,10
2	1007/10	Оливинит с хромитом	0,18	0,06	<0,005	0,014	н. О.	-	0,20	1 зн.	0,09
3	1011/6	Габбро	0,12	0,014	<0,005	0,009	н. О.	0,04	—	_	0,01
4	1010/37	Габбронорит	0,06	0,004	<0,005	0,011	н. о.	0,04	—	_	
5	1012/19	Серпентизированный дунит	0,06	0,004	0,005	0,006	н. о.	0,008	—	-	_
6	1013/20	Вебстерит	0,06	0,010	0,015	0,011	н. О.	_	—	_	—
7	1008/35	Метагаббро	0,06	0,026	0,012	0,03	н. о.	—	_	_	—
8	1013/17	Серпентинизированный лерцолит	0,03	0,004	0,02	0,012	н. О.	_	—	_	
9	1007/11	Оливинит с хромитом	0,10	0,01	—	н. о.	н. О.	0,04	0,03	2 зн.	0,02
10	1007/38	Клинопироксенит	_	_	0,10	н. О.	н. О.	0,108	—	-	—
11	12/23-2	То же	_	_	—	н. О.	н. О.	0,04	0,0005	12 зн.	0,30
12	12/24	*	—	_	—	н. О.	н. о.	0,008	—	7 зн.	_
13	12/25	*	—	_	0,08	н. о.	н. О.	-	—	22 зн.	0,02
14	13/17	Оливин-хромитовая руда	0,41	1,03	н. О.	н. О.	0,020	5,26	0,47	_	н. о.
15	1 3/17a	То же	0,45	1,29	н. О.	н. о.	0,028	0,40	0,36	-	н. О.
16	13/176	*	0,28	0,97	H. O.	н. О.	0,020	0,03	0,13	_	н. о.
17	13/27	Серпентизированная хромит- оливиновая порода	0,009	0,14	н. о.	н. О.	0,005	_	0,14	-	н. О.
18	13/28	То же	0,07	0,15	н. о.	н. О.	0,002	0,02	0,18	_	н. о.
19	13/31	*	0,075	0,23	н. о.	н. О.	<0,002	0,24	0,02	_	н. о.
20	1011/60	Пироксенит	0,028	0,069	н. О.	н. О.	<0,002	0,18	_	н. О.	—
21	13/53	Серпентинизированная хромит- оливиновая порода	0,05	0,15	н. о.	н. О.	<0,002	0,30	—	н. О.	
22	17/2	То же	0,07	0,195	н. о.	н. О.	<0,002	0,67	0,08	_	н. О.

Примечание. Атомно-абсорбционный анализ проб 1—13 выполнен в лаборатории АмурКНИИ ДВО РАН, аналитик С. М. Радонский, 14—22 — в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН, аналитик В. Г. Цимбалист. Сцинтилляционный спектральный анализ выполнен в Институте геохимии СО РАН, аналитик С. И. Прокопчук. Результаты определения родия по данным сцинтилляционного анализа даны в знаках (импульсах), н. о. — не обнаружен.



Рис. 55. Диаграммы Al₂O₃, CaO, ΣFeO, Na₂O+K₂O — MgO для пород Веселкинского массива (точки) и интрузий Хорогочинского участка (крестики).

Pl — плагиоклаз, Cpx — клинопироксен, Opx — ортопироксен, Ol — оливин.

ческие особенности пород, сходство трендов составов по главным компонентам (см. рис. 55), близкий состав оливинов (17—21 % Fa) позволяют считать интрузию Хорогочинского участка формационным аналогом Веселкинского массива, что дает основание ожидать наличие ЭПГ в этом и других подобных телах. Вероятно, актуальной задачей в изучении магматизма и платиноносности региона следует считать поиски аналогичных интрузий и выделение самостоятельного лерцолит-вебстерит-габброноритового комплекса, перспективного в отношении минерализации ЭПГ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На обширной территории Южной Сибири до сих пор не известны коренные месторождения платиновых металлов и лишь в незначительных количествах платиноиды извлекаются из россыпей (массив Кондер и др.). Представленные в книге данные свидетельствуют о том, что есть все основания положительно оценивать перспективы обнаружения промышленных концентраций платиноидов на этой территории. Здесь проявились три главных типа платинометальной минерализации, связанной с ультрабазит-базитовым магматизмом:

 малосульфидная платиновая ("стиллуотерский тип"), связанная с расслоенными ультрабазит-базитовыми интрузивами;

2) платиноидная, приуроченная к сульфидным медно-никелевым рудам, также ассоциирующим с ультрабазитами и базитами ("норильский тип", "тип Садбери" и др.);

3) россыпная платиновая.

В отношении первого, малосульфидного типа минерализации ЭПГ наиболее перспективными следует считать массивы Йоко-Довыренский в Северном Прибайкалье и Среднетерсинский в Кузнецком Алатау. В первом случае выявлено сходство малосульфидного платиноидного оруденения с подобным, в том числе и промышленным оруденением в других расслоенных массивах и, в частности, с рифом Пикет-Пин в массиве Стиллуотер. В Йоко-Довыренском интрузиве платиноносный горизонт прослежен на 19 км по простиранию и до 1 км на глубину. Суммарная концентрация ЭПГ в этом горизонте достигает 6,33 и 3,2 г/т золота, в отдельных пробах общее содержание ЭПГ составляет 10 г/т.

В Среднетерсинском массиве выявлены два платиноносных рифа — один в хромитсодержащих дунитах с убогой сульфидной вкрапленностью в основании массива, другой — в зоне перехода от дунитов к перидотитам, переслаивающимся с клинопироксенитами. Высокая корреляция содержаний Pd и Pt с халькофильными элементами и особенности распределения ЭПГ и Au, несомненно, свидетельствуют о малосульфидном типе концентраций платиноидов, не встречающемся в гипербазитах офиолитовых поясов.

По мнению авторов, весьма перспективна в отношении малосульфидной платиновой минерализации стиллуотерского типа Алдано-Становая провинция, исходя из широкого развития здесь крупных докембрийских ультрабазитбазитовых плутонов (см. рис. 1). В этом регионе широко проявлены россыпи платиновых минералов, в том числе и сперрилитовый тип, что может быть увязано с коренной платиновой минерализацией "стиллуотерского типа".

В связи с открытием платиновой минерализации в Кингашском ультрабазит-базитовом массиве Канский зеленокаменный пояс, в котором он размещается, приобретает черты платиноносной провинции, поскольку здесь известны сотни мелких ультрабазитовых и базитовых тел, подобных Кингашскому и Кусканакскому. К перспективным районам Восточного Саяна также относится Онотский зеленокаменный пояс и Шарыжалгайский блок архея. Элементы платиновой группы в этой провинции тесно связаны с сульфидными медноникелевыми рудами и поэтому проблема платиноидов сводится к поискам, разведке и разработке сульфидных руд. Аналогичная ситуация складывается и на Чинейском массиве в Алдано-Становой области. Здесь руды также комплексные: платинометальная минерализация сопровождает медные и медно-никелевые руды и в то же время сопряжена с титаномагнетитовыми. В некоторых пробах медных (халькопиритовых) руд сумма ЭПГ достигает "ураганных" содержаний до 100 г/т.

Новые данные о составе минералов ЭПГ в речных россыпях показывают, что рутениридосминовый и ферроплатиновый типы минеральных ассоциаций относятся к числу россыпеобразующих. Россыпи с рутениридосминовой минерализацией могут быть обнаружены в пределах офиолитовых зон в связи с крупными массивами альпинотипных гипербазитов. Это прежде всего Западный Саян, Салаир, Юго-Восточное окончание Восточного Саяна и другие районы.

Перспективными на ферроплатиновые россыпи является ряд районов Кузнецкого Алатау (Горная Шория и др.), а также районы развития концентрически-зональных массивов уральского (аляскинского) типа — Кондер, Инагли, Сыбах, Чад и др.

По-прежнему остается актуальным вопрос о механизме концентрирования ЭПГ. Становится очевидным, что сульфидизация расплава не является единственным и универсальным процессом: при отсутствии в расплаве серы на первый план выступают соединения ЭПГ с галогенидами, которые концентрируются во флюидной фазе, что показано на примере Йоко-Довыренского массива.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович Г. Я., Свирина И. Ф., Волынец Ю. Н. Магматические комплексы Восточного Саяна // Основные черты геологии Восточного Саяна. Иркутск, 1979. С. 37—48.

Агафонов Л. В., Четвертаков И. В., Кужугет К. С., Ойдуп И. К. Платиноиды в дифференцированных габброидах Восточной Тувы // Геология и геофизика. 1993. № 2. С. 38—42.

Альмухамедов А. И., Медведев А. Я. Геохимия серы в процессах эволюции магм. М.: Наука, 1982. 148 с.

Ахметов Р. Н., Бучко И. В. Геология и платиноносность Веселкинского массива базитов (юго-восточные отроги хребта Тукурингра) // Геология и полезные ископаемые Амурской области — проблемы увязки со смежными регионами. Зея, 1992. С. 40—44.

Балыкин П. А. Типизация габброидных массивов по вещественному составу // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 35—42.

Балыкин П. А., Кривенко А. П., Поляков Г. В., Богнибов В. И. Минералогия и вопросы петрогенезиса дунит-троктолит-габбрового массива Лукинда // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 194—206.

Балыкин П. А., Поляков Г. В., Богнибов В. И., Бостриков О. И. Петрохимия и особенности формирования дунит-троктолит-габбрового массива Лукинда // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 23—33.

Барташевич Л. Г. Металлы платиновой группы // Минеральные ресурсы развитых капиталистических и развивающихся стран. М.: ВНИИЗарубежгеология, 1989. С. 777—386.

Батурин С. Г., Боровик И. В. Вещественный состав пород и минералов Усть-Депской зоны офиолитов Буреинского массива (Верхнее Приамурье) // Природа базитов и гипербазитов востока Азии. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 16—28.

Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982. 280 с.

Богнибов В. И., Мехоношин А. С. Петрохимия и вопросы генезиса титаноносного габброидного массива Хаактыг-Ой // Петрохимия рудоносных габброидных формаций. Новосибирск: Наука, 1990. С. 65—91.

Велинский В. В., Николаев Д. П., Банников О. Л., Истомин В. Е. Глубинное строение и состав пород Среднетерсинского гипербазитового массива (Кузнецкий Алатау) // Геология и геофизика. 1985. № 8. С. 31—41.

Веселовский Н. Н., Докучаева В. С., Ражев С. А., Трошков А. Ф. Комплексное оруденение Федорово-Панского расслоенного интрузива // Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области. Апатиты, 1988. С. 14—16.

Волохов И. М. О габбро-пироксенит-дунитовом формационном типе магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области // Магматические формации Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1965. С. 7—24.

Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-перидотитовый массив // Геология и геофизика. 1961. № 11. С. 74—85.

Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 100 с.

Волохов И. М., Иванов В. М. Нижнекембрийский габбро-пироксенитперидотитовый комплекс Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1964. № 5. С. 52—68.

Волохов И. М., Иванов В. М., Арнаутов Н. В. и др. Мажалыкский габбропироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1972. С. 130—145.

Волохов И. М., Иванов В. М., Пругов В. П. Усинский габбро-пироксенитдунитовый интрузивный комплекс Кузнецкого Алатау // Проблемы генетической петрологии и минералогии. М.: Наука, 1968. Т. 1. С. 216—234.

Волохов И. М., Никонов О. И., Борисов С. М. О комагматах лысогорского габбро-пироксенит-дунитового комплекса среди вулканитов Абаканского прогиба Западного Саяна // Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 83—93.

Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи. Ч. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1933. 240 с.

Габброидные формации Западной Монголии // Изох А. Э., Поляков Г. В., Кривенко А. П. и др. Новосибирск: Наука, 1990. 269 с.

Габышева Г. А., Ким А. А., Габышев А. В. Акцессорные самородные минералы в связи с расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузиями на юге Алданского щита // Самородные металлы в изверженных породах. Якутск, 1985. С. 105—106.

Гертнер И. Ф., Гончаренко А. И. Деформационная структура расслоенного габбро-гипербазитового Йоко-Довыренского плутона (Северное Прибайкалье) // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск, 1991. С. 129—138.

Глазунов О. М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1981. 191 с.

Глазунов О. М. Формационное расчленение и особенности эволюции гипербазитов // Корреляция, петрология и рудоносность магматических и метаморфических комплексов. Иркутск, 1989. С. 76—77.

Глазунов О. М. Геохимия и генезис нового сульфидно-никелевого месторождения в Восточном Саяне // Проблемы геологии Сибири. Т. 2. Томск: Изд-во ТГУ, 1994. С. 65—66.

Глазунов О. М., Корнаков Ю. Н. Гипербазиты и химический состав верхней мантии складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геохимия. 1973. № 5. С. 723—731.

Глазунов О. М., Горнова М. А., Цыпуков М. Ю. Особенности распределения платиноидов в ультрамафитах южного складчатого обрамления Сибирской платформы // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., 1992. С. 14—15.

Глазунов О. М., Лавров С. М., Терехович С. Л. Платина в ультраосновных породах // Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1977. С. 55—59.

Гонгальский Б. И., Криволуцкая Н. А. Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск: Наука, 1993. 189 с.

Гонгальский Б. И., Криволуцкая Н. А. О платиноносности Чинейского расслоенного массива // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 144—154.

Гурулев С. А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 122 с. Дистлер В. В. Платиновая минерализация Норильских месторождений // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 7—35.

Дистлер В. В., Степин А. Г. Малосульфидный платиноносный горизонт Йоко-Довыренского расслоенного гипербазит-базитового интрузива // Докл. РАН. 1993. Т. 328, № 4. С. 498—501.

Дистлер В. В., Гроховская Г. Л., Евстигнеева Т. Л. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232 с.

Довгаль В. Н. Петрология габброидного дифференцированного интрузива г. Большой Аталык в южной части Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 1962. № 9. С. 15—27.

Еханин А. Г. Особенности распределения платиноидов в расслоенном гипербазит-базитовом Бурлакском массиве // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. Иркутск, 1990. С. 72—74.

Еханин А. Г., Филиппов Г. В., Аникеева А. Н. Особенности геологического строения и рудоносности Бурлакского ультрабазит-базитового массива (Восточный Саян) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 1. С. 72—79.

Журавлев Н. Н., Жданов Г. С., Смирнова Е. М. Исследования тройных твердых растворов на основе сверхпроводящих соединений // Физика металлов и металловедение. 1962. Т. 13, вып. 1. С. 62—69.

Изох А. Э. Стратиформная минерализация ЭПГ в ультрамафитовых кумулятах Среднетерсинского офиолитового комплекса, Кузнецкий Алатау, Россия // Тез. докл. VII международ. платиновый симпозиум. М., 1994. С. 41—42.

Изох А. Э., Владимиров А. Г., Ступаков С. И. Магматизм Агардагской шовной зоны (Юго-Восточная Тува) // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 19—75.

Изох А. Э., Поляков Г. В., Пругов В. П., Баярбилэг Л. Петрология и рудоносность Номгонского троктолит-анортозит-габбрового массива // Петрохимия рудоносных габброидных формаций. Новосибирск: Наука, 1990. С. 43—65.

Изох А. Э., Пругов В. П., Богнибов В. И., Телешев А. Е. Платино-палладиевая минерализация в Среднетерсинском дунит-пироксенит-габбровом массиве (Кузнецкий Алатау) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., 1992. С. 72.

Изох Э. П., Поляков Г. В., Аношин Г. Н., Голованова Н. П. Геохимия платиновых металлов, золота и серебра в Номгонском троктолит-анортозитгаббровом массиве (МНР) // Геохимия. 1991. № 10. С. 1398—1405.

Качаровская Л. Н., Трунева М. Ф. Исследование минералогии благородных металлов сульфидных медно-никелевых руд // Эндогенные процессы и оруденение в Забайкалье. Улан-Удэ, 1986. С. 120—123.

Ким А. А., Лескова Н. В., Волкоморов В. Ф. Состав платиновой минерализации в золотоносных россыпях Верхнетимптонского района // Самородные металлы в изверженных породах. Якутск, 1985. С. 114—117.

Ким А.А., Панков В. Ю., Уютов В. И., Лескова Н. В. Минералогия и генезис минералов платиновых металлов из аллювиальных объектов Центрального Алдана // Самородное металлообразование в магматическом процессе. Якутск: Изд. ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 111—135.

Кислов Е. В. Эндоконтактовые зоны Йоко-Довыренского массива // Геология и геофизика активизированных областей Восточной Сибири. Иркутск, 1988. С. 21—22. Кислов Е. В. Петрология, рудоносность и контактовые процессы в Йоко-Довыренском расслоенном массиве: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 1992. 25 с.

Кислов Е. В., Бушляков И. Н. Галогены во флогопите и апатите Йоко-Довыренского массива // Геология и геофизика. 1990. № 4. С. 68—72.

Кислов Е. В., Конников Э. Г. Специфика взаимодействия габброноритового расплава с плагиоперидотитами Йоко-Довыренского массива // Геология и геофизика. 1992. № 2. С. 68—77.

Кислов Е. В., Конников Э. Г., Посохов В. Ф., Шалагин В. Л. Изотопные свидетельства коровой контаминации в Йоко-Довыренском массиве // Геология и геофизика. 1989а. № 9. С. 140—144.

Кислов Е. В., Куликов А. А., Куликова А. Б. Возможность последовательного применения рентгенофлюоресцентного с использованием СИ и химикоспектрального методов анализа палладия в геологических пробах // Минералогия магматических пород и месторождений Забайкалья. Улан-Удэ, 19896. С. 204—207.

Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения (на примере Кольского полуострова). Л.: Наука, 1973. 288 с.

Колонин Г. Р., Перегоедова А. В., Синякова Е. Ф. и др. О соответствии минеральных форм выделения платины составу парагенезисов рудообразующих сульфидов (экспериментальные данные) // Докл. РАН. 1993. Т. 322, № 3. С. 364—367.

Конников Э. Г. Геологическое строение и рудоносность Чинейского габброидного плутона // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 130—152.

Конников Э. Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья (петрология и рудообразование). Новосибирск: Наука, 1986. 127 с.

Конников Э. Г., Игнатович В. И. Платинометальная минерализация в Забайкалье // Отечественная геология. 1993. № 12. С. 15—19.

Конников Э. Г., Кислов Е. В., Качаровская Л. Н. Новые данные о петрологии и рудоносности Йоко-Довыренского никеленосного плутона // Геология и геофизика. 1988. № 3. С. 36—46.

Конников Э. Г., Куликова А. Б., Куликов А. А., Кислов Е. В. Распределение благородных металлов в гипербазит-базитовых комплексах Байкальской горной области // Геохимия. 1987. № 7. С. 970—977.

Конников Э. Г., Орсоев Д. А., Веселовский Н. Н., Глотов А. И. Содержание и распределение ЭПГ в "рудном пласте Сопчи" Мончегорского расслоенного плутона // Геология и геофизика. 1993. № 4. С. 112—119.

Конников Э. Г., Цой Л. А., Изупова В. Н., Кислов Е. В. Петрология и рудоносность гипербазит-базитовых комплексов Забайкалья // Эндогенные процессы и оруденение в Забайкалье. Улан-Удэ, 1986. С. 98—111.

Коновалова О. Г., Прусевич Н. А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск: Наука, 1977. 165 с.

Корнев Т. Я. Габброноритовая интрузия южной части Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1962. № 5. С. 34—43.

Корнев Т. Я., Даценко В. М., Бозин А. В. Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М.: Недра, 1974. 131 с. Красный Л. И., Вольский А. С., Сидоров Ю. Ф. Геология Приамурья — ключ к познанию структуры Центральной части Восточной Азии // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 42—52.

Кривенко А. П. Габброидные формации Центрально-Азиатского пояса: Автореф. дис... геол.-мин. наук. Новосибирск, 1984. 33 с.

Кривенко А. П., Глотов А. И., Толстых Н. Д. Состав платиновых минералов и вопросы платиноносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1990. 27 с. (Препр./ИГиГ СО РАН СССР; № 6).

Кривенко А. П., Изох А. Э., Толстых Н. Д., Гонгальский Б. И. Устойчивость платины и палладия при разрушении сульфидных руд // Докл. РАН. 1995 (в печати).

Кривенко А. П., Лаврентьев Ю. Г., Майорова О. Н., Толстых Н. Д. Теллуриды платины и палладия в Панском габброноритовом массиве на Кольском полуострове // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308, № 4. С. 950—954.

Кривенко А. П., Лапухов А. С., Глотов А. И. и др. Геохимия благородных металлов в медно-никелевых и колчеданно-полиметаллических рудах // Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. Новосибирск: Наука, 1991. С. 110—132.

Кривенко А. П., Толстых Н. Д., Нестеренко Г. В., Лазарева Е. В. Типы минеральных ассоциаций платиноидов в золотоносных россыпях Алтас-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1994. № 1. С. 70—78.

Криволуцкая Н. А. Сульфидная минерализация Чинейского массива // Геология руд. месторождений. 1986. № 5. С. 94—100.

Кривцов А. И. Месторождения платиноидов (геология, генезис, закономерности размещения). М.: ВИНИТИ, 1988. 131 с. (Итоги науки и техники / ВИНИТИ. Сер. Рудные месторождения; Т. 18).

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Систематика магматических формаций по составу // Геология и геофизика. 1976. № 5. С. 3—19.

Лавров М. М., Гарбар Д. И., Богачев А. И. и др. Бураковский перидотитгабброноритовый массив // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л.: Наука, 1976. С. 78—89.

Леснов Ф. П., Гора М. П., Рожин А. В., Прокопчук С. И. Геохимия палладия и некоторые вопросы геологии и вещественного состава Довыренского никеленосного базит-гипербазитового массива (Северное Прибайкалье) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 6. Минералогия, геохимия. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1991. С. 32—57.

Лисицын В. И., Пятов О. И. Новые проявления дифференцированных габброидов в Северо-Восточной Туве // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 24—29.

Максимов В. Н. Геохимия платиновых металлов при формировании ультраосновных и основных пород на примере расслоенного Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) и Учинского базит-ультрабазитового массива (Верхояно-Колымская складчатая область): Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М., 1986. 23 с.

Мануйлова М. М., Зарубин В. В. Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л.: Наука, 1981. 88 с.

Маракушев А. А. Положение платиновых металлов в системе экстремальных состояний химических элементов и формационные типы месторождений //
Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО "Геоинформмарк", 1994. С. 206—226.

Мартынюк М.В., Васькин А.Ф., Вольский А.С. и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1 : 500 000: Объясн. зап. Хабаровск, 1983. 134 с.

Медь-никеленосные габброидные формации складчатых областей Сибири / Кривенко А. П., Глотов А. И., Балыкин П. А. и др. Новосибирск: Наука, 1990. 237 с.

Меняйлов А. А., Набоко С. И. Платина в Ольдойском районе // Вестн. ДФ АН СССР, 1936. Т. 21. С. 3—6.

Миронов Ю. В., Котляр А. Л., Зорина Ю. Г., Папеко Т. М. Соотношение некогерентных элементов в базальтах как индикатор стадии расшепления энсиматических островных дуг // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 3. С. 345—348.

Моисеенко В. Г., Нужнов С. В., Сорокин А. П. Структурная эволюция Верхнего Приамурья // Геотектоника. 1992. № 6. С. 52—61.

Морозова Н. Н., Бегизов В. Д. Рудоносность и благороднометальная минерализация массива габброноритов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 9. С. 180—182.

Налдретт А. Дж. Сульфидные медно-никелевые месторождения: классификация, состав и генезис // Генезис рудных месторождений. Т. 2. М.: Мир, 1984. С. 253—343.

Неймарк Л. А., Рыцк Е. Ю., Гороховский Б. М. и др. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олокитской зоны Северного Прибайкалья // Геология руд. месторождений. 1991. Т. 33, № 6. С. 34—49.

Некрасов И. Я., Иванов В. В., Ленников А. М. и др. Состав Рt-Fe твердых растворов как показатель глубины эрозионного среза платиноносных щелочноультраосновных кольцевых интрузивов // ДАН СССР. 1991. Т. 321, № 5. С. 1049—1053.

Никонов О. И. О проявлении габбро-пироксенит-дунитовой формации на северо-западном склоне Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 1971. № 11. С. 48—58.

Никонов О. И., Никонова З. П. Урюпинский массив — представитель габбро-пироксенитовой формации Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 1971. № 10. С. 38—45.

Ножкин А. Д., Смагин А. Н. Новая схема расчленения метаморфических комплексов докембрия Канской клыбы // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 3—12.

Округин А. В., Ким А. А. Топоминералогия платиноидов из россыпей восточной части Сибирской платформы // Редкие самородные металлы и интерметаллиды коренных и россыпных месторождений Якутии. Якутск, 1992. С. 77—102.

Округин А. В., Рудашевский Н.С. Родистая разновидность платины из аллювиальных отложений р. Вилюй // Минерал. журн. 1985. Т. 7, № 15. С. 67—71.

Орсоев Д. А., Кислов Е. В., Загузин Г. Н. Джерфишерит из магнезиальных скарнов Йоко-Довыренского расслоенного массива // Геология и геофизика. 1993. № 5. С. 83—86.

Основные черты химизма пород габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской складчатой области / Иванов В. М., Волохов И. М., Полякова З. Г., Оболенская Р. В. Новосибирск: Наука, 1972. 80 с. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) / Гончаренко А.И., Кузнецов П. П., Симонов В. А. и др. Новосибирск: Наука, 1982. 100 с.

Павлов А. Л. Физико-химическое моделирование магматогенных флюидных рудообразующих систем. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1992. 115 с.

Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов / Некрасов И. Я., Ленников А. М., Октябрьский Р. А. и др. М.: Наука, 1994. 380 с.

Петрология сульфидного магматического рудообразования / Дистлер В. В., Гроховская Т. Л., Евстигнеева Т. Л. и др. М.: Наука, 1988. 232 с.

Платина Алданского щита / Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С.М.: Изд-во АН СССР, 1962. 120 с.

Платинометальные месторождения мира. Т. 1 / Додин Д. А., Чернышов Н. М., Полферов Д. В., Тарновецкий Л. Л. М.: АО "Геоинформмарк", 1994. 279 с.

Поляков Г. В., Богнибов В. И., Балыкин П. А. Новые данные о составе и формационных типах габброидных комплексов Юго-Западного Забайкалья // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. С. 3—24.

Поляков Г. В., Богнибов В. И., Изох А. Э. и др. Перидотит-пироксенитгабброноритовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск: Наука, 1984. С. 3—57.

Поляков Г. В., Кривенко А. П. Петрохимия габброидных ассоциаций как основа их формационного анализа // Петрохимия, вопросы происхождения, рудоносности и картирования магматических формаций. Новосибирск: Наука, 1985. С. 6—13.

Поляков Г. В., Кривенко А. П., Богнибов В. И. Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области // Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. Новосибирск: Наука, 1976. С. 62—72.

Поляков Г. В., Кривенко А. П., Изох А. Э. и др. Габброидные формации Монголии, их систематика и рудоносность // Геология и разведка недр МРН. Улан-Батор, 1989. С. 43—45.

Поляков Г. В., Кривенко А. П., Изох А. Э. и др. Малосульфидное платинометальное оруденение в дифференцированных ультрабазит-базитовых массивах складчатых областей юга Сибири // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО "Геоинформмарк", 1994. С. 139—149.

Поляков Г. В., Кривенко А. П., Федосеев Г. С., Богнибов В. И. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области // Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973. С. 87—111.

Проскуряков В. В. Геологическое строение и особенности дифференциации основной интрузии Панских высот на Кольском полуострове // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л.: Наука, 1967. С. 40—54.

Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области / Балыкин П. А., Поляков Г. В., Богнибов В. И., Петрова Т. Е. Новосибирск: Наука, 1986. 204 с.

Пругов В. П. Среднетерсинский габбро-пироксенит-дунитовый плутон (Кузнецкий Алатау) // Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1971. С. 44—61.

Пругов В. П. Перспективность Среднетерсинского базит-гипербазитового плутона (осевая часть Кузнецкого Алатау). Новокузнецк, 1986. 18 с. (Фонды ЗСГУ).

Пругов В. П., Пругова И. В. Особенности локализации и состав хромшпинелидов в Среднетерсинском базит-гипербазитовом плутоне (Кузнецкий Алатау) // Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 126—157.

Пятов О. И., Кривенко А. П. Никеленосные габброиды Восточного Саяна // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1986. С. 155—157.

Пятов О. И., Семенов М. И. Раннепалеозойские габброиды Северо-Восточной Тувы и их рудоносность // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск: Наука, 1984. С. 57—84.

Разин Л. В. К минералогии железо-платиновых твердых растворов (поликсена, ферроплатины и купроплатины) // Тр. ЦНИГРИ. М., 1970. Вып. 93. С. 130—152.

Разин Л. В. Минералы — природные сплавы золота и меди в рудах медно-никелевого месторождения норильского типа // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1975. С. 93—107.

Рудашевский Н. С., Мочалов А. Г., Жданов В. В. Минеральные парагенезисы платиноидов ультрамафитов // ЗВМО. 1983. Вып. 1. С. 3—13.

Рундквист Д. В., Гурская Л. И. Новые перспективные типы платинометального оруденения // Очерки металлогении. Тбилиси, 1986. С. 119—138.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.

Самородные металлы в гипербазитах-базитах Тувы / Агафонов Л. В., Кужугет К. С., Ойдуп Ч. К., Ступаков С. И. Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО РАН, 1993. 86 с.

Толстых Н. Д., Кривенко А. П. О составе сульфидов, содержащих элементы платиновой группы // ЗВМО. 1994. № 2. С. 41—49.

Толстых Н. Д., Кривенко А. П., Батурин С. Г. О составе платины из россыпей Сибири // Геология и геофизика. 1995 (в печати).

Трунева М. Ф. Эволюция рудообразующего процесса на Чинейском медносульфидном месторождении // Геология и геофизика. 1982. № 7. С. 59—66.

Трунева М. Ф., Качаровская Л. Н. Платиноносность сульфидных медноникелевых руд высокомагнезиального расслоенного массива // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 1. С. 188—191.

Трунева М. Ф., Конников Э. Г., Теплов С. Н. Новые данные о благороднометальной минерализации в одном из габброноритовых массивов // Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984. С. 116—120.

Хаин Е. В., Амелин Ю. В., Изох А. Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // Докл. РАН. 1995. Т. 362 (в печати).

Шабалин Л. Н., Шарапов В. Н. Элементы динамики дифференциации Чинейского габброидного массива // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 163—180.

Шашкин В. М., Ботова М. М. Минералогия и генезис металлов платиновой группы щелочно-ультраосновных комплексов // Минералогия: Тез. докл. междунар. геол. конгр., 28 сес. М.: Наука, 1989. С. 183—189.

Шефер Г. Химические транспортные реакции. М.: Мир, 1964. 189 с.

Шишкин Н. Н. Медно-никелевое сульфидное оруденение в Йоко-Довыренском массиве основных и ультраосновных пород // Тр. Гипроникель. Вып. 16. Л., 1963. С. 92—118.

Щека С. А. Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Наука, 1969. 133 с.

Щека С. А., Вржосек А. А., Сатин В. И., Киріохина Н. И. Преобразование минералов платиновой группы из россыпей Приморья // Минер. журн. 1991. Т. 13, № 1. С. 31—40.

Ярошевский А. А., Ионов Д. А., Миронов Ю. В. и др. Петрография и геохимия Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габброноритового массива (Северное Прибайкалье) // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1981. С. 86—116.

Ярошевский А.А., Максимов В. Н., Хвостова В. П. Геохимия легких платиноидов в основных и ультраосновных породах (по данным РФА-СИ) // Синхротронное излучение в геохимии. Новосибирск: Наука, 1989. С. 123—128.

Auge T., Johan Z. Comparative stady of chromite deposits from Troodos, Vourinos, North Oman, New Kaledonia ophiolites // Mineral Deposits the European Community. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 1988. P. 267-288.

Ballhaus C. G., Stumpfl E. F. Sulfide and platinum mineralization in the Merensky Reef: evidence from hydrous silicates and fluid inclusions // Contribs. Mineral. and Petrol. 1986. V. 94, No 2. P. 193-204.

Barnes S. J., McIntyre J. R., Nisbet B. W., Williams C. R. Platinum Group Element mineralisation in the Munni-Munni complex, Western Australia // Miner. and Petrol. 1990. V. 42. P. 141–164.

Bird D. K., Brooks C. K., Cannicott R. A., Turner P. A. A Gold-Bearing horizon in the Skaergaard intrusion, East Greenland // Есоп. Geol. 1991. V. 86. № 5. P. 1083—1092.

Bird J. M., Bassett W. A. Evidence of a deep mantle history in terrestrial osmium-iridium-ruthenium alloys // J. Geophys. Res. 1980. V. 85, № B10. P. 5461-5470.

Boudreau A. E., Mathez E. A., McCallum I. S. Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes: evidence for transport of the platinum-group elements by Cl-rich fluids // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 967—986.

Boudreau A. E., McCallum I. S. Investigations of the Stillwater complex: III. The Picket Pin Pt/Pd deposit // Есоп. Geol. 1986. V. 81, № 8. P. 1953—1975.

Boudreau A. E., McCallum I. S. Investigations of the Stillwater complex: Part V. Apatites as indicators of evolving fluid composition // Contribs. and Mineral. Petrol. 1989. № 2. P. 138-153.

Buchanan D. L. Platinum-group element exploration Amsterdam: Elsevier, 1988. 185 p.

Buchanan D. L., Nolan J. Solubility of sulfid and sulfide immiscibility in synthetic tholeiitic melts and their relevance to Bushveld complex rocks // Can. Miner. 1979. V. 17. P. 311-319.

Buchanan D. L., Rouse J. E. The role of contamination in the precipitation of sulphides in the Platreef of the Bushveld complex, 141–146 // Buchanen D. L., Jones M. J. (eds.) Sulphide deposits in mafic and ultramafic rock. London, 1984. 164 p.

Cabri L. J., Laflamme J. H. G., Stewart J. M. et al. On cooperite, braggite and vysotskite // Amer. Mineral. 1978. V. 63. P. 832-839.

Campbell I. H., Naldrett A. J. The influence of silicate sulfide rations on the geochemistry of magmatic sulfides // Econ. Geol. 1979. V. 74. P. 1503—1505.

Campbell I. H., Naldrett A. J., Barnes S. J. A model for the origin of the platinum-rich sulfide horixons in the Bushveld and Stillwater complexes // J. Petrol. 1983. V. 24. P. 133-160.

Condie K. C. Archean green stone belts. Amsterdam: Elsevier, 1981. № 4. 434 p.

Cowden A., Ruddock R., Reay A. et al. Platinum mineralisation potential of the Longwood igneous complex, New Zealand // Miner. and Petrol. 1990. V. 42. P. 181-195.

Crocket J. H., Teruta Y., Garth J. The relative importance of sulfides, spinels and platinoid minerals as carriers of Pt, Pd, Ir and Au in the Merensky reef at Wastern Platimun Limited near Mariana, South Africa // Econ. Geol. 1976. V. 71, No 7. P. 1308–1323.

Feather C. E. Mineralogy of platimun-group minerals in the Witwotersrand, South Africa // Ibidem. P. 1399–1428.

Halkoaho T. A., Alapieti T. T., Lahtinen J. J. The Sompujarvi PGE reef in the Penikat layered intrusion, Nothern Finland // Miner. and Petrol. 1990. V. 42. P. 39-55.

Hoatson D. M., Keays R. D. Formation of platini ferous sulfid horizons by crystal fractionation and magma mixing in the Munni-Minni layered intrusion, West Pilbara Block, Western Australia // Econ. Geol. 1989. V. 7. P. 1775–1804.

Huhtelin T. A., Alapieti T. T., Lahtinen J. J. The Paasivara PGE reef in the Penikat layered intrusion, Northern Finland // Miner. and Petrol. 1990. V. 42. P. 57-70.

Irvine T. N. Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions // Geol. Soc. South Africa S. P. 1. 1970. V. 2. P. 441-476.

Johan Z., Ohnenstetter M., Fischer W., Amosse J. Platinum-group minerals from the Duranse River alluvium, France // Miner. and Petrol. 1990. V. 42. P. 287-306.

Kingston G. A., El-Dosuky B. T. A contribution on the platimun group mineralogy of the Merensky reef of the Rustenburg Platimun Mine // Econ. Geol. 1982. V. 77. P. 1367–1384.

Kislov E. V., Kulikov A. A., Kulikova A. B. Possibility of successive SRFXA use along with chemical-spectral methods for palladium analysis in geological samples // Nuclear instruments and methods in physics research. A. 1989. V. 282, Nº 2-3. P. 667-668.

Kislov E. V., Orsoev D. A. Finding of platinum-group-elementbearing horizons at the loko-Dovyren layered massif, Nothern Transbaikalia // IAGOD Newsletter. 1993. P. 23.

Kislov E. V., Orsoev D. A., Konnikov E. G. PGE-bearing horizons of the loko-Dovyren layered massif, Northern Transbaikalia, Russia // Terra Nova. 1993. V. 5. Abstract supplement, № 3. P. 23.

Loebenstein J. R. Platinum-group metals // Mineral Commodity Summaries. 1992. P. 132-133.

Miller D. J., Loucks R. R., Ashraf M. Platinum-group element mineralisation in the Jijal layered ultramafic-mafic complex, Pakistani Himalayas // Econ. Geol. 1991. V. 86, N $_{2}$ 5. P. 1093—1102.

Naldrett A. J. Nickel sulfide deposits: classification, composition and genesis // Econ. Geol. 1981. V. 75. P. 628-685.

Naldrett A. J., Cabri L. J. Ultramafic and related mafic rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements // Econ. Geol. 1976. V. 71. P. 1131—1158. Naldrett A. J., Cameron J. M., von Gruenwaldt J., Sharpe M. R. The formation of stratiform PGE deposits in layered intrusions // Origins of Igneous layering / Ed. Parsons. NATO Advanced Research Workshop, D. Reidel. Dordrecht Holland, 1987. P. 313-397.

Naldrett A. J., Wilson A. H. Horizontal and vertical variations in noble-metal distribution in the Great Dyke of Zimbabwe: A model for the origin of the PGE mineralization by fractilinal segregation of sulfide // Elsev. Scien. Publ. 1990. P. 279-299.

Nash W. P. Fluorine-, chlorine- and OH-bearing minerals in the Skaergaard intrusion // Amer. J. Sci. 1976. V. 276, № 4. P. 546-557.

Page N. J., Zientek M. L., Czamans K. E., Foose M. P. Sulfide mineralization in the Stillwater complex and underlying rocks: The Stillwater complex, Montana: geology and guide. Special Publication 92. 1985. P. 93—96.

Papunen H., Distler V., Sokolov A. PGE in the upper Proterozoic Dovyrensky layered complex. North Baikal area. Siberia. Austral // J. Earth Sci. 1992. V. 39. P. 327-334.

Prichard H. M., Neary C. R., Potts P. J. Platinum-group minerals in the Shetland Ophiolite // Metallogeny of basic and ultrabasic rocks. London, 1986. P. 395-414.

Prochaska W., Pohl W. Petrochemistry of some mafic and ultramafic rocks from the Mozambique Belt, Northern Tanzania // J. African Earth Sci. 1983. V. 1, N_{\odot} 3-4. P. 183-191.

Saini-Eidukat B., Weiblen P. W., Bitsianes G., Galscock M. D. Contrasts between platinum group elements contents and biotite compositions of Duluth complex — troctolitic and anorthositic series rocks // Miner. and Petrol. 1990. V. 42. P. 121-140.

Slansky E., Johan Z., Ohnenstetter M. et al. Platinum mineralization in the Alaskantype intrusive complexes near Fifield, N. S. W., Australia. Pt. 2. Platinumgroup minerals in placer deposits at Fifield // Miner. and Petrol. 1991. V. 43. P. 161—180.

Stupakov S. I., Izokh A. E., Simonov V. A. A model of magmatic crysalliration of the Kuznetsky Alatau ophiolites // Thermodynamics of natural processes: Abstr. of the Second inter. Sym. Novosibirsk, 1992. P. 137.

Tarkian M. Compositional variations and reflectance of the common platinumgroup minerals // Miner. and Petrol. 1987. V. 36. P. 169–190.

The platinum-group metals // Mining Survey. 1987. № 2/3. P. 2.

Watkinson D. N., Dunning G. Geology and platinum-group mineralization, Lac-des-Iles complex, Northwestern Ontario // Can. Miner. 1979. V. 17. P. 453-462.

Wilson A. N., Naldrett A. J., Tredoux M. Distribution and controls of platinum-group element and base element mineralization in the Darwendale subchamber of the Great Dyke, Zimbabwe // Geology. 1989. V. 17. P. 649-652.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ (В. И. Богнибов)	3
Глава 1. ПРОМЫШЛЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТИНОВЫХ	
РУД В РАССЛОЕННЫХ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ	
МАССИВАХ	5
1.1. Добыча и запасы платиновых металлов в различных типах	
месторождений (А. П. Кривенко)	_
1.2. Месторождения руд платиновых металлов в расслоенных	
ультрабазит-базитовых массивах (А. Э. Изох, В. И. Богнибов)	7
1.3. Механизм формирования промышленных концентраций ЭПГ	
в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах	
(А. Э. Изох, В. И. Богнибов)	11
Глава 2. ПЛАТИНОНОСНЫЕ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ	
МАССИВЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ	17
2.1. Платиноносные габброидные формации Алтае-Саянской	
области (В. И. Богнибов, А. Э. Изох)	_
2.2. Перспективные на платиновые металлы массивы	20
Спелнетерсинский массив (А Э Изох)	_
Аталыкский массив (В И Богнибоа)	33
Нижиелербинский массив (А.Э.Игог)	43
ADDITIVERY MACCUD $(A, \Im, M30x)$	40
$K_{\mu\nu}$ анский массив (Л. $J. H_{30}$)	53
Кики ашекии массив $(0, M, D, M, M, M)$	63
Кусканакский массив (M . 10. Ц δM , M .	66
Платиноносцие улитрабазить базиторые массиры	00
Платиноносные ультраоазит-оазитовые массивы	70
23 Платинорад минерализация в россынах Λ тазе-Садиской	70
склапиатой области (Н Л Толетых А П Криденко	
Γ B Hocmo Deuro)	76
	70
$(\Im \Gamma K_{OWWWRGR} F B K_{WC} \pi_{OR} \pi A O \pi_{OR} \sigma_{OR})$	88
	00
5.1. Состояние изученности территории и признаки платиновои	
5.2. Платиноносность иоко-довыренского расслоенного плутона	
Глава 4. ПЛАТИНОНОСНЫЕ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ	1.00
массивы алдано-становой области	108
4.1. Состояние изученности территории и платиновая	
минерализация в россыпях (Н. Д. Толстых, А. П. Кривенко)	_
4.2. Перспективные на платиновые металлы	
ультрабазит-базитовые массивы	115
Чинейский массив (А. П. Кривенко, Н. Д. Толстых,	
А. Э. Изох, Б. И. Гонгальский)	
Лукиндинский массив (А. И. Глотов, Р. Н. Ахметов,	
М. Ю. Подлипский, И. В. Бучко, П. А. Балыкин)	124
веселкинский массив (Р. Н. Ахметов, И. В. Бучко,	100
А. И. I лотов, А. Э. Изох, М. Ю. Поолипскии)	129
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (В. И. Богнибов)	139
ЛИТЕРАТУРА	141

Доп. к плану вып. изд. СО РАН на 1995 г. (монографии), № 793

Научное издание

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГА СИБИРИ

Ответственные редакторы

Глеб Владимирович Поляков Василий Иванович Богнибов

Утверждено к печати Институтом геологии СО РАН

Редактор 3. В. Белоусова Технический редактор О. М. Вараксина

Подписано к печати 31.08.95. Формат 70х100/16 . Бумага тип. № 2. Гарнитура таймс. Офсетная печать. Печ. л.12,25.Уч. изд. л. 13,6. Тираж 500. Заказ № 308.

Новосибирск, 90, Университетский просп.,3 Научно-издательский центр ОИГГМ СО РАН