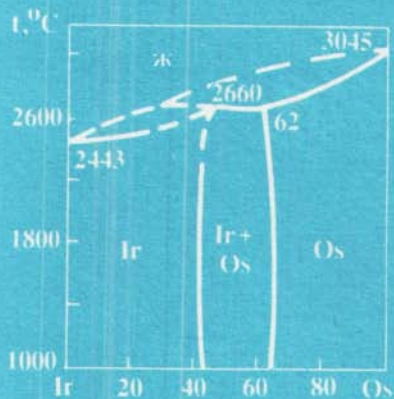
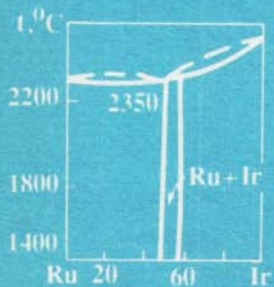


САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ГИПЕРБАЗИТ-БАЗИТАХ ТУВЫ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

**САМОРОДНЫЕ
МЕТАЛЛЫ
В ГИПЕРБАЗИТ-БАЗИТАХ
ТУВЫ**

Новосибирск 1993

САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ГИПЕРБАЗИТ-БАЗИТАХ ТУВЫ/Агафонов Л.В., Кужугет К.С., Ойдул Ч.К., Ступаков С.И./РАН, Сиб. отд-ние, Объедин-т геологии, геофизики и минералогии [Науч.ред. д-р геол.-мин. наук В.В.Велинский]. - Новосибирск, 1993. - 86 с.

ISBN 5-7623-0733-6

В работе обобщаются впервые полученные для Тувы систематические данные по минералогии самородных элементов в коренных источниках гипербазитов и дифференцированных габброидов. Установлен широкий спектр минералов элементов платиновой группы, которые концентрируются главным образом в хромититах и в меньшей степени в других породах. Изучена геохимия Os, Ir, Ru, Au и Ag в хромититах и габброидах некоторых массивов. Установлено, что иридий и рутений наиболее распространенные металлы в исследованных хромититах, причем иридий из всех ЭП зафиксирован в максимальных количествах, реже встречается осмий. Наряду с минералами системы Ir - Ru - Os, присущей хроми-во-родиевая минерализация. Минералы палладия зафиксированы в дифференцированных габброидах в виде минерала мертиита и неидентифицированной фазы (Cu, Pd, Te, Bi).

Кроме коренных источников исследованы самородные металлы в шлиховых ореолах некоторых гипербазитовых массивов.

Приведенные результаты заинтересуют минералогов, геохимиков и геологов, особенно тех, чьи исследования связаны с минералогией рудных месторождений ультраосновных и основных пород.

Научный редактор д.г.-м.н. В.В.Велинский

Р е ц е н з е н т ы

В.И.Лебедев (ТКО СО РАН); В.В.Рябов (ОИГТМ СО РАН)

© Объединенный институт геологии,
геофизики и минералогии СО РАН,
1993

© Л.В.Агафонов, К.С.Кужугет, Ч.К.Ойдул,
С.И.Ступаков, 1993

ВВЕДЕНИЕ

Первые сведения о находке минералов-платиноидов на территории Тувы систематизированы в работе Н.К.Высоцкого /1933/. Эти минералы были обнаружены в различных районах при разработке золотосодержащих россыпей и при шлиховом опробовании аллювиальных отложений многих рек этого региона. Поскольку диагностика минералов элементов платиновой группы (ЭПГ) производилась главным образом при макроскопическом изучении тяжелой фракции шлихов, то, естественно, что во внимание принимались такие признаки, как металлический блеск и серо-белый цвет. Эти показатели, а также высокий удельный вес позволяли отличать платиноиды от золота и называть их платиной. Н.К.Высоцкий /1933/ привел химические составы и показал наличие двух минералов: платины и осмистого иридия, последний по его данным преобладал. Согласно современной номенклатуре эти минералы можно идентифицировать как изоферроплатину и рутениридосмин или рутеносмирид /Cabri, Feather, 1975; Harris, Cabri, 1973/. Вполне очевидно, что при макроскопическом просмотре внимание могли привлечь только самородные элементы и их сплавы*. Сульфиды, арсениды, сульфоарсениды и химические соединения ЭПГ с другими физическими свойствами нежели сплавы, либо не сохранялись в осадочном процессе, либо ускользали от внимания. За годы, прошедшие со времени выхода в свет сводки Н.К.Высоцкого /1933/, к сожалению, в печати не появилось новых данных по платиноидам Тувы, хотя геологические работы на этой территории проводились в значительных объемах, в том числе и на объектах, которые могли бы быть источником россыпной платиноидной минерализации – ультраосновные и основные интрузии.

Данная работа – первая попытка изучения в этом регионе минералов ЭПГ главным образом в коренных источниках гипербазитовых

* "Сплав" употребляется здесь как термин широкого пользования /Васильев, 1992/, он охватывает понятия твердые растворы и интерметаллические соединения металлов.

массивов и в меньшей степени базитовых интрузий и проведения сопоставления с россыпными минералами платиноидов, что в итоге позволит по-новому подойти к оценке платиноносности базит-гипербазитов Тувы.

На территории этого региона расположено большое количество массивов ультраосновных и основных пород, изучение которых началось с 30-х годов /Татаринов и др., 1934/. Кроме отдельных статей, опубликованных в периодической печати и в различных сборниках, посвященных конкретным вопросам исследования ультраосновных и основных пород, имеется несколько обобщающих работ /Пинус и др., 1955, 1958; Пинус, Колесник, 1966; Меляховецкий, 1982; Гончаренко, 1989/, в которых с разной детальностью охарактеризовано большинство гипербазитовых массивов Тувы. Показано их геолого-структурное положение, вещественный состав, метаморфизм и преобразование базит-гипербазитов в процессе выведения их в земную кору. Несмотря на то, что во многих работах высказывается предположение о платиновом и осмистоиридиевом оруденении, никаких специальных исследований в этом направлении не проводилось.

Территория Тувы характеризуется сложной тектоникой. В ее строении принимают участие разновозрастные складчатые сооружения, среди которых располагаются поля более древнего фундамента. Складчатые структуры осложняются наложенными на них молодыми прогибами. Разновозрастные сооружения разделяются зонами глубинных разломов, главные из которых во многих случаях трассируются массивами гипербазитов. Последние могут локализоваться и в зонах разломов, оперяющих главные структурные линейменты. Выстраиваясь в цепочки, гипербазитовые массивы формируют гипербазитовые пояса; на территории региона их выделено четыре /Пинус, Колесник, 1966/.

Массивы Западно-Тувинского гипербазитового пояса локализованы в зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома, разделяющего разновозрастные складчатые образования. В пределах этого пояса располагаются такие массивы, как Ақ-Довуракский, Кодейский, Шагонарский, Копсекский и др. Из гипербазитовых массивов этого пояса платиниды исследовались в двух последних.

В состав Каахемского гипербазитового пояса входит большое количество гипербазитовых массивов, располагающихся в междуречье Каа-Хем - Бий-Хем. Структурно названный пояс связан с зоной глубинных разломов, приуроченных к бортам древнекаледонского гео-

синклинального прогиба или отделяющих докембрийские выступы от раннекаледонских складчатых структур /Пинус, Колесник, 1966/. Большое число массивов расположено в верховьях рек Копто, Ужеп. Минералы ЭПГ из гипербазитов этого пояса изучались в хромититах Ужепского и Малокоптинского массивов.

Южно-Тувинский гипербазитовый пояс будет охарактеризован в отдельном разделе, здесь лишь отметим, что он содержит множество мелких и крупных гипербазитовых тел, локализованных в зоне разломов, отделяющей образования Сангиленского докембрийского выступа от древнекаледонских складчатых сооружений Тувы. К юго-западу этот пояс продолжается на территорию Монголии до сочленения с линейными структурами хр. Хан-Хухэй. В пределах Южно-Тувинского гипербазитового пояса изучались платиноиды в хромититах Улорского, Нижнетарлашкинского, Агардагского и Сольджерского массивов. Кроме того, предполагается, что на территории Монголии в пределах Агардагской зоны разломов существуют гипербазитовые тела, в настоящее время закрытые современными рыхлыми отложениями. Специальные геологические работы подтверждают этот прогноз по выявленным продуктам размыва гипербазитов. В них были обнаружены минералы ЭПГ как в песчано-гравийно-галечных рыхлых озерных отложениях оз. Баян-Нур, содержащих продукты размыва ультраосновных пород, так и в хромититах из конгломератов с обломками различных базит-гипербазитовых пород. При характеристике минералов ЭПГ будут приведены и данные по платиноидам из отложений оз. Баян-Нур.

Восточно-Тувинский гипербазитовый пояс расположен на крайнем востоке Тувы и частично размещается на территории Монголии. Массивы ультраосновных пород структурно приурочены к субмеридиональной зоне разломов, сочленяющейся в северной части с Восточно-Саянской зоной широтного простирания. Здесь изучались Тарынский, Оттукдашский, Улинханский, Шихидский (Бельдынский) гипербазитовые массивы, в хромититах некоторых из них установлены различные минералы ЭПГ и золото. Отметим, что гипербазиты этого пояса из-за своей труднодоступности еще недостаточно изучены и требуют к себе дальнейшего внимания.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ

В работах, отмеченных выше, приводится геологическое строение гипербазитовых массивов Тувы и детальная характеристика петрографического состава пород, слагающих их. Поэтому авторы уделяют этим вопросам минимальное внимание. Более подробно нами рассматривается Агардагская зона разломов и ряд гипербазитовых массивов ее составляющих. Это обусловлено главным образом тем, что именно в ее пределах наиболее детально изучены минералы ЭПГ и другие самородные элементы, связанные с гипербазитами.

Гипербазиты Агардагской зоны разломов

Агардагская зона представляет собой линейamentную структуру северо-восточного простирания, разделяющую Сангиленскую часть Тувино-Монгольского докембрийского массива и раннекаледонские складчатые образования Восточного Танну-Ола. Она имеет сложное строение, в котором принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы пород, охватывающие возрастную интервал от верхнего рифея до ордовика включительно. Широко здесь представлены массивы альпинотипных гипербазитов. Они располагаются в виде прерывистой цепочки линзовидных тел, приуроченных к зоне Южно-Тувинского глубинного разлома и образуют одноименный гипербазитовый пояс. Он прослеживается на северо-восток на расстоянии около 100 км от оз. Шара-Нур до верховьев рек Цурмак и Улор. Его юго-западное продолжение уходит на территорию Монголии, где срезается субширотной горст-антиклинальной структурой хр. Хан-Хухэй, отделяющей его от гипербазитов Дзабханского пояса. Агардагская и Дзабханская зоны разломов первоначально, по-видимому, представляли собой единую тектоническую структуру, ограничивающую докембрийский, некогда единый, жесткий массив Тувино-Монгольского мегаблока от раннекаледонской эвгеосинклинальной Озерной зоны /Беззубцев, Волчек, 1963; Пинус и др., 1984; Ступаков, 1990/.

В Кжно-Тувинском поясе известно два крупных массива - Агардагский, Улорский и большое количество мелких гипербазитовых тел, обнажающихся на правом берегу р.Тесхем, в урочище Теректиг-Саир и в других местах (рис. I). Они вмещаются венд-кембрийскими

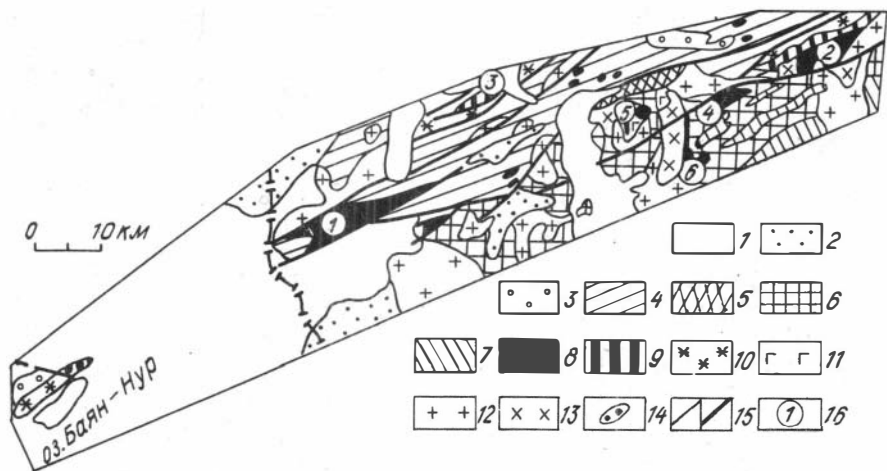


Рис. I. Геологическая схема Агардагской зоны разломов(составлена с учетом данных А.И.Гончаренко и др., 1988; В.Е.Гоникберга, 1989):

I - четвертичные отложения; 2 - конгломераты, глины, алевролиты, пески, аргиллиты, мергели (неоген); 3 - красноцветная вулканогенно-терригенная толща: конгломераты, гравелиты, песчаники, мергели, известняки с прослоями эффузивов (силур - девон); 4-5 - венд-кембрийские зеленосланцевые образования: 4 - кускунугская свита (базальтовые, андезито-базальтовые порфириды и их туфы, глинисто-кремнистые, кварц-хлоритовые и кварц-хлорит-слюдистые сланцы, конгломераты, песчаники, кварциты, мраморизованные известняки и доломиты); 5 - базальтоиды чонсаирской серии; 6-7 - высокометаморфизованные образования протерозоя: 6 - мугурская толща (амфиболитовые, углеродистые, глиноземистые и кварц-слюдистые сланцы, графитизированные мраморизованные известняки и мраморы), 7 - тесхемская толща (апоелитовые биотитовые гнейсы, мигматиты, разгнейсованные метагранитоиды); 8 - акдовуракский комплекс (серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты); 9 - карашатский комплекс (ду-

ниты, верлиты, клинопироксениты, габбро); IO - тесхемский комплекс (габбро, габбро-диориты, диориты, тоналиты, плагиограниты); II - амфиболлизированные габброиды и метагабброиды; I2, I3 - постдеформационные гранитоиды нерасчлененные по возрасту (верхний рифей - средний палеозой): I2 - граниты, адамеллиты, лейкократовые граниты, I3 - гранодиориты, диориты, габбро-диориты; I4 - гипербазитовые конгломераты (неоген); I5 - геологические границы (а) и тектонические нарушения (б); I6 - массивы: I - Агардагский, 2 - Улорский, 3 - Карашатский, 4 - Верхнетарлашский, 5 - Нижнетарлашский, 6 - Сольджерский.

вулканогенно-осадочными отложениями кускунутской свиты, метаморфизованной в условиях зеленосланцевой фации. Ранее в эту же группу гипербазитов включались Верхне-, Нижнетарлашский и Сольджерский массивы, залегающие среди протерозойских кристаллических пород мугурской свиты /Пинус и др., 1955, 1958/. Однако последние данные петрологических и структурных наблюдений дают основание для отнесения их к рифейским офиолитам /Гончаренко и др., 1988; Гоникберг, 1989; Кузнецов, Симонов, 1989/. Они действительно вписываются в складчатые структуры протерозойских образований и не имеют связи со структурными элементами Агардагской зоны, но обоснование возраста остается дискуссионным.

Кускунутская свита, а также другие стратифицированные образования Агардагской структуры детально изучены /Гибшер и др. 1988; Гибшер, Терлеев, 1989/. По их данным эта свита, неполная мощность которой составляет 2300 м, стратиграфически является самой древней в Агардагской зоне и датируется верхним вендом - ранним кембрием. Она сложена базальтовыми и андезитобазальтовыми порфиритами и их туфами, глинисто-кремнистыми, кварц-хлоритовыми и кварц-хлорит-сланцевыми сланцами, конгломератами, песчаниками, кварцитами, мраморизованными известняками и доломитами. Вулканогенные породы, химические составы которых приведены в табл. I, отвечают островодужным толеитам. В междуречье Чон-Саир - Тарлашский распространены близкие им по составу зеленокаменноизмененные базальтоиды чонсаирской серии (табл. 2). Они со

Таблица I

Химические составы вулканогенных пород кускунутской свиты

Компо- ненты	I	2	3	4	5	7	9
SiO ₂	50,36	45,01	49,84	49,39	48,48	49,29	46,14
TiO ₂	0,61	1,25	1,44	1,26	2,13	1,79	1,70
Al ₂ O ₃	13,07	15,32	12,42	16,22	16,11	17,70	14,22
Fe ₂ O ₃	9,20	10,29	12,41	9,90	12,28	10,03	9,42
MnO	0,16	0,18	0,26	0,21	0,18	0,16	0,15
MgO	10,00	6,43	6,65	5,89	5,52	4,84	5,38
CaO	7,60	7,93	10,35	5,60	8,68	6,27	8,96
Na ₂ O	1,89	2,65	2,90	3,44	2,66	5,28	4,40
K ₂ O	2,90	0,10	0,10	2,15	0,17	0,21	0,45
P ₂ O ₅	0,62	0,32	0,07	0,58	0,22	0,21	0,19
ППП	3,08	10,02	3,14	4,86	3,05	3,81	8,49
Σ	99,49	99,50	99,58	99,50	99,48	99,59	99,50
F'	34,00	47,00	51,00	49,00	56,00	54,00	50,00

Компо- ненты	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	51,57	49,72	46,42	48,18	46,48	44,71	50,19
TiO ₂	1,86	1,08	2,73	2,73	2,73	2,17	1,94
Al ₂ O ₃	14,24	15,90	12,59	12,03	11,68	9,63	8,53
Fe ₂ O ₃	12,88	9,73	12,85	12,80	12,94	12,20	9,63
MnO	0,20	0,17	0,18	0,12	0,15	0,16	0,13
MgO	5,51	8,52	9,78	9,72	10,57	8,61	7,60
CaO	6,40	6,88	9,29	7,08	8,39	13,07	12,03
Na ₂ O	3,75	3,05	2,57	2,75	2,71	2,82	3,00
K ₂ O	0,22	0,55	0,83	1,20	0,81	0,93	0,10
P ₂ O ₅	0,12	0,28	0,30	0,29	0,29	0,14	0,28
ППП	2,75	3,61	1,96	2,60	2,75	5,06	6,07
Σ	99,50	99,49	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
F'	57,00	39,00	42,00	43,00	41,00	44,00	42,00

Примечание. F' = Fe·100/(Fe+Mg); I-16 - см. в работе /Тоникберг, 1988/.

Таблица 2

Химические составы базальтоидов чонсаирской серии, мас. %^ж

Компоненты	Г-234/1	Г-234/2	Г-234/3	Г-234/4
SiO ₂	55,32	49,68	50,78	51,28
TiO ₂	1,60	1,60	1,60	1,02
Al ₂ O ₃	13,73	15,18	15,73	15,21
Fe ₂ O ₃	13,85	14,78	14,56	12,72
MnO	0,17	0,18	0,18	0,18
MgO	5,03	6,29	5,54	6,79
CaO	4,84	7,11	4,88	5,84
Na ₂ O	4,83	3,54	5,07	4,81
K ₂ O	0,09	0,17	0,12	0,10
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,14	0,15
ПШШ	0,39	1,34	1,78	1,90
Σ	99,99	100,02	99,96	100,00
F'	61,00	57,00	60,00	51,00

Компоненты	Г-234/5	Г-235/1	Г-235/2	Г-235/3
SiO ₂	52,57	46,45	50,24	49,68
TiO ₂	0,78	0,81	1,17	1,10
Al ₂ O ₃	12,60	16,74	15,07	15,02
Fe ₂ O ₃	8,45	12,88	12,92	15,02
MnO	0,17	0,17	0,19	0,19
MgO	10,21	8,37	4,90	6,58
CaO	9,18	10,26	11,68	8,85
Na ₂ O	3,11	2,27	2,52	2,60
K ₂ O	0,17	0,08	0,09	0,07
P ₂ O ₅	0,29	0,17	0,24	0,18
ПШШ	2,51	1,82	1,01	0,72
Σ	100,04	100,02	100,03	100,01
F'	32,00	46,00	60,00	56,00

Примечание. F' = Fe · 100 / (Fe + Mg); ж - неопубликованные данные А.С.Гибшера.

структурным несогласием перекрывают протерозойские образования мутурской свиты, а также встречаются среди них в виде субвулканических тел и даек габбро-диабазов. В свою очередь, продукты разрушения этих базальтоидов и габбро-диабазов присутствуют в кускунутских конгломератах, что позволяет отнести их к базальным горизонтам этой свиты /Гибшер, Терлеев, 1989; Ступаков и др., 1991а/. В районе Агардагского гипербазитового массива в туфо-песчаниках были обнаружены зерна хромшпинелидов, свидетельствующие о том, что в период формирования кускунутских отложений гипербазиты были выведены на поверхность и подвергались размыву /Ступаков, Завьялова, 1986/.

Образования этой свиты с несогласием перекрываются толщами вулканогенно-осадочной терекитгской (конгломераты, полимиктовые песчаники, археоциатовые известняки, андезито-базальты, вулканомиктовые песчаники, туфы, слоистые терригенно-карбонатные породы) и карбонатной карахольской (мраморизованные известняки). Возраст первой толщи отвечает уровню второй половины раннего кембрия, а возраст карахольских известняков из-за отсутствия в них фауны не однозначен. Либо эти толщи являются фациальными аналогами, либо терекитгская надстраивает карахольскую /Гибшер и др., 1988; Гибшер, Терлеев, 1989/.

Последнее предположение, по-видимому, больше отвечает действительности, так как на сопряженной территории Монголии, в пределах хр. Хан-Хухэй, венд-кембрийские образования имеют следующее строение. Зеленосланцевая вулканогенно-осадочная толща пород ханхухэйской свиты с несогласием и конгломератами в основании залегает на кристаллических образованиях докембрия /Амантов, 1963/. В нижней части ханхухэйской свиты распространены островодужные базальтоиды, имеющие близкие составы аналогичным образованиям кускунутской свиты /Ступаков, 1990/. Выше по разрезу они сменяются терригенно-осадочными отложениями с линзами и прослоями рифогенных известняков. В терригенных породах присутствуют продукты разрушения гипербазитов в виде хорошо сохранившихся зерен хромшпинелидов, а также зерен розового граната, характерного для пород докембрия. По данным А.В.Амантова /1963/, ханхухэйская свита согласно перекрывается ичитуинскими карбонатно-терригенными отложениями (мраморизованные известняки и кварциты) с прослоями кварц-хлорит-серицитовых сланцев, однако наблюдаемые

нами взаимоотношения вулканогенных и карбонатно-кремнистых пород этих свит в окружении гипербазитовых массивов повсеместно носили тектонический характер /Агафонов и др., 1990; Стулаков и др., 1987/. Обе свиты с несогласием и перерывом перекрываются байцатуинской вулканогенно-терригенной толщей, содержащей отложения среднего отдела кембрийской системы /Амантов, 1963/. Сравнивая составы этих свит со стратиграфическими образованиями Агардагской зоны, можно видеть, что ханхухэйская свита сопоставляется с кускунутской, а ичитуинская и байцатуинская - соответственно с карахольской и теректигской толщами. Несмотря на сходство в строении этих регионов для гипербазитовых тел отмечаются некоторые особенности. Если в Агардагской зоне они вмещаются образованиями кускунутской свиты, то в пределах хр. Хан-Хухэй гипербазитовые тела наблюдаются среди отложений как ханхухэйской, так и ичитуинской свит.

Гипербазитовые массивы в Агардагской зоне приурочены к ее юго-восточной окраине, залегая либо непосредственно на контакте с кристаллическими образованиями Сангиленского докембрийского выступа, либо вблизи него. Все они представляют собой пластинчатой формы тела, вытянутые согласно складчатости вулканогенно-осадочных образований кускунутской свиты. С вмещающими отложениями они повсеместно имеют тектонические контакты, круто падающие на северо-запад. В приконтактных частях как ультраосновные, так и окружающие их породы обычно рассланцованы и милонитизированы. На ультрабазитах вблизи контактов в виде останцов часто наблюдаются блоки вмещающих их пород, представленные преимущественно кварцитами и сланцами.

В строении гипербазитовых массивов участвуют дуниты и гарцбургиты, серпентинизированные в разной степени. Дуниты часто представляют собой массивные породы, сложенные оливином с характерными признаками пластических деформаций и акцессорным хромшпинелидом. Несерпентинизированные гарцбургиты в Агардагской зоне практически не встречаются. Наличие этих пород устанавливается по порфириновидным выделениям широкопризматического бастита, замещающего обычно зерна ортопироксена. Наиболее широко распространены серпентиниты. В крупных массивах они приурочены к краевым частям, а также к тектоническим нарушениям, осложняющим их строение. При этом степень серпентинизации первичных пород

уменьшается от периферии к центру. Мелкие тела гипербазитов, как правило, сложены серпентинитами полностью. В некоторых массивах среди серпентинитов встречаются небольшие тела лиственитов, родингитов и тремолититов, а также мелкие рудопроявления хризотиласбеста и хромититов. Последние наиболее широко представлены в Агардагском массиве и в меньшем количестве в Улорском.

Агардагский массив (рис. 2) находится на крайнем юго-западе одноименной зоны разломов, в районе оз.Шара-Нур, и детально изучен /Пинус и др., 1955, 1958; Никитчин, 1969; Велинский, Вартанова, 1967, 1980; Велинский, Банников, 1981; Ступаков, Завьялова, 1986 и др./. Это один из наиболее крупных массивов Тувы протяженностью около 23 км при максимальной ширине 2-3 км. Он ориентирован согласно складчатости вмещающих его венд-нижнекембрийских пород кускунутской свиты и имеет с ними повсеместно тектонические контакты, круто падающие ($75-80^{\circ}$) на северо-запад. В его строении участвуют в разной степени серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, а также аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты. Неизмененные гарцбургиты практически не встречаются.

Серпентиниты в массиве явно преобладают. Они представлены в основном массивными антигоритовыми и в меньшей мере антигорит-хризотилловыми разновидностями. По юго-восточному фасу массива распространены серпентиниты с эмалевидной светло-зеленовато-голубой коркой выветривания. Они приурочены к лежащему контакту гипербазитового тела и интенсивно милонитизированы и рассланцованы вплоть до образования серпентинитовых сланцев. В отличие от массивных серпентинитов акцессорные хромшпинелиды в них полностью замещены магнетитом. В северо-восточной части массива среди серпентинитов отмечаются крупнозернистые диопсидиты, природа которых не ясна.

Наряду с ультрабазитами в массиве присутствуют небольшие дайко- и штокообразные тела габбро-диабазов и гранитоидов. Габброиды в разной степени изменены с образованием родингитов гроссуляр-клинопироксен-клиноцоизит-хлоритового, везувиан-гроссуляр-альбит-хлоритового и тулит-пумпеллит-хлоритового состава /Ойдуп, Кужугет, 1989/. Изредка встречаются разновидности родингитов хлорит-магнетитового состава. В серпентинитах на контакте с родингитами в трех случаях установлены нефриты, в разной степени

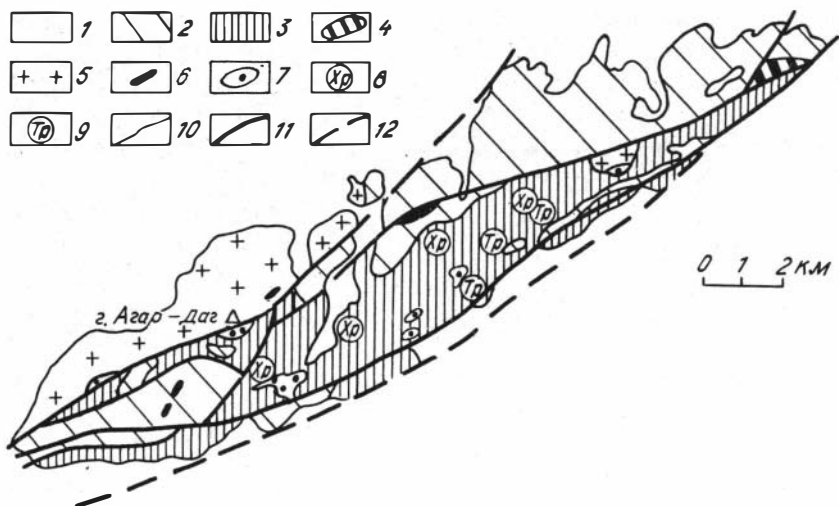


Рис. 2. Схема геологического строения Агардагского гипербазитового массива:

I - современные рыхлые отложения; 2 - вулканогенно-терригенные образования кускунугской свиты (венд - нижний кембрий); 3 - серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, серпентиниты антигоритовые, рассланцованные и чешуйчатые; 4 - диопсидиты и габбро (кумулятивный комплекс); 5 - граниты, гранодиориты, гранит-порфиры; 6 - мелкие линзы серпентинитов; 7 - листвениты; 8 - хромититы; 9 - тремолититы и нефриты; 10 - геологические границы; 11-12 - тектонические нарушения: установленные (11) и предполагаемые (12).

перекристаллизованные в тремолититы, сложенные широкопризматической разностью тремолит-актинолита. В контакте с кислыми породами ультрабазиты обычно лиственитизированы с образованием лиственитов преимущественно кварц-карбонатного состава.

Кроме перечисленных образований в массиве известно большое количество хромититовых проявлений. В виде массивных, нодулярных, вкрапленных и других разновидностей руд они образуют линзовидные или шпировые тела. Проявления хромититов, как правило, приурочены к полям развития дунитов или аподунитовых серпентинитов /Никитчин, 1969/. В серпентинитах также иногда встречаются маломощные жилки как продольно-, так и поперечно-волокнистого асбеста.

Улорский массив (рис. 3) по размерам занимает второе место (площадь выхода ультраосновных пород около 40 км²) и находится в северо-восточном окончании Агардагской зоны, в бассейне р. Улор. Краткие сведения по нему приведены в работах разных авторов /Велинский, Вартанова, Ковязин, 1987; Линус и др., 1965; Гоникберг, 1989 и др.), но наиболее полно он описан в статье, посвященной его геологическому строению и хромитоносности /Кужугет, Кудрявцев, 1981/.

Массив имеет в плане линзовидную форму, осложненную на юго-западе интрузиями диоритов и гранодиоритов. Он залегает на стыке

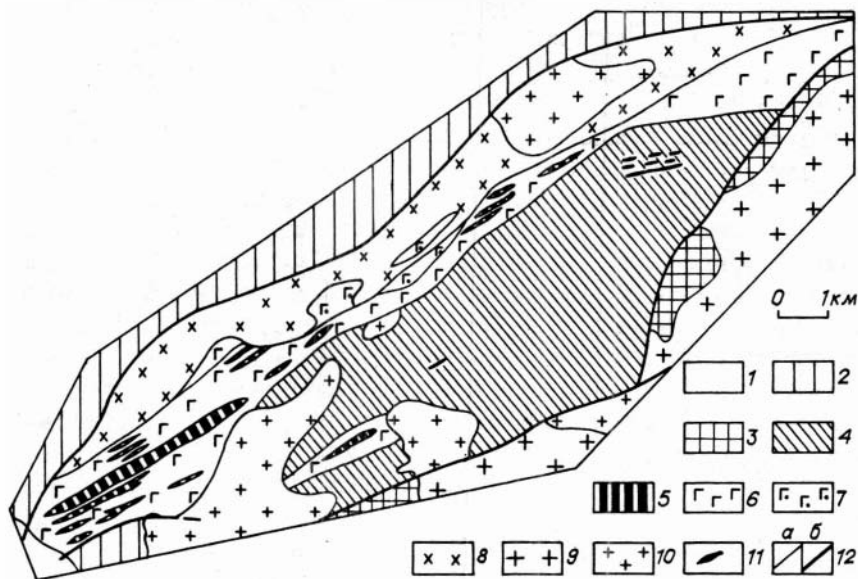


Рис.3. Схема геологического строения Улорского гипербазитового массива:

1 - четвертичные отложения; 2 - зеленосланцево-измененные вулканогенно-терригенные образования кускунугской свиты (венд - нижний кембрий); 3 - метаморфические породы мутурской свиты (протерозой); 4 - серпентинизированные дуниты; 5-7 кумулятивный комплекс: 5 - дуниты, верлиты, клинопироксениты, 6 - "нижнее" полосчатое габбро, 7 - "верхнее" железистое габбро; 8 - тоналиты; 9 - граниты; 10 - диориты и гранодиориты; 11 - хромититы; 12 - геологические границы (а) и тектонические нарушения (б).

венд-нижнекембрийских отложений кускунугской свиты и протерозойских образований мутурской толщи, и представляет собой пластинчатое тело северо-восточного простирания, ограниченное тектоническими нарушениями, круто падающими (70-80°) на северо-запад. В южном, лежащем контакте гипербазиты непосредственно залегают на протерозойских метаморфических образованиях, представленных мраморами, двуслюдяными полевошпатовыми, реже амфиболовыми сланцами и биотитовыми гнейсами. По северному и северо-западному краю ультраосновные породы контактируют с венд-нижнекембрийскими вулканогенно-осадочными породами через полосу габбро-амфиболитов с линзами серпентинитов. По представлениям вышеупомянутых исследователей эта переходная зона образовалась за счет габброизации и гранитизации основных эффузивов, залегающих в основании кускунугской свиты под влиянием интрузий таннуольского возраста.

Один из авторов данной работы (Ступаков С.И.) рассматривает эту зону в качестве кумулятивного дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса офиолитов, детально изученного в районе горы Кара-Шат. Первоначально Карашатский массив рассматривался как полигенный интрузив, состоящий из альпинотипных гипербазитов, прорванных более поздними габброидами, обусловившими возникновение переходной верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Колесник, 1966/. Позднее он был сопоставлен с раннепалеозойскими интрузиями мажалькского комплекса /Волохов и др., 1973/. И лишь в последнее время Карашатский массив включен в состав офиолитовой ассоциации /Изох и др., 1988; Симонов и др., 1988/. Впервые этот комплекс офиолитов был установлен и изучен на прилегающей территории Северо-Западной Монголии, в пределах хр. Хан-Хухэй (Джаргалантуйский массив) и в районе горы Онца-Ула, расположенной южнее. Детальное изучение этих массивов показало, что дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая ассоциация пород сформировалась в процессе кристаллизационной дифференциации магмы пикритоидного состава с образованием кумулюсных парагенезисов в следующей последовательности: Ол — Ол+Клп — Ол+Клп+Пл — Клп+Пл /Агафонов и др., 1987/. Это полностью согласуется с расчетным моделированием, результаты которого свидетельствуют о том, что формирование этого комплекса пород происходило в условиях давлений 5-7 кбар, температурном интервале 1350-1150 °С и летучести кислорода, контролируемой буфером Ni-NiO /Ступаков, 1990; Ступа-

ков и др., 1991б/. Рассматривая дунит-верлит-клинопироксенит-габбровую ассоциацию пород Улорского массива с позиции офиолитогенеза, можно говорить о более широком распространении кумулятивного комплекса в Агардагской зоне, чем казалось первоначально. Не исключено, что диопсидиты и ассоциирующие с ними габбро в северо-восточной части Агардагского гипербазитового массива имеют такую же природу образования.

Ультрабазиты в Улорском массиве представлены в основном дунитами, гарцбургитами и серпентинитами. Дуниты слагают более половины площади выхода ультраосновных пород. Гарцбургиты имеют резко подчиненное значение и наблюдаются лишь в виде небольших жилообразных тел, расположенных преимущественно в северо-восточной части массива. Серпентиниты распространены главным образом по периферии и по составу, в отличие от Агардагского массива, представлены лизардитовыми, антигоритовыми и лизардит-антигоритовыми разновидностями. Хризотилловые серпентиниты встречаются крайне редко.

Хромитоносными являются серпентинизированные дуниты с полосоми гарцбургитов, иногда обогащенных ортопироксеном. Хромитовое оруденение имеет преимущественно жилково-вкрапленный характер /Кужугет, Кудрявцев, 1981/. В центральной части массива встречаются густовкрапленные до массивных разностей хромититы.

Гипсометрически выше на ультрабазитах залегают габброиды с полосчатостью, согласной простиранию контакта. В них наблюдаются маломощные конформные тела аподунитовых серпентинитов, которые вверх по разрезу через верлиты переходят в клинопироксениты, сменяющиеся в свою очередь габбро. Этот комплекс пород в виде серии линейно вытянутых тел образует прослой в габброидной части и представляет собой кумулят базитовой магмы. Они имеют повышенную железистость (от 17 ат.% в аподунитовых серпентинитах до 21 % в клинопироксенитах)

лающей пластины гипербазитов и отличаются более низкими содержаниями никеля и хрома. В верхней части габброидов наблюдаются дайко- и силлообразные тела базитов, условно отнесенные к верхним габбро кумулятивного комплекса. Эти базиты характеризуются наличием сульфидной вкрапленности и высокой железистостью, что вполне согласуется с результатами моделирования /Ступаков и др., 1991б/. Породы кумулятивного комплекса имеют интрузивные взаи-

мостношения с тоналитами, сменяющимися габброиды вверх по разрезу. В них наблюдаются ксенолиты преимущественно габброидов, полосчатых и "верхних", реже амфиболитизированных клинопироксенитов. В единичных случаях отмечались ксенолиты сланцев, напоминающих породы кускунутской свиты. На диаграмме $Na_2O+K_2O-\Sigma FeO-MgO$ поля составов дунитов, пород кумулятивного комплекса, а также базальтоидов кускунутской свиты образуют единый тренд (рис. 4).

Для улорских тоналитов и плагиогранитных жил Карашатского массива проведены изотопные уран-свинцовые исследования цирконов, возраст которых определен в 715 ± 15 млн лет. Эти данные совпадают с геологическими наблюдениями, опирающимися на присутствие тоналитовых галек в шурмакских конгломератах кускунутской свиты, содержащей продукты разрушения как перидотитов, так и пород кумулятивного комплекса.

Исключительно своеобразны дуниты Сольджерского (см. рис. 1) и Нижнетарлашкского гипербазитовых массивов, находящихся вблизи байдагского гранитного батолита сархойского комплекса (PZ_1). В них зерна и агрегаты оливина часто находятся в оталькованной, карбонатизированной серпентиновой массе. В небольших изолированных гипербазитовых линзах содержится оливина около 90 %. Оливин, как правило, имеет чечевицеобразную (вытянутую по одной оси) форму зерен. Минерал почти прозрачный с буроватым оттенком без твердофазных включений магнетита.

Серпентиниты в этих массивах развиты по краевым частям и вдоль ослабленных зон: на Сольджерском преимущественно с южной и юго-восточной стороны (представлены хризотилowymi, хризотил-антигоритовыми разностями), на Нижнетарлашкском на юге (левый берег р. Тарлашкын) в виде узкой полосы субмеридионального направления.

Специфической особенностью указанных массивов является присутствие среди дунитов антофиллитовых пород в виде гнезд, прожилков мощностью до 3-4 см или агрегатов радиально-лучистого строения, сложенных антофиллитом белого цвета.

В пределах Нижнетарлашкского гипербазитового массива хромитовое оруденение отмечается на его западной окраине. Густо-вкрапленные до массивных руды, содержащие минимальные по сравнению с другими массивами содержания ЭПГ, прослеживаются на 8,5 м при ширине 0,1-0,7 м. На Сольджерском массиве выявлено

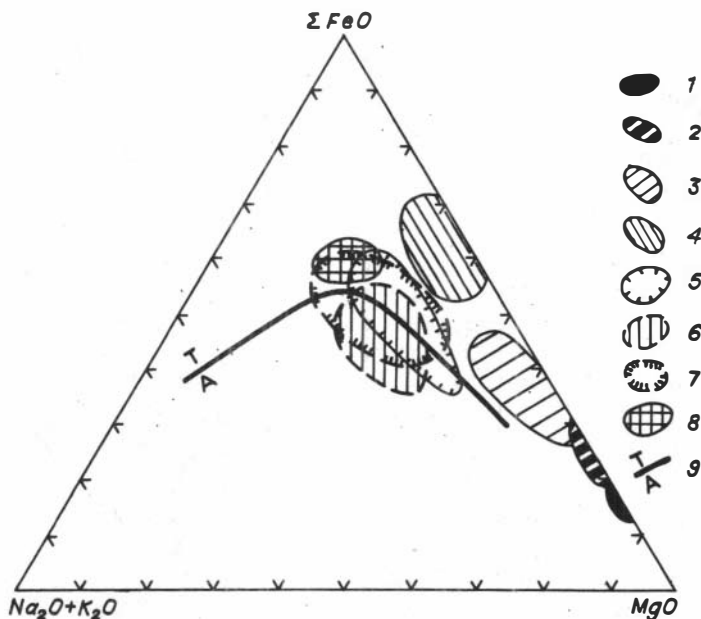


Рис.4. Диаграмма составов пород офиолитовой ассоциации Агардагской зоны разломов:

1-4 - поля составов пород Улорского гипербазитового массива: 1 - дуниты (метаморфический комплекс), 2 - дуниты, верлиты, клинопироксениты (кумулятивный комплекс), 3 - полосчатое габбро кумулятивного комплекса, 4 - "верхнее" габбро (дайки, силлы); 5-7 - поля составов вулканогенных образований: 5 - чоңсаирской серии, 6 - кускунугской свиты, 7 - ханхухэйской свиты, 8 - тоналиты Улорского массива; 9 - линия раздела базальтоидов на толеитовые (Т) и известково-щелочные (А).

бедновкрапленное хромитовое оруденение в виде жилы длиной 2,5 м, мощностью 0,6 м.

Таким образом, в Агардагской зоне присутствуют все члены офиолитовой ассоциации, имеющие тесную генетическую и пространственно-временную связь. Нарушение первичных взаимоотношений за-

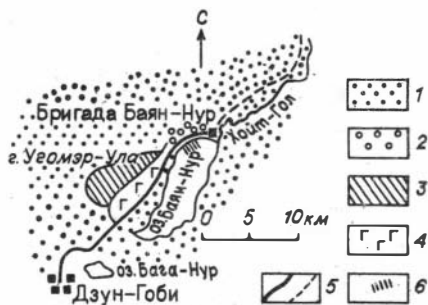
трудняет реконструкцию условий их образования. Однако наличие дунит-гарцбургитовых массивов с подиформными залежами хромититов, выявленный оливин — клинопироксен — плагиоклазовый порядок кристаллизации пород карашатского и улорскогокумулятивных комплексов, толеитовый островодужный состав базальтоидов кускунугской свиты и широкое распространение тоналитов и плагиогранитов, позволяют отнести офиолиты Агардагской зоны к окраинно-морскому типу или к офиолитам, залегающим над зоной субдукции /Пирс и др., 1987/.

Основная часть Агардагской зоны разломов, как сказано выше, находится на территории Тувы, где в ее пределах установлено несколько выходов тел гипербазитового состава /Пинус и др., 1955, 1958; Никитчин, 1969; Ступаков, Завьялова, 1986/. На территории Монголии она в рельефе трассируется несколькими небольшими поднятиями среди степной равнины, местами пересыпанной песками Боригдэлийн элс. Юго-западное окончание зоны теряется в хребте Хан-Хухэй, где в области сочленения с Хан-Хухэйской и Дзабханской зонами разломов зафиксировано несколько разновеликих гипербазитовых массивов, среди которых наиболее крупный — Думбэрэльский. Агардагская зона на всем протяжении по территории Монголии перекрыта рыхлыми отложениями, скрывая коренные выходы горных пород. Монгольский участок зоны специально исследовался на предмет присутствия в ее пределах гипербазитов. Согласно геологической карте МНР масштаба 1:1 500 000 /1971/, ранее здесь были известны лишь выходы пород основного состава с северо-западной стороны оз. Баян-Нур и в районе сомона Малчин. Ультраосновных же пород, за исключением окончания Агардагского массива и мелких тел в хр. Хан-Хухэй, известно не было. Озеро Баян-Нур расположено вблизи северной границы Монголии, к востоку от оз. Увса-Нур и в 10 км на северо-восток от сомона Дзун-Гоби. Ориентировано оно в северо-восточном направлении и вместе с расположенным рядом оз. Бага-Нур подчеркивает простираение Агардагской зоны разломов.

В районе оз. Баян-Нур с его северо-западной стороны, кроме известных здесь габброидов, диоритов и красноцветных терригенных отложений девона, были установлены конгломераты и переслаивающиеся с ними тонкозернистые отложения, содержащие продукты разрушения ультраосновных и основных пород. Конгломераты, гравелиты и тонкозернистые карбонатно-глинистые отложения, вероятно, позд-

неогенового возраста чередуются, образуя не менее двух перемежающихся покровов грубозернистых и тонкозернистых отложений. Мощность слоев достигает 3 м. Карбонатно-глинистые (с преобладанием карбоната) отложения в зоне гипергенеза подвергаются интенсивному выветриванию с образованием коричнево-ржавых охр. Терригенные породы, содержащие продукты дезинтеграции гипербазитов и базитов, фиксируются лишь локально на небольшой площади. К юго-западу они выклиниваются в пределах выходов интрузивных габброидных пород, а к северо-востоку перекрываются современными рыхлыми отложениями. Общая видимая протяженность терригенных пород составляет примерно 1 км. Судя по наличию в рельефе продолжающегося поднятия северо-восточного простирания, можно предполагать распространение терригенных отложений с базит-гипербазитовым материалом и далее к северо-востоку, параллельно р. Лойт-Гол (рис. 5). Истинное распространение указанных пород можно оценить лишь после проведения специальных работ. Остановимся кратко на составе терригенных пород. Грубозернистые разности сложены разновеликими обломками серпентинитов, серпентинизированных дунитов, перидотитов, различных габброидов, хромититов (сплошные и вкрапленные), офитов. Очень широко представлены в обломках продукты коры выветривания гипербазитов: магнезиты (преобладают) и бирбириты. Исследование гипербазитов Монголии, в том числе и связанных с ними кор выветривания /Пинус и др., 1984/, показывает, что процессы выветривания гипербазитов в данном регионе в прошлом были широко развиты. Однако продукты кор выветривания, за редким исключением, сохранились преимущественно в южных районах Монголии на гипербазитах, расположенных среди герцинских складчатых сооружений, хотя корни кор выветривания встречаются часто. Не являются исключением и близрасположенные гипербазитовые массивы хр. Хан-Лухэй. Гипергенные преобразования гипербазитов в Монголии приводили к формированию силицифицированного профиля выветривания, основными продуктами которого являются магнезиты и кремнисто-карбонатные породы - бирбириты. Присутствие в терригенных породах в большом количестве продуктов разрушения кор выветривания базит-гипербазитов может служить благоприятным фактором для поисков платиноидов, ибо процесс выветривания способствует высвобождению минералов ЭПГ из горных пород. Наконец, среди обломков встречены сланцы и даже остроугольный обломок

Рис.5. Схематическая геологическая карта района оз. Баян-Нур:



I - современные рыхлые отложения, главным образом, пески; 2 - конгломераты, брекчи, гравелиты, песчаники, глинисто-карбонатные отложения предположительно верхнеэоценового возраста;

3 - красноцветные конгломераты, гравелиты, песчаники (девон); 4 - габбро, габбро-пегматиты, пироксениты, плагиограниты, диориты, габбро-диориты (ϵ_{2-3}); 5 - дороги автомобильные; 6 - участок береговой линии,

10x10x3 см сливного магнетита. Обломки, в большинстве своем, очень слабо окатаны и широко варьируют по размеру. Так, из двух найденных в конгломератах кусков хромититов обломок сплошного хромитита был окатанным и составлял 5x5x10 см, а слабоокатанный обломок, сложенный густовкрапленным хромититом, пятнами перемежающимся с серпентин-тальковым агрегатом, имел размер 25x25x14 см. Обломки цементируются тонкозернистой светло-коричневой глинисто-карбонатной массой, состоящей, согласно фазовому рентгенометрическому анализу и макроскопическому изучению, из тонкозернистого кальцита, доломита и резко подчиненных им глинистых минералов (палыгорскит, монтмориллонит) с мельчайшими зернами кварца, зерен хромшпинелидов, окатанных и в форме октаэдра, полевого шпата, слюды, серпентина, талька, офита, корочек и линзочек артинита (?). Химический состав глинисто-карбонатной массы по данным рентгенофлуоресцентного анализа образца А-260-90

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
24,96	0,09	1,90	5,03	0,22	16,67	21,38	0,30	0,20	0,064
Ва	ППП		Сумма						
0,003	29,26		99,92						

Охарактеризованные выше терригенные породы размывались, переотлагались (и переотлагаются в настоящее время) временными потоками. Современные рыхлые песчано-гравийные и галечные отложения северо-западного берега оз. Баян-Нур сформированы за счет

разрушения габброидов, девонских красноцветных и молодых конгломератов и карбонатно-глинистых терригенных пород. При изучении рыхлых образований было обращено внимание на то, что песчаные береговые озерные отложения содержат большой объем хромшпинелидов. Специальное исследование шлиховых концентратов хромшпинелидов озерных песчано-гравийных отложений позволило установить наличие в них изоферроплатины (Pt_3Fe) и эрликманита (OsS_2) с примесью иридия. Далее будет подробно охарактеризована минерализация ЭП в рыхлых современных отложениях и конгломератах.

Массивы Каа-Хемского гипербазитового пояса

В пределах этого пояса локализовано большое количество массивов, имеющих размеры на современном эрозионном срезе от 0,5 до 13 км². Наиболее крупные из них: Малокоптинский (верховье р. Мал. Копто), Коптинский (верховье р. Копто) и Ужепский (среднее течение р. Ужеп). Все они относительно мало изучены (детальность — до уровня геологических съемок масштаба 1:50 000), так как специальных тематических работ по установлению их геологического строения и рудоносности не проводилось. Ниже изложены практически первые сведения о них, полученные нами в период полевых геологических исследований 1990–1991 гг.

Площадь Малокоптинского массива составляет 6,5 км², выход его на дневной поверхности имеет неправильную извилистую форму. Массив вытянут в северо-западном направлении, занимает секущее положение по отношению к вулканогенно-осадочным образованиям тапсынской свиты венд-нижнекембрийского возраста, которые ограничивают его с северо-востока. Последние представляют собой в основном известняки, кремнисто-глинистые сланцы, реже порфириды. С юга и юго-запада гипербазиты граничат с гранитоидами таннуольского возраста.

Массив сложен дунитами, оливинитами, пироксенитами и серпентинитами, дуниты преобладают, занимая преимущественно центральную и северную части. Порода сложена оливин-талъковой массой. Пироксен микроскопически не обнаруживается, но фиксируется фазовым рентгеноструктурным анализом. Вдоль южной эндоконтактовой зоны, у контакта с гранитоидами, развиты своеобразные пятнистые

дуниты, образование которых обусловлено скоплением тонкодисперсного магнетита в пределах отдельных зерен оливина в процессе повторной оливинизации серпентинитов. Темные пятна под микроскопом просвечивают слабо, и диагностика минералов здесь затруднена. По результатам рентгеноструктурного анализа фиксируются оливин, серпентин, хлорит, кварц. Они отличаются от окружающих их пород по химическому составу более высоким (2,5 раза) содержанием суммы железа. Переходы от темных пятен к окружающей массе постепенные, связанные с количеством талька в породе. Мелкочешуйчатый тальк заполняет пространство между прерывисто-параллельными рядами чечевицеобразных зерен оливина, который во вмещающей массе "свежий". В нем при 20-, 40-кратном увеличении под микроскопом наблюдаются различной формы газово-жидкие и твердофазные игольчатые включения. Рентгеноструктурным фазовым анализом в этих породах, кроме оливина и талька, обнаружены пироксен, серпентин, кварц, амфибол.

Оливиниты образуют узкие (до 1,5 м) полосы, приуроченные к зонам разломов в пределах дунитов. Пироксениты встречаются среди пятнистых дунитов. Взаимоотношения их с указанными дунитами не ясны. Тела пироксенитов выделяются среди последних как крупные блоки - "ядра" более плотных слабо выветрелых пород.

Серпентиниты развиты по краевым частям массива, имеют преимущественно антигоритовый состав, реже лизардитовый и хризотил-антигоритовый.

Повсеместная серпентинизация ультраосновных пород до антигоритовой стадии, широкое проявление вторичной оливинизации свидетельствуют о высокой степени метаморфизма гипербазитов данного массива. Поэтому, учитывая известные поисковые критерии промышленного оруденения хризотил-асбеста и хромититов, перспективы массива с точки зрения выявления здесь крупных запасов этих полезных ископаемых ограничены. В хромититах коренного проявления хромшпинелиды по составу отвечают субферриальнохромиту. Судя по высокой степени метаморфизма пород, хромшпинелиды здесь также, вероятно, метаморфизованы.

В верховьях р. Копто установлены мелкие, разобщенные линзообразные тела гипербазитов. Наиболее крупное из них 14-15 км расположено в западной части ареала их распространения. Его мы назвали условно Коптинским массивом. Сложен он большей частью

антигорит-кварц-тальковыми лиственитизированными породами. Первичный состав пород, по-видимому, был дунит-гарцбургитовый. Дуниты в небольшом объеме отмечаются в восточной и северо-восточной частях массива, гарцбургиты - в юго-западной.

Мелкие размеры гипербазитовых тел не позволяют положительно прогнозировать возможность выявления здесь более или менее значительных проявлений полезных ископаемых, связанных с ультраосновными породами. Кроме того, лиственитовый состав пород, слагающих Коптинский массив, свидетельствует о глубоком преобразовании ранее сформировавшихся серпентиновых минералов. Поэтому ожидать существенно значимых масштабов оруденения хризотил-асбеста здесь не приходится. То же самое можно сказать и о хромитовом оруденении.

Ужепский гипербазитовый массив расположен на правом берегу р. Ужеп между ее притоками Кара-Ужеп и Кундус-Кудурук. В связи с его удаленностью и труднодоступностью, а также исключительно плохой обнаженностью, массив до сих пор остается слабо изученным. Площадь выходов составляет 13,9 км². Вмещающими породами являются нерасчлененные отложения харальской серии верхнего протерозоя: углеродистые, кварц-биотит-гранатовые и актинолитовые сланцы с редкими горизонтами мраморов.

На юге и востоке массив контактирует с телами кварцевых диоритов, меланократовых разностей габбро и сложен в основном дунитами (тальк-антигорит-оливиновой ассоциацией), оливинитами и реже перидотитами. Дуниты характерны для северной части; к югу постепенно сменяются перидотитами. В приконтактной части массива развиты тальк-карбонат-серпентинитовые, актинолит-серпентиновые, актинолит-хлоритовые сланцы. Местами наблюдаются рассланцованные участки и зоны, сложенные карбонатизированными антигоритовыми серпентинитами. Содержание карбоната, представленного магнезитом, в породе колеблется от 20 до 55 %. Среди них наблюдаются прослой тонкозернистых массивных тальцитов мощностью до 30 см. Изученные хромиты были отобраны из делювиальных развалов.

Массивы Восточно-Тувинского гипербазитового пояса

К массивам, находящимся в прогибах Тувино-Монгольского срединного массива в окружении венд-нижнекембрийских отложений, относятся Билинский, Тарынский, Бельдыкский (Шишидский), Улинханский, Оттукдашский и др. По вещественному составу они существенно не отличаются от вышеописанных гипербазитовых тел. Эти массивы сложены главным образом дунитами, пироксеновыми дунитами (до 3-5 % энстатита) и гарцбургитами, обогащенными оливином. При общем преобладании дунитов в массивах отмечается возрастание роли гарцбургитов в направлении к более высоким гипсометрическим уровням.

Оттукдашский гипербазитовый массив расположен в верховье одноименной реки (правый приток р. Эми). Он входит в состав Восточно-Тувинского гипербазитового пояса и является одним из крупных массивов в пределах Эмийского прогиба. Площадь его выхода на современном эрозионном срезе составляет $5,5 \text{ км}^2$. Тело ультраосновных пород имеет несколько вытянутую в северо-западном направлении груболинзовидную форму с крутым падением на северо-восток под углом $60-70^\circ$. Оно протрудировано на поверхность в зоне Оттукдашского разлома, ветви которого ограничивают массив с северо-запада и юго-востока (рис. 6).

Вмещающая рама массива сложена позднепротерозойскими тонкослоистыми мраморизованными известняками нарынской свиты и плотными зеленовато-серыми парасланцами пучукской свиты венд-нижнекембрийского возраста. Ни в тех, ни в других отложениях не отмечается следов контактового метаморфизма под влиянием ультраосновной интрузии, что косвенно свидетельствует о его тектоническом внедрении. Известняки нарынской свиты в приконтактной зоне шириной 40-60 м местами интенсивно смяты в складки с амплитудой складчатости 10-15 м. Непосредственно у контакта с гипербазитами породы рамы местами брекчированы. Терригенно-вулканогенные отложения пучукской свиты, ограничивающие массив с юга, у контакта с ним рассланцованы.

По петрографическому составу Оттукдашский массив выглядит довольно однородным. Вместе с тем, можно наблюдать вертикальную зональность, выражающуюся в развитии дунитов на гипсометрическом уровне 2000 м, а выше по разрезу появляются полосчатые

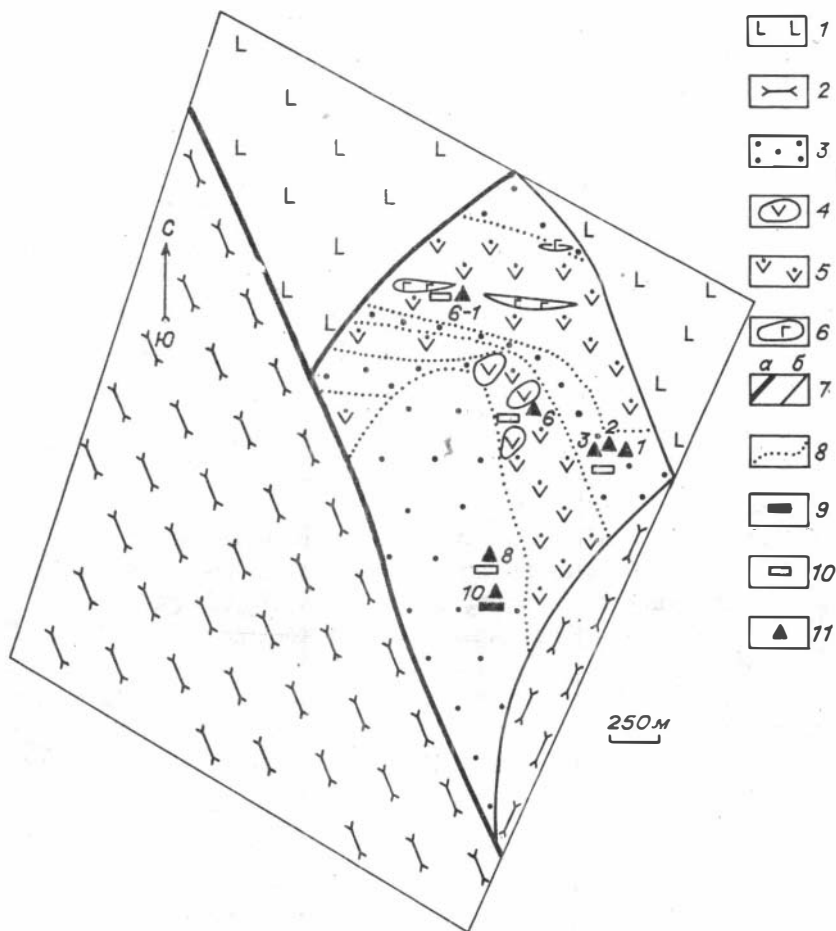


Рис.6. Схематическое геологическое строение Оттукдашского гипер-
базитового массива:

I – мраморизованные известняки нарынской свиты (протерозой); 2 – парасланцы пучукской свиты (венд – нижний кембрий); 3 – дуниты; 4 – серпентиниты; 5 – пятнистые апоперидотитовые породы; 6 – габброиды; 7 – разломы (а), геологические границы (б); 8 – петрографические границы; 9 – коренные проявления хромитита; 10 – делювиальные развалы хромититов; 11 – точки отбора проб.

дунит-перидотитовые, интенсивно выветрелые апоперидотитовые породы пятнистой текстуры. Переходы между указанными разностями пород постепенные.

Дуниты представляют тальк-антигорит-оливиновый парагенезис. По характеру распределения оливиновых зерен в породе устанавливается две разновидности структур: аллотриоморфно-зернистая и мостовая. Наиболее распространены дуниты первой структуры. Их минеральный состав, объем. %: оливин - 95, антигорит - I, тальк - 3-4. Породы мостовой структуры тяготеют к периферии массива. Макроскопически они не отличаются от первых. Зерна оливина овальной и чечевицеобразной формы составляют в них 50-90, тальк - 10-50 объем. %. Как в тех, так и в других присутствует акцессорный хромшпинеллд.

Апоперидотитовые пятнистые породы макроскопически представляют собой плотные темно-зеленые, мелко-, среднезернистые породы. В них зерна пироксена как бы вкраплены в амфибол-хлорит-оливиновую тонкозернистую массу. По трещинкам и спайности зерен пироксенов развивается серпентин-хлоритовый агрегат. В большинстве случаев зерна пироксена пропитаны тонкодисперсным магнетитом. Серпентиниты, преимущественно антигоритового состава, встречаются в виде линзовидных обособлений (до 30 см по длине) среди рассланцованных дунитов.

Проявления хромититов отмечаются в пределах южной части массива в виде небольших шпирообразных тел в коренном залегании и в виде делювиальных обломков до 20-30 см. Среди них встречаются сплошные и вкрапленные разности.

Массивы Западно-Тувинского гипербазитового пояса

В пределах пояса зафиксировано более 60 гипербазитовых тел, большинство из которых мелкие линзовидные менее 1 км². Преобладающее число массивов сложено серпентинитами с редкими реликтами первичных пород. Минералы ЭПГ изучались в гипербазитах Шагонарского и Копсекского массивов.

Шагонарский массив расположен на правом берегу р. Улуг-Хем, в междуречье Эйлиг-Хем - Темир-Суг. Размеры его 2,5 км x 80-280 м. Сложен он главным образом серпентинитами, отмечаются так-

же редкие участки серпентинизированных перидотитов и пироксенитов. Вмещающая толща представлена эффузивно-осадочными образованиями кембрийского возраста. Кроме этого, наиболее крупного массива, имеется ряд меньших кулисообразно располагающихся тел серпентинитов. Характерной особенностью данного массива является наличие здесь гипербазитовых брекчий, состоящих из различных обломков ультраосновных, основных и вмещающих пород, сцементированных серпентинитовым цементом. Тела брекчий представляют трубковидные образования, круто уходящие на глубину. На породы, слагающие "трубы", накладываются гидротермально-метасоматические изменения. Генезис брекчий до сих пор является дискуссионным и требует своего дальнейшего решения. Широко в пределах массива представлены мелкие интрузии габбро-диоритов, местами превращенных в разной степени метасоматически измененные породы и в родингиты /Пинус и др., 1955/. В нескольких точках в массиве зафиксирована главным образом убогая вкрапленность хромшпинелидов.

Копсекский массив располагается в западном окончании Западно-Тувинского гипербазитового пояса. В плане он имеет довольно изометричную форму площадью около $4,3 \text{ км}^2$. По данным магнито-разведки предполагается, что его площадь на глубине составляет $8-12 \text{ км}^2$. Массив имеет пологое падение на юг - юго-восток и залегает среди отложений чингинской свиты нижнего кембрия. На востоке он контактирует с отложениями адырташской свиты ордовика. Массив характеризуется сложным дифференцированным строением, в котором принимают участие аподунитовые серпентиниты, пироксениты и габбро-диабазы. Свежие дуниты в массиве не встречены. Как пироксениты, так и габбро-диабазы сильно изменены вторичными процессами вплоть до полного преобразования в родингиты. Кроме пород, формирующих полосчатость, здесь также широко представлены жильные разности габбро-диабазов, прорывающие в различных частях массива серпентиниты. Наряду с родингитами среди гидротермально-метасоматических пород отмечаются карбонатные жилы и мелкие линзы тремолититов.

В пределах массива многочисленны рудопроявления различных структурно-текстурных типов хромититов. В основном это мелкие тела преимущественно вкрапленных хромититов, имеющих лишь минералогическое значение.

ХРОМИТИТЫ И СЛАГАЮЩИЕ ИХ ХРОМШПИНЕЛИДЫ

Минералы элементов платиновой группы в гипербазитах пространственно преимущественно связаны с хромититами /Дмитренко и др., 1985; Auge, 1988; Агафонов, 1993/. Хотя Н.К.Высоцким /1933/ высказывается предположение о присутствии минералов ЭПГ в дунитах, но кроме Нижнетагильского массива нет больше примеров наличия в высоких концентрациях платиноидов в дунитах вне связи с хромититами. Возможность такого явления не исключается, однако в данной работе рассматриваются только минералы ЭПГ из хромититов, поэтому их изучению предпосланы результаты исследования хромититов - концентраторов платиноидов, а также хромшпинелидов, слагающих хромититы.

В большинстве гипербазитовых массивов Тувы, за исключением мелких тел, наблюдаются в разных объемах проявления подформных хромититов /Thayer, 1969/ различных структурно-текстурных типов. Наиболее крупные рудопоявления присутствуют в Агардагском массиве. Во всех других случаях, насколько известно из литературных данных и посещения авторами изученных массивов, проявления хромититов представлены мелкими жилами и шпирями, делювиальными развалами и отдельными глыбами сплошных и вкрапленных разностей, имеющих главным образом минералогическое значение.

Химический состав хромититов изучался в шести массивах. Руды в них представлены сплошными и вкрапленными разностями и они широко варьируют по составу (табл. 3), отражая различный минеральный состав и объемные соотношения минералов. Остановимся кратко на характеристике хромититов по отдельным массивам.

В Агардагском массиве присутствуют сплошные и вкрапленные типы хромититов, в том числе и нодулярные разности. Наряду с хромшпинелидом в составе хромититов встречаются серпентин, офит и характерные для хромититов этого массива кеммерерит и уваровит. Последние два минерала хорошо диагностируются макроскопически по

Таблица 3

Химический состав хромититов из гипербазитовых массивов Тувы, мас.%

Компоненты	Агардагский			Копсекский		Нижне-тарлаш-кинский	Ужеский		Малокоп-тинский	Шагонарский
	А-2	А-1	\bar{X}	Хо-30	Хо-29	Т-28	У-9	У-19	К-504	Ш-1
SiO	12,10	3,00	7,55	13,50	8,20	22,60	6,10	6,40	7,80	13,00
TiO ₂	0,12	0,12	0,12	0,10	0,21	0,10	0,12	0,12	0,10	0,21
Al ₂ O ₃	13,40	10,00	11,70	5,00	10,50	4,70	10,30	11,80	11,70	17,20
Fe ₂ O ₃ *	13,70	15,40	14,55	8,30	17,70	18,30	18,70	17,60	16,80	15,00
MnO	0,07	0,02	0,05	0,07	0,06	0,08	0,20	0,20	0,03	0,07
CaO	6,70	1,10	3,90	11,15	0,40	1,80	2,50	2,20	0,70	1,10
MgO	12,20	14,30	13,30	23,2	16,80	26,20	17,20	17,30	19,20	18,80
P ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	Не обн.	Не обн.	0,01	Не обн.	0,01
H ₂ O ₅	0,02	0,06	0,04	0,12	0,16	0,04	0,04	0,10	0,06	0,16
ШШ	1,20	0,80	1,00	20,00	2,00	3,00	4,40	4,00	3,20	2,30
Cr ₂ O ₃	38,80	54,80	46,80	18,70	43,30	32,10	40,30	39,30	40,40	32,9
NiO	0,073	0,030	0,051	0,10	0,067	0,17	0,030	0,13	0,13	0,03
ZnO	0,008	0,008	0,008	0,008	0,016	0,016	0,036	0,047	0,008	0,016
Сумма	98,31	99,6	99,06	100,59	99,34	100,09	99,86	99,16	100,12	100,74

Примечание. Сплошные хромититы: А-1, У-9, У-19, К-504, Хо-29; густовкрапленные и вкрапленные: А-2, Хо-30, Т-28, Ш-1; \bar{X} - средний состав. Анализы выполнены в ОИГТМ СО РАН Е.В. Ковкиной.

* - железо общее в виде Fe₂O₃.

своей характерной окраске: кеммерерит – сиреневый, уваровит – зеленый. Кроме кеммерерита может также присутствовать малохромистый хлорит-клинохлор (табл. 4). Это высокомагнезиальный и высокоглиноземистый хлорит, приближающийся по своему составу к магнезиальным разностям клинохлоров из родингитов /Пинус и др., 1984/. Однако, в отличие от указанного, он содержит меньше SiO_2 и больше Al_2O_3 . Элементы-примеси, за исключением хрома, который присутствует на уровне десятых долей массовых процентов, в хлорите весьма ограничены (см. табл. 4). В кеммерерите повышено количество хрома и магния при исчезающе малом содержании железа. Уваровит образует штокверкообразные жилки и разной величины бесформенные пятна главным образом в сплошных разновидностях хромититов. При этом окраска хромитита приобретает грязно-зеленоватый оттенок. Уваровит наряду с уваровитовым минералом (49 %) содержит 30 % андрадитового, 19 % гроссулярового и 2 % шорломитового компонента. В анализе такого хромитита, содержащего уваровит, фиксируется повышенное количество оксида кальция и, соответственно, более высокое содержание кремнезема (см. табл. 3), что значительно снижает его качество. Однако, исходя из химического состава, многие хромититы Агардагского массива имеют параметры, отвечающие самым высоким требованиям, предъявляемым к рудам, пригодным для ферросплавной, огнеупорной и химической промышленности /Требования..., 1963/. Рудное поле месторождения в 30 км² объединяет многочисленные мелкие рудные тела, размером от нескольких сантиметров до 80 м по длинной оси, мощностью от нескольких сантиметров до 5–7 м. Мелкие тела длиной до 10 м составляют половину их общего числа и более 2/3 количества рудных тел в коренном залегании.

В Копсекском массиве присутствуют сплошные (очень редко) и различной степени густоты вкрапленные руды, среди которых отмечаются маковые и рябчиковые полосчатой текстуры разности хромититов. Встречаются также нодулярные и такситовые разновидности руд. Кроме хромшпинелидов в составе руд присутствуют серпентин, эфит и карбонат. Последний представлен доломитом и в отдельных случаях слагает значительный объем. Качество руд в массиве низкое (см. табл. 3), в его обнаженной части все проявления имеют лишь минералогическое значение.

Из Нижнетарлашкского гипербазитового массива изучен обра-

Таблица 4

Состав хлоритов и уваровита из хромититов Агардагского массива, мас.%

Номер обр., минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сумма
A-20/I-9I Хлорит	27,80	0,02	25,83	-	0,12	30,51	Не обн.	1,04	0,01	Не обн.	0,01	12,66	97,99
A-20/I-9I Уваровит	36,55	0,63	4,02	9,65	15,71	Не обн.	0,21	-	33,67	Не обн.	Не обн.	-	100,44
310/10 Кеммерерит	35,12	Не обн.	13,59	Не обн.	2,20	35,28	Не обн.	0,18	Не обн.	0,01	0,01	12,60	100,00*

Кристаллохимические коэффициенты

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Fe ³⁺	Cr	Fe ²⁺	Mg	Mn	Ca	OH
A-20/I-9I Хлорит	1,319	0,681	0,760	-	-	0,006	0,040	2,153	-	-	4,00
A-20/I-9I Уваровит	2,985	0,383	0,039	0,599	1,011	-	-	0,015	2,946	-	-
310/10 Кеммерерит	1,660	0,340	0,415	-	-	0,080	-	2,490	-	-	4,26

* в том числе NiO - 0,11; H₂O - 0,90 /Велинский и др., 1983/.

зец, представляющий жилку мощностью до 3 см вкрапленного хромита, состоящего из хромшпинелида, шестоватого антофиллита и незначительного объема карбоната. Данный хромитит складывается парагенезисом метаморфических минералов. По требованиям промышленности качество его весьма низкое.

Хромититы Ужеского массива представлены сплошными разностями, состоящими из хромшпинелида с примесью серпентиновых минералов. Руды карбонатизированы, обладают низким качеством.

В Малокоптинском массиве встречены сплошные хромититы с примесью серпентиновых минералов. Качество хромититов из этого массива примерно такого же уровня, что и в Ужеском, за исключением оксида кальция, которого в хромититах данного массива значительно меньше.

Из Шагонарского массива в нашем распоряжении было два образца хромититов: сплошного и вкрапленного. В обоих присутствовала примесь серпентина. Образцы ограниченного размера, поэтому они были объединены для выделения из них платиноидов. Средняя проба (см. табл. 3) свидетельствует о том, что хромититы этого массива являются высокоглиноземистыми разностями. Содержание хрома в них невысокое, а сами хромититы представляют собой лишь минералогическое значение.

Состав хромшпинелидов из изученных хромититов показан в табл. 5. Основная масса проанализированных минералов характеризует руды Агардагского массива. Количество анализов из других массивов было ограничено числом проб хромититов. В координатах С-А-Ф (рис. 7) фигуративные точки составов части хромшпинелидов из Агардагского и Улорского массивов попали в поле хромита. Большинство хромшпинелидов из Оттукдашского массива и все из Малокоптинского массива отвечают субферриальюмохромитам. Остальные анализы попали в поле алюмохромита. Хромшпинелид из метаморфических хромититов Нижнетарлашского массива резко отличается по составу и отвечает феррихромиту /Соколов, 1948/.

Хромшпинелиды Агардагского массива низкотитанистые с высокой хромистостью, которая не опускается ниже 66,3 % при максимальной 85,3 %. Колебания этого параметра связаны с изоморфизмом хрома и алюминия, что сказывается на глиноземистости, изменяющейся от 11,3 до 30,2 % при незначительных вариациях магнетитового минала. Весьма не постоянно в хромшпинелидах, хотя он и при-

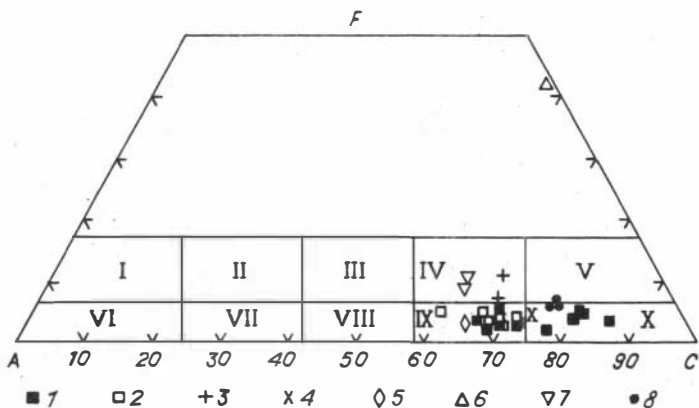


Рис.7. Состав хромшпинелидов из хромититов Тувы (отн.%) в координатах А-С-Ф.

Массивы: I - Агардагский, 2 - Копсекский, 3 - Оттукдашский, 4 - Улорский, 5 - Ужешский, 6 - Нижнетарлашкинский, 7-Малокоптинский, 8 - Сольджерский; VI - пикотит, VII - алюмохромпикотит, VIII - хромпикотит, IX-алюмохромит, X - хромит, I-V - субферри- (одно из соответствующих подразделений VI-X).

сутствует в небольших количествах, содержание никеля. Согласно анализам хромшпинелидов, при соответствующем обогащении хромититов концентрат удовлетворял бы самым высоким требованиям промышленности к сырью для производства феррохрома.

В отличие от сказанного хромшпинелиды из хромититов Копсекского массива содержат более высокие количества оксида титана, содержание которого мало меняется от образца к образцу. Кроме того, если в Агардагском массиве хромшпинелиды можно подразделить на глиноземистые и низкоглиноземистые, то в данном массиве низкоглиноземистые разности не встречены, и все проанализированные хромшпинелиды относятся к алюмохромитам. Хромистость хромшпинелидов, хотя и ниже, чем в хромшпинелидах Агардагского массива, но также имеет высокие значения. По сравнению с первым массивом

Таблица 5

Химический состав хромшпинелидов из хромититов Тувы, мас.%

Компо- ненты	A-15-9I	A-15/I-9I	A-14-9I	A-I	A-II-9I	A-10-9I	A-10/I-9I
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,090	0,050	0,050
Al ₂ O ₃	7,150	7,350	8,300	10,760	14,410	13,180	12,690
Cr ₂ O ₃	61,360	61,770	61,610	59,990	54,560	56,830	56,840
Fe ₂ O ₃	3,854	4,063	3,047	2,082	4,424	2,111	2,517
FeO	13,972	13,814	14,318	12,515	10,859	12,620	11,695
MnO	0,080	0,070	0,080	0,050	0,070	0,070	0,080
MgO	12,160	12,500	12,310	13,610	15,170	13,690	14,120
NiO	0,050	0,040	Не обн.	0,050	0,130	0,100	0,090
Сумма	98,626	99,607	99,665	99,058	99,713	98,651	98,082

Формульные коэффициенты

Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001
Al	0,282	0,286	0,322	0,411	0,534	0,500	0,484
Cr	1,621	1,613	1,603	1,538	1,357	1,446	1,453
Fe ³⁺	0,097	0,101	0,075	0,051	0,105	0,051	0,061
Fe ²⁺	0,391	0,382	0,394	0,339	0,286	0,340	0,316
Mn	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002
Mg	0,606	0,615	0,604	0,658	0,711	0,657	0,680
Ni	0,001	0,001	0,000	0,001	0,003	0,003	0,002
Сумма кат.	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

Параметры составов

c	0,811	0,806	0,801	0,759	0,679	0,724	0,727
A	0,141	0,143	0,161	0,206	0,267	0,250	0,242
F	0,049	0,051	0,037	0,025	0,053	0,026	0,031
f	0,446	0,440	0,437	0,372	0,355	0,373	0,357
F ₁	0,199	0,209	0,161	0,130	0,268	0,131	0,162

здесь хромшпинелиды характеризуются несколько повышенной железистостью. Какие-либо корреляции состава хромшпинелидов с минералами ЭПГ не устанавливаются. Платиноиды здесь были установлены в двух образцах (A-3-9I и A-6-9I) вкрапленных хромититов, состав хромшпинелидов в которых идентичен минералам, слагающим хромититы, не содержащие минералы ЭПГ.

A-2	A-16-9I	A-20-9I	A-20/I-9I	A-3-9I	Хо-30	A-6-9I
0,050	0,000	0,060	0,09	0,200	0,220	0,230
I6, I30	5,7I0	I5,520	I4,57	I5,250	I4, I60	I4,980
52,7I0	64,050	53,400	56,38	53,400	54, I00	5I,2I0
2,83I	2,609	I,775	2,27	2,839	3, I94	3,536
I3,953	I4,942	I6,883	II,93	I5,2I6	I4,0I6	I9,728
0,090	0,090	0, I30	0,40	0, I50	0, I60	0, I90
I3, I70	II,440	II,200	I4,59	I2,480	I2,980	9,440
0, I30	0,050	0, II0	Не обн.	0,060	0,070	0,020
99,064	98,89I	99,078	IO0,23	99,695	98,900	99,334

Формульные коэффициенты

0,00I	0,000	0,00I	0,002	0,005	0,005	0,006
0,605	0,227	0,59I	0,544	0,573	0,537	0,572
I,325	I,707	I,363	I,397	I,349	I,375	I,322
0,068	0,066	0,043	0,053	0,068	0,077	0,095
0,37I	0,42I	0,456	0,3I3	0,406	0,377	0,52I
0,002	0,003	0,004	0,0II	0,004	0,004	0,006
0,624	0,575	0,539	0,682	0,593	0,622	0,478
0,003	0,00I	0,003	0,000	0,002	0,002	0,00I
3,000	3,000	3,000	3,002	3,000	3,000	3,000

Параметры состава

0,663	0,853	0,682	0,699	0,676	0,690	0,663
0,302	0, II3	0,296	0,273	0,287	0,269	0,287
0,034	0,033	0,022	0,028	0,034	0,039	0,048
0,4I3	0,459	0,48I	0,349	0,444	0,422	0,563
0, I54	0, I36	0,086	0, I45	0, I44	0, I70	0, I54

Хромшпинелиды из хромититов Оттукдашского массива по сравнению с двумя первыми, еще в больших количествах содержат TiO_2 и являются более железистыми. Соответственно в них увеличивается содержание магнетитового минала и повышается степень окисленности железа, которая достигает максимального значения в хромшпинелидах из метаморфизованных хромититов Нижнетарлашкинского массива. В

Продолжение табл.5

Компоненты	A-6/I-9I	λ0-29	A-I-9I	A-2-9I	0-9	0-9/I	0-9/2
TiO ₂	0,230	0,170	0,230	0,130	0,200	0,330	0,500
Al ₂ O ₃	14,980	14,060	18,490	12,330	11,790	11,610	11,680
Cr ₂ O ₃	51,210	55,290	47,580	54,770	50,540	50,090	50,100
Fe ₂ O ₃	3,536	2,105	4,327	3,359	8,494	8,615	8,563
FeO	19,728	15,146	16,797	18,867	17,127	18,548	18,715
MnO	0,190	0,120	0,140	0,220	0,300	0,430	0,460
MgO	9,440	12,320	11,710	9,590	10,630	9,730	9,770
NiO	0,020	0,070	0,070	0,040	He обн.	He обн.	0,070
Сумма	99,334	99,281	99,344	99,406	99,081	99,353	99,858
Формульные коэффициенты							
Ti	0,006	0,004	0,005	0,003	0,005	0,008	0,012
Al	0,577	0,533	0,692	0,480	0,459	0,454	0,455
Cr	1,324	1,407	1,194	1,430	1,320	1,314	1,308
Fe ³⁺	0,087	0,051	0,103	0,083	0,211	0,215	0,213
Fe ²⁺	0,540	0,408	0,446	0,524	0,473	0,515	0,517
Mn	0,005	0,003	0,004	0,006	0,008	0,012	0,013
Mg	0,460	0,591	0,554	0,472	0,523	0,481	0,481
Ni	0,001	0,002	0,002	0,001	0,000	0,000	0,002
Сумма кат.	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Параметры состава							
C	0,664	0,705	0,599	0,716	0,662	0,660	0,658
A	0,290	0,267	0,347	0,240	0,230	0,228	0,229
F	0,044	0,026	0,052	0,042	0,106	0,108	0,107
f	0,577	0,437	0,498	0,563	0,567	0,603	0,603
F ₁	0,139	0,111	0,188	0,137	0,309	0,295	0,292

последнем хромшпинелид характеризуется низкой глиноземистостью, высоким количеством магнетитового компонента и обогащенностью марганцем. Кроме того, в нем значительно больше никеля. Следует отметить, что для метаморфизованных разностей хромшпинелидов характерно обогащение никелем и в отдельных случаях марганцем /Пинус и др.,1984; Агафонов и др.,1991/.

Окончание табл.5

0-10	У-89	У-19	У-9	Т-28	К-504	К-504/1
0,400	0,040	0,000	0,200	0,150	0,050	0,050
13,260	11,470	17,550	11,790	0,450	16,160	15,320
51,840	56,910	51,830	50,540	39,830	49,560	48,890
5,553	3,629	2,654	8,494	30,935	7,547	8,989
15,923	15,684	12,482	17,127	21,174	9,419	9,811
0,420	0,150	0,160	0,300	1,200	0,180	0,210
11,590	11,660	14,210	10,630	5,880	16,040	15,630
0,060	0,070	0,090	0,05	0,480	0,110	0,160
99,046	99,613	98,976	99,081	100,099	99,056	99,060

Формульные коэффициенты

0,010	0,001	0,000	0,005	0,004	0,001	0,001
0,509	0,441	0,650	0,459	0,019	0,595	0,568
1,335	1,468	1,287	1,320	1,134	1,225	1,217
0,136	0,089	0,063	0,211	0,838	0,178	0,213
0,434	0,428	0,328	0,473	0,638	0,246	0,258
0,012	0,004	0,004	0,008	0,037	0,005	0,006
0,563	0,567	0,666	0,523	0,316	0,747	0,733
0,002	0,002	0,002	0,001	0,014	0,003	0,004
3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

Параметры состава

0,671	0,734	0,644	0,662	0,568	0,613	0,609
0,256	0,221	0,325	0,230	0,010	0,298	0,284
0,068	0,045	0,032	0,106	0,420	0,089	0,107
0,503	0,477	0,370	0,567	0,824	0,362	0,391
0,239	0,172	0,161	0,309	0,568	0,419	0,452

Примечание. $C = \frac{Cr}{Cr + Al + Fe^{3+} + Ti}$ - хромистость;
 $A = \frac{Al}{Cr + Al + Fe^{3+} + Ti}$ - глиноземистость; $F = \frac{Fe^{3+} + Ti}{Cr + Al + Fe^{3+} + Ti}$ - магнетитовый минал;
 $f = \frac{Fe^{3+} + Fe^{2+}}{Fe^{3+} + Fe + Mg}$ - железистость;
 $F_1 = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe}$ - окисленность.

Обр. А-15-91, А-15/1-91, А-14-91, А-1, А-11-91, А-10-91, А-10/1-91, А-2, А-16-91, А-20-91, А-20/1-91 - Агардагский массив; А-3-91, Хо-30, А-6-91, А-6/1-91, Хо-29, А-1-91, А-2-91 - Копсекский массив; 0-9, 0-9/1, 0-9/2, 0-10 - Оттуклашский массив; У-89 - Улорский массив; У-19, У-9 - Ужепский массив; Т-28 - Нижнетарлашский массив; К-504, К-504/1 - массив Малый Копто.

Таблица 6

Коэффициенты корреляции компонентов хромшпинелидов

	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO
TiO ₂	I	$\frac{0,23}{0,2666}$	$\frac{-0,60}{0,0012}$	$\frac{0,48}{0,0121}$	$\frac{0,58}{0,0018}$	$\frac{0,59}{0,0016}$	$\frac{-0,53}{0,0052}$	$\frac{-0,27}{0,1788}$
	Al ₂ O ₃	I	$\frac{-0,81}{0,0000}$	$\frac{0,03}{0,8861}$	$\frac{-0,09}{0,6620}$	$\frac{0,14}{0,4827}$	$\frac{0,25}{0,2184}$	$\frac{0,48}{0,0124}$
		Cr ₂ O ₃	I	$\frac{-0,55}{0,0033}$	$\frac{-0,21}{0,3006}$	$\frac{-0,40}{0,0420}$	$\frac{0,08}{0,0895}$	$\frac{-0,22}{0,2728}$
			Fe ₂ O ₃	I	$\frac{0,07}{0,7449}$	$\frac{0,46}{0,0173}$	$\frac{-0,07}{0,7375}$	$\frac{-0,04}{0,8633}$
				FeO	I	$\frac{0,10}{0,6283}$	$\frac{-0,98}{0,0000}$	$\frac{-0,58}{0,0017}$
					MnO	I	$\frac{-0,10}{0,6131}$	$\frac{-0,25}{0,2223}$
						MgO	I	$\frac{0,65}{0,0003}$
							NiO	I

Примечание. Над чертой - коэффициент корреляции, под чертой - уровень значимости. Кол-во анализов - 26.

Хромшпинелид из хромитита Улорского массива близок к высокохромистым хромшпинелидам Агардагского массива и на графике составов (см. рис. 7) он попал в поле хромита.

В Ужеском массиве хромшпинелиды из сплошных разностей хромититов при близкой хромистости различаются по глиноземистости и содержанию магнетитового минала. Рутениридосмин ассоциирует с высокоглиноземистым хромшпинелидом, т.е., вероятнее всего, с разностью менее метаморфизованной. Ибо увеличение магнетитового компонента (обр. У-9), очевидно, связано с процессами вторичного изменения хромшпинелида при метаморфизме. Не исключено, что при этом может происходить перераспределение минералов ЭПГ, вплоть до их выноса метаморфизующими растворами.

В хромититах из Малокоптинского массива хромшпинелиды по составу отвечают субферриаломохромиту. Судя по высокой степени окисленности, хромшпинелиды здесь также, вероятно, метаморфизованы. Минералы ЭПГ в хромититах этого массива не обнаружены.

Ранее /Пинус и др., 1984/ были установлены корреляционные

зависимости между компонентами состава хромшпинелидов различных парагенетических типов минералов. Кроме очевидных связей катионов Cr^{3+} , Al^{3+} , Ti^{4+} и Fe^{3+} в октаэдрической позиции, а также Fe^{2+} и Mg , которые были рассмотрены на примере хромшпинелидов из гипербазитов Монголии, остановимся на корреляционной связи никеля с катионами, занимающими тетраэдрическую позицию в структуре хромшпинелида. По данным корреляционного анализа (табл. 6) следует, что никель имеет очень высокий отрицательный коэффициент парной корреляции с двухвалентным железом и положительной - с магнием с уровнем значимости больше 99%. При расчете данные по составу хромшпинелида из хромититов Нижнетарлаш-кинского массива были отбракованы. Корреляционные зависимости Ni с Fe^{2+} и Mg видны также из рис. 8: положительная с магнием и отрицательная с железом. На основании приведенных данных

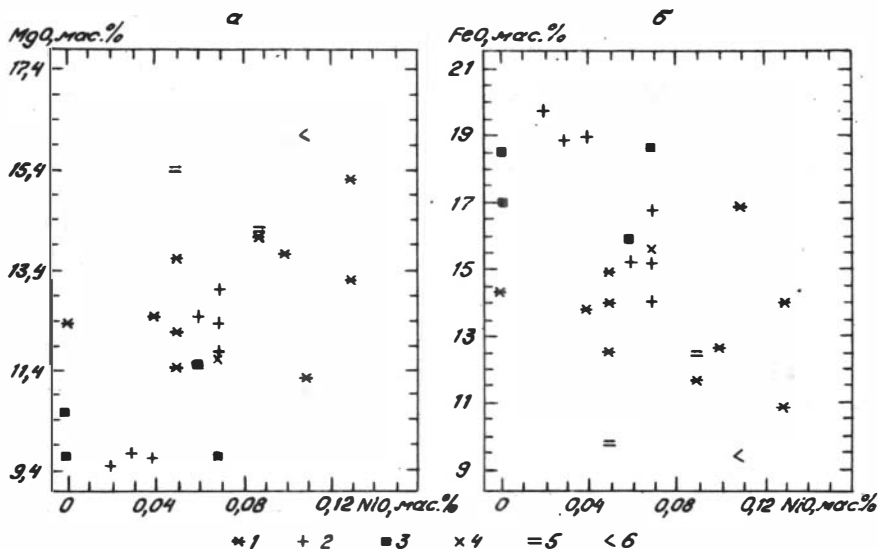


Рис. 8. Корреляционная зависимость количества никеля от содержания магния (а) и железа (б).

Массивы: 1 - Агардагский, 2 - Копсекский, 3 - Оттукдашский, 4 - Улорский, 5 - Ужельский, 6 - Малокоптинский.

можно заключить, что в случае магнезиальных не метаморфизованных хромшпинелидов никель совместно с магнием замещает двухвалентное железо. В случае высокожелезистых хромшпинелидов с большим содержанием магнетитового компонента, как можно ожидать по аналогии с оливином /Пинус и др., 1984/, никель совместно с железом будет замещать магний, т.е. знак коэффициента корреляции в железистых хромшпинелидах должен поменяться на обратный.

Таким образом, хромититы гипербазитов Тувы сложены хромшпинелидами разного состава: хромитами, алюмо-, феррихромитами и субферриалюмохромитами. Наиболее высококачественными являются хромититы Агардагского и Улорского массивов, отличающиеся низкой титанистостью и высокой хромистостью.

ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ
ГРУППЫ, ЗОЛОТА И СЕРЕБРА

Геохимические особенности хромититов

При минералого-геохимических исследованиях хромититов Монголии было установлено /Агафонов, 1992/ большое разнообразие в них минералов ЭПГ: самородные элементы и сплавы, сульфиды, арсениды и сульфоарсениды, при преобладающей роли самородных элементов платиновой группы и их сплавов. Геохимия ЭПГ хромититов изучалась кинетическим, нейтронно-активационным и атомно-абсорбционным методами анализа, которые позволили заключить, что наиболее распространенными ЭПГ (в порядке уменьшения) являются иридий, рутений и осмий. Реже обнаруживается платина. Родий и палладий с точностью $1 \cdot 10^{-7}$ % методом атомной абсорбции в хромититах не установлены. Исходя из этих данных, при изучении геохимии ЭПГ хромититов Тувы был использован нейтронно-активационный анализ на наиболее распространенные ЭПГ (Ir, Ru, Os) с помощью микроплавки на Ni-штейн после облучения навесок по 0,5 г на ядерном реакторе.

Минералогические исследования ЭПГ проводились по следующей методике. Отбирались пробы хромититов весом около 5 кг, но строго этот предел не ограничивался. В случае вкрапленных руд объем обычно увеличивался, а для сплошных - уменьшался. Половина взятой пробы измельчалась на щековой дробилке, а затем истиралась до пудры (-0,1 мм). Из тонко истертой части отбирались навески с дубликатами для силикатного анализа хромититов (как руды) для нейтронно-активационного анализа на Os, Ir, Ru, Au, Ag и другие виды анализа. Оставшаяся часть отмучивалась и из нее отмывалась тяжелая фракция, количество которой в дальнейшем доводилось до чрезвычайно малого объема. Полученная тяжелая фрак-

ция монтировалась в специальный токопроводящий препарат, который исследовался на сканирующем электронном микроскопе "JSM-35" с приставкой "Kevex" в отраженных электронах в режиме "компо". В зафиксированных минералах ЭПГ по характеристическим спектрам определялся качественный состав минералов и в отдельных случаях проводилась их диагностика. На основании данных сканирования на микроанализаторе Camebax-Micro по специальной программе PMA-92 проводился анализ минералов-платиноидов /Лаврентьев и др., 1992/.

Изучение геохимии и минералогии ЭПГ показало неравномерное распределение платиноидов в хромититах /Дмитренко и др., 1985; Агафонов, Хмельникова, 1991; Агафонов, 1993/, что может исказить истинную картину распределения платиноидов в гипербазитах. Кроме того, большой удельный вес минералов ЭПГ требует очень тщательно-го отбора навесок для анализа, поскольку нижние части измельченных проб будут обогащены платиноидами по сравнению с верхними. Повторные анализы ЭПГ в хромититах дают разброс значений, отличающихся иногда на порядок. Поэтому содержание ЭПГ в хромититах по аналитическим данным может быть незначительным, однако минералы ЭПГ при этом могут фиксироваться в больших объемах. Может быть и обратная картина.

Всего было проанализировано 16 проб хромититов (табл. 7), большая часть их характеризует Агардагский массив. Как видно из табл.7 рутений, иридий и серебро фиксируются во всех пробах хромититов. Осмий, за исключением хромититов Ужепского массива, также зафиксирован во всех анализах. Золото в ограниченных количествах наблюдается в половине исследованных хромититов. Даже в образце, в котором установлены зерна золота размером около 0,1 мм, содержание его составляет менее 6 мг/т (см. табл. 7, Хо-29). Содержание всех анализированных элементов варьирует в очень широких пределах как в разных массивах, так и в пределах одного. Следует отметить, что во всех хромититах преобладает иридий, максимальное содержание его зафиксировано на уровне 922 мг/т. Рутений и осмий в каждом конкретном случае ведут себя по-разному: в одном массиве может преобладать осмий, в другом - рутений. Что касается других регионов и массивов, то можно наблюдать любые количественные соотношения осмия, рутения и иридия /Page et al., 1986/. Максимальное суммарное количество благородных металлов содержится в хромититах Агардагского массива и составляет 1,48 г/т (см. табл.7), а сред-

Таблица 7

Содержание Os, Ir, Ru, Au и Ag в хромититах гипербазитовых массивов Тувы, мг/т

п/п	Номер		Оs	Ir	Ru	Au	Ag	Сумма	Характеристика хромитита
	обр.	Массив							
I	A-16-9I	Агардагский	13,4	51,9	8	< 3	110	186,3	Густовкрапленный
2	A-I	То же	9,3	34,6	17,3	4,0	10	75,2	Сплошной
3	A-10-9I	"-	6	61,5	17,0	5,2	<40	129,7	"-
4	A-2	"-	110,0	224,0	245,0	Не обн.	<40	619,0	"-
5	A-14-9I	"-	30	44,2	30	"-	<40	144,2	"-
6	A-15-9I	"-	17	41,6	25	"-	<40	123,6	"-
7	A-20-9I	"-	430,0	922,0	88,0	"-	<40	1480,0	"-
8	A-3-9I	Копсекский	6	159,0	40,0	< 3	<40	248,0	Рябчиковый
9	Xo-29	"-	15,7	85,3	20	< 6	<40	167,0	Сплошной
10	У-89	Улорский	31,4	128,0	59,8	6,6	<40	265,8	Вкрапленный
11	У-89-I	То же	60,0	107,0	30	Не обн.	<40	237	Сплошной
12	T-28	Нижнетарлашгинский	14,0	15,9	20	< 6	<40	95,9	Жилка в антофиллите
13	K-504	Малокоптинский	14,5	18,7	20	Не обн.	<40	93,2	Сплошной
14	Ш-I	Шагонарский	16,7	85,1	38,9	< 5	<40	185,7	Густовкрапленный
15	У-9	Ужепский	Не обн.	20,7	30	Не обн.	<40	90,7	Сплошной
16	У-19	То же	Не обн.	11,4	30	Не обн.	<40	81,4	То же
17	-	Агардагский	88	197	61	2	46	394	Среднее содержание

Примечание. Анализы выполнены нейтронно-активационным методом (микроплавка на Ni-штейн после облучения навесок 0,5 г на ядерном реакторе) Р.Д.Мельниковой и С.В.Кляновым ОИГМ СО РАН.

нее значение по семи пробам хромититов - 0,394 г/т. О неравномерности распределения платиноидов и, соответственно, минералов ЭПГ в хромититах может свидетельствовать тот факт, что в одном и том же массиве зафиксированы минимальные и максимальные содержания ЭПГ. Общее количество благородных металлов в различных структурно-текстурных типах также может быть различным. Более высокое содержание ЭПГ может фиксироваться как в сплошных, так и во вкрапленных разностях хромититов. Вместе с тем, в хромититах Улорского массива как в сплошных, так и во вкрапленных разновидностях, несмотря на высокое содержание ЭПГ, минералы системы Os-Ir-Ru не обнаружены, однако установлена самородная платина. Судя по обилию ее зерен в изученной пробе хромитита, общее содержание ЭПГ с учетом платины должно быть более высоким.

Из вышеизложенного видно, что максимальные содержания ЭПГ, Au и Ag зафиксированы в хромититах Агардагского массива, меньше Улорского и Копсекского массива, еще меньше Шагонарского и самые минимальные содержания обнаружены в хромититах массивов Нижнетарлашский, Малокоптинский и Ужепский.

Минералогия элементов платиновой группы и золота

Как отмечалось выше, согласно данным Н.К.Высоцкого /1933/, минералы платиноидов, встречающиеся в россыпях Тувы, представлены изоферроплатиной и обогащенным иридием рутениридосмином (рутеносмиридом). Проведенные нами исследования минералов ЭПГ в хромититах коренных источников восьми гипербазитовых массивов показали широкий набор минералов-платиноидов, причем в шести массивах, где обнаружены минералы ЭПГ, а также в рыхлых отложениях оз. Баян-Нур спектр их везде различен (табл. 8). Только в одном случае в дунитах Сольджерского массива, содержащих бедную вкрапленность хромшпинелидов, по объему лишь незначительно превышающую аксессуарное содержание, была обнаружена изоферроплатина. Что же касается богатых иридием рутениридосминов или рутеносмиридов, то исходя из полученных данных, эти минералы тоже представляют большую редкость, хотя среди минералов ЭПГ и преобладают сплавы системы Os-Ir-Ru. Реже встречаются сульфиды ряда лау-

Таблица 8

Минералы самородных элементов в хромититах Тувы

М а с с и в ы							
Агардагский	Улорский	Копсекский	Оттуклашский	Ужепский	Шагонарский	Нижнетарлашкинский	Сольджерский
1. Рутеносмирин (Ru, Ir, Os), рутеносмирин (Ru, Os, Ir)	1. Платина (Pt)	1. Иридоосмин (Os, Ir) 2. Лаурит (RuS ₂) 3. Фаза сос-тава (Ir, Ni, Sb, S) 4. Борнит (Cu ₅ FeS ₄) 5. Золото (Au, Ag, Cu) 6. Медь (Cu) 7. Рутенири-досмин (ших) (Ru, Ir, Os)	1. Лаурит-эриксманит (Ru, Os)S ₂ 2. Осарсит (OsAsS)	1. Рутеносмирин (Ru, Ir, Os) 2. Серебро (Ag)	1. Серебро (Ag)	1. Аваруит Ni ₃ Fe 2. Золото (Au, Ag, Cu) 3. Фаза (Ni, As)	1. Платарсит (PtAsS) 2. Сперрилит (PtAs ₂) 3. Туламинит (Pt ₂ FeCu) 4. Холлингвортит (RhAsS) 5. Изоферроплатина (Pt ₃ , Fe) 6. Ферроникель-платина (Pt ₂ FeNi) 7. Лаурит-эриксманит (RuS ₂ -OsS ₂) 8. Золото (Au, Ag) 9. Никелин (NiAs) 10. Пентландит (Fe, Ni) ₉ S ₈
2. Иридоосмин (Os, Ir)							
3. Рутений (Ru) или осмистый рутений (Ru, Os)							
4. Лаурит-эриксманит (Ru, Os)S ₂							
5. Ирарсит (IrAsS)							
6. Рутенистый осмий (Os, Ru)							

рит-эриклманит, сульфоарсениды (ирарсит, осарсит, платарсит, холлингвортит), арсениды (сперрилит). Самородные элементы представлены платиной, рутением, золотом, серебром, медью. Кроме того, в хромититах Нижнетарлашгинского массива встречен сплав железа с никелем - аваруит, а в дунитах Сольджерского установлены сплавы: туламинит, изоферроплатина и ферроникельплатина. Распределение названных минералов по массивам видно из табл. 8. Количество зерен платиноидов, выделенных из хромититов, в каждом массиве разное. Так, в хромититах Ужепского массива обнаружено лишь единственное зерно, тогда как в Агардагском минералы ЭПГ встречены во всех образцах в значительных количествах, иногда превышающих 100 зерен на обработанную пробу. Следует отметить, что количество зерен минералов ЭПГ часто не согласуется с геохимическими данными (см. табл. 7) из-за неравномерного распределения платиноидов в хромититах. Поэтому, приведенные данные по составу минералов ЭПГ в количественном отношении не соответствуют количеству зерен платиноидов в образцах (табл. 9-II). В них приведено лишь ограниченное число данных, обусловленное, прежде всего, финансовыми возможностями. Кроме того, исключены плохо выполненные анализы с суммой, сильно отличающейся от 100 %. При исследовании химического состава минералов ЭПГ на микроанализаторе, прежде всего, отдавалось предпочтение минералам разного состава при минимальном объеме определений. Для двух образцов Агардагского массива в целях детальной минералогической характеристики минералов системы Os-Ir-Ru было сделано исключение и выполнено большое количество анализов (см. табл. 9), из которых 35 хорошего качества. Следует отметить, что на микроанализаторе исследовалось значительное количество зерен фазы, близкой по составу к самородному рутению, но, за редким исключением, анализы оказались некачественными. Сумма анализа в них составила величину со значительным дефицитом до 100 %.

Анализируя состав минералов ЭПГ из хромититов Агардагского массива (рис. 9) и исходя из номенклатуры минералов ЭПГ системы Ru-Os-Ir /Nagris, Sabri, 1973/, видим, что большинство фигуративных точек состава (23) попали в поле рутениридосмина, 7 - в поле осмистого рутения, 3 - в поле иридосмина. Одним анализом охарактеризован состав рутения, платинистого рутеносмирида и ирарсита (см. табл. 9). Общий тренд расположения точек состава рутен-

Таблица 9

Химический состав минералов ЭПГ из Хромититов Агардагского массива, мас.%

Номер		Pt	Ir	Os	As	S	Ru	Rh	Fe	Ni	Cu	Сумма
п/п	обр.											
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	A-14-9I	0,88	16,79	76,56	He обн.	0,77	4,72	0,04	0,06	0,32	0,09	100,23
2	A-14-9I	1,09	25,49	61,85	"-	1,20	8,15	0,16	0,08	0,55	0,10	98,67
3	A-14-9I	0,09	58,07	0,92	25,60	12,51	1,68	0,66	0,02	0,02	0,18	99,75
4	A-20-9I	0,76	15,03	21,40	He обн.	He обн.	61,80	0,57	0,04	He обн.	0,10	99,70
5	A-20-9I	1,40	15,40	20,52	"-	"-	61,18	0,60	0,06	"-	0,09	99,25
6	A-20-9I	0,10	32,47	31,82	"-	"-	34,99	0,39	0,10	"-	0,09	99,96
7	A-20-9I	0,15	15,14	30,25	"-	"-	55,03	0,07	0,19	0,32	0,12	101,27
8	A-20-9I	0,03	14,55	19,44	"-	"-	65,34	0,29	0,08	He обн.	0,12	99,85
9	A-20-9I	0,23	14,48	21,65	"-	"-	61,98	0,50	0,03	"-	0,12	98,99
10	A-20-9I	0,27	19,73	30,31	"-	"-	48,15	0,37	0,19	"-	0,11	99,13
11	A-20-9I	0,03	11,67	19,12	"-	6,75	58,61	0,20	1,07	1,29	0,15	98,99
12	A-20-9I	0,35	18,09	26,87	"-	He обн.	53,75	0,34	0,04	He обн.	0,10	99,54
13	A-20-9I	He обн.	24,58	33,94	"-	"-	39,55	0,59	0,05	"-	0,10	98,81
14	A-20-9I	0,29	27,11	40,83	"-	"-	30,68	0,31	0,03	"-	0,13	99,38
15	A-10-9I	0,63	35,26	60,98	"-	0,03	2,63	0,81	0,23	0,02	0,16	100,75
16	A-15-9I	2,07	31,52	55,51	"-	He обн.	9,46	0,28	0,07	He обн.	0,14	99,05

Окончание табл.9

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
17	A-15-9I	2,70	31,73	55,09	He обн.	He обн.	10,08	0,46	0,07	He обн.	0,12	100,25
18	A-15-9I	1,11	34,52	49,69	"-	"-	13,03	1,33	0,08	"-	0,14	99,90
19	A-16-9I	2,35	23,28	66,37	"-	"-	7,18	0,31	0,07	"-	0,13	99,69
20	A-1-1	1,60	30,92	59,53	"-	"-	7,67	0,36	0,27	0,03	0,13	100,51
21	A-1-2	1,18	35,45	53,44	"-	"-	8,98	0,47	0,31	0,04	0,12	99,99
22	A-2-2	0,09	18,18	27,34	"-	"-	53,36	0,24	0,08	He обн.	0,10	99,39
23	A-2-3	0,50	29,23	32,56	"-	"-	36,85	0,25	0,06	"-	0,09	99,54
24	A-2-4	He обн.	30,95	47,67	"-	"-	19,89	0,24	0,02	"-	0,11	98,88
25	A-2-5	0,90	14,08	22,40	"-	"-	61,17	0,64	0,08	0,01	0,04	99,32
26	A-2-6	0,62	20,32	33,24	"-	"-	42,21	0,56	0,08	He обн.	0,10	97,13
27	A-2-7	0,47	40,48	54,79	"-	"-	2,91	0,19	0,16	0,01	0,09	99,10
28	A-2-8	0,94	22,07	34,13	"-	"-	41,84	0,59	0,08	0,01	0,06	99,72
29	A-2-9	He обн.	7,56	21,13	"-	"-	67,61	He обн.	0,97	1,14	0,09	98,50
30	A-2-10	0,26	24,25	33,64	"-	"-	40,60	0,30	0,11	He обн.	0,08	99,24
31	A-2-12	0,63	19,77	34,55	"-	"-	41,34	0,61	0,20	"-	0,07	99,17
32	A-2-16	0,13	31,09	45,40	"-	"-	21,75	0,20	0,06	"-	0,07	98,70
33	A-2-19	He обн.	12,24	20,14	"-	0,01	63,30	He обн.	0,98	0,54	0,06	98,27
34	A-2-21	0,29	25,07	35,78	"-	0,01	37,52	0,28	0,05	0,01	0,11	99,11
35	A-2-22	9,55	51,41	31,57	"-	0,01	5,50	0,71	0,08	0,02	0,08	98,92

Примечание: 29 - рутений; 3 - ирарсит; 1,15,27 - иридоосмин; 35 - платинистый рутеносмирид; 4,5,7, 8,9,11,25 - осмистый рутений. Остальные минералы - рутениридоосмин.

Таблица 10

Химический состав минералов ЭПГ и других элементов из хромититов и шлихов
Копсекского массива, мас. %

Номер		Pt	Ir	Os	As	S	Ru	Rh	Fe	Ni	Cu	Сумма
п/п	обр.											
1	I-3-I	0,39	29,45	62,63	Не обн.	Не обн.	4,36	1,46	0,21	0,03	0,05	98,58
2	A-3-2	Не обн.	1,17	1,76	"-	31,06	64,18	0,17	0,19	0,22	0,02	98,77
3	A-3-3	"-	1,02	1,63	"-	30,77	64,94	0,19	0,22	0,39	0,05	99,21
4	A-3-4	1,72	27,79	67,17	"-	Не обн.	1,64	0,16	0,07	0,02	0,05	98,62
5	A-3-5	Не обн.	0,01	0,04	0,02	27,04	Не обн.	Не обн.	12,70	Не обн.	58,37	98,18
6	A-3-6	0,02	Не обн.	Не обн.	0,03	26,60	Не обн.	"-	11,03	"-	60,09	97,77
7	A-3-7	0,59	35,88	58,35	Не обн.	0,01	2,53	0,72	0,38	"-	0,04	98,50
8	A-6-1	0,08	Не обн.	0,01	0,05	Не обн.	0,02	0,02	0,49	1,33	96,05	98,05
9	A-6-2	0,01	"-	0,07	Не обн.	28,45	Не обн.	Не обн.	12,33	Не обн.	58,07	98,93
10	Хо-Зв	0,65	31,66	50,56	"-	Не обн.	17,79	0,17	0,17	"-	0,11	101,11
11	Хо-Зв	0,62	31,43	50,48	"-	"-	18,00	0,23	0,08	"-	0,13	100,97
12	Хо-Зв	0,59	31,22	50,08	"-	"-	18,32	0,19	0,07	"-	0,13	100,60

Примечание. Хо-Зв - рутениридосмин, 10 - край, 11 - центр, 12 - край; 5,6,9 - борнит, 8 - медь; 2,3 - лаурит; 1,4,7 - иридосмин.

Таблица II

Химический состав минералов ЭПГ из хромититов Отгукдашского массива, мас. %

Номер п/п	ообр.	Pt	Ir	Os	As	S	Ru	Rh	Fe	Ni	Cu	Сумма
1	0-10	Не обн.	5,13	35,66	1,07	28,23	26,89	Не обн.	0,41	Не обн.	0,52	97,91
2	0-9	"-	8,89	24,35	0,95	29,71	33,81	0,77	0,12	0,03	0,08	98,71
3	0-9-I	0,15	14,33	54,11	7,13	21,02	0,55	0,09	0,16	0,46	0,09	98,09

Примечание. 1, 2 - лаурит-эрликманит; 3 - осарсит.

иридосминов в координатах Os-Ru-Pt-Ir соответствует дунит-гарцбургитовым ассоциациям /Дмитренко и др. 1985; Агафонов, Хмельникова, 1991/ альпинитишных гипербазитов. Кроме приведенного перечня минералов ЭПГ в хромититах Агардагского массива, которые анализировались на микроанализаторе, на электронном микроскопе с приставкой "Kevex" зафиксирован минерал ряда лаурит-эрликманит. В образцах А-2 и А-20-9I (табл. 9), содержащих в своем составе наряду с хромшпинелидом хлорит и уваровит, обнаружено самое большое количество зерен минералов ЭПГ. Отсюда следует, что основной платиноид этих хромититов - рутениридосмин и, согласно составу хромшпинелидов, обилие его наиболее тесно коррелируется с глиноземистостью хромшпинелидов. С менее глиноземистыми хромшпинелидами ассоциируют осарсит, лаурит-эрликманит, иридосмины и рутениридосмины, бедные рутением.

Размер зерен минералов ЭПГ из хромититов Агардагского массива не превышает 0,1 мм. Они обычно представлены пластинчатыми кристаллами, в поперечном срезе имеющими форму четырех-, шести- и восьмиугольников. Несмотря на экспериментальные данные, свидетельствующие о полной смеси металлы..., 1984/, в хромититах Агардагского массива встречаются в виде сростков пластинчатых крис-

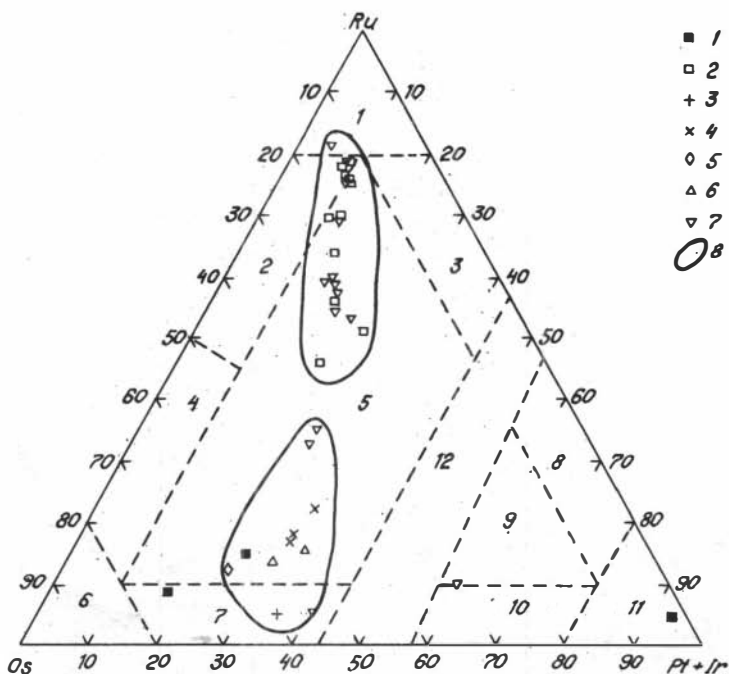


Рис.9. Состав минералов ЭПГ системы Os-Ru-Ir из хромититов Агардагского массива (ат.%).

Поля минералов ЭПГ: I - самородный рутений; 2 - осмистый рутений; 3 - иридийный рутений; 4 - рутенистый осмий; 5 - рутениридосмин; 6 - самородный осмий; 7 - иридоосмин; 8 - рутенистый иридий; 9 - рутеносмирин; 10 - осмирин; 11 - самородный иридий; 12 - область разрыва смесимости между гексагональными (I-7) и кубическими (8-II) твердыми растворами. I - A-I4-9I; 2 - A-I0-9I; 3 - A-I0-9I; 4 - A-I5-9I; 5 - A-I6-9I; 6 - A-I; 7 - A-2; 8 - поля минералов ЭПГ согласно кластерному анализу.

таллов иридийсодержащие рутенистый осмий и осмистый рутений. Кристаллы последнего часто фиксируются в препаратах на сканирующем микроскопе в виде пластинчатых прямоугольников. Согласно кластерному анализу на графике составов выделяются два поля, ориентированных в соответствии с направлением общего тренда (см. рис.9).

Между этими двумя обособленными группами минералов системы Os-Ru-Ir имеется перерыв, ограниченный крайними точками с составом $Ru_{45}Ir_{23}Os_{32} - Ru_{35}Ir_{25}Os_{40}$. Подобное расположение фигуративных точек состава можно было бы объяснить недостаточностью данных по составу минералов ЭПГ этой системы. Однако и при наличии большого числа анализов /Дмитренко и др., 1985/ можно видеть разрыв с крайними значениями по рутению 45-40 ат.%. Если обратиться к экспериментальным работам /Благородные металлы..., 1984/, то действительно в системе Ru-Os существует непрерывный ряд твердых растворов во всей области составов. В системе Ru-Ir в интервале составов Ru 44-48 ат.% имеется область существования двух фаз (рис. 10). По данным Ф.Шанка /1973/, при 2000 °C ее ин-

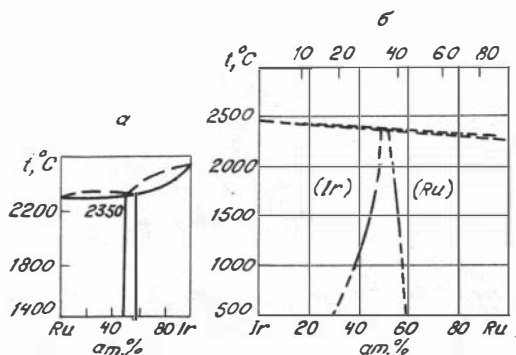


Рис.10. Диаграмма состояния системы Ir-Ru; а - (Благородные металлы..., 1984), б - по Ф.Шанку, 1973).

тервал находится между составами Ru 46-52 ат.%, а при 1500 °C между Ru 44-56 ат.% (см. рис. 10б). В свете сказанного находит свое объяснение присутствие в одном образце рутенистого осмия и осмистого рутения. В идеальном случае, если бы в системе отсутствовал иридий, то совместное нахождение этих фаз противоречило бы экспериментальным данным. В нашем же примере наличие иридия обуславливает сосуществование их. Поэтому обособление на графике состава минералов ЭПГ системы Os-Ru-Ir двух полей с разрывом в области Ru 35-45 ат.% полностью согласуется с экспериментальными исследованиями. Более детальный и аргументированный ответ может быть дан только после изучения минеральных равновесий в тройной системе Os-Ru-Ir.

В составе минералов ЭПГ Агардагского массива кроме основных компонентов Os, Ir и Ru в значительно уступающих им количествах обнаруживаются (в мас.%): платина с колебаниями от 0 до 9,55; родий - 0-1,33; железо - 0,02-1,07; никель - 0-1,29 и медь 0,04-0,18. Нетрудно заметить (см. табл. 9), что наиболее устойчивая и наиболее высокая по объему примесь в минералах - платина. В трех изученных пробах А-16-9I, А-15-9I и А-1 ее содержание в минералах ЭПГ колеблется в интервале 1,11 - 2,70 мас.%. В одном случае зафиксировано высокое содержание Pt, позволившее назвать минерал платинистым рутеносмиридом. Кстати, это пока единственный пример минерала - платиноида, почти отвечающего, или, по крайней мере, приближающегося по составу к осмистому иридию, который, по данным Н.К.Высоцкого /1933/, встречался в шлихах на территории Тувы.

На основании данных по составу минералов ЭПГ Агардагского массива был выполнен корреляционный анализ для основных минералообразующих элементов: Pt, Os, Ir, Ru, поскольку изоморфизм родия, железа, никеля и меди в исследованных минералах не играет заметной роли. Образец с высоким содержанием платины из выборки был исключен. Знание зависимостей между этими элементами прежде всего позволяет определить знак связей, степень их достоверности и аргументированно охарактеризовать изоморфные замещения элементов в структуре минералов ЭПГ. Результаты анализа, приведенные в табл. 12, свидетельствуют о тесной положительной связи между платиной и осмием. Также положительная корреляция существует между платиной и иридием, однако уровень ее вероятности незначителен. Указанные зависимости можно видеть на рис. 11а, на примере связи Pt-Os. Соотношение рутения с остальными платиноидами видно из данных табл.12 и графиков рис. 11б,в,г. Со всеми из них существует отрицательная высокой вероятности связь, особенно с осмием и иридием. Этот факт однозначно свидетельствует, что рутений в структуре рутениридосминов изоморфно замещается Pt, Os и Ir. Причем в случае корреляции Ru с Pt, сказанное относится лишь к выборке в целом. Если же этот вопрос детализировать, то следует данные по составу рутениридосминов разбить на две группы: с высоким и низким содержанием рутения. Как и на графике составов (см. рис.9) по соотношению Ru и Pt, фигуративные точки образовали два разобщенных поля с различной

Таблица 12

Коэффициенты парной корреляции ЭП в минералах системы Os-Ru-Ir из хромититов Агардагского массива

	Pt	Ir	Os	Ru
Pt	1,0000	0,3132	0,5715	-0,5402
	(33)	(33)	(33)	(33)
	0,0000	0,0759	0,0000	0,0012
Ir		1,0000	0,6569	-0,8293
		(33)	(33)	(33)
		0,0000	0,0000	0,0000
Os			1,0000	-0,9618
			(33)	(33)
			0,0000	0,0000
Ru				1,0000
				(33)
				0,0000

Примечание. Верхняя строка - коэффициент корреляции, средняя - количество данных, нижняя - уровень значимости.

корреляционной зависимостью (см. рис. IIб). Поэтому в дальнейшем, чтобы оценить зависимость между Pt и Ru в платиносодержащих рутениридосминах, необходимы дополнительные данные по составу минералов в системе Os-Ru-Ir с различным содержанием рутения. Осмий и иридий характеризуются положительной связью с высоким значением коэффициента парной корреляции и достоверности, что свидетельствует об отсутствии изоморфизма между ними.

Таким образом, из корреляционного анализа следует, что в ряду рутениридосминов происходит замещение рутения осмием, иридием и платиной при отсутствии взаимного замещения Os и Ir. Следовательно в системе Os-Ru-Ir, не осложненной дополнительными элементами, такими как Rh, Fe, Ni, Cu, на графике фигуративные точки составов формируют тренд вблизи линии высоты, опущенной из вершины Ru на основание Os-Ir. При построении гра-

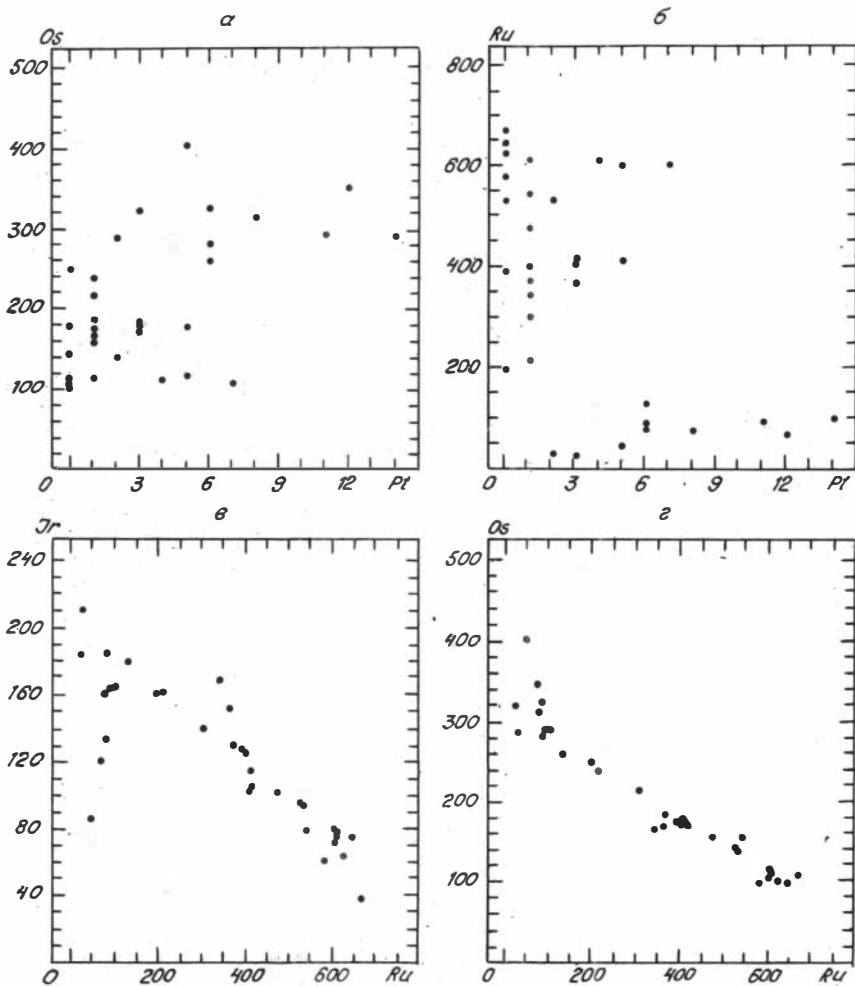


Рис. II. Соотношение Pt-Os (а); Pt-Ru (б), Ru-Ir (в); Ru-Os (г) в минералах ЭПГ системы Os - Ru - Ir (ат. кол-во).

Фиков составов присутствующую платину следует объединять с иридием или осмием.

Большое разнообразие минералов отмечается также в хромититах

Копсекского массива. Здесь зафиксированы иридоосмин, лаурит, фаза состава (Ir, Ni, Sb, S), борнит, золото, медь. Кроме того, в шлихе из рыхлых отложений обнаружены рутениридоосмин и золото. Минералы ЭП установлены в бедновкрапленных "рябчиковых" и "маковых" хромититах. В сплошных же разностях хромититов, весьма ограниченно встречающихся здесь, установлено только золото.

В хромититах из альпинотипных гипербазитов содержание золота на порядок превышает его количество во вмещающих ультраосновных породах. Однако присутствие золота в виде самостоятельной фазы в хромититах не отмечается. В более ста исследованных образцах хромититов различных массивов фаза золота была первоначально установлена только в двух - в сплошных хромититах Копсекского (Тува) и Шишхидского (Монголия) массивов /Агафонов и др., 1992а/. В дальнейшем золото установлено также в хромититах Нижнетарлашкского и Сольджерского массивов. Причем в первом фаза золота обнаружена во всех разновидностях хромититов, а также в гидротермально измененных жильных обожженных породах, залегающих среди последних. В Сольджерском массиве, как и минералы ЭП, золото присутствует в дунитах с незначительно повышенной вкрапленностью хромшпинелидов.

Золото в тяжелой фракции представлено мелкими неправильной формы, но изометричными зернами размером около 0,1-0,2 мм. Характер выделения золота в породах остается невыясненным, поскольку минераграфическое изучение их не проводилось. Состав золота в хромититах Копсекского массива (табл. I3) характеризуется пробностью 926-969 и 766-778. Содержание серебра в нем, соответственно, составляет 7,15-2,91 и 23,42-22,33 мас.%. Примеси, содержание которых весьма ограничено, представлены медью и ртутью. Пробность золота из хромититов Нижнетарлашкского массива колеблется от 832 до 996. Содержание серебра составляет 0,38-15,21 мас.%. Ртуть обнаружена в одном образце, где ее уровень незначительно превышает фон, в остальных она не зафиксирована. Медь, за исключением нескольких образцов, содержится на уровне сотых долей процента, однако во многих не обнаружена. Следует отметить, что в золоте Нижнетарлашкского и Сольджерского массивов устойчиво отмечается присутствие железа. Его количество большей частью составляет десятые доли процента, а в четырех анализах - превысило один процент. Пробность золота из дунитов Сольджерского мас-

Таблица 13

Состав золота из коренных и россыпных источников гипербазитов Тувы, мас.%

Номер		Cu	Au	Hg	Ag	Fe	Сумма	Ag	Cu+Hg+ +Fe	Au
п/п	обр.									
1	3-92/1	0,02	94,82	Не обн.	0,38	0,03	95,25	0,40	0,05	99,55
2	3-92/3	0,22	95,97	"-	0,42	0,06	96,67	0,43	0,29	99,28
3	3-92/4	0,08	98,01	"-	1,21	0,07	99,37	1,22	0,15	98,63
4	3-92/5	1,36	82,27	"-	15,21	0,09	98,93	15,37	1,47	83,16
5	3-92/6	0,38	85,37	"-	9,81	0,15	95,71	10,25	0,55	89,20
6	3-92/7	2,41	83,30	"-	12,06	0,19	97,96	12,31	2,66	85,03
7	4-92/3	Не обн.	90,30	"-	8,64	Не обн.	98,95	8,73	-	91,27
8	2-92/1	"-	89,99	"-	8,70	1,12	99,81	8,72	1,12	90,16
9	2-92/2	"-	90,29	"-	8,62	0,17	99,08	8,70	0,17	91,13
10	2-92/3	"-	88,50	0,02	8,39	0,47	97,38	8,62	0,50	90,88
11	2-92/13	"-	88,66	Не обн.	8,41	1,03	98,10	8,57	1,05	90,38
12	2-92/4	"-	92,26	"-	5,68	1,29	99,23	5,72	1,30	92,98
13	2-92/5	0,01	92,68	"-	5,76	0,23	98,68	5,84	0,24	93,92
14	2-92/6	0,03	96,12	"-	0,80	1,16	98,11	0,82	1,21	97,97
15	2-92/7	Не обн.	89,74	"-	3,35	0,70	98,79	8,45	0,71	90,84
16	2-92/8	"-	89,66	"-	8,68	0,09	98,43	8,89	0,09	91,09
17	2-92/9	0,03	96,71	"-	1,15	0,16	98,05	1,17	0,20	98,63
18	2-92/10	0,01	96,41	"-	1,42	0,18	98,02	1,45	0,19	98,36
19	2-92/14	0,01	96,88	"-	1,47	0,15	98,51	1,49	0,16	98,36
20	2-92/11	0,06	94,39	"-	2,28	0,45	97,18	2,35	0,52	97,13
21	2-92/12	0,01	97,19	"-	1,01	0,22	98,43	1,03	0,23	98,74
22	5-92/2	Не обн.	97,56	"-	1,36	0,67	99,59	1,36	0,68	97,96
23	5-92/4	"-	96,60	"-	1,39	0,14	98,13	1,42	0,14	98,44
24	5-92/5	"-	96,75	"-	1,42	0,12	98,29	1,44	0,13	98,43
25	Хо-Зв-1	46,65	49,94	"-	Не обн.	Не опр.	96,59	-	48,30	51,70
26	Хо-Зв-2	47,25	50,78	"-	"-	"-	98,02	-	48,20	51,80
27	Хо-Зв-4	0,08	84,58	2,56	12,35	"-	99,58	12,40	2,66	84,94
28	Хо-Зв-5	0,19	90,77	2,03	8,36	"-	101,35	8,25	2,19	89,56
29	Хо-Зв-6	0,04	81,10	3,13	14,87	"-	99,15	15,00	3,20	81,80
30	Хо-29-1	0,14	96,24	0,06	2,91	"-	99,35	2,93	0,20	96,87
31	Хо-29-2	0,02	78,55	0,04	22,33	"-	100,94	22,12	0,06	77,82
32	Хо-29-3	0,03	76,76	0,04	23,42	"-	100,25	23,36	0,07	76,57
33	Хо-29-4	0,29	92,75	Не обн.	7,15	"-	100,19	7,14	0,29	92,57
34	Шлих 2	Не обн.	95,67	"-	4,47	"-	100,14	4,46	-	95,54

Примечание. Нижнетарлашкинский массив: 1-6 - обр.А-3-92; 7 - обр.А-4-92; 8-21 - обр.А-2-92; Сольджерский массив: 22-24 - обр.А-5-92; Копсекский массив: 25-29 - шлиховая проба; 30-33 - обр.Хо-29-4; Баянчурский массив - 34 (шлих).

сива высокая (см. табл. 13) и по значениям попадает в интервал пробности Au из Нижнетарлашкинского массива (рис. 12). Для сопоставления изучено золото из шлиховых ореолов Копсекского мас-

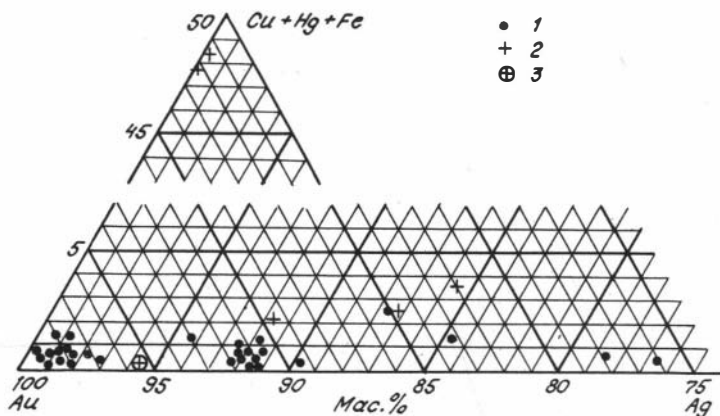


Рис. 12. Состав золота в координатах Au-(Cu+Hg+Fe)-Ag из хромититов, дунитов и шлиховых ореолов Тувы (мас. %): 1 - из коренных источников Копсекского, Нижнетарлашкского и Сольджерского массивов; 2 - из шлиховых ореолов Копсекского массива; 3 - из рыхлых отложений оз. Баян-Нур.

сива, представленное мелкими пластинчатыми зернами размером около 0,2 мм. Его пробность составляет 818-896. В виде примесей присутствуют главным образом серебро, в меньших объемах - ртуть и в весьма незначительных количествах медь (см. табл. 13). Кроме того, в шлихах обнаружен купроаурид с содержанием меди 46,65; 47,25 мас. %. В табл. 13 приведен также состав золота из рыхлых отложений оз. Баян-Нур к юго-западу от Агардагского массива. Оно представляет неокатанное комковатое зерно размером 0,2-0,3 мм зеленовато-желтого цвета с отрицательными формами неизвестного минерала. Пробность золота 955, в примеси в нем серебро, других элементов в его составе не зафиксировано. На тройной диаграмме Au-Ag-(Cu+Hg+Fe) фигуративные точки составов золота концентрируются преимущественно в двух участках (см. рис. 12), расположенных в высокопробной части. Золото с пробностью менее 900 составляет по объему всего лишь 18 %. Как видим (см. рис. 12), золото из шлиховых ореолов характеризуется четко выраженной неоднородностью состава и не является полным аналогом золота из

коренных источников. Вероятно, какая-то часть золота из рыхлых отложений не связана генетически с ультраосновными породами.

Имеется достаточное количество аналогичных данных по содержанию ЭПГ, Au и Ag в хромититах, из которых следует, что количество золота в них сопоставимо по величине с содержанием ЭПГ. Однако фаза золота, как минерал, судя по многочисленным литературным данным, практически никогда не фиксируется. Из этого следует, что золото рассеяно в хромититах в виде микродисперсной механической примеси. Формирование его крупных зерен, очевидно, обусловлено рекристаллизационными процессами. Как известно, ультраосновные породы всегда в разной степени серпентинизированы, а иногда карбонатизированы вплоть до образования кварц-карбонатных пород - лиственитов. Вероятно, водно-углекислые растворы, вызывающие серпентинизацию и лиственитизацию, переносят микродисперсное золото в форме различных комплексов на незначительные расстояния и перестраивают, образуя более крупные скопления. Процесс переноса и укрупнения может быть также обусловлен дислокационными явлениями, связанными с пластическими деформациями минералов /Кутюлин, 1977/. Все эти явления могут вызываться метаморфизмом, при котором меняется не химический состав вещества, а его агрегатное состояние. Другими словами, происходит частичное перераспределение и рекристаллизация золота, обусловленная метаморфизмом. Очевидно, с этим процессом, осложненным метасоматическими явлениями, связано формирование редких золоторудных проявлений, локализованных в лиственитах и родингитах.

В хромититах Копсекского массива иридоосмин и лаурит представлены примерно в равных объемах. На сканирующем микроскопе с приставкой "Kevex" была зафиксирована фаза, состоящая из иридия, никеля, сурьмы и серы. К сожалению, она не проанализирована и не идентифицирована. В иридоосминах, кроме основных компонентов (см. табл. 10), содержится рутений (1,64-4,46 мас.%), платина (0,39-1,72 мас.%), родий (0,16-1,46 мас.%). Железо, никель и медь присутствуют ограниченно. В лауритах Копсекского массива платина не обнаружена, Os, Ir и Rh зафиксированы в небольших количествах, также ничтожны и содержания Fe, Ni, Cu. Обычно лауриты, являясь конечным членом ряда лаурит-эрликманит (RuS_2-OsS_2), содержат значительный объем осмия, а иногда и иридия. В данном же случае мы имеем дело почти с чистым лауритом. Состав борнита из хроми-

титов близок к теоретическому. В нем на уровнях, близких к пределу обнаружения, присутствуют Pt, Ir, Os; рутений, родий и никель не зафиксированы. Следует сказать, что борнит был диагностирован во всех исследованных образцах хромититов, в одном установлена самородная медь, содержащая следы платины, осмия, рутения и родия. В заметных количествах в ней присутствуют железо и никель. Не останавливаясь подробно на вопросах образования самородной меди в хромититах, которую в данном случае можно рассматривать как вторичный продукт окисления, подчеркнем ее широкое распространение в хромититах из массивов соседней с Тувой Монголии. Причем ее максимум связан с гипербазитами Западной Монголии, но в гипербазитовых массивах других регионов она не отмечена.

В коренных хромититах Копсекского массива рутениридосмин не зафиксирован, однако в шлихе он обнаружен в виде удлиненного около 1 мм неправильной формы зерна с кавернами, вероятно, указывающими на отрицательные формы бывшего в сростании с платиноидом какого-то минерала. Зерно рутениридосмина очень однородно по составу (см. табл. 10, ан. 10, 11, 12), фактически не обнаруживая зональности по содержанию главных минералообразующих элементов от центра к краям этого зерна.

В пределах Оттукдашского массива минералы ЭПГ установлены как в сплошных, так и во вкрапленных разностях хромититов. Они представлены минералами ряда лаурит-эрликманит и осарситом (см. табл. 11). Сплавы здесь не обнаружены.

В сплошных хромититах Улорского массива установлена только самородная платина (табл. 14), содержащая минимальное количество примесей, причем наиболее заметные по количеству - железо и медь - не превышают десятых долей массовых процентов, максимальное из которых для железа составляет 0,21 мас.%. В виде примесей обнаружены также Os, Ru, Rh, но в весьма ограниченных количествах. Редкий случай находки "чистой" платины в хромититах Улорского массива требует дальнейшего всестороннего изучения, в том числе и исследования шлиховых ореолов вокруг него.

Кроме Улорского массива минералы платины обнаружены в дунитах Сольджерского. В отличие от хромититов Агардагского и Копсекского массивов, в которых распространены минералы ЭПГ системы Os-Ru-Ir, здесь преобладают минералы платины и родия. Наи-

Таблица 14

Химический состав платины из хромититов Улорского массива, мас. %

Номер п/п	ообр.	Pt	Ir	Os	As	S	Ru	Rh	Fe	Ni	Cu	Сумма
		1	Ис-1	99,74	н.д.	н.д.	не обн.	н.д.	н.д.	н.д.	0,13	н.д.
2	Ис-2	100,38	"	"	"	"	"	"	0,11	"	0,13	100,63
3	Ис-3	100,20	"	"	"	"	"	"	0,14	"	0,14	100,48
4	Ис-4	99,44	"	"	"	"	"	"	0,19	"	0,18	99,81
5	Ис-5	100,57	"	"	"	"	"	"	0,12	"	0,17	100,86
6	Ис-6	100,82	"	"	"	"	"	"	0,21	"	0,20	101,24*
7	У-89-1	99,49	не обн.	0,07	"	не обн.	0,03	0,15	0,02	не обн.	0,07	99,83
8	У-89-2	98,22	не обн.	0,03	"	"	0,01	0,05	0,05	"	0,10	98,46

* В том числе Pd - 0,01 мас.%; н.д. - нет данных.

более обилен из них сперрилит, часто содержащий включения минералов ряда лаурит-эрликманит и пентландита (табл. 15). Второй по распространенности минерал - изоферроплатина. В виде самостоятельных зерен минералов ЭПП встречены также лаурит, ферроникельплатина и платарсит. Остальные минералы ЭПП: туламинит, холлингвортит и необычного состава сульфид Pt, Os, Ru (см. табл. 15, ан. 5-21) встречены в сростаниях. Форма зерен минералов, как правило, неправильная, удлиненная. Сперрилит и изоферроплатина редко встречаются в виде изометричных зерен. Размер всех изученных зерен минералов обычно составляет около 0,1 мм, с незначительными колебаниями. Однако, судя по их неправильной форме и отсутствию сростков с хромитом и минералами - силикатами, выделения минералов ЭПП в дунитах Сольджерского массива должны характеризоваться большими размерами, нежели зерна в протолочках.

Таблица 15

Состав минералов из хромититов Нижнетарлашкского и дунитов Сольджерского массивов, мас. %

Номер		Pt	Ir	Os	As	S	Ru	Rh	Fe	Ni	Cu	Сумма	Минерал
п/п	анализа												
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	5-2	88,63	0,13	0,06	Не обн.	Не обн.	0,35	2,40	8,87	0,06	0,17	100,67	Изоферроплатина
2	5-24	84,55	0,02	0,06	"-	0,01	0,29	2,42	8,80	0,08	0,01	96,24	" "
3	5-28	88,59	Не обн.	0,03	"-	0,01	0,08	0,15	8,93	0,02	0,13	97,94	" "
4	5-30	88,53	"-	0,09	0,01	0,01	0,10	0,19	8,75	0,05	0,16	97,89	" "
5	5-33	87,10	0,03	0,05	Не обн.	Не обн.	0,32	2,20	8,59	0,05	0,14	98,48	" "
6	5-35	88,24	Не обн.	0,04	0,05	"-	0,04	0,18	8,69	0,04	0,18	97,46	" "
7	5-4	55,42	"-	0,12	43,81	"-	0,11	0,15	0,14	Не обн.	Не обн.	99,75	Сперрилит
8	5-6	55,28	0,05	0,07	40,89	"-	0,02	0,10	0,16	0,05	0,02	98,64	" "
9	5-7	55,96	Не обн.	0,07	42,91	0,18	0,06	0,13	0,05	0,04	0,01	99,41	" "
10	5-10	55,29	"-	0,12	44,32	Не обн.	0,05	0,12	0,12	0,02	0,02	100,12	" "
11	5-11	55,76	"-	0,01	43,73	0,23	Не обн.	0,16	0,21	0,04	0,03	100,17	" "
12	5-22	54,78	0,02	0,08	44,59	0,03	0,03	0,15	0,04	Не обн.	0,01	99,73	" "
13	5-23	55,47	Не обн.	0,07	43,28	0,57	0,07	0,16	0,12	0,12	0,01	99,87	" "
14	5-27	55,30	0,03	0,11	43,30	0,13	0,03	0,27	0,03	Не обн.	Не обн.	99,20	" "
15	5-32	53,61	Не обн.	0,09	43,74	Не обн.	0,01	0,13	0,21	"-	"-	97,79	" "
16	5-36	54,54	"-	0,12	43,99	"-	0,04	0,20	0,45	"-	"-	99,34	" "
17	5-8	2,83	2,14	14,53	Не обн.	33,98	40,03	3,93	1,52	0,20	"-	99,16	Лаурит-эрликманит
18	5-16	4,85	7,63	0,18	31,84	15,34	0,91	39,30	0,11	0,08	0,04	100,28	Адлингвортит
19	5-17	4,91	2,92	0,19	32,90	15,91	0,71	43,21	0,33	0,44	0,28	101,80	" "
20	5-18	6,48	1,22	0,50	32,81	16,30	1,69	41,47	0,24	0,31	0,10	101,12	" "
21	5-19	18,00	0,66	8,36	2,55	23,30	32,41	6,09	3,33	3,69	1,45	99,84	Лаурит-эрликманит
22	5-15	78,50	Не обн.	Не обн.	0,09	0,03	0,04	0,08	10,72	3,28	7,27	100,01	Туламинит
23	5-20	79,06	"-	"-	0,13	0,09	Не обн.	0,12	10,11	2,35	6,90	98,76	" "
24	5-21	38,95	0,46	5,10	Не обн.	20,28	19,57	2,30	6,59	2,71	3,81	99,77	Лаурит-эрликманит
25	5-26	63,46	Не обн.	0,08	0,03	0,03	0,22	1,54	9,22	23,02	0,28	97,88	Ферроникельплатина

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
26	5-29	9,60	3,79	0,25	34,00	13,42	0,37	39,30	0,40	Не обн.	0,01	101,14	Холлингвортит
27	5-3	Не обн.	Не обн.	0,06	55,77	0,18	0,01	Не обн.	0,10	43,68	0,11	99,91	Никелин
28	5-12	0,58	"-	0,01	0,06	35,55	0,02	"-	29,68	35,58	0,28	101,76	Пентландит
29	5-12/1	0,75	"-	0,05	0,10	35,56	0,07	"-	29,04	34,58	1,42	101,57	" "
30	5-13	0,06	"-	0,05	56,30	0,23	0,02	0,04	0,07	43,01	0,10	99,88	Никелин
31	5-14	1,57	0,01	2,24	Не обн.	36,16	57,86	1,43	0,09	Не обн.	Не обн.	99,36	Лаурит
32	5-34	21,80	1,95	0,39	33,62	12,15	9,20	20,76	0,15	"-	0,01	100,03	Холлингвортит
33	A-2	Не обн.	0,07	0,02	56,18	0,04	0,05	0,01	0,50	41,79	0,06	98,72	Никелин
34	A-4	"-	Не обн.	0,02	0,08	53,35	Не обн.	Не обн.	47,19	0,03	Не обн.	100,67	Пирит
35	A-4	"-	"-	0,05	57,03	0,16	0,03	0,04	0,38	41,89	0,07	99,65	Никелин
36	3-40	0,08	"-	0,03	57,20	0,20	0,03	0,01	0,06	41,52	0,20	99,35	" "
37	1-41	Не обн.	"-	0,07	57,24	0,13	0,07	Не обн.	0,12	42,00	0,09	99,72	" "

Примечание: 17 - включение в сперрилите (9); 28 - включение в сперрилите (II) - центр; 29 - включение в сперрилите (II) - край; 22,18,19,20,21,23,24 - анализы из одного зерна (см. рис.13); 3 - изоферроплатина с включениями пластинчатых кристаллов холлингвортита (26); 34 - сросток с изоферроплатиной (35); 33-37 - Нижнетагларский массив, остальные Сольджерский.

Сперрилит имеет состав, близкий к теоретическому. Из примесей устойчиво присутствуют родий, железо и в меньшей степени осмий. Остальные элементы (см. табл.15) либо не фиксируются, либо содержатся на уровне предельно обнаружения. Хотя в отдельных анализах наблюдается повышенное содержание некоторых элементов. В двух зернах сперрилита изучены включения минерала ряда лаурит-эрдикманит и пентландита. В первом, кроме главных элементов Ru и Os, присутствуют в составе Pt, Ir, Rh и Fe. Включение пентландита расположено в центре изометричного зерна сперрилита с плохо проявленными очертаниями восьмиугольника. Состав пентландита, судя по анализу центральной и периферийной частей включения, довольно однороден, за исключением меди, которой обогатен край. Немного выше также содержание платины в периферийной части. В виде самостоятельной фазы пентландит не встречен, зато арсенид никеля - никелин, весьма распространен в

хромититах и породах Сольджерского и Нижнетарлашкинского массивов. Их состав приведен в табл. 15. Типичная примесь в составе этого минерала - железо и в меньшей степени медь. ЭПГ хотя и фиксируются в составе никелина, но их содержание находится на пределе обнаружения.

Согласно номенклатуре железо-платиновых сплавов /Sabri, Feather, 1975/ последние подразделяются на самородную платину (≥ 80 ат.%), изоферроплатину (Pt_3Fe) и тетраферроплатину ($PtFe$). Для случаев, когда известен только состав минерала при отсутствии рентгенометрических данных, предлагается общее название - "платино-железный сплав". Исходя из аналитических данных (см. табл. 15) о составе железо-платиновых сплавов Сольджерского массива, в которых содержание $Pt+Rh$ составляет 74-75 ат.%, нами изученные сплавы названы изоферроплатиной. Состав ее однообразен (см. табл. 15), из примесей в заметных количествах присутствует родий, содержание других металлов не превышает десятых долей процента. Кроме обособленных зерен изоферроплатины были изучены составы включений, представленных пластинчатыми выделениями холлингвортита, содержащего, кроме родия, платину и иридий (см. табл. 15, ан. 5-29). В одном случае в сростании с изоферроплатиной встречен минерал, относящийся к холлингвортиту, с высокими концентрациями платины и рутения (см. табл. 15, ан. 5-34). Подобного состава холлингвортиты изучены Г.Г.Дмитренко и др. /1985/, А.Э.Изохом и др. /1992/. По данным этих авторов наблюдается широкий изоморфизм в ряду сульфоарсенидов ЭПГ. При этом, вероятно, следует говорить о твердых растворах минералов, представленных конечными членами: платарситом, ирарситом, холлингвортитом, осарситом и руарситом. Широко распространены в дунитах Сольджерского массива холлингвортиты в сростании с другими минералами, взаимоотношения которых приведены на рис. 13, 14. На первой фотографии видны сростания туламинита (см. табл. 15, ан. 5-15, 5-20) и холлингвортита (см. табл. 15, ан. 5-16, 5-18). Причем состав холлингвортита в светло- и темно-серых участках несколько отличается по содержанию Pt, Ir и Rh , чем и обусловлена различная окраска. В холлингвортите и, в меньшей степени, в туламините наблюдается эмульсионная вкрапленность минерала ряда лаурит-эрликманит (см. табл. 15, ан. 5-19), обогащенного платиной, железом, никелем и медью. Анализ лаурит-эрликманита из другого участка

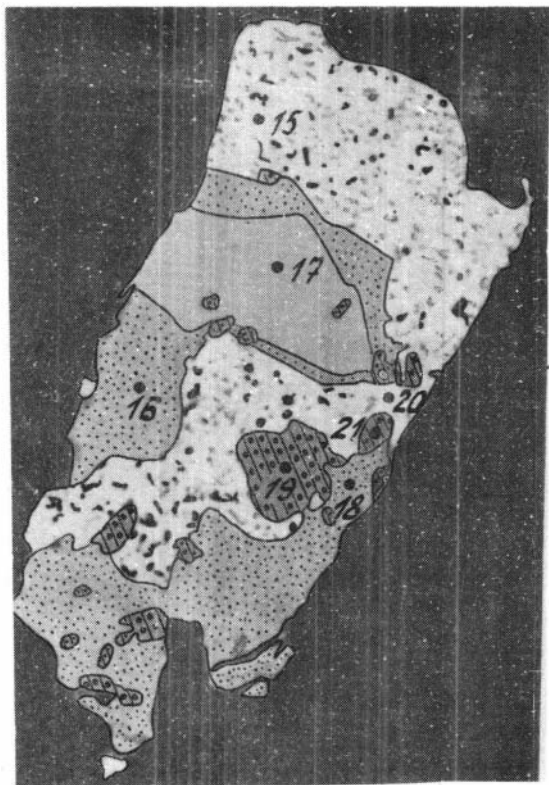


Рис. 13. Взаимоотношение минералов ЭПГ в сростках из дунитов Сольджерского массива. Обр. А-5-92. В отраженных электронах. Ув. 1000^x. Светлое (точки 15,20) - туламинит с эмульсионной вкрапленностью оливина (черное) и лаурит-эриксманита (серое); светло-серое (точка 17) - холлингвортит; серая кайма и включения (точки 16,18) - холлингвортит, обогащенный иридием или платиной; темно-серое (точки 19,21) - лаурит-эриксманит с высоким содержанием платины. Для цветовых отличий минералы, в том числе и на рис. 14, отмечены различным крапом. Точки 15-21 - место анализа.

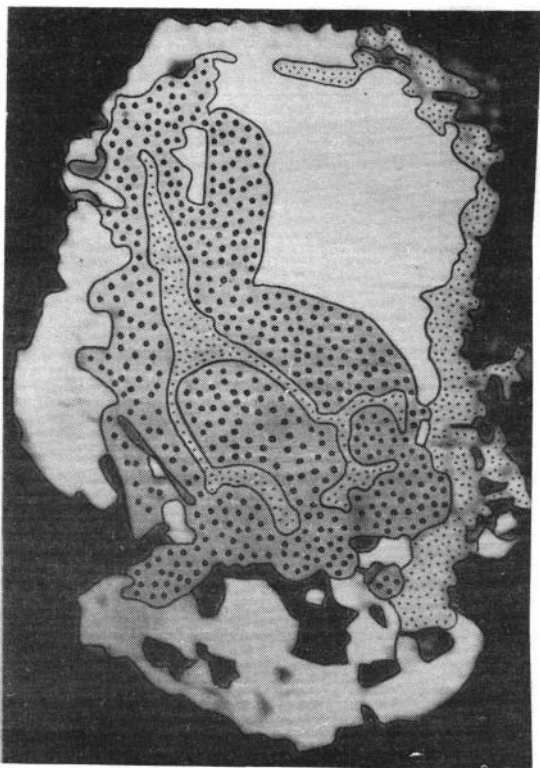


Рис. I4. Соотношение изоферроплатины - светлое и холлингвортита - темно-серое; светло-серые каймы и микрожилки - минерал ряда холлингвортит-платарсит с повышенным содержанием платины; черные включения - моноклинный пироксен. Сольдзерский массив Обр.А-5-92. В отраженных электронах. Ув. 1000^x.

также свидетельствует о его необычном составе (см. табл. I5, ан. 2I). В нем еще выше содержание платины, ниже рутения и родия. Вполне возможно, что в данном случае имеет место непрерывный ряд растворов между куперитом и лауритом. Туламинит насыщен эмульсионной вкрапленностью, представленной оливином (см. рис. I3), а рисунок I4 показывает взаимоотношение изоферроплатины и холлингвортита. По периферии зерна и внутри холлингвортита видны каемки и микро-

прожилки светло-серого цвета. По составу это тоже коллингвортит, но с более высоким содержанием платины. К границе изоферроплатины и коллингвортита приурочены включения моноклинного пироксена.

Ферроникельплатина (см. табл. I5, ан. 5-26) по своему составу представляет довольно редкий тип минерала с высоким содержанием никеля и соответственно с низким - платины. Из приведенных Н.С.Рудашевским и др. /1983/ анализов ферроникельплатины видим, что максимальное содержание никеля в ней более чем в 2 раза меньше по сравнению с ферроникельплатиной Сольджерского массива.

Лаурит, встречающийся в виде самостоятельных выделений, в отличие от этого минерала из сростков приближается по составу к теоретическому. Элементы-примеси в нем представлены платиной, осмием и родием.

Платарсит установлен только на электронном микроскопе с приставкой "Kevex". Согласно спектру, в нем зафиксированы Pt, As, S, другие элементы не обнаружены.

Как уже отмечалось, на продолжении Агардагской зоны среди береговых отложений оз. Баян-Нур присутствуют хромшпинелиды, в концентрате которых установлены минералы ЭПГ. Для более детального исследования были отобраны шлихи как из береговых песчано-гравийных отложений, обогащенных хромшпинелидами, так и из русла временного потока, пересекающего в широтном направлении терригенные, предположительно, неогеновые отложения. Вдоль берега озера через 0,5 км взято три шлиха на расстоянии около 1 км (см. рис. 5). В одном из них зафиксировано на сканирующем микроскопе два зерна рутениридосмина размером менее 0,1 мм. Из шурфа глубиной 1,3 м, пройденного в песчано-гравийно-галечных отложениях в 10 м от берега обнаружено на глубине 0,8 м два зерна платинистого рутениридосмина (табл. I6). В шлихе с глубины 0,6 м обнаружено зерно аргентита (Ag_2S) размером менее 0,1 мм. К сожалению, исследовать состав песчано-гравийных отложений с плотика не представилось возможным. Поэтому остается неясным, какова глубина рыхлых отложений и что можно ожидать на плотике. Однако наличие минералов ЭПГ на глубине 0,8 м позволяет предполагать обогащение платиноидами рыхлых отложений вблизи коренных пород. В двух шлихах, взятых из русла временного потока, обнаружены платиноиды и один знак золота. В шлихе из верхней части временного водотока

Таблица 16

Состав минералов ЭП из конгломератов и россыпей оз. Баян-Нур, мас. %

Номер		Pt	Ir	Os	As	S	Ru	Rh	Fe	Ni	Cu	Сумма	Минерал
п/п	обр.												
1	262	13,07	44,55	33,80	He обн.	0,45	4,74	1,38	0,88	0,32	0,39	99,58	Платинистый осмирид
2	262-2	9,48	50,61	30,14	"-	He обн.	5,50	3,37	0,20	0,08	0,07	99,45	"-
3	262-3	4,66	38,96	46,99	"-	"-	6,37	2,22	0,18	0,05	0,04	99,47	Платинистый иридосмин
4	261	5,79	25,73	31,45	"-	"-	36,42	0,66	0,02	0,01	0,01	102,89	Платинистый рутенирид-осмин
5	261-1	1,31	29,38	53,74	"-	"-	5,49	0,66	0,45	0,01	He обн.	91,04	Иридосмин
6	264-1	0,57	36,56	58,45	"-	"-	5,46	0,22	0,10	He обн.	0,03	101,41	"-
7	264-2	0,50	36,37	58,36	"-	"-	5,45	0,24	0,16	"-	0,01	101,09	"-
8	Шлих 2	3,78	34,94	42,52	"-	"-	20,48	0,57	0,05	"-	0,01	102,35	Платинистый рутенирид-осмин
9	Шлих 2	4,40	34,72	42,50	"-	"-	20,55	0,65	0,05	"-	0,02	102,89	"-
10	265	1,34	38,24	39,91	"-	"-	18,44	0,79	0,43	0,05	0,34	100,07	Рутенирид-осмин

Примечание: 1-5 - из хромититов, обр. 261 - сплошной хромитит, обр. 262 - густовкрапленный хромитит; 6-10 - из шлихов, обр. 264 и 265 - из аллювия временных потоков, шлих 2 - шурф в песчано-гравийных отложениях глубиной 80 см.

обнаружено одно крупное зерно (около 1,5 мм) рутениридосмина (см. табл. 16, ан. 10), а также одно зерно иридосмина и два зерна изоферроплатины размером менее 0,1 мм. В шлихе, взятом ниже по течению, обнаружено два зерна (размер менее 0,1 мм) иридосмина (см. табл. 16, ан. 6,7). Снимок крупного зерна рутениридосмина и практически неокатанного золота приведены на рис. 15. Рутениридосмин представляет собой ярко-белый пластинчатый кристалл с сохранившимися гранями роста и отрицательной формой, обусловленной, очевидно, зерном хромшпинелида, что может также свидетельствовать о его слабой окатанности. Золотина представляет комковатое зерно (размером 0,2-0,3 мм) зеленовато-желтого цвета, с острыми ограничениями и отрицательными формами неизвестного минерала. Сохранность граней роста, отрицательных форм и остроугольных очертаний свидетельствует о незначительном пути их транспортировки. Значит источник платиноидов, т.е. коренные выходы гипербазитов, находятся поблизости и перекрыты продуктами их дезинтеграции. Это же относится и к золоту, источником которого могут быть листовиты апогипербазитового происхождения или другие гидротермально-метасоматические образования. Не исключено, что источник золота - это древние метаморфические толщи, распространенные в близлежащих территориях и, возможно, скрытые под современными отложениями. Высокопробный состав золота (см. табл. 13) не исключает такого варианта, тем более, что в хребте Хан-Хухэй, в шлиховых ореолах Дяргалантуйского массива, где широко представлены древние толщи архея и протерозоя, также обнаружено высокопробное золото /Агафонов и др., 1989/.

Для подтверждения пространственной и генетической связи минералов ЭП в шлихах с коренным источником хромитита, обнаруженные в конгломератах, также были изучены на предмет содержания платиноидов. Как оказалось, таковые в них присутствуют. Согласно данным рентгеноспектрального анализа (см. табл. 16), в густо-вкрапленном хромитите обнаружены зерна платинистого осмирида и платинистого иридосмина, а в сплошном хромитите - иридосмин и платинистый рутениридосмин. Состав минералов ЭП в хромититах и шлихах довольно близок и не имеет принципиальных различий. Вместе с тем, изоферроплатина, обнаруженная в шлихах, в хромититах не зафиксирована, что может объясняться как непредставительностью образцов хромититов из конгломератов, так и наличием другого платиносодержащего источника.



Рис. 15. Зерна рутениридосмина (см. табл. 16, обр.265) и золота (справа) из аллювия ручья, стекающего в оз. Баян-Нур. Ув. 50^X. В зерне рутениридосмина видны зоны роста и отрицательная форма (вверху), обусловленная, очевидно, зерном хромшпинелида. Зерно золота характеризуется остроугольными формами.

Платиноиды дифференцированных габброидов

На территории Восточной Тувы, в пределах Бурен-Ондумской зоны салаирид, широко проявлены раннепалеозойские базитовые интрузии мажалькского перидотит-пироксенит-габбро-норитового комплекса /Волохов и др., 1972; 1973/. Интрузивы данного типа изучали Г.В.Поляков и В.И.Богнибов /1979/ и установили обширный ареал их распространения. Одним из небольших слабо изученных интрузивов этого типа является Куртугойский массив, расположенный на правом берегу р. Каа-Хем, в 8 км от д.Зубовки. Из-за плохой обнаженности морфология и внутреннее строение массива изучены недостаточно. Обнаженная, доступная для изучения площадь интрузива на юго-западном фланге не превышает 1 км², а остальная перекрыта мощным чехлом пролювиальных отложений.

Куртугойский массив интересен тем, что содержит вкрапленную медную минерализацию, участками довольно богатую. На его обнаженной части выявлено несколько древних карьерных выработок, в

которых добывалась медь. В структурном отношении он представляет собой крупный эллипсоидный, вытянутый в северо-восточном направлении останец габброидов в поле гранитоидов таннуольского комплекса (рис. 16). Контакты с таннуольскими гранитоидами нечеткие, с широкими ореолами гибридных пород, в которых отмечаются реликтовые шпирь амфиболитизированных габброидов. Внутри массива заметна слабо выраженная полосчатость, также ориентированная в северо-восточном направлении. От других базитовых массивов ореола Куртугойский отличается ясно выраженным двухфазным строением. Первая фаза сложена меланократовыми крупнозернистыми габбро-пироксенитами, клинопироксенитами, оливиновыми клинопироксенитами и верлитами. Перидотиты в коренном залегании не выявлены, однако обломки их встречаются в делювиальных отложениях. Все породы первой фазы характеризуются повышенной магнезиальностью, низкими щелочностью, глиноземистостью, содержаниями титана и фосфора (табл. 17).

Монцогаббро и монцодиориты второй фазы слагают центральную часть массива. Это среднезернистые массивные породы, содержащие в небольшом количестве микроклин и биотит. От пород первой фазы они отличаются повышенными щелочностью, глиноземистостью, содержаниями титана и фосфора. Контакты между фазами четкие, с зонами закалки. В монцонитах (у контактов) отмечаются ксенолиты габбро-пироксенитов первой фазы. Наблюдаемые в составе массива щелочные габброиды для мажальского комплекса не характерны и, вероятно, относятся к самостоятельно выделяемому зубовскому интрузивному комплексу /Ковалев, Рогов, 1971/.

Куртугойский массив расположен в обрамлении Тувинского межгорного прогиба, в зоне длительной тектономагматической активности. На площади массива по зонам тектонических нарушений северо-восточного простирания фиксируются удлиненные тела и штоки гранодиорит-порфиров. В этих телах и в их экзоконтактах отмечаются зоны штокверкового окварцевания, серицитизации и аргиллизации, содержащие сульфидную медно-молибденовую минерализацию. Оруденение накладывается также на красноцветные песчаники зубовской свиты и, следовательно, имеет постсилурийский возраст.

В тектонических зонах меридионального простирания локализованы самые молодые магматические образования - дайки лампрофиров и субщелочных калиевых гранит-порфиров, по-видимому, верхне-

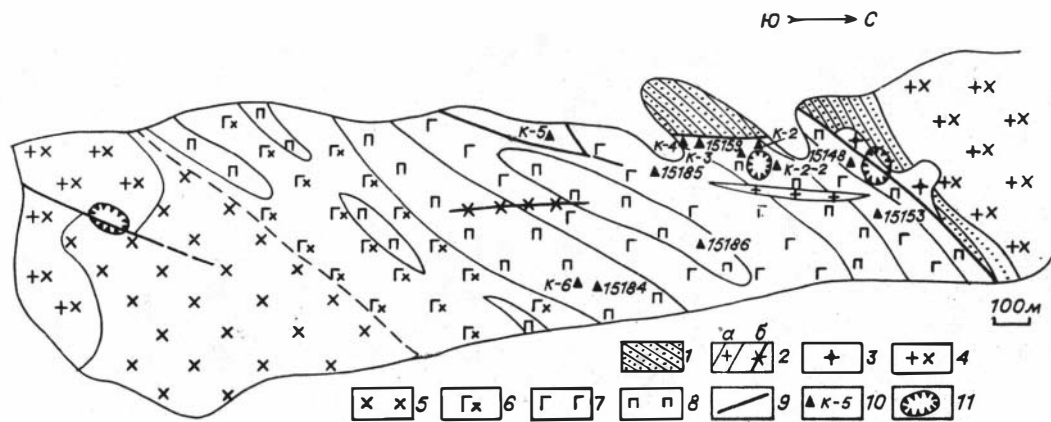


Рис. 16. Геологическое строение Куртугойского массива:

I – красноцветные песчаники зубовской свиты (S_2-D_1) 2 – дайки лейкогранитов (а) и лампрофиров (б); 3 – гранодиориты и гранодиорит-порфиры; 4 – плагиограниты и тоналиты; 5 – диориты и кварцевые диориты; 6 – гибридные габбро-диориты; 7 – монцогаббро и габбро 2-й фазы; 8 – габбро-пироксениты I-й фазы; 9 – тектонические нарушения; 10 – места взятия проб; 11 – древние выработки.

Таблица I7

Химический состав базитов Куртугойского массива, мас. %

Компо- ненты	I-я фаза				2-я фаза			
	I5I48	I5I50	I5I84	I5I86	I5I53	I5I8I	I5I85	I5I90
SiO ₂	47,60	47,80	44,98	45,63	49,93	49,97	47,68	44,II
TiO ₂	0,6I	0,67	0,50	0,70	0,0I	0,75	0,95	I,08
Al ₂ O ₃	4,90	5,44	3,95	4,69	I4,90	I5,25	I6,6I	I5,24
Fe ₂ O ₃	4,29	3,32	5,98	2,30	6,88	5,94	8,69	7,07
FeO	6,00	6,36	6,14	9,84	4,38	4,85	3,74	6,46
MnO	0,20	0,10	0,2I	0,20	0,19	0,22	0,14	0,25
MgO	I4,69	I3,04	I6,69	I5,45	4,75	4,89	3,70	6,37
CaO	I8,08	20,8I	I6,5I	I7,74	7,06	10,17	7,30	I2,69
Na ₂ O	0,82	0,42	0,48	0,44	2,88	3,12	3,16	2,05
K ₂ O	0,66	0,40	0,34	0,25	3,96	2,02	3,45	I,6I
P ₂ O ₅	0,14	0,45	0,19	0,24	I,03	0,40	I,10	0,73
ППП	I,50	I,58	2,29	2,02	2,52	I,92	2,98	I,84
Сумма	99,59	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50

Примечание. Породы первой фазы - клинопироксениты; породы второй фазы - монцогаббро, монцодиорит, щелочное габбро. Анализы выполнены в лаборатории Тувинской экспедиции, специалист Н.В.Ковалев.

палеозойского возраста. В них также содержится медная минерализация, приуроченная к пегматоидным гнездам и занорышам. В экзо-контактах даек лейкогранитов отмечаются зоны калишпатизации с богатой сульфидно-арсенидной медной минерализацией.

В делювии, вблизи обнажающихся пироксенитов, встречены рудные обломки, нацело состоящие из магнетита. По-видимому, в пироксенитах содержатся мономинеральные выделения магнетита, не проявленного в обнажениях.

Таким образом, следует отметить, что Куртугойский массив в значительной степени переработан под воздействием неоднократно внедрившихся интрузий гранитоидной магмы и сопровождавшей их гидротермальной деятельностью.

Изучение геохимии благородных металлов пород массива нейтронно-активационным и сцинтилляционным эмиссионным анализами

(табл. I8) показало наличие в большинстве из них палладия, золота и серебра. Причем указанные самородные элементы содержатся в устойчиво повышенных количествах. Проба клинопироксенита, интенсивно пропитанная медной зеленью, анализировалась специально на присутствие в ней осмия, иридия и рутения (см. табл. I8). Если названные элементы и присутствуют в образованиях Куртугойского массива, то их объем весьма ограничен. На основании этих данных можно утверждать, что состав пород массива кроме меди благоприятствует проявлению палладий-золото-серебряной минерализации. Присутствие в анализированных породах мышьяка (см. табл. I8) свидетельствует о наличии в них арсенидов, что подтверждается и результатами минералогического изучения (табл. I9).

Для исследования рудной минерализации Куртугойского массива из всех разновидностей пород отобраны пробы весом 8-10 кг, из которых выделены тяжелые минералы. Последние были изучены на сканирующем микроскопе с приставкой "Kevex" и на рентгеноспектральном микроанализаторе.

Наиболее интересными в минералогическом отношении оказались пироксениты первой фазы, подвергшиеся интенсивным вторичным изменениям в приконтактовых зонах лейкогранитовых даек и содержащие сульфидно-арсенидную медную минерализацию. В обнажениях они легко определяются по обильным корочкам и признакам медной зелени. Именно в этих зонах выявлены минералы элементов платиновой группы, сульфиды, арсениды меди и самородная медь. В свежих или в незначительной степени измененных пироксенитах минералов ЭПГ не обнаружено. Рудные минералы в них представлены, в основном, магнетитом. Реже встречаются пирит, пирротин, халькопирит, борнит.

Обломки магнетитовых руд, встреченные в делювии, имеют практически мономинеральный состав. Минералы меди и ЭПГ в них отсутствуют. Иногда в небольших объемах наблюдаются гипергенные новообразования гетита и гидрогетита. Зафиксирован также арсенид железа - леллингит.

Приуроченность минералов ЭПГ к зонам вторичных изменений только в пироксенитах позволяет предполагать, что эти породы изначально были обогащены ЭПГ как в виде самостоятельных фаз, так и рассеянными в кристаллических решетках порообразующих и акцессорных минералов. В процессе вторичных изменений, вероятно, про-

Таблица 18

Содержание самородных элементов и мышьяка в породах Куртугойского массива, мг/т

Номер обр.	Pt	Pd	Os	Ir	Ru	Au	Ag	As	Название породы
15159	Не опр.	Не опр.	6	0,5I	47,5	18,8	296	Не опр.	Клинопироксенит
3	8	0,5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	20	30	$(5-10) \cdot 10^3$	"-
6-I	Не обн.	4	"-	"-	"-	Не обн.	Не обн.	$(5-10) \cdot 10^3$	"-
5-I	"-	300	"-	"-	"-	300	$2,4 \cdot 10^3$	$(1-5) \cdot 10^3$	"-
8	"-	100	"-	"-	"-	70	$1,4 \cdot 10^3$	$(1-5) \cdot 10^3$	Габбро-пироксенит
6	8	90	"-	"-	"-	300	Не обн.	$(1-5) \cdot 10^3$	Габбро
7	Не обн.	300	"-	"-	"-	500	"-	$(1-5) \cdot 10^3$	Диорит
9	"-	400	"-	"-	"-	500	"-	$(1-5) \cdot 10^3$	Габбро
10	"-	85	"-	"-	"-	350	$7,5 \cdot 10^3$	$(1-5) \cdot 10^3$	Габбро-диорит
4	"-	20	"-	"-	"-	Не обн.	10	Не обн.	Клинопироксенит

Примечание. Обр. 15159 - нейтронно-активационный анализ, выполнен Р.Д.Мельниковой, ОИГТМ СО РАН, г.Новосибирск; остальные образцы - сцинтилляционный эмиссионный спектральный анализ, выполнен С.И.Прокопчуком, ИГ СО РАН, г.Иркутск; Не опр. - не определялось, Не обн. - не обнаружено.

Таблица 19

Химический состав минералов из пироксенитов, мас.%

Номер обр.	Минералы	Pt	Cu	As	Pd	Fe	Sb	Te	Bi	Сумма
I5I59	Фаза не идентифи- цирована	Не обн.	22,36	Не обн.	52,21	0,31	0,06	19,43	4,26	98,63
I5I59-1	То же	0,17	2,07	"-	66,40	0,32	0,28	22,99	3,55	95,78
I5I59-2	"-	0,12	15,73	"-	58,82	0,31	0,09	20,05	4,94	100,06
I5I59-3	Медь са- мородная	0,11	98,75	0,02	Не обн.	0,69	Не обн.	Не обн.	0,29	99,86
I5I59-4	То же	0,19	96,06	2,27	"-	0,39	"-	"-	0,07	98,98
I5I59-5	Домейкит	0,34	68,65	30,82	"-	0,69	"-	"-	Не обн.	100,50
I5I59-7	Мертиит	0,36	0,18	3,04	71,17	0,39	25,11	0,51	0,01	100,77
I5I59-8	То же	0,29	0,13	3,05	71,65	0,37	25,03	0,28	0,18	100,98

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе Camebax-Micro O.C.Хмельниковой, ОИГТМ СО РАН.

исходило частичное перераспределение элементов в рудных минералах, в частности, концентрация платины в самородной меди и домейките.

Большинство зерен платиноидов представлено неидентифицированным висмут-теллуридом палладия и меди с ограниченной примесью платины, железа и сурьмы. Менее распространен мертиит с незначительным содержанием платины и меди. Кроме названных минералов ЭПГ на сканирующем микроскопе с приставкой "Kevex" была зафиксирована фаза - теллурид платины с подчиненным количеством палладия. По имеющимся данным /Sabri, 1976/ этот минерал, вероятно, можно диагностировать как мончеит. Арсенид меди, согласно анализу (см. табл. 19), идентифицируется как домейкит с примесью платины и железа. Самородная медь, по нашему мнению, имеет вторичный характер и формировалась в зоне окисления. В ее составе также зафиксированы невысокие содержания платины, которая может заимствоваться из минералов меди, подвергшихся гипергенным изменениям.

В заключение отметим, что наличие минералов меди и ЭПГ в раннепалеозойских дифференцированных габброидах, широко распространенных в Туве, позволяет рассматривать их как потенциальный источник медной и платиноидной минерализации. Особое внимание следует обращать на зоны вторичных изменений, в которых ЭПГ концентрируются в собственных минеральных фазах и которые могут представить научный и практический интерес.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог проведенным исследованиям, следует подчеркнуть, что самородные элементы в коренных источниках гипербазит-базитов Тувы представлены широким набором минералов элементов платиновой группы, а также золота, серебра, меди и никеля. Распределение минералов самородных металлов в хромититах крайне неравномерное и не коррелируется с объемным содержанием хромшпинелидов. Главное внимание было уделено изучению минералов ЭПГ и в меньшей степени Au, Ag, Cu, Ni. Среди минералов в гипербазитах и базитах обнаружены самородные металлы и их сплавы: платина, изоферроплатина, ферроникельплатина, туламинит, рутений, осмистый рутений, рутениридосмин, иридосмин, платинистые рутеносмирид, иридосмин, рутениридосмин, осмирид; золото, серебро, медь, аварунит; сульфиды: лаурит, лаурит-эрликманит, никелин, пентландит, борнит; арсениды: сперрилит, домейкит; сульфоарсениды: холлингвортит, платарсит, осарсит, ирарсит. Наряду с перечисленными минералами установлены также фазы: (Ir, Ni, Sb, S); (Cu, Pd, Te, Bi); (Pd, As, Sb); фаза (Pt, Ru, Os, Fe, S) рутенистый осмий. Из перечисленных минералов трудно назвать преобладающий. В каждом массиве отмечаются свои характерные особенности их распространения. Только в хромититах Агардагского массива доминируют минералы ЭПГ - сплавы Os-Ir-Ru, которые рассматриваются некоторыми исследователями в качестве типичных минералов ультраосновных пород, связанных с офиолитами. Вместе с тем, платиноидная минерализация в некоторых изученных массивах Тувы имеет специфический характер, где минералы рутения, иридия и осмия в количественном отношении резко подчинены минералам платины и родия или вообще не установлены. Эти массивы, кроме отмеченного, характеризуются также своим геологическим положением, локализуясь среди высокометаморфизованных древних образований протерозоя. В их строении преобладают дуниты с признаками метаморфических изменений, выражающихся появлением в парагенезисе с оливином таких метаморфических минералов, как антофиллит, тремолит, карбонат, тальк. В составе аксессуарных ми-

нералов этих массивов фиксируется также золото. В Сольджерском массиве, представляющем метаморфизованный тип гипербазитов, минерализация ЭПГ по своему спектру приближается к зональным клинопироксенит-дунитовым массивам /Рудашевский, Малич, Ефимов, 1992/, в которых преобладают минералы платины.

Изучение тяжелых фракций из шлиховых ореолов Копсекского массива и терригенных пород оз. Баян-Нур (Монголия) показало наличие в них минералов ЭПГ системы Os-Ir-Ru и золота. Данные химического состава свидетельствуют о близкой идентичности минералов коренных и россыпных источников.

Исследование в дальнейшем шлиховых ореолов вокруг гипербазит-базитовых массивов наряду с одновременным изучением коренных источников ЭПГ позволит оценить тип минерализации и перспективы коренной и россыпной платиноносности различных ультраосновных и основных интрузий.

В виду того, что минералы самородных металлов в гипербазитах концентрируются главным образом в хромититах, то все рассуждения о генезисе минералов ЭПГ упрутся в проблему формирования хромититов и вмещающих их ультраосновных пород. Ранее было показано /Пинус и др., 1984; Агафонов и др., 1985/ магматическое происхождение хромититов, связанных с альпинотипными гипербазитами, в результате дифференциации остаточных рудно-силикатных магматических расплавов в пределах верхней мантии. Именно в этих же условиях в хромититах из остаточных флюидизированных расплавов формируются минералы ЭПГ и других самородных металлов. Последнее подтверждается взаимоотношением минералов, а также присутствием эмульсионной вкрапленности не только минералов ЭПГ, в том числе самородных металлов и их сплавов, но и силикатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агафонов Л.В., Баярхуу Ж., Пинус Г.В., Ступаков С.И. Металлогения Монгольской Народной Республики (полезные ископаемые, связанные с гипербазитами). - Новосибирск, 1985. - 38 с. (Препр./ИГиГ СО АН СССР; № 16).

Агафонов Л.В., Изох А.Э., Ступаков С.И. Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формация Монголии. - Новосибирск, 1987. 47 с. (Препр./ИГиГ СО АН СССР; № 7).

Агафонов Л.В., Ступаков С.И., Изох А.Э. и др. Самородные металлы и другие минералы из шлиховых ореолов гипербазитовых массивов Монголии // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 5. Петрохимия, минералогия, геохимия. - Новосибирск, 1989. - С. 41-64.

Агафонов Л.В., Ступаков С.И., Шеремет О.Г. Морфология и условия залегания гипербазитовых массивов Монголии // Петрология гипербазитов и базитов. - Новосибирск, 1990. - С. 21-41.

Агафонов Л.В., Байкова В.С., Ступаков С.И. Метаморфические ультраосновные и основные породы Монгольского Алтая (МНР) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.6. Минералогия и геохимия. - Новосибирск, 1991. - С. 9-27.

Агафонов Л.В., Хмельникова О.С. Самородные элементы в хромититах Улахидского массива (МНР) // Геология и геофизика. - 1991. - № 1. - С. 128-132.

Агафонов Л.В. Минералы элементов платиновой группы (ЭПГ) в хромититах Монголии // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. - М., 1992. - С. 55.

Агафонов Л.В. Форма и условия концентрации платиноидов в хромититах Монголии // Материалы совещания по геологии и генезису месторождений платиновых металлов. - М., 1993.

Агафонов Л.В., Кужугет К.С., Ойдул Ч.К. Золото в хромититах гипербазитов // Золоторудные формации Сибири. - Томск, 1992а. - С. 81.

Агафонов Л.В., Кужугет К.С., Ойдул Ч.К., Ступаков С.И. Элементы платиновой группы и другие самородные элементы в хромититах Тувы // Докл. РАН. 1992б. - Т.327, № 3. - С. 379-383.

Амантов В.А. Основные черты стратиграфии и условия образования кембрийских отложений Северо-Западной Монголии // Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. - М., 1963. - С. 15-28.

Беззубцев В.В., Волчек И.И. Структурное положение гипербазитов Западной Монголии // Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. - М., 1963. - С. 138-149.

Благородные металлы. Справочник. - М.:Металлургия, 1984. - С. 592.

Васильев В.И. Твердые природные сплавы системы Ag-Hg. Терминология, фрагменты классификации, описание. - Новосибирск:ОИГТМ, 1992. - 67 с.

Велинский В.В., Архипенко Д.К., Банников О.Л. Новые данные о хромовых хлоритах в гипербазитах // Геология и геофизика. - 1983. - № 8. - С. 88-95.

Велинский В.В., Банников О.Л. О гетерогенной природе пород альпийских гипербазитов // Вопросы генетической петрологии. - Новосибирск: Наука, 1981. - С. 40-61.

Велинский В.В., Вартанова Н.С. Закономерности в химизме гипербазитов Тувы // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. - Новосибирск: Наука, 1980. - С. 14-27.

Велинский В.В., Вартанова Н.С., Ковязин С.В. Гипербазиты северо-западной части Сангиленского массива // Геология и геофизика. - 1978. - № II. - С. 14-25.

Велинский В.В., Вартанова Н.С. Новые данные о возрасте гипербазитов Тувы // Геология и геофизика. - 1967. - № 8. - С.133-136.

Волохов И.М., Иванов В.М., Арнауттов Н.В. и др. Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. - Новосибирск, 1972. - С. 130-145.

Волохов И.М., Иванов В.М., Оболенская Р.В. Карашатский базит-гипербазитовый плутон - еще одно проявление габбро-пироксенит-дунитового формационного типа в Туве // Проблемы магматической геологии. - Новосибирск, 1973. - С. 61-86.

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

Геологическая карта Монгольской Народной Республики.

М-б I:I 500 000 / Под ред. Н.А.Маринова. - М., 1971.

Гишбер А.С., Кузнецов П.П., Терлеев А.А., Беляев С.Ю. Опыт построения региональных геологических легенд для крупномасштабного геологического картирования (на примере Агардагской структурно-формационной зоны Тувы) // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. - Новосибирск, 1988. - С. 97-106.

Гишбер А.С., Терлеев А.А. Региональная стратиграфия позднего докембрия - раннего палеозоя Сангиленга // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. - Новосибирск, 1989. - С.3-26.

Гоникберг В.Е. Амфиболиты западной окраины Сангиленского докембрийского массива // Тектонические исследования на территории Горного Алтая. - Новосибирск, 1989. - С. 69-99.

Гоникберг В.Е. Позднедокембрийские базальтоиды Агардагской шовной зоны (Тува) и геодинамическая обстановка их накопления // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1988. - № 7. - С. 9-17.

Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Чернышев А.И. Петроструктурная характеристика деформаций горных пород офиолитов Агардагской зоны // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. - Новосибирск, 1988. - С. 75-90.

Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. - С. 404.

Дистлер В.В. Платиновые месторождения интрузивного комплекса Бушвельд // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. - М., 1992. - С. 27.

Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породобразующих и аксессуарных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. - Магадан, 1985. - Часть I, 66 с.; часть II, 60 с. (Препр./Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР).

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

Изох А.Э., Майорова О.Н., Лаврентьев Ю.Г. Минералы платиновых металлов в Номгонском троктолит-анартозит-габбровом интрузиве // Геология и геофизика. - 1992. - № I. - С. 104-110.

Ковалев П.Ф., Рогов Н.В. Зубовский апатитоносный габбро-

монцогранодиорит-(граносиенит)- монцедиоритовый интрузивный комплекс Восточной Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР. - Вып.2. - Кызыл, 1971. - С. 120-129.

Кужутет К.С., Кудрявцев В.И. Особенности геологического строения и хромитоносность Улорского гипербазитового массива // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып.5. - Кызыл, 1981. - С. 88-99.

Кузнецов П.П., Симонов В.А. Историко-геологический очерк развития Агардагской зоны // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. - Новосибирск, 1989. - С. 130-147.

Кутюлин В.А. Динамометаморфическая сегрегация магматических расплавов и рудных компонентов в верхней мантии // Геология и геофизика. - 1977. - № 8. - С. 3-10.

Лаврентьев Ю.Г., Майорова О.Н., Кузнецова А.И. Рентгено-спектральный микроанализ минералов платиноидов на автоматизированном микрозонде // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. - М., 1992. - С. 26.

Меляховецкий А.А. Метаморфизм гипербазитов Восточной Тувы. - Новосибирск: Наука, 1982. - 134 с.

Никитчин П.А. К вопросу о геологическом строении и хромитоносности Агардагского гипербазитового массива // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 1. - Кызыл, 1969. - С. 43-47.

Ойдуп Ч.К., Кужутет К.С. О генезисе родингитов Агардагского гипербазитового массива (Тува) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.5. Петрохимия, минералогия, геохимия. - Новосибирск, 1989. - С. 100-111.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Тувы. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - 135 с.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. - М.: Изд-во АН СССР, 1958. - 295 с.

Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири. - М.: Наука, 1966. - 211 с.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпийские гипербазиты Монголии. - М.: Наука, 1984. - 199 с.

Пирс Дж. А., Липпард С. Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных морей. - М., 1987. - С. 134 - 166.

Поляков Г.В., Богнибов В.И. Раннепалеозойский перидотит-

пироксенит-габбро-норитовый комплекс салаирид Юго-Восточной Тувы // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. - Новосибирск, 1979. - С. 118-126.

Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Меньшиков Ю.П., Шумская Н.И. Ферроникельплатина (Pt_2FeNi) - новый минеральный вид // ЗВМО. - 1983. - Ч. II2, Вып.4. - С. 487-494.

Рудашевский Н.С., Малич К.Н., Ефимов А.А. Новые данные о коренной минерализации платиноидов в хромититах зональных комплексов ультрамафитовых формаций // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. - М., 1992. - С. 90.

Симонов В.А., Куренков С.А., Перфильев А.С. Офиолитовая ассоциация Кара-Шат (Южная Тува) // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. - Новосибирск, 1988. - С. 90-96.

Ступаков С.И., Завьялова И.В. О возрасте и условиях становления Агардагского гипербазитового массива (Юго-Западная Тува) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.3. Петрография, петрохимия, минералогия. - Новосибирск, 1986. - С.131-139.

Ступаков С.И., Агафонов Л.В., Шерemet O.T. Ичитуингольская зона меланжа (МНР) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.4. Минералогия, геохимия. - Новосибирск, 1987. - С.76-95.

Ступаков С.И. Гипербазиты хр. Хан-Хухэй (Северо-Западная Монголия): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин.наук. - Новосибирск, 1990. - 20 с.

Ступаков С.И., Изох А.Э., Гора М.П. Офиолиты Агардагской шовной зоны (Юго-Восточная Тува) // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений юга Сибири. - Новосибирск, 1991а. - С. 288-289.

Ступаков С.И., Изох А.Э., Коптев-Дворников Е.В. Генезис дунит-верлит-клинопироксенит-габбровых массивов Монголии // Геология и геофизика. - 1991б, № 6. - С. 34-41.

Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распределения. - М.: Изд-во АН СССР, 1948. - 128 с.

Татаринов П.М., Кузнецов В.А., Филатов К.С. Геологические исследования в районе Актотракского месторождения асбеста в верховьях р.Енисей. - Л.-М.: ОНТИ НКТП СССР, 1934. - 56 с.

Требования промышленности к качеству минерального сырья. -
Вып. 15. Хромит. - М.: Госгеолтехиздат, 1963. - 36 с.

Шанк Ф. Структура двойных сплавов. - М.: Металлургия, 1973. -
760 с.

Auge T. Platinum-group minerals in the Tiebaghi and Vourinos
ophiolitic complexes: genetic implications // Can. Miner. 1988. -
V.26. - P. 177-192.

Cabri L.I., Feather C.E. Platinum - iron alloys a nomen-
clature based on a study of natural and synthetic alloys // Can.
Miner. - 1975. - V.13. - P. 117-126.

Cabri L.I. Glossary of platinum group minerals // Econ.Geol.
1976. - V. 71. - P. 1476-1480.

Harris D., Cabri L.I. The nomenclature of the natural alloys
of osmium, iridium and ruthenium based on new compositional data
of alloys from world - wide occurrences // Can. Miner. - 1973. -
V. 12. - P. 104-112.

Page N.G., Siuger D.A., Moring B.C. et al. Platinum group
Element Resources in podiform chromitites from California and
Oregon // Econ. Geol. - 1986. - V. 81. - P. 1261-1271.

Thayer T.P. Gravity differentiation and magmatic emplacement
of podiform chromite deposits // Econ. Geol. Monogr. - 1969. -
N 4. - P. 132-146.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИПЕР- БАЗИТОВЫХ МАССИВОВ	6
Гипербазиты Агардагской зоны разломов	6
Массивы Каа-лёмского гипербазитового пояса.	23
Массивы Восточно-Тувинского гипербазитового пояса	26
Массивы Западно-Тувинского гипербазитового пояса	28
Глава 2. ХРОМИТИТЫ И СЛАГАЮЩИЕ ИХ ХРОМПИНЕЛИДЫ	30
Глава 3. ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ, ЗОЛОТА И СЕРЕБРА	43
Геохимические особенности хромититов	43
Минералогия элементов платиновой группы и золота	46
Платиноиды дифференцированных габброидов	72
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	80
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	82

Утверждено к печати
Институтом геологии СО РАН

Редакторы Р.Н.Ильина, З.В.Белосува

Технический редактор О.М.Вараксина

Подписано к печати 17.06.93.

Бумага 60x84/16. Печ.л.5,50. Уч.-изд.л.5,15.

Тираж 400. Заказ 122.

Объединенный институт геологии, геофизики
и минералогии СО РАН
Новосибирск, 90. Ротапринт.