

555.4

К68

**ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИРА**

Том III

А.Ф. Коробейников

**КОМПЛЕКСНЫЕ
ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ПЛАТИНОИДНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

НАУЧНЫЙ МИР

СРД192.

**МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ПРОГРАММА «ПЛАТИНА РОССИИ»

**Всероссийский научно-исследовательский институт
геологии и минеральных ресурсов Мирового океана
им. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология)**

**THE MINISTRY OF NATURAL RESOURCES
OF THE RUSSIAN FEDERATION**

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

**I.S. Gramberg All-russian Research Institute of Geology and
Mineral Resources of World Ocean (VNIIOkeangeologiya)**

**WORLD PLATINUM
METAL DEPOSITS**

Vol III

A.F. Korobeynikov

**COMPLEX GOLD – RARE EARTH ELEMENT –
PLATINUM DEPOSITS**

**MOSCOW
SCIENTIFIC WORLD
2004**

ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИРА

Том III

А.Ф. Коробейников

**КОМПЛЕКСНЫЕ ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-
ПЛАТИНОИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

000192

Центральная научная
библиотека Копеевского
научного центра РАН

МОСКВА
НАУЧНЫЙ МИР
2004

УДК 553.491

ББК 26.341

К 68

Коробейников А.Ф.

К 68 **Платинометалльные месторождения мира. Т. III. Комплексные золото-редкометалльно-платиноидные месторождения. – М.: Научный мир, 2004. – 236 с. ISBN 5-89176-272-2 ББК 26.341**

Впервые в одной монографии рассмотрены золото-(редкометалльно)-платиноидные месторождения в черносланцевых формациях, медистых песчаниках и сланцах, скарнах и скарново-магнетитовых залежах габбро-плагиогранитных интрузий, медно-порфировых системах, альбититах, грейзенах, карбонатитах, нефелиновых сиенитах и уртитах, железо-марганцевых и сульфидных образованиях океанов, а также золото-серебряно-платиноидная минерализация в медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях. Приведенные материалы убедительно свидетельствуют о реальной возможности наращивания запасов платиновых металлов за счет охарактеризованных комплексных месторождений. Обоснованы геолого-геодинамическая модель их формирования и минералого-геохимические индикаторы комплексных руд.

Научно-аналитический обзор по комплексным золото-(редкометалльно)-платиноидным месторождениям выполнен в Томском политехническом университете в рамках Государственного контракта № ИГ-03-06/1456 от 27 августа 2003 г.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области геологии, металлогении и экономики, а также государственных деятелей, банкиров и промышленников.
Ил. 48. Табл. 34. Библ. 204.

Korobeynikov A.F.

World platinum metal deposits. Vol. III. Complex gold–rare earth element–platinum deposits. – М.: Scientific World, 2004. – 236 p.

For the first time in one monography are considered gold-(rare metall)-platinum deposits in black-slate formations, cuprous sandstones and slates, skarns and skarn-magnetitic deposits gabbro-plagiogranitous intrusions, copper-porphyrific systems, albitites, greisens, carbonatites, nefeline-syenites and urtites, iron-manganous and sulphidic formations of oceans, and also gold-silver-platinum mineralization in chalcopyrite and pyrite-polymetallic deposits. The resulted materials convincingly testify to a real opportunity of escalating of stocks of platinum metals due to the characterized complex deposits. Are proved geological-geodynamic model of their formation and mineralogic-geochemical indicators of complex ores.

The scientific-analytical review on complex gold-rare-metall-platinum to deposits is executed in Tomsk polytechnical university within the framework of the State contract № ИГ - 03-06/1456 from August, 27, 2003.

The book is designed for the broad audience of experts in the field of geology, metallogeny and economy, and also statesmen, bankers and industrialists.

Fig. 48. Tabl. 34. Bibl. 204.

ISBN 5-89176-272-2

© Научный мир, 2004

© Министерство природных ресурсов
Российской Федерации, 2004

© Всероссийский научно-исследовательский
институт геологии и минеральных ресурсов
Мирового океана, 2004

© А.Ф. Коробейников, 2004

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Введение</i>	8
<i>Общие положения</i>	12
Глава 1. Нетрадиционные комплексные золото-редкометалльно-платиноидные месторождения в черносланцевых формациях	14
Месторождения стратиформных золото-платиноидно-сульфидных руд в углеродистых толщах фанерозоя	16
<i>Месторождение Цзуньи (Китай)</i>	16
<i>Рудопроявления бассейна Селвин (Канада)</i>	20
<i>Рудопроявления штатов Индиана, Айова, Канзас, Миссури, Кентукки (США)</i>	22
Золото-медно-платиноидные месторождения в медистых песчаниках и сланцах рифтогенных предгорных и межгорных впадин	23
<i>Месторождение Любин (Польша)</i>	23
<i>Удоканское месторождение (Россия)</i>	27
<i>Рудопроявления Вятской зоны Поволжья (Россия)</i>	31
Золото-платиноидно-редкометалльные месторождения вкрапленно-прожилковых руд в углеродистых терригенных толщах	33
<i>Месторождение Сухой Лог (Россия)</i>	34
<i>Месторождение Бакырчик (Казахстан)</i>	44
Золото-платиноидно-редкометалльные жильно-штокверковые месторождения в углеродистых терригенно-вулканогенных толщах фанерозоя	55
<i>Месторождение Мурунтау (Узбекистан)</i>	57
<i>Нежданинское месторождение (Россия)</i>	63
<i>Наталкинское месторождение (Россия)</i>	71
<i>Зун-Холбинское месторождение (Россия)</i>	73
<i>Месторождение Кумтор (Кыргызстан)</i>	76
<i>Саралинское месторождение (Россия)</i>	80
<i>Васильевское месторождение (Россия)</i>	91
<i>Октябрьское месторождение (Россия)</i>	99
<i>Олимпиадинское месторождение (Россия)</i>	105

<i>Воронцовское месторождение (Россия)</i>	113
<i>Тимское месторождение (Россия)</i>	118
<i>Рудопроявления архипелага Северная Земля (Россия)</i>	122

Глава 2. Месторождения золото-платиноидно-уран-ванадиевых руд в зонах несогласий и метасоматоза черносланцевых толщ протерозоя	125
<i>Месторождение Средняя Падма (Россия)</i>	125
<i>Рудопроявления Онежской впадины (Россия)</i>	128
<i>Золото-платиноидная минерализация в железистых кварцитах (Россия)</i>	130
<i>Месторождение Коронейшен Хилл (Австралия)</i>	132

Глава 3. Золото-платиноидные месторождения в скарновых и контактово-метасоматических магнетитовых залежах габбро-гранитоидных интрузий	135
<i>Ольховско-Чибисекское скарново-золоторудное поле (Россия)</i>	135
<i>Месторождение Куру-Тегерек (Кыргызстан)</i>	141
<i>Казское и Сухаринское месторождения (Россия)</i>	147

Глава 4. Золото-платиноидно-редкометалльные месторождения в метасоматических альбититах, калишпатитах, грейзенах	158
<i>Калгутинское месторождение (Россия)</i>	158
<i>Рудопроявление Чудное (Россия)</i>	162

Глава 5. Золото-платиноидно-медно-порфировые месторождения	165
<i>Березняковское месторождение (Россия)</i>	167
<i>Рудопроявление Рябиновое (Россия)</i>	173

Глава 6. Золото-платиноидно-редкометалльные месторождения в карбонатитах	178
<i>Ковдорское месторождение (Россия)</i>	179
<i>Месторождение Люлекоп (ЮАР)</i>	181

Глава 7. Золото-платиноидно-висмутовые руды в нефелиновых сиенитах, уртитах	184
<i>Кия-Шалтырское месторождение (Россия)</i>	184

Глава 8. Золото-серебро-платиноидные руды в медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях	188
<i>Месторождения северо-западной части Рудного Алтая (Россия)</i>	188

Глава 9. Золото-платиноидно-кобальтовые руды в железо-марганцевых и сульфидных образованиях Мирового океана	196
<i>Железо-марганцевые конкреции и корки</i>	196
<i>Сульфидные образования вулканогенно-гидротермальных построек Мирового океана</i>	201
<i>Сульфидные постройки ТАГ Срединно-Атлантического хребта</i>	202
Глава 10. Условия образования нетрадиционных комплексных месторождений благородных металлов	208
Заключение	216
Литература	219

ВВЕДЕНИЕ

Настоящий научно-аналитический обзор (монография) является логическим продолжением книг «Платинометалльные месторождения в ритмично расслоенных комплексах» (авторы Д.А. Додин, Н.М. Чернышов, Д.В. Полферов, Л.Л. Тарновецкий) и «Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения» (авторы Д.А. Додин, Э.А. Ланда, В.М. Лазаренков), являющихся первым и вторым томами крупной итоговой публикации «Платинометалльные месторождения мира», не имеющей аналогов ни в нашей стране, ни за рубежом. Выбор в качестве темы третьего тома золото-редкометалльно-платиноидных месторождений абсолютно закономерен, ибо сегодня основу промышленности драгоценных и редких металлов России и зарубежья составляют отдельные месторождения золота, платиновых и редких металлов. Однако среди ряда таких рудных объектов выделяются нетрадиционные комплексные месторождения, содержащие комплексные золото-платиноидные или золото-платиноидно-редкометалльные руды промышленного значения. В первую очередь это относится к собственно золоторудным, золото-серебряным, золото-медно-порфировым, золото-скарновым, золотоносным колчеданным и редкометалльным месторождениям. Поэтому многие геологи начали выделять такие нетрадиционные комплексные золото-платинометалльные и золото-редкометалльные проявления и месторождения среди объектов разных формационных типов. В этих месторождениях золото, серебро, платиновые и редкие металлы являются или главными, или сопутствующими второстепенными компонентами в разных типах руд.

Нарастающие потребности в минеральном сырье и исчерпаемость минеральных ресурсов требуют рационального использования полезных ископаемых для гармоничного развития современного общества. Последнее обеспечивается сохранением природной среды обитания при минимальном антропогенном ее изменении и минимально необходимом использовании невозобновляемых природных ресурсов. Возникает необходимость более полного извлечения всех полезных компонентов из минерального сырья при минимальном объеме его извлечения из недр. Все это требует комплексного подхода к геолого-промышленным исследованиям рудных объектов с целью выявления и более полного извлечения не только главных, но и второстепенных сопутствующих элементов, имеющих

важное промышленное значение. Это невозможно без регулярных последовательных комплексных исследований минерального сырья и создания более совершенных геолого-генетических, геолого-формационных и геолого-промышленных классификаций, в особенности нетрадиционных комплексных рудных объектов.

Постоянно растущее потребление благородных и редких металлов во многих отраслях промышленности и новейших технологиях позволяет относить их к полезным ископаемым-«лидерам». Анализ минерально-сырьевого потенциала этих металлов показал, что без полного комплексного использования нетрадиционных объектов невозможно создание надежной минерально-сырьевой базы страны в XXI веке.

Новыми источниками для расширения и укрепления минерально-сырьевой базы благородных и редких металлов России в XXI веке могут явиться комплексные золото-платиноидные и золото-платиноидно-редкометалльные месторождения скарнового, медно-молибден-порфирирового, колчеданно-полиметаллического, грейзено-редкометалльного, карбонатитового редкометалльного-редкоземельного, сульфидно-черносланцевого, океанских типов железо-марганцевого и сульфидного, а также техногенного типов.

Поэтому в данной книге на основе нового варианта геолого-геохимической формационной классификации комплексных золото-платиноидных и золото-платиноидно-редкометалльных объектов дается трактовка условий формирования и размещения таких нетрадиционных комплексных месторождений и приводится краткая минералого-геохимическая характеристика выделенных типов.

В разновозрастных складчатых поясах российских и зарубежных территорий находятся нетрадиционные комплексные золото-платиноидно-редкометалльные месторождения осадочно-гидротермального, магматогенно-гидротермального и полигенного типов. Распространенные в орогенно-рифтогенных структурах черносланцевые толщи нередко несут крупные и уникальные комплексные золото-платиноидные рудные объекты, например, Сухой Лог в Забайкалье, Олимпиадинское в Енисейском кряже, Нежданинское в Якутии, Воронцовское на Урале, Средняя Падма в Карелии, Бакырчик в Казахстане, Мурунтау в Узбекистане, Кумтор в Кыргызстане, Любина в Польше и др.

Такие платиноидно-редкометалльносодержащие комплексные руды выявляются среди золото-скарновой, золото-кварцевой, золото-сульфидной, золото-медно-порфирировой, редкометалльно-редкоземельной, колчеданной формаций жильно-штокверкового, прожилково-вкрапленного и вкрапленного типов. В этих месторождениях золото, серебро являются главными рудными компонентами, а платина, палладий, родий, осмий, висмут, теллур, молибден, вольфрам, олово – попутными компонентами. Из них наиболее перспективными для дальнейшего промышленного освоения оказываются золотые, золото-серебряные, золото-медно-платиноидно-порфирировые, колчеданно-полиметаллические с золотом и платиноидами, редкометалльно-редкоземельные карбонатитовые, грейзеновые, бериллий-ниобиевые рудные объекты в щелочных метасоматитах. В таких рудных объектах ком-

плексная продуктивная золото-платиноидно-редкометалльная минерализация формировалась в две-пять стадий рудообразования и нередко размещается зонально.

Во многих медно-молибден-порфириновых и колчеданных месторождениях золотая, платиноидная и редкометалльная минерализация залегают совместно. Иногда в таких рудах золото и платиновые металлы создают промышленно важные концентрации среди извлекаемых металлов, и тогда месторождения выступают как комплексные. В некоторых типах редкометалльных и редкоземельных месторождений, рудопроявлений золотая и платинометалльная минерализация в метасоматических альбититах-калишпатитах, грейзенах выступает как продуктивная. Комплексные золото-редкометалльные с платиноидами руды, сложенные бериллом, касситеритом, колумбитом, танталитом, цирконом, вольфрамитом, висмутином, теллуридами, сперрилитом, золотом, серебром, иногда проявляются в фанерозойских складчатых поясах, в рифтогенных структурах и зонах тектоно-магматической активизации (ТМА) и парагенетически связаны с автотомасоматическими процессами гранитоидных и сиенит-плагиогранит-порфириновых интрузий.

Проявление в различных геологических обстановках самородных, халькофильных, сидерофильных, литофильных геохимических свойств золота, серебра, МПГ и сопутствующих редких металлов (Be, Ta, Nb, Sn, W, Mo, Bi, Te) приводило к формированию закономерного ряда комплексных месторождений – от редкометалльносодержащих золоторудных с Bi, Te, Se, иногда W, Mo, Pt, Pd, через редкометалльноносные золото-платинометалльные с Pt, Pd, Rh, W, Sn, Bi, Te, Se к комплексным золото-редкометалльно-редкоземельным с Be, Ta, Nb, Sn, Zr, W, Mo, Bi, Te, La, Ce, Ga объектам.

Однако достаточно надежной промышленной оценки выявляемых комплексных рудопроявлений и месторождений такого типа пока не давалось, что сдерживает их дальнейшее промышленное освоение. В современной геологической литературе подробно освещаются лишь условия формирования и размещения собственно золоторудных (иногда платиноидно-редкометалльносодержащих) и редкометалльных месторождений. Нетрадиционным комплексным золото-платиноидно-редкометалльным объектам (с Au, Ag, Pt, Pd, Os, Be, Ta, Nb, Sn, W, Mo, Bi, Te, Se, РЗЭ) уделяется недостаточно внимания. Тем самым задерживаются дальнейшие ревизионно-прогнозные и технологические исследования на комплексное золото-платиноидно-редкометалльное оруденение известных золотых, платиноидных, редкометалльных месторождений разных формационных типов.

Поэтому для привлечения внимания исследователей рудных месторождений автор выполнил научно-аналитический обзор оригинальных и литературных сведений по условиям формирования, размещения, минералогии, геохимии и прогнозу таких нетрадиционных комплексных рудных объектов. Современное изучение, ревизионная переоценка на металлы платиновой группы (МПГ) и золото площадей развития золотых, редкометалльных месторождений будет способствовать ускорению промышленного освоения потенциальных комплексных объек-

тов и дальнейшему укреплению минерально-сырьевой базы платиновой, золотой и редкометалльной отраслей промышленности.

В основу монографии положены материалы по геологии, минералогии и геохимии благородных металлов, полученные при изучении различных структур земной коры лично автором и его коллегами за период с 1960 по 2001 гг., а также опубликованные данные других исследователей.

В полевых и лабораторных исследованиях участвовали сотрудники Геолого-аналитического центра «Золото-платина» Томского политехнического университета. Автор благодарен А.А. Ананьеву, Ю.С. Ананьеву, В.К. Бернатонису, В.Г. Ворошилову, Ю.Е. Зыкову, Л.Я. Ерофееву, Н.А. Колпаковой, И.В. Кучеренко, Г.Г. Номоконовой, А.А. Поцелуеву, А.Я. Пшеничкину, Л.П. Рихванову; химикам-аналитикам О.В. Каминской, З.С. Михайловой, Г.А. Новиковой, Е.В. Яговкиной, Е.В. Смышляевой, Э.В. Горчакову, а также представителям других научных и производственных организаций В.И. Бахтину, В.А. Боброву, В.С. Васильеву, А.И. Грабежову, О.Н. Грязнову, В.А. Дмитриеву, А.И. Зайцеву, О.К. Иванову, А.И. Красавину, В.В. Масленникову, Г.Л. Митрофанову, В.П. Молошагу, В.Н. Санину.

Автор выражает свою искреннюю признательность научным руководителям программы «Платина России» членам-корреспондентам РАН Д.А. Додину и Н.М. Чернышову за поддержку и конструктивный обмен мнениями, а также директору ВНИИОкеангеология В.Д. Каминскому и его заместителям Г.А. Черкашеву, Ю.А. Опекунову и Е.Н. Сизовой за предоставленную возможность опубликования настоящей книги.

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Среди платинометалльных месторождений выделяются три группы: собственно платино-платиноидные, комплексные золото-платиноидные и платинусодержащие месторождения разного минерального состава. В этой части книги обсуждаются материалы по двум последним группам комплексных рудных объектов.

Обширная группа нетрадиционных комплексных месторождений МПГ и Au включает гигантские, крупные и рядовые промышленные рудные объекты в черносланцевых формациях, в скарново-медных, скарново-магнетитовых, в порфировых, в карбонатитовых образованиях, в щелочных метасоматитах, грейзенах, в нефелиновых сиенитах, уртитах, в уран-ванадиевых, в колчеданных, в железомарганцевых и сульфидных образованиях океанов, в продуктах переработки разных типов руд.

К настоящему времени общепринятой генетической, рудно-формационной, геолого-промышленной классификации таких комплексных рудных объектов еще не создано. Первые классификационные схемы были разработаны Д.А. Додиныным, Н.М. Чернышовым и др. [1993, 1994, и др.], а также А.Ф. Коробейниковым [1998, 1999, 2000]. Д.А. Додиныным и др. в последние годы [2000а, 2000б, 2000в, 2001, 2003] была предложена оригинальная минералого-геохимическая классификация платинометалльных месторождений, позволяющая обосновывать наиболее рациональные схемы их переработки. В данной книге дается сводная группировка нетрадиционных комплексных промышленных и потенциально промышленных типов золото-платиноидно-редкометалльных месторождений на формационной и геолого-промышленной основе для земной коры в целом. Она учитывает геотектоническую позицию рудоносных регионов, особенности структур, главные рудно-формационные ряды комплексных месторождений благородных металлов, господствующие метасоматические формации, структурно-морфологические и минеральные типы руд, рудно-метасоматическую и геохимическую зональность разноранговых объектов, геохимические индикаторы рудных объектов. Эта классификация может использоваться при разработке типовых моделей генетических, рудно-формационных, геолого-промышленных типов комплексных месторождений и для создания новых вариантов прогнозно-поисковых и разведочных комп-

лексов. Предложенная классификация еще далека от совершенства, но она позволяет более компактно рассмотреть все многообразие комплексных благороднометалльных месторождений промышленных и потенциально промышленных типов.

В работе выделены следующие группы промышленных и потенциально промышленных комплексных месторождений благородных металлов:

I – месторождения золото-платиноидно-редкометалльных руд в черносланцевых формациях:

а) месторождения стратиформных золото-платиноидно-сульфидных руд в углеродистых толщах фанерозоя;

б) золото-платиноидные руды в медистых песчаниках и сланцах рифтогенных предгорных и межгорных впадин;

в) золото-платиноидно-редкометалльные месторождения вкрапленно-прожилковых руд в углеродистых терригенных толщах;

г) золото-платиноидно-редкометалльные жильно-штокверковые месторождения в рифтогенных углеродистых терригенно-вулканогенных толщах;

II – месторождения золото-платиноидно-уран-ванадиевых руд в зонах несогласий и метасоматоза черносланцевых толщ протерозоя;

III – золото-платиноидное оруденение в скарнах и скарново-магнетитовых залежах габбро-плагиогранитных интрузий;

IV – золото-платиноидно-редкометалльные месторождения в метасоматических альбититах, калишпатитах, грейзенах;

V – золото-платиноидно-медно-порфиновые месторождения;

VI – золото-платиноидно-редкометалльные месторождения в карбонатитах;

VII – золото-платиноидно-висмут-сульфидные руды в сульфидизированных нефелиновых сиенитах и уртитах;

VIII – золото-серебряно-платиноидная минерализация в медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях;

IX – золото-платиноидно-кобальтовые руды в железо-марганцевых и сульфидных образованиях океанов (в железо-марганцевых конкрециях и корках, в сульфидных осадках «черных курильщиков» океанов).

Характеристика конкретных комплексных рудных объектов в каждой группе месторождений приводится по схеме промышленной их значимости: сначала рассматриваются уникальные, гигансткие (1000 т и более ресурсов), затем крупные (200-500 т и более) и, наконец, рядовые и мелкие (менее 200-100 т).

ГЛАВА 1

НЕТРАДИЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСНЫЕ ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ПЛАТИНОИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЯХ

Черносланцевые рудоносные формации широко распространены в различных структурах земной коры. Они являются типичными представителями разновозрастных складчато-рифтогенных терригенных, вулканогенно-терригенных, офиолитовых поясов океанического и континентального типов. Черные сланцы представляют собой водно-осадочные горные породы, обогащенные сингенетическим органическим веществом (ОВ) преимущественно океанического и отчасти терригенного типов. По содержанию $C_{орг}$ они подразделяются на три группы: низкоуглеродистые (1-3%), углеродистые (3-10%) и высокоуглеродистые [Юдович, Кетрис, 1988]. Выделяются следующие формации черных сланцев: терригенно-глинисто-углеродистая, кремнисто-глинисто-углеродистая, карбонатно-глинисто-углеродистая, вулканогенно-кремнисто-(карбонатно)-углеродистая. С углеродистыми регионально метаморфизованными терригенно-вулканогенно-карбонатными комплексами протерозойского, палеозойского и мезозой-кайнозойского возраста пространственно связаны крупнейшие и уникальные месторождения многих металлов. Эти рудные месторождения сформировались благодаря совмещению в отдельных структурах земной коры разновозрастных последовательных процессов седиментации, метаморфизма, магматизма и метасоматизма. С углеродистыми толщами складчато-рифтогенных, офиолитовых, террейновых поясов пространственно совмещены крупнейшие месторождения золота прожилково-вкрапленного, штокверкового, жильного структурно-морфологического типов: Мурунтау, Бакырчик, Сухой Лог, Нежданинское, Кумтор, Васильевское, Любина, Цзуньи и другие. В последние десятилетия была установлена промышленно значимая платиноносность многих золоторудных объектов черносланцевого типа. Поэтому углеродистые толщи и стали привлекать пристальное внимание геологов.

Месторождения золота в черносланцевых формациях фанерозоя занимают важное место в сырьевой базе золотодобывающей промышленности России и зарубежных стран. Ж.Ж. Баш [Bache, 1982] относит их к «месторождениям, считающимися стратиграфическими в вулканогенно-осадочных толщах» и отмеча-

ет, что с данным типом золотого оруденения связано 30,62% мировых запасов золота без учета гигантского объекта Витватерсранд.

Среди продуктивной комплексной золото-платиноидной минерализации в углеродистых толщах складчатых поясов и платформ обособляются следующие формационные группы: вкрапленная золото-платиноидно-сульфидная, осадочно-диагенетическая, золото-платиноидно-метаморфогенно-метасоматическая прожилково-вкрапленная и золото-платиноидно-редкометалльная прожилково-вкрапленная, жильная, штокверковая магматогенно-метасоматическая, магматогенно-гидротермальная в березитизированных-лиственитизированных углеродистых терригенных, терригенно-вулканогенных, офиолитовых поясах фанерозоя.

Рудоносные черносланцевые толщи нередко размещаются в наложенных (компенсационных) прогибах рифтогенного типа, приуроченных к крупным разломам (трогам) в складчато-рифтогенных, терригенно-вулканогенных и офиолитовых поясах, и содержат крупнейшие золото-платиноидные месторождения: Сухой Лог, Бакырчикское, Нежданинское, Майское, Мурунтау, Олимпиадинское, Воронцовское и другие менее промышленно значимые.

Однако природа формирования таких рудных объектов вызывает у исследователей различные толкования. Прежде всего это касается характера проявления регионального приразломного и контактового метаморфизма, метасоматизма рудовмещающих пород, их роли в рудогенезе и в закономерностях размещения промышленного оруденения в пространстве рудоконтролирующих структур, форм нахождения геохимически тонкорассеянной благороднометалльной минерализации. Остаются неясными отдельные вопросы формирования черносланцевых формаций, природы углеродистого вещества и различных металлов, их металлогенической специализации. Недостаточно изученными оказались рудолокализирующие и рудоконтролирующие региональные и локальные структуры металлогенических поясов, рудных районов, рудных полей и месторождений. В единстве метасоматических и рудных процессов проблема зональности рудных районов, рудных полей и месторождений систематически еще не рассматривалась. Все это сдерживало познание закономерностей концентрации в больших объемах Au и МПГ в терригенных разрезах, рудно-метасоматических колонках и в оценке роли метасоматизма, метаморфизма в рудогенезе. Среди геологов бытуют разноречивые суждения по генезису таких руд: одни рассматривают комплексные руды в черносланцевых формациях как продукт осадкообразования, диагенеза, вулканизма; другие – регионального метаморфизма, третьи считают их производными магматогенно-метасоматических и мантийно-эманационных процессов.

В группу потенциально-промышленных комплексных месторождений черносланцевого типа входят сингенетично-диагенетические золото-платиноидно-сульфидные вкрапленные, метаморфогенно-метасоматические золото-платиноидно-редкометалльные и магматогенно-метасоматические золото-платиноидно-(редкометалльные) месторождения в углеродистых сланцах, вулканитах, интрузивах протерозой-фанерозойских черносланцевых толщ, а также в медносульфидных

сланцах протерозой-палеозойских рифтогенных впадин цеолитовой, пренит-пумпеллиитовой, начально-зеленосланцевой фаций регионального метаморфизма и особенно площадного метасоматизма рудовмещающих пород. Они включают золото-платиноидные разноглубинные месторождения, иногда с сопутствующей Bi, Te, Se, реже Mo, W, Sn минерализацией жильно-штокверкового кварцевого, кварц-карбонатно-сульфидного, прожилково-вкрапленного, вкрапленного типа в березитах-лиственитах, пропилитах, аргиллизитах в черносланцевых формациях фанерозоя. Такие месторождения формировались в орогенно-рифтогенных впадинах, прогибах, в зонах тектоно-магматической активизации разного возраста – от протерозоя до кайнозоя. Образование наиболее крупных месторождений происходило осадочно-гидротермальным, вулканогенно-гидротермально-осадочным, метаморфогенно-гидротермальным и особенно магматогенно-гидротермально-метасоматическим путем. Наиболее крупные и гигантские рудные поля и месторождения были сформированы на участках активного проявления мантийно-корового палеодиапиризма, магматизма и метасоматизма [Коробейников, 1990, 1999; Додин, Коробейников, 1998]. Формирование металлоносных черносланцевых толщ и последующих месторождений обеспечивалось процессами седиментации, дислокаций, метаморфизма, магматизма и особенно метасоматизма на фоне длительно развивавшихся мантийно-коровых палеодиапириров под воздействием глубинных флюидных потоков в зонах глубинных расколов земной коры и мантии. Магморудно-метасоматические процессы сопровождалась образованием крупных рудно-метасоматических зон-колонн протяженностью по вертикали до 3-5 км и более. Длительно существовавшие термофлюидопотоки обеспечивали широкий фронт перераспределения, обмена, выноса и привноса рудного вещества по пути продвижения флюидов в мантии и земной коре. Отложение комплексных руд происходило путем синхронного рудообразования и метасоматизма при распаде глубинных флюидных систем благодаря их смешению с трещинными водами в верхних частях земной коры.

Приводимая в книге комплексная характеристика конкретных типов нетрадиционных месторождений благородных и редких металлов будет способствовать решению многих сложных вопросов рудной геологии и практики их поисков.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СТРАТИФОРМНЫХ ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНО-СУЛЬФИДНЫХ РУД В УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩАХ ФАНЕРОЗОЯ

Месторождение Цзуньи (Китай)

Среди кембрийских черносланцевых толщ провинции Гуйджоу было выявлено комплексное никель-молибден-золото-платиноидное месторождение Дзуньи [Covey, Chen, 1991]. В провинции Гуйчжоу, кроме Цзуньи, разведано месторож-

дение Чжицзинь, в провинции Хунань – месторождения Даюн и Цыли, в провинции Юньнань – месторождение Децзе, в провинции Дзянси – месторождения Дучанс. С 1985 г. месторождения Цзуньи и Даюн обрабатываются на молибден и никель. Д.А. Додиним и А.В. Савицким [2000] эти объекты были рассмотрены в рамках южнокитайского типа.

Благородные металлы в этих комплексных рудах являются сопутствующими компонентами. Руды содержат (г/т): платину (0,11-0,82), палладий (0,3-1,25), иридий (0,02-0,06), осмий (0,03-0,08), рутений (0,003-0,07), родий (0,005-0,05), золото (0,2-1,1), серебро (3-50). Но платиновые металлы пока не извлекаются [Coveney, Chen Nahsheng, 1989; 1991]. Руды этого месторождения представлены маломощными (5-15 см) сульфидными линзами и пластовыми залежами, локализованными в пологозалегающих пластах черных сланцев в нескольких метрах от контакта с подстилающими породами синия (рис. 1). Сланцы содержат нодули пирита, фосфорита, кварца, твердого органического вещества. В черных сланцах развиты сульфидные конкреции и линзы, содержащие до 2-7 % Mo, 2,5 % As,

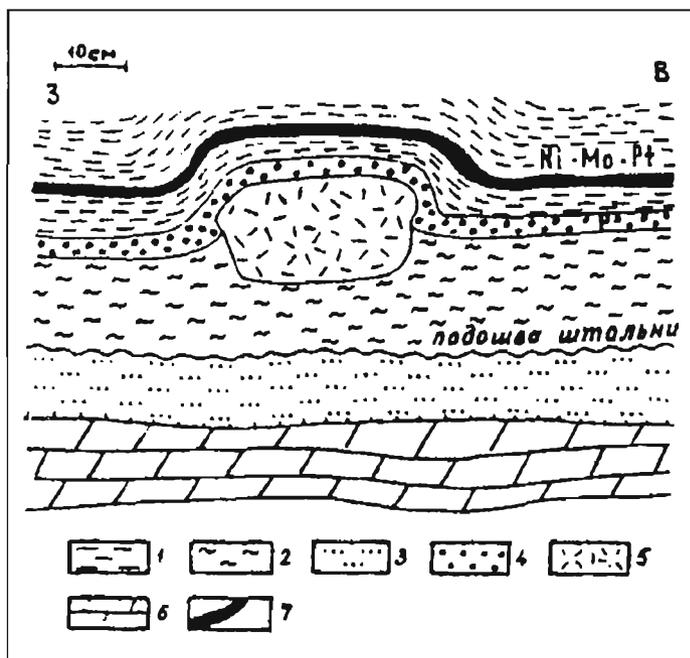


Рис. 1.

Геологический разрез месторождения Цзуньи, рудник Тяньшань
(по Chen Nansheng, Coveney)

1-5 – нижнекембрийские отложения рудоносной формации Нютитан: 1 – черные углеродистые сланцы, 2 – аргиллиты, 3 – кремнистые сланцы, 4 – фосфатонесные сланцы, 5 – конкреции черного кальцита; 6 – подстилающие доломиты R_3-V ; 7 – рудоносный пласт с никель-молибден-платиноидными рудами

0,27% Se, до 4% Ni, 2% Zn; 0,7 г/т Au, 50 Ag, 0,3 Pt, 0,4 Pd, 0,03 г/т Ir. Рудные минералы представлены нордзитом, пиритом, вазситом, герсдорфитом, полидимитом, миллеритом. Конкреции пирита размером 1 мм в диаметре нередко представляют собой тонкие (1-10 мкм) покрытия на сферулах органического вещества. Во внутренних зонах конкреций значение изотопных отношений серы составляет – 9,98‰ (от – 7,3 до – 11,2 $\delta^{34}S$), а во внешних – +3,7‰.

Рудоносный горизонт мощностью 6-35 км входит в состав десятиметровой черносланцевой пачки протяженностью 2 км. Рудоносная зона прослежена на 14 км, в ней обособляются линзы и прослои массивных сульфидов, обогащенных металлами.

В 300-400 км к северо-западу от месторождения Цзуньи обнаружены сходные рудоносные горизонты углеродистых сланцев, обогащенные Ni, Mo, МПГ, с характерной нодулярной текстурой. Здесь находятся месторождения Дайонг, Цыли, Дучанг, Личже. В рудах этих объектов, кроме перечисленных выше минералов, обнаружены сфалерит, пентландит, теннантит, виоларит. Руды размещаются в межформационных горизонтах метаморфитов верхнего протерозоя и в осадках кембрия. Все известные проявления комплексных руд тяготеют к протерозойско-кембрийской границе и образуют линейную зону протяженностью 1,5 тыс. км вдоль зоны глубинного разлома и офиолитового пояса. Нередко сульфидные проявления ассоциируют с вулканитами того же возраста. Например, комплексное никель-молибден-золото-платиноидное проявление Суцньлинь представлено рудоносным пластом двухметровой мощности и протяженностью 6 км. Горизонт черных сланцев содержит линзочки сплошных сульфидных скоплений Ni и Mo с содержаниями Ni и Mo до 2-4 %, Zn 1-2%, Au 0,01-0,7 г/т, Ag 10-50, Pt 0,15-0,3, Ir 0,018, Cu 1700, Se 180-1900 г/т.

Пачка минерализованных сланцев располагается в трансгрессивной серии внутриконтинентального осадочного бассейна. Осадки его отличаются ритмическим строением, насыщенностью карбонатным и фосфатным веществом. Рудные концентрации контролируются выдержанным на сотни километров межформационным горизонтом на границе позднего синия и кембрия. Раннепалеозойские отложения мощностью 4500 м несогласно перекрыты осадками девона мощностью 3000 м. Подстилающие толщи синия-риффея имеют мощность 700 м и сложены красными песчаниками, реже мергелями и туфогенно-вулканогенным материалом.

Главными рудными минералами являются сульфиды Ni и Mo (бравоит $(FeNi)S_2$ и ордит (MoS_3)), а второстепенными – сульфоарсениды Ni и Mo (герсдорфит $NiAsS$, халькопирит $CuFeS_2$, теннантит $Cu_{12}As_4S_{13}$), редкими – виоларит Ni_2FeS_4 , пентландит $(FeNi)_9S_8$, сульванит Cu_3VS_4 и самородные выделения металлов. Распространены фрамбоидальный пирит, кальцит, апатит, барит, кварц, примеси золота. Металлы платиновой группы в сумме составляют 1-2 г/т, при соотношении Pd/Pt от 0,7 до 1,5. Форма проявления этих металлов не установлена. Предполагается наличие микропримесей платиноидов в составе никелевых и молибдено-

вых сульфидов. На месторождении Даюн платина и палладий отмечались в селенидах ртути – тиеманните.

Органическое вещество (6-22 вес. %) имеет сапропелевую природу. В его составе обнаружены остатки водорослей fungus, представляющих собой таллофитные растения полифилетической группы. В ассоциации с ними встречаются скелетные элементы радиолярий и губок.

Фосфориты представлены каллофаном с примесью карбонат-апатита, со средним содержанием P_2O_5 от 5-10 до 20%. В фосфатных нодулях обнаружены V, Ti, La.

Большинство исследователей признает сигенетическую осадочно-эксталяционную природу комплексных руд, а источником благородных металлов могли служить гидротермы, поступавшие из нижнекорových или мантийных глубин по глубинным разломам. Предлагалась и карстово-коровая гипотеза происхождения оруденения. К.Хсю [Hsu e.a., 1991] указывает на связь комплексного оруденения с офиолитами, поскольку выходы руд тяготеют к офиолитовому поясу. Д.Фан [Fan Delian e.a., 1984] высказал гипотезу метериотного происхождения этих проявлений. Р.Ковени и Н.Чен [Coveney, Chen, 1991] полагают, что данные месторождения Южного Китая являются аналогами никель-молибден-сульфидных залежей в девонских черных сланцах бассейна Селвин в Канаде, которые содержат 5,8% Ni, 1 Zn, 0,4 Мо и 0,8 г/т Pt. Похожие платиноносные черносланцевые образования обнаружены в девонских и каменноугольных отложениях штатов Оклахома, Невада, Индиана, Кентукки в США, а также в протерозойских образованиях хребта Коронейшн в Австралии. В данных рудопроявлениях содержания Ni достигают значений 0,2-5,8%, Pt 0,2-12 г/т, Pd 0,02-14 г/т, Ir 0,2, Au 0,02-36 г/т.

На территории Южно-Китайской платформы геолого-геофизическими исследованиями доказано развитие крупных рифтогенных зон и разломов раннепалеозойского возраста. Наличие их способствовало проникновению в верхние слои земной коры «мантийных» металлов. Такие зоны находятся в западной (провинции Юньнань, Гуйджоу) и в восточной (Нижне-Янцзыйский район) частях платформы. Вдоль северной границы платформы прослежен крупный глубинный разлом Шаньян-Тунчан, вдоль которого неоднократно проявлялась тектоническая активность, сопровождавшаяся в синийское время вулканической деятельностью. Формирование рифтогенных структур, вероятно, было обусловлено этапами тектонического развития Центральной и Юго-Восточной Азии. Активизация рифтогенеза в позднем рифее сопровождалась деструкцией коры, ее растяжением и утонением. Процессы рифтогенеза продолжались вплоть до мезозоя, когда формировались авлакогены.

В рифтовой системе Циньлинь, вблизи авлакогена Шеньюнцзян, находятся богатые платиноносные никель-молибденовые сланцы провинций Хунань и Гуйчжоу. Л.И. Гурская [2000] полагает, что формирование этих комплексных руд связано с рифтогенными структурами, возникшими в период позднего докембрия-раннего палеозоя.

Следовательно, исходя из рассмотренных данных, можно полагать, что формирование комплексных платиносодержащих руд в черных сланцах палеозоя осуществлялось путем осадконакопления, затем диагенеза и эпигенеза под воздействием глубинных мантийных флюидов в длительно существовавших рифтовых системах.

Рудопроявления бассейна Селвин (Канада)

Девонские сланцы бассейна Селвин содержат стратиформные проявления никеля и платиновых металлов (рис. 2).

Бассейн Селвин площадью 1200×300 км размещается в эпикратонном трого, сформированном в раннем палеозое в результате рифтогенеза краевых участков платформы Маккензи. На окраине этого бассейна размещена впадина – осадочный бассейн Ник размером 16×2 км, в котором находятся самые богатые черносланцевые проявления никель-цинк-платиноидных руд [Goodfellow, 1987]. Платиноносный горизонт осадочного бассейна Селвин располагается в бортовой части брахиантиклинальной структуры и представлен минерализованными углеродистыми сланцами. Платинометалльное оруденение локализовано в тонком (10-15 см) прослое сульфидизированных углеродистых сланцев, обогащенных фосфатами. Содержания металлов в прослое следующие: Ni 5.8%, Zn 0,75%, Mo, Ba, P 0,5 и МПГ 1 г/т. Руды несут глобулярные выделения сульфидов, фоссилии растительного детрита, замещенные сульфидами. Текстуры руд обломочные. Сульфиды представлены вазситом, пиритом, сфалеритом. Платиноносный горизонт прослежен на расстоянии 15 км.

В углеродистых сланцах бассейна Ник никель-цинк-платиноидные руды характеризуются такими содержаниями металлов (%): 5,8 Ni, 0,75 Zn, 0,2 Mo, Pt 0.7 г/т, Pd 0,3, Os 0,04, Rh 0,01, Au 0,1 г/т, а также V 370-740 г/т, Co 240-350, Re 10-23, Ag 3-6 г/т, Cu 250-400 г/т. Оруденение сконцентрировано в тонком (10 см) прослое сульфидов (40-35%) и залегает на глубине 50 м. Среди сульфидов преобладает вазсит NiS₂, образующий выделения до 0,1 мм в пирите, который обогащен селеном (1,4-2,4%). Кроме вазсита, в рудах присутствуют пирит (46%), сфалерит (2%), вюрцит (2%), герсдорфит, тетраэдрит, битумы (1%). Концентрации углерода не превышают 1,3-2,5 %, самые высокие значения их приурочены к фосфатоносным сланцам минерализованной зоны. Битумы образуют иногда жильные тела протяженностью до 20 м. Они также содержат примеси V (0,4%), Ni (0,1), Zn (0,19%). Изопный состав серы вазсит-пиритовой ассоциации $\delta^{34}S$ составил от -14,7 до -10,1‰. Соотношения Pt/Pd в рудах варьируют от 1,63 до 2,11 а в безрудных сланцах – 2,64-5,83 [Ральва, 1993].

Рудоносный горизонт приурочен к переходной зоне между пачкой известковистых пород раннего палеозоя и толщей углеродисто-кремнистых сланцев девона. Этот горизонт располагается на 20-50 м выше основания данной тол-

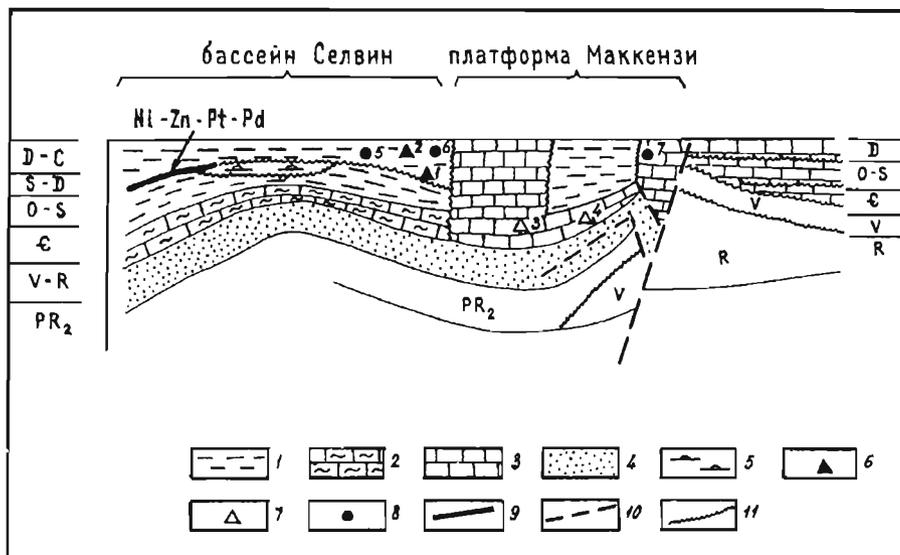


Рис. 2.

Палеофациальный профиль размещения полиметаллических и никель-цинк-платиноидных руд в осадочном бассейне Селвин, Канада [Goodfellow, 1987]

1-5 – породы рудовмещающих формаций: 1 – черные углеродистые сланцы, 2 – филлиты, 3 – карбонатные породы, 4 – песчаники, 5 – кремнистые сланцы, 6-8 – месторождения: 6 – свинцово-цинковые руды в сланцах (1 – Говард Пасс, 2 – Мак Миллан Пасс), 7 – свинцово-цинковые руды в карбонатах (3 – Гоуз, 4 – Гайяна), 8 – баритовые руды (5 – Ти, 6 – GHMS, 7 – Бир); 9 – горизонт никель-цинк-платиноидных руд черносланцевого типа; 10 – глубинный разлом; 11 – межформационные границы

щи. Переходная зона представлена слоем осадочных брекчий (20-60 м), обогащенных органикой, желваковыми известняками (3-20 м), фосфатносными сланцами (5-8 м). Осадочные брекчий состоят из обломков тонкополосчатых кремнисто-карбонатных сланцев. Желваковые известняки представлены форфоритами и кремнистыми сланцами с конкрециями и сферулами известняка (до 40%). Фосфатные сланцы (1,2% P_2O_5) в подошве содержат сульфидный горизонт с Ni, Zn, МПП, который служит хорошим маркером для рудоносного горизонта сланцев.

Сульфиды несут в себе признаки осадочного происхождения. Они закономерно распределены в ритмически расслоенных вмещающих породах. В рудном горизонте концентрируются в тонкие (1-3 мм) слойки, имеющие беспорядочно-волнистую и закрученную слоистость в черносланцевых образованиях. Черносланцевые породы содержат тонкую вкрапленность пирита, который нередко замещает ОВ фоссилий.

Гудфеллоу В.Д. [Goodfellow, 1987] рассматривает оруденение как результат проникновения минерализованных растворов, обогащенных металлами, в несце-

ментированные осадки. Проникновение такого раствора могло стимулировать биологическую деятельность, способствовать развитию бактерий, восстанавливающих сульфат-ионы до сульфидов, и способствовало образованию рудоносного пласта. Температура минералообразования, рассчитанная по параметру пирит-ваэсит, составляла 138-140°C. В этот период, возможно, сформировались битумные прожилки.

О возможном участии в рудообразовании гидротерм свидетельствует также данные по изотопии серы сульфидов и углерода ОВ: в пирите установлены легкие изотопы – $\delta^{34}S$ от -14 до -10‰, а в ОВ определен легкий углерод – $\delta^{13}C$ от -12 до -6‰.

Рудопроявления штатов Индиана, Айова, Канзас, Миссури, Кентукки (США)

В углеродистых сланцах девон-карбонных отложений Центральных штатов США (штаты Индиана, Айова, Канзас, Миссури, Кентукки) выявлены платиноносные горизонты сульфидизированных пород. Например, углеродистые сланцы бассейна Чаттануга в штате Кентукки содержат до 0,2 г/т Pt, Ir, сотни г/т Zn, тысячи Mo. Они тяготеют к региональным глубинным разломам рифтовых систем Рилфут и Мидконтинент [Bendersen, 1989]. В осадочном бассейне Анадарко штата Оклахома платиноносные горизонты углеродистых сланцев карбона мощностью 0,7 м несут 0,15 г/т Pt, 0,056 Ir и 0,031 Os. Подстилающие их девонские отложения формации Вудфорд также незначительно обогащены платиноидами: 0,05 г/т Pt и 7,5-2,5 Os, Ir. Они, кроме того, содержат до 0,3-0,8% V и до 0,1% Mo. ПлатинOMETаллные аномалии иногда обнаруживаются и в известняках. Например, в подошве известняковой пачки формации Велден установлены повышенные содержания МПГ (г/т): 0,048 Pt, 0,0025 Ir, 0,014 Au. Во всех рудопроявлениях металлы зафиксированы в дисперсной форме.

Главными минералами платиноносных сланцев являются иллит, каолинит, кварц, менее – хлорит, плагиоклазы, кальцит, апатит. Кальцит образует также конкреции до 1 см в поперечнике и присутствует в составе фосфатовых нодулей диаметром 1-2 см. Из рудных минералов развиты пирит, сфалерит, халькопирит, марказит, ковеллин, клаусталит. Органическое вещество в пенсильванских сланцах составляет 3,8-46%. ОВ имеет водорослевую природу, а в штате Индиана черные сланцы имеют состав, приближающийся к углям.

Рудные концентрации в углеродистых сланцах имеют сложное происхождение. Сингенетичная осадкам минерализация в период эпигенеза под влиянием флюидов перераспределялась (с привнесом металлов). На это указывают внутреннее строение аномальных зон и приуроченность их к глубинным разломам. Металлоносные сланцы штатов Канзас, Миссури ассоциируют с туфами, что свидетельствует о влиянии вулканических процессов на рудогенез.

ЗОЛОТО-МЕДНО-ПЛАТИНОИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКАХ И СЛАНЦАХ РИФТОГЕННЫХ ПРЕДГОРНЫХ И МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН

В медистых песчаниках и сланцах протерозойских и фанерозойских межгорных и предгорных рифтогенных впадин нередко выявляются высокие содержания золота, серебра и платиновых металлов. Повышенные неустойчивые концентрации Au, Pt, Pd установлены в осадочно-диагенетических сульфидных ассоциациях медистых песчаников и сланцев Удокана в Забайкалье, Джезгазгана в Казахстане, Западного Предуралья и Польского цехштейна [Додин, Чернышов, 1993, 1994; Додин, Савицкий, 2000; Додин и др., 2000в, 2001].

В эту группу входят продуктивные медно-золото-платиноидные минеральные образования, возникшие при протекании осадочных, вулканогенно-гидротермальных и ремобилизационно-метаморфогенных процессов.

Месторождение Любин (Польша)

Исключительно богатая платинометалльная минерализация была выявлена в пермских медносульфидных сланцах в Любинском менорудном районе Нижней Силезии во второй половине XX века [Kucha, 1982; 1984; 1990]. Однако примеси платиновых металлов отмечались и в медистых рудах цехштейна Мансвельдского рудного района в Германии еще раньше (г/т): 0,03-0,3 Pt; 0,05-0,1 Pd; 0,04 Ir; 0,03 Os; 0,02 Ru; 0,01 Rh [Salamon, 1976]. Здесь вместе с Cu попутно извлекались Au, Ag, Ni, Mo, Re, V, МПГ. Концентрации платиновых металлов и особенно палладия в медносульфидных сланцевых рудах Польского цехштейна намного превышают таковые в ранее известных месторождениях Мансвельдского региона и достигают значений 1-370 г/т Pt и 5-1000 г/т Pd. В целом польские меденосные сланцы оказались на два-три порядка богаче платиноидами, чем и отличаются от подобных руд, распространенных в других регионах. Эти руды рассмотрены Д.А. Додиным и А.В. Савицким [2000] в рамках любинского типа.

Особенности геологического строения Любинского рудного поля

Пермские металлоносные отложения цехштейна занимают обширные пространства континента Европы – от Англии на западе до Российской Прибалтики на востоке. Эти отложения разнообразны по составу и слагают мощную толщу глинисто-сульфатно-карбонатных пород – продуктов циклического осадконакопления в морских и лагунных условиях. Литолого-стратиграфический разрез цехштейна подразделяется на четыре циклотемы: Z₁ (цикл верра) – черные глинистые сланцы, доломиты, ангидриды, соли; Z₂ (цикл стассфут) – доломиты, ангидриты; Z₃ (цикл лейнс) – ангидриты, соли; Z₄ – красно-коричневые ангидриты с просло-

ями ангидритов Z_3 [Osikar(ed.), 1990]. Промышленные месторождения меди и полиметаллов связаны с образованиями цикла Z_1 .

Подошва нижнего цехштейна залегает здесь на глубине до 5000 м, от 300 до 500 м в Предсудетской области (Любинский рудный район; рис. 3).

Сланцевый уровень нижнего цехштейна сложен глинистыми и глинисто-доломитовыми разностями, с содержанием ОВ до 12-15%. Количество доломитовой составляющей в сланцевой пачке увеличивается вверх по разрезу. В этих сланцах сконцентрирована половина запасов меди, 100% ванадия и никеля, 70% кобальта, молибдена, серебра, 45% рения и селена.

Рудообразование следовало в несколько стадий. Ранняя седиментационная стадия протекала в восстановительных условиях. Затем минералообразование происходило в окислительных условиях диагенеза осадков. Карбонатно-терригенная пачка формировалась при рН воды более 7,8. Это приводило к интенсивной доломитизации под влиянием поровых растворов.

Пласты пермских продуктивных отложений в пределах Предсудетской моноклинали наклонены под углом 2-6° к северо-востоку, они осложнены многочисленными сбросами северо-западного и северо-восточного направлений. Рудоносная толща имеет мощность 5-40 м, залегает на глубинах 700-1000 м и включает три литологические пачки (сверху вниз): карбонатную, сланцевую, песчаниковую. Сланцы мощностью 2-5 м, иногда 40 м являются главным рудоносным горизонтом с содержанием меди до 12%. Они сложены глинистыми минералами иллит-монтмориллонитового ряда с примесями каолина, кальцита, хлорита, кварца, с линзами и прослоями ОВ. ОВ на 80-90% состоит из керогена и на 5-18% – из гидрокарбонатов. Слой, обогащенный золотом и платиноидами, залегает на нижнем уровне разреза черносланцевой пачки и имеет мощность 10-20 см. Мощность

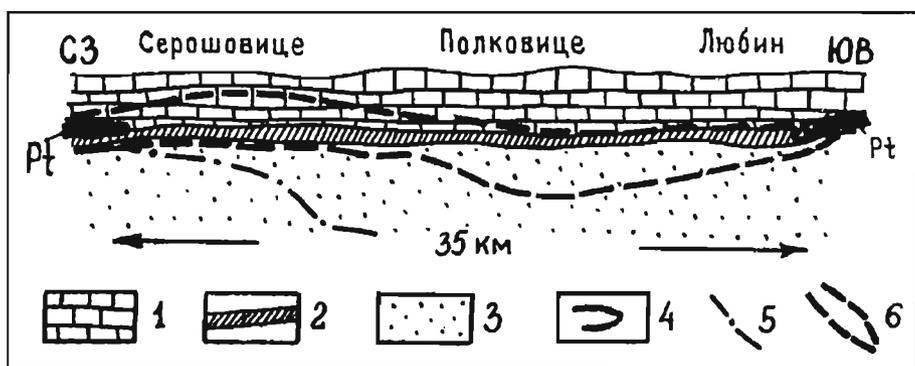


Рис. 3.

Схема размещения платинусодержащих медных руд месторождений

Любинского рудного поля (по Гурской, 2000)

1-4 – рудовмещающие пачки (1 – карбонатная, 2 – сланцевая, 3 – песчаниковая, 4 – платиноносные черные сланцы), 5 – разрез, 6 – контур балансовых руд

черносланцевой пачки составляет 2-5 м. Она подстилает осадочную толщу цехштейновых отложений чехла Восточно-Европейской платформы. Песчаниковая рудоносная пачка мощностью 1,5-2,5 м, редко 5 м, состоит из белых кварц-полевошпатовых песчаников с карбонатным цементом с сульфидами меди. Содержание меди колеблется от 0,5 до 2,5%.

Промышленные руды представлены халькозином, ковеллином или борнитом, халькопиритом. При этом в карбонатной пачке сульфиды представлены халькопиритом, в сланцевой – борнитом, в песчаниковой – халькозином. Кроме этих минералов, в рудах присутствуют дигенит, анилит, дюрлеит, ярровит, спионскопит и реже теннантит, тетраэдрит, энаргит, виттихенит [Мейнард, 1985]. Размер выделений сульфидов составляет до 0,1 мм. В органических прослоях отмечаются тонкие (5-10 мкм) сферические и фрамбоидальные выделения халькозина и ковеллина. В сульфидах установлены элементы-примеси Ni, Mo, Co, Ag, в меньших количествах Bi, Te, Se, Re, Cd, Sn, Ge, Tl, Hf, которые нередко извлекаются.

Платиноидное оруденение месторождения Любин

Концентрации Pt и Pd, а также Au и Ag колеблются в широких пределах (г/т): 10-370 Pt, 10-1000 Pd, до 3000 Au, 2-1100 Ag, а также 100-200 Bi, 260-480 Mo, 10-5200 V, 200-1500 Hg. Сланцы обогащены органическим веществом, особенно в нижней части горизонта. Выявлена корреляционная связь между содержаниями металлов и битумами. В смолистых и глинисто-доломитовых разностях сланцев содержания металлов сокращаются до 5-40 г/т. Парагенезис минералов благородных металлов в сланцах представлен дигенитом, ковеллином, электрумом, Pd_3As_5 , $Pd(As_1P)_2$, медно-молибденовыми, медно-висмутовыми сульфидами и фосфатами кальция [Куча, 1983]. Эти сланцы обогащены фтором (до 4%), бором (0,2%), фосфором (0,4-0,7%), которые входят в состав фторидных фосфатов, магнезиальных боратов, образующих мелкие линзочки (до 1 см в длину) и стяжения. Сверху платиноносный горизонт перекрыт тонким (в 2-3 см) прослоем ураноносного тухолита. Платиноносный сланец сложен иллит-монтмориллонитом с примесями кальцита, анкерита и ОВ. Главными компонентами ОВ являются алифатические и карбоциклические соединения битумного ряда. Платиноносные сланцы Любинского месторождения несут больше Au и Ag по сравнению с меденосными сланцами: Pt:Pd:Au:Ag=1:10:35:50.

Рудосные медистые песчаники цехштейна располагаются среди красноцветных песчаников, мощностью 300 м, в нижней части толщи, сложенной белыми песчаниками. Выделяется четырехметровый горизонт, состоящий из тонкого переслаивания черных медистых, фосфоритоносных доломитовых сланцев, органогенных известняков. Черные сланцы делятся на доломитовые сверху и битуминозные внизу разреза. Содержания благородных металлов составляют (г/т): Pt 20-340, Pd 30-1000, Au 3-5, Ag 5-700. Фосфорсодержащие сланцы несут от 10 до 50 г/т Au, Pt, Pd. Органогенные известняки, обогащенные керогеном, содержат

до 100 г/т Au, 700 Pt, 400 Pd, 1000 Se. В нижней части прослоя этих известняков концентрации Au составляют 100 г/т, Pt 30, Pd 6.

В нижней части горизонта черных сланцев находятся тухолитовые сланцы, обогащенные благородными металлами. Они образуют тонкие (от мм до 10 см) прослои и содержат Au до 3000 г/т, Pt 10-120, Bi 100-200, Hg 200-1500, Ag 10-5780, Mo 260-4800, V 10-5200, Co 60-17500, Ni 40-4000. Платина и палладий находятся в форме органометаллических соединений, а золото и палладий, кроме того, в самородном состоянии и в виде примеси в разных минералах. Тяжелые платиноиды обнаружены только в связи с органикой и отсутствуют там, где распространен халькозин.

Формы проявления платиновых металлов весьма разнообразны: минеральная, примесная и в виде органометаллических соединений. Для платины свойственно рассеянное состояние, а для палладия – минералогическое. Большая часть Ir и Pt сконцентрирована в олефинах. Заметное количество Pt (1,6%), Ir (0,8%) находится в изоморфной форме в самородном золоте и клаусталите. Pt и Ag образуют соединения с Hg [Kucha, 1982; 1984]. Палладий создает минеральные формы (арсениды и сульфоарсениды): PdAs, Pd₂As₃, Pd₃As (винцентин), Pd₃As₂, (PdNi)₃As₄, Pd₃As₅, Pd₄As₃, (Pd, Au)₅As₂, PdNiAs (маякит), PdCu(AsS)₆, Pd₈As₆S₃. Установлены фосфор- и кобальтсодержащие палладиевые арсениды Pd(AsP)₂, (PdCo)As и фазы переменного состава Pd₂As₃-Ag₂As₃-Ni₂As₃.

В парагенезисе с минералами палладия присутствуют арсениды и сульфоарсениды Ni, Co, Ag – раммельсбергит NiAs₂, хлоантит NiAs₃, герсдорфит NiAsS, саффлорит CoAs₂, смальтин CoAs₃, кобальтин CoAsS, штромейерит (CuAg)₂S. Все минералы в виде пылевидной вкрапленности (3-20 мкм) распределены в глинисто-битуминозной массе и изредка во вторичных карбонатах.

Золото в рудах чаще в свободном состоянии и реже входит в состав сплавов типа Ag₆Au₄Pb₂, AuPb₆, Ag₂Au (электрум) и AuAgHg (амальгама). Электрум находится в сростании с герсдорфитом, раммельсбергитом, самородным висмутом, арсенидами палладия. Входит в состав борнита (4,5% Au), теннантита (2,4%), констангита (1,5%), самородного серебра (1%). Обнаружены золотоносные органические соединения в форме тиоауритов в тиолах и хелатных смолах.

Серебро в платиноносных сланцах находится в борнитовых рудах: в виде примеси в борните (2-15% Ag), в палладиевых арсенидах (1-2,5% Ag), особенно в PdAs₂. В рудах с содержанием Ag более 400 г/т распространены минеральные фазы Ag-Cu-S (алпаит AgCuS, штромейергит AgCuS, аргентит Ag₂S, пирсенит (AgCu)₁₆As₂S₁₁, аргиродит Ag₈GeS₆, ландсберит Ag₂Hg₃). Определены новые минеральные фазы типа Ag-Cu-Fe-S: Cu(FeAg)₂S₂, FeCu₃Ag₆, FeCu₂Ag₃S₄, FeCu₂(AgCu)₂S₇. Кроме того, из ОВ выделены олефиновые серебросодержащие комплексы.

Х.Куха полагает, что ураганная концентрация благородных металлов в цехштейновых отложениях возникла при самоокислении органического вещества под воздействием гамма-радиации и коагулирующих свойств фосфатов и боратов на границе смены сред окислительной на восстановительную.

В Мансвельдском рудном поле в Германии, где отрабатывались медистые сланцы с содержанием меди 9,5%, платиновые металлы извлекались попутно (содержания Pt, Pd, Os, Ir, Rh в сумме составляли ~ 0,5 г/т). Здесь пласт меденосных сланцев мощностью 0,3-0,5 м представлен темными мергелистыми породами (глинистых минералов ~ 50, кальцита и доломита 20-30%), обогащенными ОВ (10%) и сульфидами (10%).

Повышенные концентрации платиновых металлов (до 1234-1253 мг/т суммы Pt, Pd, Ir, Rh, Ru) выявлены Т.Фуйфером, Ф.Цирейни, Х.Урбаном (1983 г.) в рудоносных осадочных породах цехштейна провинции Спессарт в Германии. Из платиноидов максимальные количества определены для родия (757-759 мг/т), а минимальные для палладия (2-56 мг/т). Pt, Ir, Ru в этих образованиях содержатся в количестве 85-232 мг/т.

Повышенные концентрации платиновых металлов и золота установлены в сланцах верхнего протерозоя Чешского массива [Ралява, 1991]. Здесь содержания палладия составляют 38-102 мг/т, Pt 9, Rh 1,7, Au 132. Углеродистые сланцы залегают в продуктах вулканической деятельности – совместно с туфами, метабазитами и несут фрамбоидальный пирит, миллерит, пентландит, халькопирит, сфалерит. Основными поставщиками металлов и органического вещества считаются вулканогенно-гидротермальные процессы.

Удоканское месторождение (Россия)

Особенности геологического строения и рудоносности

Удоканское месторождение медистых песчаников расположено в северном крыле сложной протерозойской брахисинклинали Кодаро-Удоканского прогиба. С севера она ограничена Кеменским массивом гранитоидов кодарского комплекса, а с юго-запада – массивом граносиенитов ингамакитско-сакунского комплекса [Володин и др., 1994]. Восточная граница брахисинклинали скрыта под вендско-раннекембрийскими отложениями, а южная совпадает с зоной разломов. Субмеридиональные и субширотные разрывы контролируют размещение интрузивов и даек чинейского габбро-анортозитового комплекса. Отмечается сложно-блоковое строение рудоносной площади, с амплитудами вертикальных перемещений блоков от сотен метров до первых километров. Структура месторождения определяется Намингинской синклиналью (рис. 4). Ее длинная ось составляет 12 км при ширине 4,5 км. Центральная часть синклинали представлена алевролитами, аргиллитами, песчаниками намингинской свиты мощностью 1000 м, а крылья – песчаниками верхнесакуканской подсвиты, вмещающей оруденение. Подстилающая толща представлена песчаниками среднесакуканской подсвиты.

Интрузивные образования представлены дайковыми габбро-диабазами чинейского комплекса. Отдельные дайки прослеживаются на 9 км при мощности 60-180 м и субвертикальном падении. В эндоконтактах даек отмечается вкраплен-

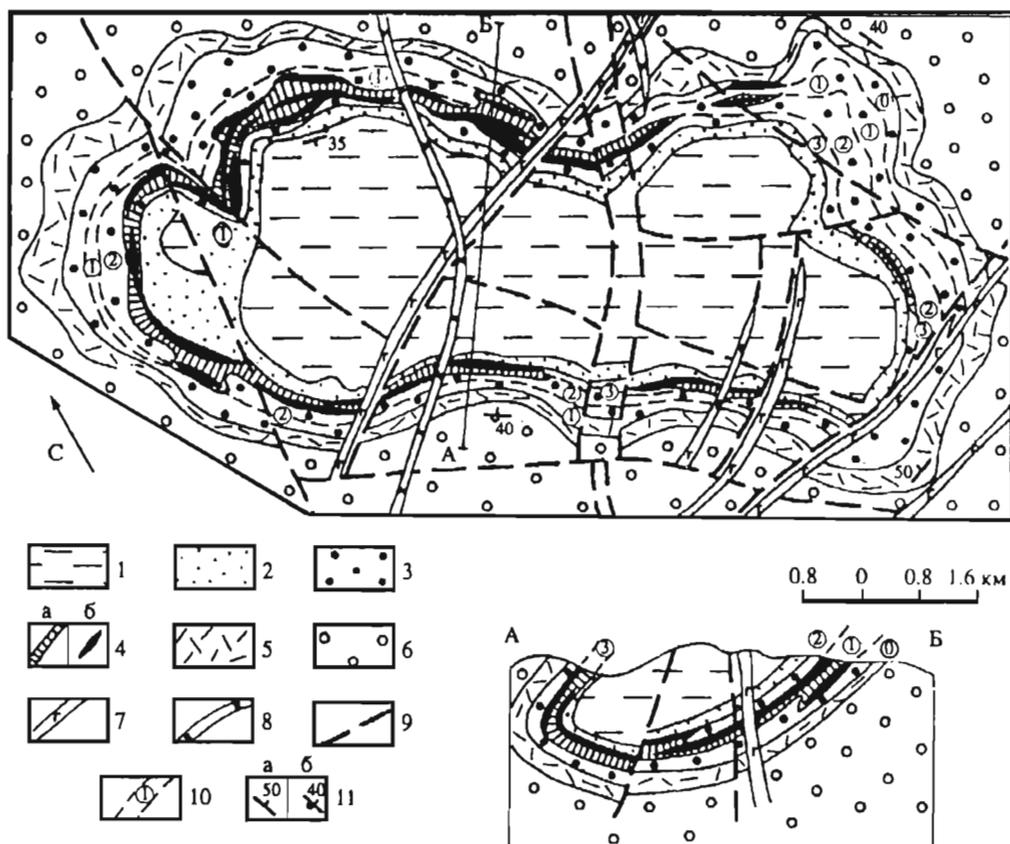


Рис. 4.

Геологическая карта Удоканского месторождения [по Р.Н.Володину и др., 1994]
 1 – песчано-аргиллитно-алевролитовые отложения намингинской свиты; 2-5 – алевролитопесчаниковые отложения верхнесауканской подсвиты: 2 – надрудная толща, 3 – рудоносная толща, 4 – горизонт медистых песчаников (а) и рудные тела медистых песчаников (б), 5 – подрудная толща; 6 – песчаниковые отложения среднесауканской подсвиты; 7, 8 – дайки: 7 – габбро-диабазов, 8 – лампрофиров и кварцевых порфиров; 9 – разрывные нарушения; 10 – рудоносные стратиграфические уровни (цифры в кружках); 11 – элементы залегания пород: нормальное (а), опрокинутое (б)

ность сульфидов меди. Кроме того, присутствуют дайки лампрофиров и кварцевых порфиров субмеридионального и северо-западного направления (рис. 4). Мощность их составляет 10-15 м. Они также содержат примеси сульфидов меди. Отмечались содержания золота до 0,2 г/т.

Структура месторождения отвечает мульдообразной складке с погружением северо-восточного крыла на юго-запад под углом 35-40°. На западном замыкании мульды отмечено постепенное выполаживание ее под углом 15-20°. Юго-западное крыло складки опрокинато под углами 35-40° и 50-70°. Разрывы восток-се-

ро-восточного, северо-западного, субмеридионального, запад-северо-западного субширотного простираний делят мульду на различные по размерам блоки с относительными перемещениями в 40-300 м.. Медистые песчаники залегают согласно с вмещающими породами и повторяют все структурные особенности Намингинской мульды. Они пересекаются кварцевыми, кварц-полевошпатовыми, кварц-кальцитовыми прожилками толщиной до 3-5 см. В прожилках содержатся эпидот, цеолиты, хлорит, рутил, сфен, борнит, халькозин, гематит, серебро, штроейерит, идаит, карролит.

Меденосный горизонт в северо-восточном крыле синклинали имеет мощность 250-270 м и занимает нижнюю и среднюю части разреза. Основная масса руд локализована в образованиях подводно-дельтовых выносов и в заливно-лагунных осадках, перемежающихся с подводно-дельтовыми отложениями передовой части дельты. Оруденение образует четыре стратиграфических уровня. Балансовые руды с убогой медной минерализацией формируют рудные залежи. По морфологии выделяются три типа рудных тел: 1) пластово-изометрический, 2) линзовидный, 3) ленточный.

Минеральный состав руд

Главными рудными минералами являются борнит, халькозин, магнетит; второстепенными – пирит, халькопирит, ильменит и редкими – серебро, аргентит, штроейерит, золото, валлериит, идаит, блеклые руды, молибденит, сфалерит, галенит, виттихенит, пентландит, полидимит, карролит, кобальтин, марказит, пирротин, арсенопирит, киноварь. Магнетит кластогенный и регенерированный, как и гематит. Породообразующие минералы рудных тел представлены кварцем (60-80%), полевыми шпатами (10-25%) и цементом кварц-серицит-кальцитового состава. Второстепенные нерудные минералы – эпидот, мусковит, биотит, хлорит, турмалин, сфен.

Выделяются борнит-халькозиновые, пирит-халькопиритовые, брошантит-малахитовые руды. Среди них преобладают борнит-халькозиновые типы руд. На ряде участков месторождения обособляются борнит-халькопиритовые и халькопирит-борнитовые типы руд. Они слагают небольшие тела в переходных зонах от борнит-халькозиновых к пирит-халькопиритовым рудам. Среди сульфидов выделяются четыре генерации. Но основная доля в рудных телах принадлежит сульфидам меди второй и третьей генераций.

Наиболее распространенными текстурами первичных руд являются: вкрапленная, гнездово-вкрапленная слоистая, полосчатая, линзовидно-полосчатая. Менее распространены каемчатая, массивная, прожилковая, брекчиевая. По взаимоотношениям сульфидов выделяются каемчатая, прожилковая, петельчатая, решетчатая, субграфическая, цементная реликтовая и раскрошенная реликтовая текстуры. По типам сростаний первичных рудных минералов отмечается аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, гипидиоморфнобластическая, аллотри-

оморфнобластическая, графическая, субграфическая, интерстициальная структуры. Распространены структуры распада твердого раствора халькопирита в борните – решетчатая, эмульсионная, петельчатая.

Главным полезным компонентом является медь, а второстепенными – серебро и золото. Содержания меди в рудах колеблются от 0,6 до 7%, при средних значениях в отдельных блоках 1,34-1,67%. В штуфных пробах отмечались ее содержания до 20-36%. Серебро встречается в виде самородного, аргентита и в изоморфной примеси в сульфидах меди. В халькозине содержится 10-3000, в борните – 10-300, в халькопирите – 10-110, в брошантите и малахите – до 30 г/т. В рудах серебро составляет от 0,1 до 95,32 г/т, в среднем – 12,9 г/т [Володин и др., 1994].

Золото в рудовмещающих породах содержится в количестве 0,003-0,006 г/т. В медистых песчаниках его концентрации достигают 1-3 г/т, а в прослоях песчаника, обогащенных минералами тяжелого шлиха, содержание золота повышается до 2,5 г/т и даже 10 г/т. Золото присутствует в самородной и тонкодисперсной формах в сульфидах. Кроме того, в рудах установлены сотые доли % кобальта, молибдена, свинца, ванадия, циркония, цинка, никеля, висмута, а также рения, селена, теллура, индия, германия, тантала, сурьмы, мышьяка в медистых концентратах. Средние содержания золота в концентрате сульфидов меди составили 0,5 г/т.

Генезис месторождения остается дискуссионным – существуют представления об осадочно-диагенетической, инфильтрационной-гидрогенной и гидротермальной природе этого уникального рудного объекта. Но наиболее популярной гипотезой генетического типа представляется первично-осадочная природа месторождения с седиментационно-диагенетическими механизмом формирования основных руд с признаками регионального и контактового метаморфизма [Володин и др., 1994].

Все штуфные пробы с различным минеральным соотношением медных сульфидов в рудах разных рудных участков месторождения, по данным инверсионно-вольтамперометрического анализа, несут повышенное количество золота в пределах от 0,19 до 3,3 г/т. При этом минимальные концентрации этого благородного металла установлены в ковеллин-борнитовых рудах (30% сульфидов) пластового типа в песчаниках Озерного участка – 0,19 г/т Au – и в ковеллин-борнитовых вкрапленных рудах (10% сульфидов) того же участка – 0,3-0,51 г/т Au. Промышленно значимые скопления золота выявлены в 10 пробах из 29, с содержаниями от 0,98 до 3,3 г/т. Эти штуфные пробы характеризуются различным типом руд – от брекчиевых с борнит-ковеллиновым цементом (20% сульфидов) Озерного участка до ковеллин-борнитовых пластовых руд в песчаниках разных участков (20-30% сульфидов) с содержаниями золота в первом случае 0,98 г/т, а во втором – от 3,1 до 3,3 г/т. Тем самым подтверждаются ранее установленные средние содержания золота в рудах Удоканского месторождения в 0,5 г/т. Несколько повышенные концентрации данного металла по нашим определениям, вероятно, обусловлены тем, что анализировались не бороздовые, а штуфные пробы, обогащенные медными сульфидами.

Из платиновых металлов повышенные содержания в пределах от 0,13 до 2,2 г/т были обнаружены для палладия в восьми пробах из 29. При этом максимальные концентрации палладия были установлены в брекчиевидных рудах с борнит-ковеллиновым цементом (20% сульфидов) – 2,2 г/т, и в кварцевых песчаниках с карбонат-борнит-ковеллиновым цементом (10% сульфидов) того же Озерного участка – 1,5 г/т. Минимальные содержания палладия – от 0,13 до 0,15 г/т – определены во вкрапленных ковеллин-борнитовых рудах (10% сульфидов) и в халькопиритовых вкрапленных рудах (до 30% сульфидов). Содержание платины 1,2 г/т было выявлено лишь в одной штуфной пробе из полосчатых халькопиритовых руд (15% сульфидов) в песчаниках данного месторождения. В остальных пробах установлено близфонное количество этого металла в пределах 0,005–0,0095 г/т [Кучеренко, Коробейников, 2000].

Платино-палладиевые и золото-платиновые соотношения в медносульфидных рудах Удоканского месторождения составляют от 0,005 до 150 и от 0,6 до 33 соответственно. Этим геохимическим показателем подчеркивается золото-палладиевая специализация медносульфидных руд данного месторождения.

По данным Л.Б. Макарьева с соавторами [1999], полученным ААС-анализом по методике ВСЕГЕИ, в борнит-халькозиновых рудах сакуканской свиты (Удоканское и Сакуканское рудные поля) среднее содержание палладия составило 0,063–0,1 г/т (17 проб из обоих меднорудных полей) при максимальном значении 0,94 г/т. Содержания платины в тех же пробах не превысили 0,03 г/т. С этими данными сопоставимы приведенные выше результаты анализов методом инверсионной вольтамперометрии, разработанным в Томском политехническом университете.

Рудопроявления Вятской зоны Поволжья (Россия)

Вятская зона расположена в центральной части Вятско-Камской межрифтовой системы района сочленения Вятского, Сергиевско-Абдуллинского и Камско-Бельского авлакогенов. Эта межрифтовая система сформировалась в байкальский этап ТМА и представляет собой сложно-построенную Татарскую систему сводовых поднятий. В конце герцинского цикла тектогенеза возникли рудоконтролирующие инверсионные структуры взбросового и сдвигового типов (системы разломов) и полиметалльные рудопроявления. Рудоносными оказались глины, карбонатные породы (известняки, мергели, доломиты) верхнеказанского подъяруса перми. Глины и мергели насыщены углефицированными остатками растений (до 5–7%, в среднем 0,7–1,5%). Отмечаются горизонты песчаников и алевролитов преимущественно вулканомиктового состава. Для металлоносных отложений характерна повышенная фосфатность с желваками, комочками, пеллетом коллофана – P_2O_5 до 0,7–1%. Содержания Cu и Ag в этих отложениях превышают фоновые значения в сотни раз. Кроме того, отмечаются примеси Au, Ag, Pt, Rh до $n \cdot 10^{-6}$ мас.% [Чайкин и др., 1997].

По условиям залегания, морфологии рудных тел выделяются конкреционные и рассеяновкрапленные их разновидности. Богатые руды конкреционного типа сложены гидроокислами железа, карбонатами меди (5-10%), менее – халькозином, купритом, ковеллином с примесями гетита, гематита, мельниковита, халькопирита. В конкрециях содержания Cu достигают 2,7-40,7%. Бедные руды рассеянного типа представлены меденосными песчаниками, песчаными известняками, мергелями с малахитом, азуридом, хромитом, магнетитом, апатитом, цирконом и содержаниями Cu от 0,7 до 2%, Ag до 15,2 г/т, при вариациях от 10 до 29,5 г/т. Благороднометалльные богатые руды представлены металлоносными известняками и глинами с детритом до 5% и средними содержаниями Au, Ag, Pt, Pd 2,75 г/т, при вариациях от 2 до 3,5 г/т. Нередко они несут промышленно важные концентрации Cu, Ag, Pt, Pd, Au. Содержания меди в богатых рудах достигают 36,05%, серебра – 320 г/т, золота – 0,193 г/т, платины – 0,02 г/т, палладия – 0,007 г/т. В рассеянных рудах, содержащих гидроокислы Fe, конкреции малахита, находится 9,5% Cu, Ag – 25 г/т, Pd – 2,1 г/т, Pt – 0,01, Au – 0,31 г/т. В бедных рудах содержатся Cu – 1,2%, Ag – 10,8 г/т, Au – 0,04 г/т, Pt – 0,019 г/т, Pd – 0,007 г/т [Чайкин и др., 1997; Ажгирей и др., 1999].

Авторы рассматривают эти комплексные руды как продукты полигенных и полихронных процессов позднегерцинской ТМА.

Формирование руд связано с инфильтрационно-метасоматической карбонатизацией, обусловившей образование карбонатной меднорудной шляпы над осадочно-диагенетически-эпигенетическими рудными залежами казанского яруса. Рудное вещество здесь находится в кластерном состоянии из-за отсутствия наложенных процессов метаморфизма и метасоматоза. Наличие внутриконтинентальных рифтовых структур – авлакогенов и крупных структурных ловушек – глубинных разломов и обеспечило появление таких комплексных руд.

По нашим контрольным определениям благородных металлов в медистых отложениях Вятской зоны, лишь единичные содержания Pt составили 0,27-0,56 г/т, Pd – 0,14, Rh – 0,34-4,1, Au – 0,1-1,6 г/т. По мнению автора монографии, эти комплексные рудопоявления сформировались благодаря миграционным процессам органометаллических соединений глубинных флюидов, образовавших залежи углеводородов и надкупольные медно-благороднометалльные проявления в пермских терригенно-карбонатных породах по окраинам известных нефтегазоносных куполов.

Е.С. Контарь, кроме того, отмечает ряд участков пермского оруденения в медистых песчаниках восточной окраины Восточно-Европейской платформы. Здесь рудные скопления несут золото-серебряно-редкометалльную минерализацию, которая формирует ленто-, линзо- и лепешковидную форму тел длиной от первых десятков до 1,5 км, шириной от первых метров до 150-400 м и мощностью 0,1-8 м. Рудные минералы представлены халькозином, борнитом, пиритом, халькопиритом, а в зонах окисления – ковеллином, купритом, теноритом, малахитом, азуридом, фольбортитом, самородными медью, серой. Содержания метал-

лов в рудах достигают значений: Cu (до 12%), V (до 1%), Ag (до 100 г/т), Au (2 г/т), Pb и Zn (до 2-3 %), обнаружены примеси Cd, Ge, Se, Te, Co, Re в количествах, доступных для попутного извлечения.

Кроме этих элементов, в рудах Карагалинского месторождения в Оренбургской области Предуралья В.М. Константиновым и др. [1999] установлены высокие содержания МПГ (г/т): Pd 6,29; Rh 6,37; Ru 49.

Медистые песчаники Предуралья сопоставляются с отложениями красного лежня и рудоносного цехштейна Центральной Европы как по возрасту, так и по литологии и фациям отложений. Например, меденосным Предсудетско-Мансфельским отложениям перми могут соответствовать нижняя часть уфимского яруса P₂, а также кунгурский, артинский ярусы P₁, в которых развиты известняки, доломиты, мергели, песчаники, алевролиты, аргиллиты, мощные толщи солей.

ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВКРАПЛЕННО-ПРОЖИЛКОВЫХ РУД В УГЛЕРОДИСТЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ

В эту группу отнесено крупнейшее комплексное золото-платиноидное месторождение Сухой Лог в Забайкалье. Редкометалльносодержащие золото-платиноидные рудные объекты широко распространены в черносланцевых толщах протерозоя-фанерозоя. Такие рудоносные углеродистые толщи формировались в рифтогенных условиях островодужных и континентальных окраин, в складчатых и платформенных, в рифтогенно-континентальных обстановках. Наиболее крупные месторождения потенциальных промышленных комплексных руд возникли под воздействием глубинных флюидных потоков в зонах глубинных расколов земной коры и верхней мантии на фоне длительно развивающихся мантийно-коровых палеодиапиров. Возникновение таких рудных объектов обеспечивалось процессами седиментации, дислокаций, метаморфизма, магматизма и особенно метасоматизма в углеродистых терригенных или терригенно-вулканогенных толщах [Коробейников, 1996; 1999а,б].

В возрастном отношении рудоносные терригенные, терригенно-вулканогенные формации характеризуются широким диапазоном формирования от раннепротерозоя до мезозоя. Они подвержены существенным тектоническим преобразованиям с появлением «тектонитов» в понимании М.П. Лобанова и др. [1976]. Черносланцевые рудоносные формации образованы на окраинах континентов, в континентальных шельфах, склонах в зонах смены галогенно-карбонатных, карбонатных фаций углеродистыми терригенными фациями в пределах замкнутых впадин, расположенных в зонах палеорифтов, в спрединговых окраинно-континентальных бассейнах над мантийными палеодиапирами.

Месторождение Сухой Лог (Россия)

Первоначально это месторождение рассматривалось как крупнейший золоторудный объект в России с золото-сульфидным прожилково-вкрапленным оруденением [Буряк, Хмелевская, 1997]. Дальнейшие минералого-геохимические исследования, проведенные в 1995-1996 годах, показали, что данное месторождение следует относить не к однометалльно-золоторудному, а к комплексному золото-платиноидному [Дистлер и др., 1996; Лаверов и др., 1997; Митрофанов и др., 1994; Коробейников и др., 1998 и др.]. В его золотых рудах были установлены промышленно значимые концентрации Pt, Pd, Rh, Os от 0,1 до 11 г/т, а также определены минеральные формы МПГ – самородная платина, Pt₃Cu; Pt₃Fe; PtFe; Pt₃(Cu, Fe), (Pd, Ag)_n(Te, Bi)_m, PtS. Подсчитанные по категории P₂ прогнозные ресурсы МПГ в данном рудном объекте составили 1000 т, при соотношении Au:Pt ≈ 1:1. Это уникальное месторождение благородных металлов автором отнесено к золото-платино-сульфидно-теллуридно-лиственитовой рудной формации [Коробейников и др., 1998].

Особенности геологического строения региона

Месторождение Сухой Лог расположено в северо-восточной части Иркутской области, в пределах Байкало-Патомского нагорья, окаймляющего с юга Сибирскую платформу (рис. 5). Географические координаты объекта: 114°45' в.д., 58°30' с.ш. Оно приурочено к внутренней части Бодайбинского синклинория, сложенного средне-верхнерифейским осадочным комплексом баллаганакской, дальнетайгинской, жуинской серий. В разрезе преобладают углеродистые терригенные и карбонатно-терригенные породы. Отличительной его особенностью является обогащение до 1-7% углеродистым веществом (УВ) пород определенных стратиграфических уровней – хайвергинской, бугарихтинской, бужуихтинской, угаханской, хомолхинской, аунакитской, вачской, илигирской свит. Заложение синклинория обусловлено становлением субмеридианально ориентированного неразвившегося палеорифта без признаков «океанизации» земной коры, который обеспечил зарождение перикратонного бассейна. В этом бассейне создавались благоприятные обстановки для формирования металлоносных углеродистых седиментных образований.

Зона палеорифта отличается пониженной (до 36 км вместо 45 км) мощностью земной коры, предполагаемым базитовым составом дорифейского фундамента и широким развитием высокопроводящих внутрикоровых горизонтов, в контурах распространения которых размещаются все известные золоторудные и платиноидные объекты региона [Митрофанов и др., 1994].

Геохимическими исследованиями В.К. Немерова [1989] показано, что углеродсодержащие толщи региона специализированы на Ba, Zr, Pb, Mo, Th, U, а хомолхинская и аунакитская свиты, кроме сидерофильных элементов, несут повы-

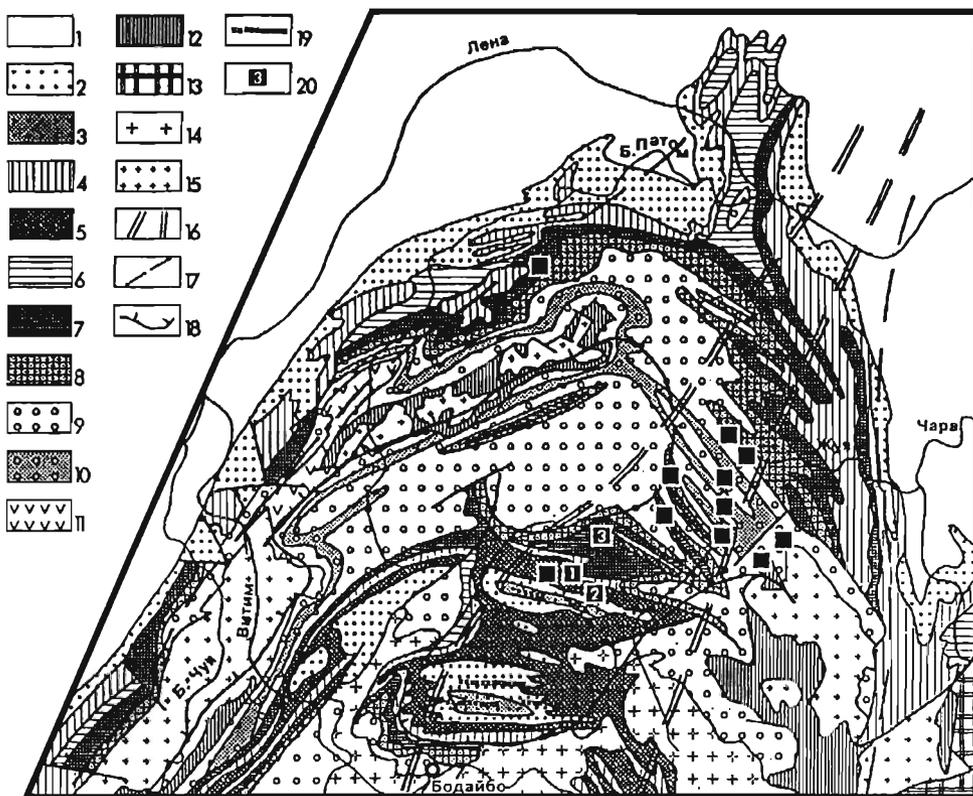


Рис.5.

Схематическая геологическая карта района месторождения Сухой Лог (Митрофанов и др., 1994)

1 – фанерозойские формации чехла Сибирской платформы; 2-11 – позднедокембрийские осадочные формации: 2,3 – вендские (2 – терригенные, 3 – углеродсодержащая имгирская); 4, 5 – верхнерифейские (4 – терригенно-карбонатные, 5 – углеродистая сланцевая вачская); 6-8 – верхне-среднерифейские (6 – карбонатно-терригенные, 7 – углеродистая сланцевая, 8 – углеродсодержащая угаханская и бужуихтинская); 9-11 – нижне-среднерифейские (9 – терригенные, 10 – углеродсодержащая хайвергинская, 11 – терригенно-вулканогенная медвежевская); 12 – нижнепротерозойская углеродистая песчано-сланцевая формация (кевактинская); 13 – выступ архейского фундамента; 14, 15 – магматические комплексы: 14 – палеозойские гранитовые, 15 – нижнепротерозойские гранит-плагиогранитовые; 16 – контуры погребной рифтогенной структуры; 17 – осевые части побочных рифтогенных структур; 18 – граница зоны зеленосланцевой фации метаморфизма; 19 – зоны проявления гидротермально-метасоматических процессов; 20 – месторождения и рудопроявления золота, в которых выявлены содержания платиновых металлов свыше 0,1 г/т: 1 – Сухой Лог, 2 – Вернинское-Невское, 3 – Высочайшее

шенные концентрации Ni, V, Co, Cu, Zn, Au, Ag, Pt, Pd. Наложённые пликативные и дизъюнктивные дислокации, региональный метаморфизм и метасоматизм обеспечили формирование блоков пород с благоприятными условиями для комплекс-

ного рудообразования. Проявилась метаморфическая зональность – развитие зеленосланцевой фации в центральной части Бодайбинского синклинория и эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой на его периферии. В блоках развития пород зеленосланцевой фации широко проявились метасоматические наложенные процессы поздних периодов преобразований пород.

Геологическое строение месторождения

Рудное поле Сухой Лог приурочено к северному крылу Маракано-Тунгусской синклинали и представлено терригенными породами хомолхинской свиты мощностью 750-800 м (рис.6). В ее составе преобладают тонкозернистые породы в нижней и верхней подсвитях и более песчаные в средней подсвите. Отложения свиты смяты в субширотную сильно запрокинутую на юг антиклинальную складку, в ядре которой находятся образования верхней подсвиты. В ее разрезе мощностью 250 м выделяются пять пачек алевропелитового состава – пелиты, алевропелиты, редко тонкозернистые песчаники. Породы характеризуются существенно кварц-хлорит-серицитовым составом и повышенной (до 1-3%) углеродистостью с увеличением $C_{орг}$ до 5-7% в средней части подсвиты, к которой и приурочена продуктивная золото-платиноидная минерализация. Рудная залежь локализована в придерной части Сухоложской антиклинали, где сосредоточены наиболее высокоуглеродистые образования Верхней подсвиты хомолхинской свиты и сконцентрирована основная кварц-сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация в зонах метасоматической проработки углеродистых пород.

Формирование золотого оруденения следовало в два этапа (табл. 1): в подготовительный диффузионно-гидротермально-метаморфический и в рудный гидротермально-метасоматический [Коткин, 1969]. В первый этап образовались порфиробласты железо-магнезиальных карбонатов (3-8%), пирит, пирротин (0,5%); в рудной зоне господствует сидерит, а по периферии – анкерит с углеродистым веществом и слюдами. Вкрапленная пирит-пирротинная минерализация распространена на крыльях антиклинали. Во второй этап были сформированы золото-кварц-сульфидные вкрапленно-прожилковые руды с платиновыми металлами. Выделяются три стадии рудообразования: предрудная – возникновение субпослойных и кососекущих мелкозернистых мусковит-доломит-анкеритовых, кварцевых метасоматитов; рудная – карбонатизация, окварцевание, сульфидизация; пострудная – кварцевые, карбонатные сидерит-анкеритовые прожилки и жилы.

Рудовмещающие породы подвержены гидротермальной лиственитизации, окварцеванию и сульфидизации. Они слагают крупную рудно-метасоматическую зону протяженностью свыше 2 км, при мощности 90-190 м (рис. 6). Эта зона локализована в фациально невыдержанной углеродистой толще алевролитов, сланцев с прослоями песчаников, с характерным тонкоритмичным переслаиванием. Алевролиты более углеродистые (3-5% $C_{орг}$), чем песчаники (0,5-2% $C_{орг}$), при средних значениях $C_{орг}$ от 0,5 до 1%.

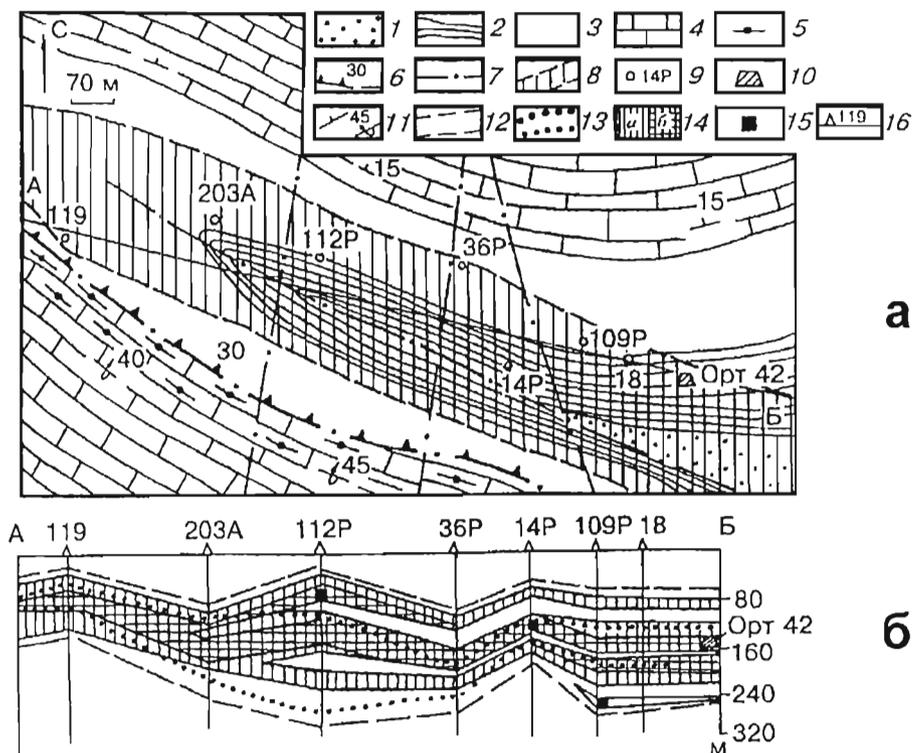


Рис. 6.

Схематическая геологическая карта (а) и разрез рудной зоны (б) месторождения Сухой Лог (Коробейников и др., 1998)

1-3 – хомолхинская свита рифея: 1 – нижняя пачка, 2 – средняя пачка, 3 – верхняя пачка; 4 – известняки имнянской свиты рифея; 5 – зона интенсивного прожилкового окварцевания и милонитизации («Радостная»); 6 – зона надвига; 7 – сбросы и взбросы; 8 – зона гидротермально-метасоматической сульфидизации в лиственитах; 9 – скважины, изученные на платиновые металлы; 10 – штольня; 11 – элементы залегания пород; 12 – границы зоны сульфидизации; 13 – границы промышленного золоторудного тела; 14 – платиновая зона: с бедными (а) и с богатыми (б) рудами; 15 – пробы, в которых установлены и изучены минералы платиновых металлов; 16 – скважина и ее номер

Типы продуктивной минерализации и вещественный состав руд

Продуктивная минерализация рудной зоны представлена сингенетично-диагенетической, метаморфогенной и гидротермально-метасоматической ассоциацией. Собственно рудная стадия рудообразования подразделена на раннюю, продуктивную и позднюю подстадии гидротермально-метасоматического процесса. Для ранней подстадии типична ассоциация кварц-сидерит-пиритового состава с примесью пирротина, сфалерита, халькопирита. Данная минерализация слагает гнездовые, вкрапленные, линзовидные, линзовидно-прожилковые выделения,

Таблица 1

**Морфологические типы минерализации месторождения
Сухой Лог и их генетическая привязка**

Минерал	Морфологический тип	Ассоциация	Этап формирования						
			Подготовительный			Рудный			
			Стадия						
			Синдиаге- нетическая	Предрудная метаморфо- генная	Рудная				
1	2	3							
Пирит	I Пылевидный		=====						
	II Вкрапленный	Иногда с кварцем		=====					
	III Гнездово- линзовидный	С кварцем и железо- магнезильными кар- бонатами			==				
	IV Прожилковый					==	==		
Кварц	I — Нет								
	II Оторочки вокруг вкрапленников пирита	С пиритом		=====					
	III В гнездах и линзах	С пиритом и железо- магнезильными кар- бонатами			==				
	IV В прожилках					==	==		
Железо- магнезиль- ные карбона- ты	I — Нет								
	II Вкрапленники			=====					
	III В гнездах и линзах	С пиритом и кварцем			==				
	IV В прожилках					==	==		

согласные со сланцеватостью пород. Пирит-I отличается насыщенностью микро-включений кобальтина, герсдорфита, сафлорита, раммельсберита, скуттерудита, калаверита, креннерита и несет до 6,3 г/т Au и 7 г/т Ag. Изотопный состав серы его колеблется от $d^{34}S +3,40$ до $+3,75$ ‰. Во вмещающих рудную зону углеродистых породах пирит I слагает вкрапленность, цепочки, гнезда (доли %), а ближе к зоне его количество возрастает до 2-3%.

Продуктивная подстадия характеризуется такой парагенетической ассоциацией: кварц, анкерит, сидерит, хлорит, пирит II, галенит, сфалерит II, халькопирит II, пирротин II, арсенипирит, пентландит, золото пробы 850-1000, а также микрофазы в пирите II умангита, берцежанита, берцелианита, энаргита, коринита, галеновисмутита, скуттерудита, маухерита, петцита, гессита. Изотопные соотношения

серы в пирите II отвечают значениям от +8,03 до +8,95% $d^{34}S$. Содержания золота и серебра в этом пирите достигают значений 100 и 30 г/т. Золото преимущественно самородное, с размером выделений от 0,003x0,001 до 0,14x0,08 мм, реже присутствует в виде петцита Ag_3AuTe_2 .

Поздняя стадия представлена минеральной ассоциацией, состоящей из кварца, анкерита, пирита III. Отличием этого пирита III является отсутствие в его составе микровключений пирротина, халькопирита, присутствие рутила, сфалерита и микрофаз экзозеита, галеновисмута, энаргита, алтаита, дискрозита, цилиндрита, берцелианита, скуттерудита, купфита, (P+S) и изоморфной примеси платины, минимальными количествами Ni, Zn, Pb. Содержания золота и серебра соответственно 2,6 и 1,7 г/т. Содержание пирита III в рудной зоне составляет от 2 до 12%.

В.В. Дистлером с коллегами [Дистлер и др., 1996] изучены свыше 400 проб из золоторудной зоны на наличие платиновых минералов. Идентификация форм нахождения платиновых металлов выполнена на основе фотоэлектронной спектроскопии, оже-спектроскопии на рентгеновских микроанализаторах Камека MS-4b, Камебакс Джеол, сканирующих электронных микроскопах Хитачи и Камебакс-Микро с энергодисперсионными приставками Линк-10000 и Линк-860/500. Исследования ультратяжелых концентратов фракций -0,25...+0,009 мм на тех же приборах показали, что основное накопление платиноидов происходило в этих концентратах без накопления сульфидов. Содержание платиновых металлов тем выше, чем меньше гранулометрический класс пробы. Полученный ультратяжелый концентрат фракции 0,06 мм с суммой платиновых металлов 11,7% или 117 кг/т, по существу является концентратом платиновых металлов. Исследования микрофаз на сканирующем электронном микроскопе с определением химического состава фаз на энергодисперсионном микроанализаторе Линк-10000 показали, что преобладают самородная платина и твердые растворы Pt-Fe-Cu – туламинит (Pt_3Cu), изоферроплатина (Pt_3Fe), тетраферроплатина (Pt, Fe), твердый раствор $Pt_3(Cu, Fe)$, сперрилит ($PtAs_2$), теллуровисмутит Pd и $Ag(Pd, Ag)_n(Fe, Bi)_m$ в сростаниях с пиритом, галенитом, сфалеритом.

Минеральный состав руд месторождения Сухой Лог показан в таблице 2. На рис. 7 и 8 приведены микрофотографии полированных шлифов с выделением платиновых минералов.

Изучение углеродистого вещества (УВ) [Митрофанов и др., 1994; Дистлер и др., 1996; Развозжаева и др., 1999, 2002] показало, что оно представлено двумя морфогенетическими типами: каплевидными и точечными выделениями размером 0,01-0,003 мм, размещенными по слоистости пород (сингенетичное УВ); сотовидными, ячеистыми, решетчатыми, прерывисто-линейными выделениями размером 0,01-0,02 мм (перераспределенное УВ). В сотах и ячейках второй разновидности УВ выявлены фазы пирита размером 0,0001 мм, содержащие благородные металлы.

В.В. Дистлер с соавторами указывают, что в органическом веществе (ОВ) преобладает кероген, представляющий неструктурированное графитоподобное вещество (продукт метаморфического преобразования первично-осадочного ОВ); в составе $C_{орг}$ находится растворимое ОВ (реликты первичных осадков); в составе

Таблица 2

Рудные минералы месторождения Сухой Лог, по [Дистлер и др., 1996]

<i>1. Самородные металлы</i>		<i>5. Арсениды, сульфурарсениды</i>	
Золото	Au	Никелин	NiAs
Платина	Pt	Маухерит	Ni ₉ As ₁₁
Серебро	Ag	Раммельсбергит	NiAs ₂
Железо	Fe	Смальтин	CoAs ₂₋₃
Олово	Sn	Саффорит	CoAs ₂
Свинец	Pb	Никель скуттерудит	(Co,Ni)As ₃
Медь	Cu	Герсдорфит	NiAsS
Титан	Ti	Кобальтин	CoAsS
Вольфрам	W	Арсенопирит	FeAsS
Хром	Cr	Энаргит	CuAsS ₄
		Сперрилит	PtAs ₂
<i>2. Металлические твердые и интерметаллические соединения</i>		<i>6. Теллуриды и сульфотеллуриды</i>	
Золото-серебро	(Au,Ag)	Алтант	PbTe
Золото-серебро-медь-ртуть	(Au,Ag,Cu,Hg)	Калаверит	AuTe
Амальгама серебра	Hg ₃ Ag	Гессит	Ag ₂ Te
Платина-медь (туламинит?)	Pt ₃ Cu	Петцит	Ag ₃ AuTe ₂
Изоферроплатина-тетраферроплатина	Pt ₄ Fe-PtFe	Кервеллит	Ag ₂ TeS
Никель-олово	(Ni,Sn)	Штунцит	Ag ₇ Te ₄
Свинец-олово	(Pb,Sn)	Креннерит	Au ₄ AgTe ₁₀
Сурьма-олово	(Sb,Sn)	Жозенит	BiTeS
Свинец-сурьма-олово	(Pb,Sn,Sb)		
Медь-цинк	(Cu,Zn)	<i>7. Селениды</i>	
Теллур-висмут	(Te,Bi)	Бурцежанит	CuSe
Теллуровисмутит серебра и свинца	(Ag,Pb)(Te,Bi)	Берцелианит	Cu ₂ Se
Теллуровисмутит палладия и серебра	(Pd,Ag)(Te,Bi)	Умангит	Cu ₃ Se
<i>3. Галлоидные соединения</i>		<i>8. Висмутиды, антимониды и сульфосоли</i>	
Иодирит	AgI	Дискрозит	Ag ₃ Sb
<i>4. Сульфиды</i>		Галеновисмутит	PbBi ₂ S ₄
Пирит	FeS ₂	Коринит	NiAsSbS
Никель-кобальт-пирит	Ni,Co,FeS ₂	Тетраэдрит	Cu ₁₂ Sb ₄ S ₁₃
Пирротин	Fe _{1-x} S	Цилиндрит	Pb ₃ Sn ₄ Sb ₂ S ₁₄
Пентландит	(Fe,Ni) ₉ S ₈	<i>9. Оксиды, фосфаты, вольфраматы</i>	
Халькопирит	CuFeS ₂	Рутил	TiO ₂
Кубанит	CuFe ₂ S ₃	Бадделейт	ZrO ₂
Миллерит	NiS	Магнетит	Fe ₃ O ₄
Хизлевудит	Ni ₃ S ₂	Шеелит	CaWO ₄
Виоларит	FeNi ₂ S	Вольфрамит	(Fe,Vn)WO ₄
Сфалерит	ZnS	Оксид редких земель	(Ce,La) ₂ O ₃
Галенит	PbS	Монацит	CePO ₄
Молибденит	MoS ₂	Ксенотим	YPO ₄
Гринокит	CdS	Фосфат Nd	NdPO ₄
Аргентит	AgS		

ОВ присутствует газовая фаза. Отдельные фракции нерастворимого вещества содержат золото и платиновые металлы в количествах до 10 г/т. Установлено присутствие золота в углеродистой массе в форме Au⁰, что свидетельствует о концентрации его в форме ультрадисперсных частиц путем сорбции на активной поверхности ОВ. Возможно, в такой же форме присутствуют и МПГ.

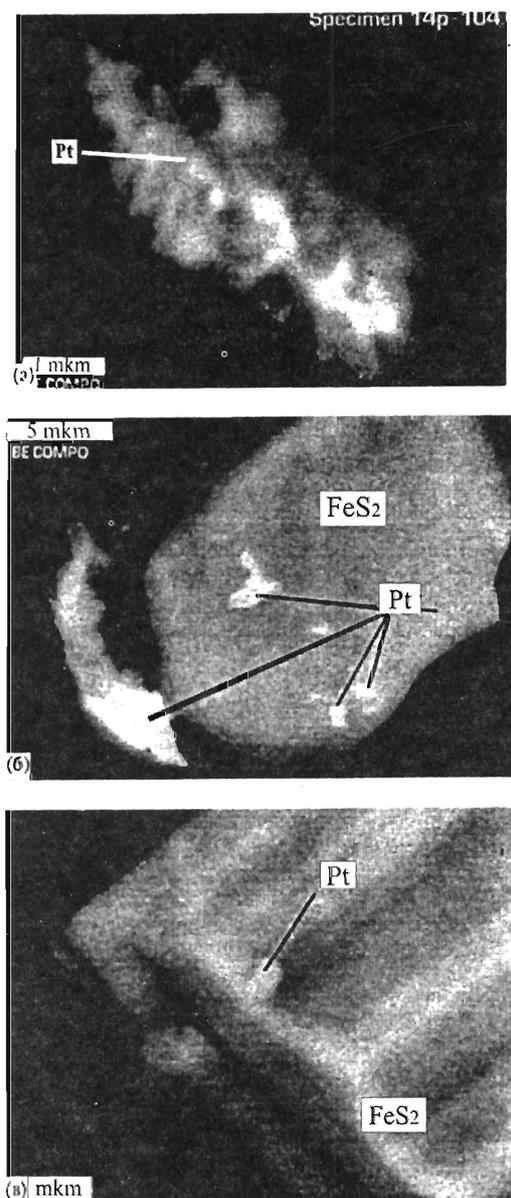


Рис.7.

Морфология выделений и срастания минералов платины в рудах месторождения Сухой Лог. Сканирующий электронный микроскоп (Дистлер и др., 1996)

а – скелетный кристалл самородной платины (Pt); б – срастания медистой платины (Pt) с пиритом (FeS₂); в – зерно железистой платины (Pt) на поверхности зерна пирита

Исследование процессов извлечения золота из нерастворимого углеродистого вещества (НУВ) – концентрат-взвесь-фильтрат-фильтр-осадок – показало присутствие его во всех продуктах анализа вещества [Развозжаева и др., 1999, 2002]. Это свидетельствует о нахождении золота в разных формах – в растворимой (фильтрат), (коллоидной (взвесь) и кластерной (с лигандом, с углеродом и безлигандной). Битумоиды (растворимая компонента рассеянного углеродистого вещества) представлены углеводородами, сложными эфирами карбоновых кислот и гетерополимерами (смолы, асфальтены). В битумоидах золото находится в химически связанной и свободной формах. Платина обнаружена в концентратах, полученных только после разложения карбонатно-силикатной части руд. Возможно, платина в высокоуглеродистом веществе находится не в самородном состоянии.

Данные термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце из рудных ассоциаций следующие: температура 385-130°, давление 2450-170 бар, концентрация солей 9,5-3,7 мас.% экв. NaCl, концентрация уголекислоты 7,6-1,8 моль/кг раствора, плотность водного раствора 1,09-0,65 г/см³, (P_{Н₂O} + P_{газ})/P_{Н₂O} 70,6-1,0. Среди газовых включений выделены включения плотного азота (0,57-0,09 г/см³) и азотно-метаново-уголекислотной смеси (CO₂ 70-90, CH₄ 15-3, N₂ 15-7 моль %).

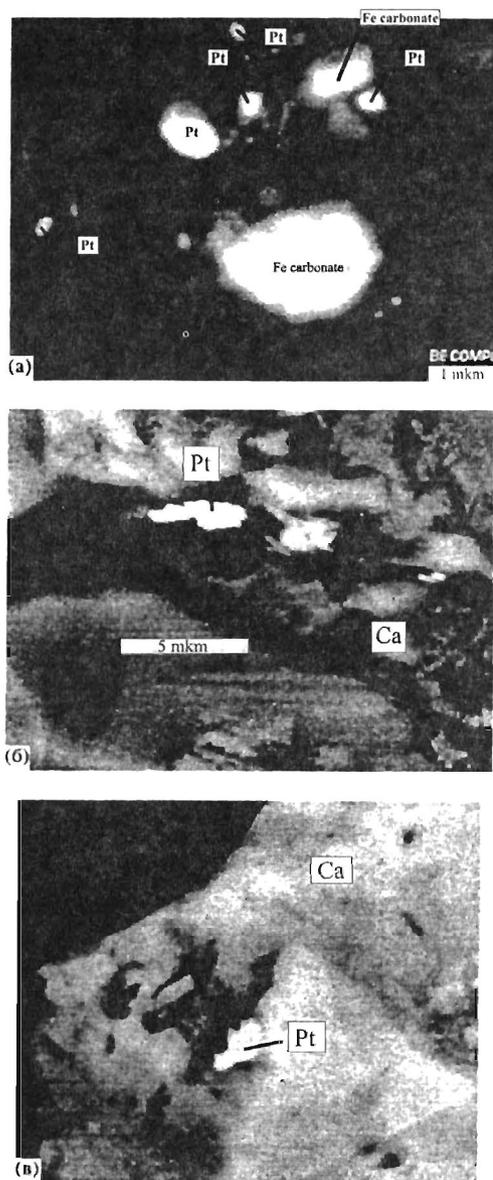


Рис.8.

Морфологические особенности зерен минералов системы Pt-Cu-Fe в полированных шлифах (Дистлер и др., 1996)
 а – субмикронные зерна медисто-железистой платины из ультрамягкого концентрата золотых руд Сухого Лога; б – включения самородной платины (Pt) в карбонате (Ca); в – зерно медисто-железистой платины (Pt) на поверхности карбоната (Ca).

Основными компонентами рудообразующих флюидов являлись CO_2 , N, H_2 и CH_4 . Следовательно, основной геохимической особенностью главного этапа рудообразования являлось взаимодействие глубинных флюидов, обогащенных золотом и благородными металлами, с углеродистым веществом, представлявшим геохимический барьер для рудных компонентов. Возможность эндогенной транспортировки Au и МПГ предполагает существование реакционно способных соединений благородных металлов в кластерной форме. На основе парагенетического анализа, термобарометрических и изотопно-геохимических данных сделан вывод о более раннем, по сравнению с золотом, формировании минерализации МПГ. Образование восстановленных форм металлов, в том числе и МПГ, происходило за счет водородного восстановления, сопряженного с окислением углеводородов вмещающих пород.

Распределение платиновых металлов в рудоносной углеродистой толще

Было выполнено свыше 13 тыс. элементоопределений Pt, Pd, Rh, Os в керновых пробах. Ревизионные исследования дали следующие результаты.

Фоновые содержания платины в рудовмещающих породах составили 4,2 мг/т для безсульфидных углеродистых алевролитов, 4,9 мг/т для углеродистых алевролитов с убогой вкрапленностью пирита I и 15,4 мг/т для углеродистых алевросланцев с убогой вкрапленностью пирита II. Фоновые

содержания палладия в углеродистых алевролитах составили 5,9 мг/т, а родия и осмия – 3 мг/т. Приведенные цифры существенно не отличаются от средних содержаний этих элементов в углеродистых алевролитах, сланцах, песчаниках черносланцевых толщ других регионов, изученных авторами.

Промышленно значимые концентрации платиновых металлов установлены в сульфидизированных и лиственитизированных углеродистых сланцах рудно-метасоматической зоны (см. рис. 6). Платина и палладий сконцентрированы в общей зоне продуктивной минерализации, обычно совмещаясь с золоторудными телами. При этом промышленно значимые концентрации платины зафиксированы преимущественно в верхней и центральной части зоны сульфидизации, окварцевания и лиственитизации, а палладий сконцентрирован в ее центральной части (в разрезе). В плане платинометалльное оруденение прослежено севернее контура промышленного золоторудного тела. Суммарная мощность платинорудного тела составляет от 90 м на западном фланге до 190 м в центре и 130 м на восточном фланге рудной зоны. В контуре тела выделяются верхний, средний (главный) и нижний уровни, которые к западу от скв. 112Р сливаются в единое тело (см. рис. 6). Распределение МПГ в разрезе выделяемых рудных тел неравномерное. Например, для платины, сконцентрированной в рудном, надрудном и подрудном горизонтах содержания колеблются от 0,11 до 5,7 г/т на интервале 90 м (скв. 112Р). Нижний уровень мощностью 10-30 м залегает вблизи нижнего контура золоторудной зоны. Содержание платины и палладия в нем составило от 0,1 до 1 г/т. Мощность среднего уровня составляет 46-90 м. Это рудное тело (блок) прослежено на 1300 м и совмещается с верхней частью золоторудной зоны. Содержание платины здесь от 1 до 4,8 г/т, а палладия от 0,1 до 1,8 г/т. В верхней части этот горизонт выходит за контур ранее установленного промышленно оконтуренного золоторудного тела в надрудную зону относительно контура промышленного золоторудного тела (см. рис. 6).

Повышенные концентрации родия выявлены в отдельных пробах. Например, для пяти керновых проб установлены содержания этого элемента от 0,035 до 5,5 г/т ($K_H^{Rh} \geq 715$). Промышленно значимые концентрации осмия от 0,1 до 1 г/т установлены во вкрапленных золото-сульфидных рудах нижних горизонтов месторождения (от 0,146 до 0,42 г/т в среднем из 33 керновых проб, $K_H^{Os} \geq 140$).

В продуктах технологической переработки золотых руд платина концентрируется в хвостах гравиконцентрата (класс крупности частиц 0,075 мм – 2 г/т), во флотоконцентрате (2,2 г/т), и особенно в гравиконцентрате (25 г/т). В легкой фракции (серицит-углеродистая масса) выявлено до 3,6 г/т Pt, а в углеродистой массе, после кислотной обработки тяжелой фракции – 18 г/т Pt.

На основании полученных ревизионных минералого-геохимических данных на месторождении Сухой Лог были подсчитаны прогнозные ресурсы платиновых металлов по категории P₂, составившие около 1000 тонн и сопоставимые с ранее подсчитанными запасами золота. Это позволяет считать рассмотренный объект уникальным золото-платиноидным месторождением. Платиновая минерализация

и золото формировались ступенчато, под воздействием последовательных осадочно-диагенетических и гидротермально-метасоматических процессов в зонах гидротермального преобразования углеродистых толщ глубинными флюидами. Платиновые металлы отлагались в рудной зоне раньше золота. Платиновая минерализация сконцентрирована в зоне объемной гидротермально-метасоматической лиственизации и сульфидизации, на 80% совмещаясь с золоторудным телом. Платинометалльное оруденение прослежено по простиранию золоторудной зоны на 2,1 км и выходит за ее пределы. В золото-платиноидном рудном теле выделяются три рудоносных уровня, которые к западу сходятся в одно тело. Средние содержания платины составили 0,8-1,5 г/т для верхнего и 1,2-2,4 г/т для основного рудных тел.

Итак, уникальное комплексное месторождение благородных металлов характеризуется следующими особенностями: оно располагается на территории, приуроченной к рифтогенной структуре палеоконтакта; по геолого-геофизическим данным предполагается мафитовый состав фундамента синклиория; на площади рудного поля и месторождения проявлена напряженная складчатость, взбросо-надвиговые разрывы и объемный катаклиз пород; рудовмещающими оказались умеренно обогащенные углеродом терригенные толщи, специализированные на благородные металлы; рудовмещающие породы подвержены зеленосланцевой фации регионального метаморфизма; рудные тела размещены в крупных зонах гидротермального метасоматизма – лиственизации и сульфидизации пород; кроме золота и платиновых металлов, руды обогащены редкими металлами – Se, Te, Bi, Co, Ni, Mo, Zr. Этим подчеркивается влияние глубинной дегазации мантии по рифтогенным разломам под воздействием палеодиапиров, длительно существовавших в этом регионе от протерозоя до позднего палеозоя. Металлоносные глубинные флюиды взаимодействовали с горными породами верхних частей земной коры и формировали уникальные скопления благородных металлов в благоприятных структурных обстановках [Додин, Коробейников, 1998; Коробейников, 1999а,б].

Месторождение Бакырчик (Казахстан)

Во второй половине XX века в терригенных черносланцевых толщах карбона Северо-Восточного Казахстана были найдены и разведаны крупные золоторудные месторождения Бакырчик, Васильевское, Акжал и более мелкие Боко, Баладжал, Костобе, Эспе, Октябрьское, Миялинское, Джумбинское. В 1983-1989 г.г. коллективом геологов геолого-аналитического центра «Золото-платина» Томского политехнического университета проводились прогнозно-поисковые ревизионные работы на МПГ в известных золоторудных полях этого региона: Бакырчикском, Акжальском, Боко-Васильевском, Баладжальском, Джумбинском, Костобе-Эспинском, Октябрьском, Миялинском [Коробейников, 1991; Коробейников, Масленников, 1994]. Этими исследованиями были выявлены признаки промышлен-

ной платиноносности данных золоторудных объектов, а в Бакырчикском, Акжальском, Боко-Васильевском были обнаружены крупные участки с комплексными золото-платиноидными рудами и подсчитаны прогнозные ресурсы по категориям P_3 и P_2 (до 800-1000 т МППГ). Тем самым резко возросла промышленная ценность известного крупного-уникального золоторудного месторождения Бакырчик и других рядовых рудных объектов.

Выполненные исследования позволили обосновать выделение нового нетрадиционного типа комплексных золото-платиноидных месторождений в зонах глубинного диапиризма и площадного метасоматизма среди черносланцевых толщ Чарского офиолитового пояса фанерозоя.

Особенности геологического строения рудных полей и месторождений Западной Калбы

Район исследований расположен в центральной части Зайсанской складчатой области между Теректинским глубинным разломом на северо-востоке и системой Сиректасского и Кокпектинского глубинных разломов на юго-западе [Сурков, Жеро, 1981]. Регион занимает южную часть сопряженных Калба-Нарымской и Томь-Кольванской складчатых зон, входящих в Центральную-Западно-Сибирскую складчатую систему, которая с северо-востока ограничена Иртышской зоной смятия, а с юго-запада – Калба-Чингизским глубинным разломом.

В регионе выделяются геотектонические структуры I порядка: 1) Чарско-Горностаевское поднятие, 2) Калбинский прогиб, причленяющийся к этому поднятию с северо-востока через Теректинский глубинный разлом, 3) Жарминский прогиб, примыкающий к поднятию на юго-западе через системы Сиректасского и Кокпектинского глубинных разломов. Кроме того, известны наложенные прогибы II порядка: Жанан-Каскабулакский в северо-западной части Жарминского прогиба между Байгезин-Булакским и Сиректасским глубинными разломами; Сараджальско-Даубайский в южной части Жарминского прогиба и Чарско-Горностаевского поднятия; Мукурский в северо-западной части Калбинского прогиба и Сементаский локальный прогиб в центральной части Мукурского [Коробейников, Масленников, 1994].

Основной структурой региона является Чарско-Горностаевское поднятие (Чарский офиолитовый пояс) с системами ограничивающих глубинных разломов I порядка и перечисленных краевых наложенных прогибов рифтогенного типа. Глубинные разломы северо-западного простирания, ограничивающие поднятие и прогибы, проникали в верхнюю мантию на 200-300 км. Глубина заложения разломов субширотного простирания, контролировавших размещение золоторудных полей и рудных зон, достигала 42-47 км, а субмеридиональных разломов – не более 22-26 км [Булин и др., 1969; Любецкий, 1985].

Сейсмическими исследованиями показано, что верхняя мантия залегает на глубинах 37,5-47,5 км. Глубина ее погружения увеличивается в блоках с северо-

запада на юго-восток. Верхняя мантия под Чарско-Горностаевским поднятием активизирована на глубинах до 300 км, а под Жарминским прогибом – до 220 км.

Базальтовый слой предполагается на глубинах 22-28 км. Мощность этого слоя увеличивается с северо-запада на юго-восток: в Чарско-Горностаевском поднятии она составляет от 17 до 21 км, в Жарминском прогибе – от 13 до 22 км, в Калбинском прогибе – до 24 км.

Седиментный слой сложен герцинидами и отражает современные геотектонические структуры I порядка. Наибольшая мощность слоя отмечена в Калбинском прогибе (9 км), наименьшая – в Чарско-Горностаевском поднятии (0,2 км), а средняя – в Жарминском прогибе (3-6 км).

Инъективные дислокации, связанные с проникновением глубинного (мантийного) вещества в верхние этажи земной коры, отражаются кольцевыми структурами и системами линеаментов. Они относятся к малым кольцевым структурам (МКС) с размерами 0,5-50 км в диаметре (рис. 9) [Анищенко, Масленников, 1990]. При дешифровании аэрокосмических фотоснимков отчетливо проступают кольцевые, дуговые контуры палеогидротермального «промачивания» в различных рудовмещающих толщах. Наиболее крупная из них имеет диаметр 50 км и расположена в центральной части региона. Обособились два типа инъективных дислокаций: инъективные дислокации, связанные со становлением интрузий, сопровождающих метасоматитов редкометалльных гранитов батолитового типа (P_1), и инъективные дислокации, обусловленные процессами базитового вулканизма и гранитоидного интрузивного магматизма. Они связаны с процессами дегазации мантии, осуществлявших плавление субстрата и транспорт во флюидной фазе ряда соединений и металлов с образованием в верхних структурных этапах широких полей метасоматитов и рудной минерализации различной интенсивности. МКС II порядка пространственно связаны с участками максимального проявления гидротермально-метасоматических образований, представленных альбитизацией-калишпатизацией, окварцеванием, лиственитизацией-березитизацией, прожилково-вкрапленной сульфидизацией пород. Они возникали при распаде глубинных высоконагретых флюидных систем (МКС I порядка) на участках смешения глубинных флюидных потоков с трещинными водами верхнекоровых горизонтов.

Гидротермально-метасоматические процессы, благодаря явлениям гидратации первичных минералов над палеодиапирами, обеспечивали разуплотнение исходных пород с увеличением объемов блоков измененных пород до 16-22%. Явления гранитизации и метасоматоза способствовали развитию локального рифтогенеза в бортах крупных палеодиапиров.

Основные рудные поля и месторождения золото-платиновых металлов размещены в наложенных компенсационных синклиналиях восточного борта Чарского офиолитового пояса (см. рис. 9). Наложённые компенсационные синклинали формировались под воздействием глубинных палеодиапиров и блоков разуплотнённых пород (на участках гидротермального «промачивания»), в которых фор-

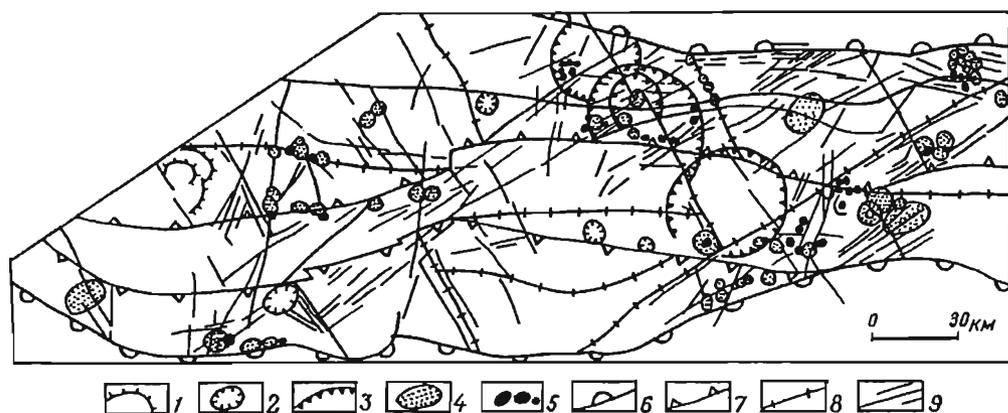


Рис. 9.

Карта дизъюнктивных и инъективных структур Западной Калбы (по данным геолого-геофизического картирования и морфометрического дешифрирования аэрокосмических снимков) (А.Ф. Коробейников, В.В. Масленников, А.М. Анищенко) 1-5 – инъективные малые кольцевые структуры (МКС): 1 – центры вулканизма и интрузивного магматизма субплатформенного этапа становления геосинклинально-складчатой области, Т₁, 2 – подводящие каналы гранитных интрузий батолитового типа, Р₂², 3 – центры интрузивного магматизма габбро-плагиогранитной формации С₃-Р₁, 4 – площади развития гидротермально-метасоматических пород – следы глубинных флюидных систем, 5 – рудно-метасоматические образования – продукты распада флюидно-метасоматических систем; 6 – глубинные разломы I порядка – границы золоторудно-платинометалльной металлогенической зоны; 7 – границы Чарско-Горностаевского поднятия – осевой зоны Чарского офиолитового пояса; 8 – региональные разломы II порядка – границы структурных блоков I порядка; 9 – региональные и локальные глубинные разломы III порядка, установленные при геологической съемке, региональных геофизических исследованиях, дешифрированных аэрокосмических снимков

мировались металлоносные углеродистые породы и комплексные золото-платиноидные проявления. Эти комплексные месторождения располагаются в крупных зонах гидротермального метасоматоза среди черносланцевых толщ карбона. Рудоносные черносланцевые толщи этих наложенных структур рифтогенного типа завершали офиолитовый разрез земной коры и, скорее всего, являются компенсационными вторичными синклиналями палеодиапира, длительно развившегося в Чарском офиолитовом поясе (горсте).

Выявленные комплексные месторождения относятся к крупным и рядовым рудным объектам. Они возникали благодаря совмещению в отдельных структурных блоках земной коры разновозрастных последовательных процессов седиментации, дислокаций, магматизма и метасоматизма на фоне длительно развивавшихся палеодиапиров (с нижнего палеозоя до мезозоя включительно) в зонах дегазации по глубинным расколам земной коры и верхней мантии [Коробейников, 1996; 1999а,б]. В результате сформировались крупные магмо-рудно-метасоматические палеоколонны в апикальных частях палеодиапиров вертикальной протяженнос-

тью более 7-15 км. Эти палеоколонны проявились на участках активного разуплотнения мантийно-корового вещества.

Пространственное совмещение в единых складчато-разрывных структурах гипербазит-базитовых и габбро-плагиогранитных интрузий общей магматической серии, наряду с активным проявлением глубинного метасоматизма (продуктов дегазации мантии), обеспечило образование больших объемов комплексных золото-платиноидных руд в черносланцевых горизонтах офиолитового разреза. Все эти интрузивы относятся к дунит-пироксенит-габбровой, габбро-диорит-диабазовой, габбро-плагиогранитной формациям и рассматриваются как продукты дифференциации и контаминации коровым материалом единой родоначальной базальтовой магмы. В позднеорогенный рифтогенный этап внедрились Калбинские редкометалльные граниты (P_1) батолитового типа. Завершился магматизм внедрением монцонит-сиенитов и послескладчатых даек долеритов (T_1).

Становление комплексного золото-платиноидного оруденения связано со становлением габбро-плагиогранитной интрузии – штоков и дайковых тел среди черносланцевых толщ [Коробейников и др., 1994; Коробейников, Масленников, 1994].

Сопоставление фоновых содержаний золота в гранитоидах, залегающих в черносланцевых толщах карбона Западной Калбы, Тянь-Шаня (Мурунтау, Букантау), кембрия Кузнецкого Алатау (Мартайга, Сарала), Восточного Саяна-Тывы (Амыло-Систигхемская рудно-магматическая зона), показало, что все петрографические разности гранитоидов характеризуются умеренными геохимическими показателями: $\bar{x}_{Au} = 3-6$ мг/т, $K_H \geq 1,7$, $V \geq 80\%$. Во всех “черносланцевых” регионах установлены альбитизированные и березитизированные, сульфидизированные гранитоиды штоков, даек, размещенных в бортах или на выклинивании офиолитовых поясов, с пониженными ($\bar{x} = 2-35$ мг/т, $K_H^{Au} = 0,9-0,6$) и повышенными ($\bar{x} = 3,8-7$ мг/т, $K_H^{Au} = 1,7-300$) средними содержаниями золота. Однако наиболее существенными геохимическими показателями потенциальной продуктивности габбро-плагиогранитных комплексов оказываются коэффициенты накопления и показатели вариации металла – $K_H^{Au} \geq 1,7$ и $V \geq 70-80\%$.

Рудовмещающие терригенно-вулканогенные породы в разных рудных полях подверглись региональному метаморфизму цеолитовой, пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций. Для них свойственны низкие (1,5-3 мг/т Au) и умеренные (3,1-6 мг/т Au) средние содержания золота и платиновых металлов (Pt, Pd 5; Os 0,2ч0,8 мг/т) в терригенных углеродистых образованиях, глубокая гидротермально-метасоматическая их проработка на участках рудных зон и нередкая пространственная ассоциация с офиолитами (Бого-Васильевское рудное поле).

В общей герцинской металлогенической зоне Западной Калбы выявлено 18 золоторудных полей, объединенных в три структурно-морфологические группы: 1) рудные поля с кварцево-жильным и штокверковым типами оруденения в терригенных, вулканогенных толщах карбона, в габбро-плагиогранитных интрузивах C_3-P_1 ; 2) рудные поля – минерализованные сульфидные зоны в углеродистых терригенных толщах карбона; 3) рудные поля комбинированного типа, включаю-

щие кварцевые жилы, штокверки и золото-платиноидно-пирит-арсенопиритовые минерализованные зоны в терригенных и вулканогенных толщах, в интрузивах (рудное поле Баладжал, находящееся в альбитизированном, березитизированном штоке габбро-диоритов и несущее вкрапленное золото-пирит-арсенопиритовое с Pt и Pd оруденение в березитах) (рис. 10).

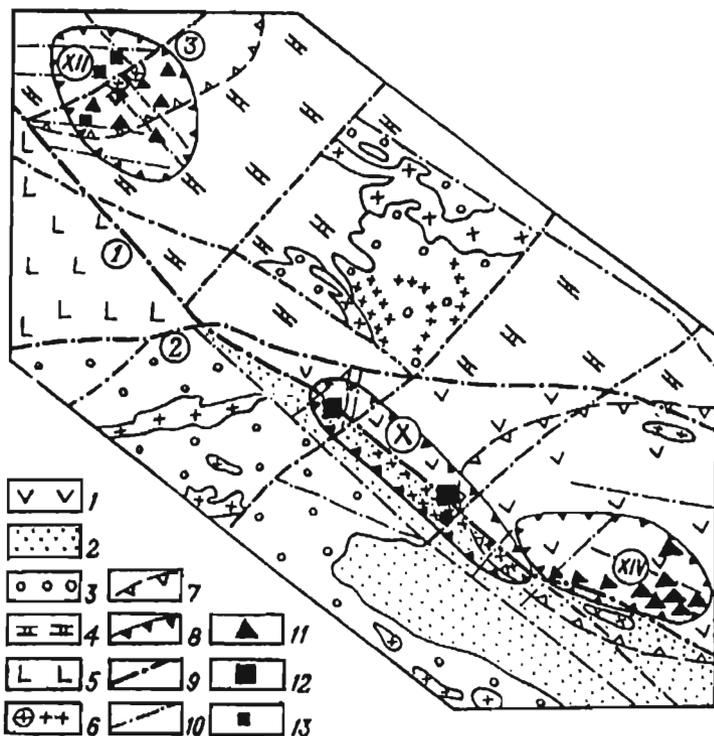


Рис. 10.

Геологоструктурная карта Акжал-Бок-Васильевского золоторудного района Западной Калмы (по В.В. Масленникову и А.Ф. Коробейникову)

Терригенно-вулканогенные образования карбона: 1 – эффузивы базальт-андезит-молассовой формации; 2 – углеродистые песчано-сланцевые толщи верхней части разреза прибрежно-морской молассовой формации; 3 – песчаниково-конгломеративные образования той же формации; 4 – породы карбонатно-кремнисто-диабазовой формации.

Интрузивные образования: 5 – гипербазиты серпентинизированные С₃; 6 – диориты, лампрофиры, альбитофиры, плагиограниты, плагиогранит-порфиры штоков и даек габбро-плагиогранитного комплекса С₃-Р₁; 7 – контуры скрытых на глубинах 0,5-3,8 км интрузивов; 8 – границы рудных полей; 9 – региональные разломы II порядка;

10 – локальные разрывы III порядка; 11 – золото-сульфидно-кварцевые жилы;

12 – месторождения комплексных жильно-штокверковых и вкрапленных золото-платиноидных руд; 13 – рудопроявления тех же типов руд. Х – Васильевское, XII – Акжалское, XIV – Боконское месторождения

Перечисленные типы рудных полей в вертикальном разрезе рудовмещающих терригенно-вулканогенных толщ карбона образуют три структурных яруса: нижний, представленный вкрапленно-сульфидными и кварцево-жильными рудными телами среди альбитизированных, березитизированных штоков габбро-диоритов, гранодиоритов (Акжалское и Баладжальское рудные поля); средний – вкрапленно-прожилковые рудные тела среди лиственитов в углеродистых алевролитах, аргиллитах, песчаниках (Бакырчикское, Васильевское, Миалинское, Джумбинское рудные поля) и верхний – жильно-штокверковые кварцево-сульфидные рудные тела среди сланцев и андезитобазальтов перекрывающих толщ верхнего карбона (рудное поле Боко).

Установлен единый генетический ряд месторождений, образующий протяженную на глубину магмо-рудно-метасоматическую колонну (снизу вверх): а) золото-березитовый тип – крупные зоны березитов с прожилково-вкрапленной золото-пирит-арсенопиритовой минерализацией в штоках габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов габбро-плаггиогранитной формации; зоны располагаются вблизи контактов со “слепыми” интрузивами (глубина 0,5-2 км); глубина формирования оруденения составляла 3,2-4 км; б) золото-кварцево-березитовый тип – кварцевые простые маломощные жилы с убогой сульфидной минерализацией в нижней части колонны, часто сопряженные с золото-березитовым типом руд; размещается в лиственитизированных-березитизированных песчаниках, алевролитах, диоритах вблизи “слепых” интрузивов (0-2 км); оруденение формировалось на глубинах 2,5-3,5 км от палеоэрозионной поверхности; в) золото-углеродисто-сульфидный тип – линейные кварцево-карбонатные штокверки и зоны прожилково-вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализации среди лиственитизированных углеродистых сланцев в крупных региональных разломах на расстоянии 3,5-4,5 км от кровли “слепых” гранитоидных интрузивов; продуктивная минерализация возникала на глубинах 1,2-2,7 км от палеоэрозионной поверхности; г) золото-кварцевый тип – сложные ветвящиеся кварцевые жилы, жильные зоны с убогой халькопирит-сфалерит-галенитовой минерализацией и с вкрапленной пирит-арсенопиритовой ассоциацией в околосильных березитах-лиственитах в корневых частях этих жильных зон; такие руды размещаются в верхней части колонны в трещинных зонах, оперяющих региональные разломы, они располагаются в 4-5 км от кровли “слепых” интрузивов и формировались на глубинах 0,6-1,5 км.

Рудно-метасоматическая зональность

Для рудных полей и месторождений свойственно развитие площадных метасоматитов пропилитовой, альбитит-калишпатитовой и березит-лиственитовой формаций умеренных глубин и сопряженных с ними продуктивных золото-платиноидно-сульфидных ассоциаций. В результате возникали крупные рудно-метасоматические колонны (рис. 11). В верхней части такой колонны, независимо от состава вмещающих пород, в березитах-лиственитах возника-

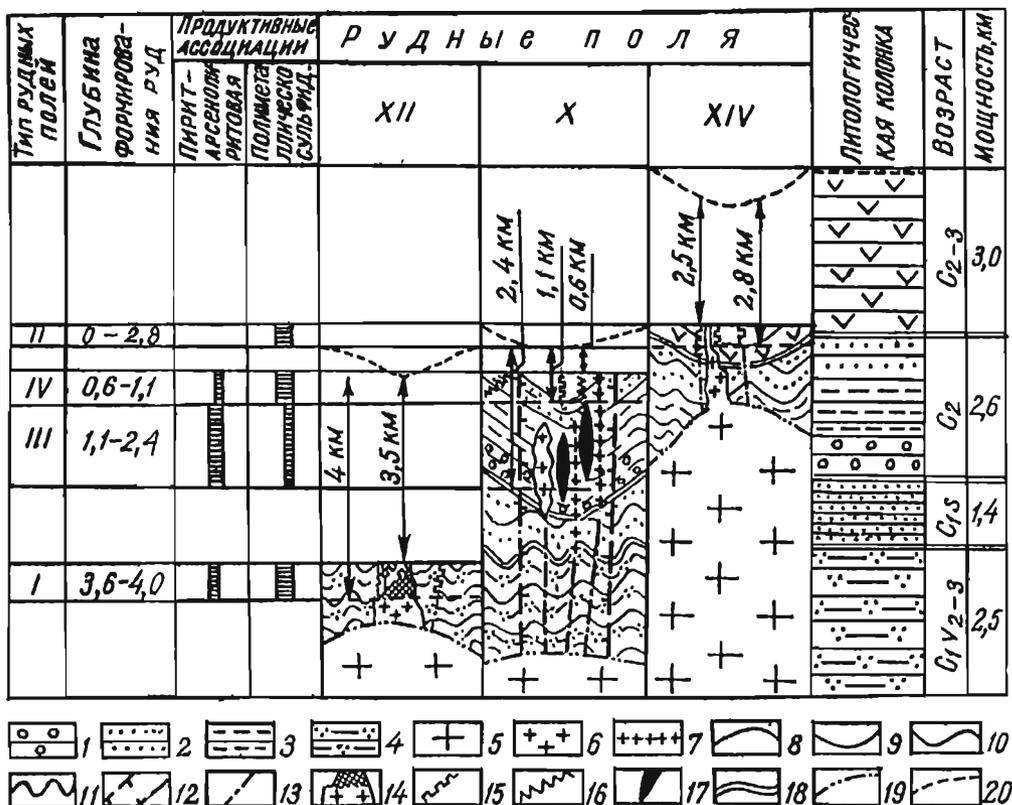


Рис. 11.

Схема структурной и рудно-формационной зональности Акжал-Боко-Васильевского рудного района

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты, аргиллиты, сланцы; 4 – кремнистые породы, яшмоиды, песчаники, алевролиты; 5 – скрытые на глубине интрузивы гранитоидов C₃; 6 – штоки габбро-плагиогранитовой формации (C₃); 7 – дайки той же формации; 8 – антиклинали II порядка; 9 – то же, синклинали; 10 – антиклинали III порядка; 11 – участки сложной складчатости; 12 – зоны региональных разломов; 13 – разломы II, III порядков; 14 – зоны золотоносных березитов; 15 – простые одиночные золото-кварцевые жилы; 16 – то же, сложноветвящиеся; 17 – зоны прожилково-вкрапленной золото-пирит-арсенопиритовой минерализации; 18 – границы между осадочными и вулканогенными формациями; 19 – границы кровли скрытых гранитоидных интрузивов; 20 – древняя эрозионная поверхность на период рудообразования

ли сложные ветвящиеся кварцевые жилы, жильные зоны во внешних карбонатных фациях метасоматитов. На глубине жилы переходят в штокверки среди березитов-лиственитов, а внизу они сменяются мощными зонами прожилково-вкрапленной, вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализации среди окварцованных березитов-лиственитов или подстилающих пропилитов и серпентинитов.

Эта рудно-метасоматическая зональность подтверждается зональным размещением минералов с разными свойствами и геохимической зональностью рудогенных элементов [Коробейников, 1992а,б, 1999а; Коробейников и др., 1989, 1990а; Додин, Коробейников, 1998].

Все месторождения Западной Калбы включают в себя следующие типы продуктивных минеральных ассоциаций: 1) золото-платиноидно-пирит-арсенопиритовую прожилково-вкрапленную в лиственитизированных углеродистых терригенных породах, в пропицитизированных вулканитах, в березитизированных диоритах, плагиогранитах; 2) золото-платиноидно-кварц-полиметаллическо-сульфидную (до 1-8% сульфидов) жильно-штокверковую в березитах-лиственитах; 3) карбонатно-кварц-антимонитовую прожилковую в лиственитах.

Они входят в общую золото-кварц-березит-лиственитовую рудную формацию. Золоторудные тела с платиноидами сложены кварцем, серицитом, анкеритом, доломитом, сидеритом, кальцитом (листвениты-березиты) с вкраплениями (0,5-8%) пирита, арсенопирита, редких пирротина, сфалерита, галенита, герсдорфита, блеклой руды, борнита, бурнонита, халькопирита, шеелита, антимонита, золота. Золоторудные месторождения представлены кварцевыми, кварцево-карбонатными убого- и малосульфидными жилами и штокверками; прожилково-вкрапленными сульфидными рудами, залегающими в штоках кунушского гранитоидного комплекса, дайках плагиогранитов, диорит-лампрофиров, в углеродистых аргиллитах, алевролитах, сланцах, песчаниках, конгломератах. В ряде рудных полей кварцевые жилы с глубиной переходят в прожилки, сменяются кварцево-сульфидными штокверками, а затем переходят в зоны минерализации с золото-пирит-арсенопиритовыми рудами. Нередко переход от одного типа руд к другому происходит на интервале 150 м по вертикали в общей рудно-метасоматической колонне. В то же время для Бакырчикского месторождения на протяжении 1,5 км по падению рудно-метасоматической зоны не отмечается подобной зональности в изменении минерального состава руд вкрапленного типа. Рудоносные метасоматиты слагают крупные пластово-линзовидные тела протяженностью в плане 3-8 км и мощностью 0,3-1,8 км в средней и верхней частях разреза терригенного карбона (C₁₋₂). Суммарная протяженность конкретных рудно-метасоматических зон на глубину достигает 1,8-2,8 км. В золоте обнаружены примеси (%): Hg (0,6-7), Ag (7-15,8), Cu, Pb(0,01-0,05), Fe, As (0,006), Se, Te (0,001). Постоянное присутствие ртути до 1-7% свидетельствует в пользу участия глубинных флюидных систем в формировании комплексных золото-платиноидных крупномасштабных месторождений жильно-штоквернового и вкрапленного типа [Коробейников, Масленников, 1994; Коробейников, 1999а].

В.А. Нарсеевым с соавторами [1992] в пирит-арсенопиритовых вкрапленных рудах Бакырчикского месторождения выявлены ассоциации тонкодисперсных интерметаллидов Pt-Au-Ni с никелистым золотом, буденитом, сульфоарсенидами никеля, пирита и углеродистого вещества.

Во всех изученных рудных полях выделены надрудные (Sb, Hg, Ba) околорудные (Cu, Pb, Zn, Bi, Te, As, Ag, Au), подрудные (V, Ni, Co, Cr, Ti, Mo, W, Be) геохимические ореолы. Из них наиболее важными оценочными элементами-индикаторами для комплексных руд оказались As, Ni, Cu, Cr, Ti, V. Ореолы этих элементов становятся более контрастными на нижних горизонтах рудно-метасоматических зон, где господствуют большеобъемные золото-платиноидно-сульфидные вкрапленно-прожилковые руды. В Боко-Васильевском рудном поле морфология геохимических аномалий Ba, Sb, Hg, Cu, Pb, Zn, Bi, Au, Ag, Ni, Co, V, Cr, Mo, W, Be отвечает субпластовой, струйчатой, линзовидной, секущей линейно-пластовой конфигурациям. Нередко отдельные геохимические аномалии прослеживаются непрерывно из блока в блок этой структурной зоны на 12 км через разделяющие их разрывы. В верхних частях структурных блоков, где развиты кварцево-сульфидные золото-платиноидные жилы в березитах-лиственитах, выявлены ореолы Pb, W, Mo, Ni, Co, Ti, Be. Все эти ореолы размещаются в верхней и средней частях рудоносного разреза в 100-300 м от эрозионной поверхности. Внизу этого разреза в Центральном структурном блоке отмечены аномалии I порядка As, W, Mo, Ni, Co, Ti, Be. Отдельные слабоконтрастные аномалии Ba, Sb, Se, Te проявились в верхней части данного разреза.

Распределение благородных металлов в метасоматитах и рудах

Терригенные углеродистые породы всех рудных полей Западной Калбы характеризуются умеренно-низким фоновым содержанием золота (от 1,8 до 3,9 мг/т). Лишь углеродистые породы из зоны дробления и милонитизации Боко-Васильевского рудного поля несут более высокие средние его содержания – до 6,1 мг/т. Фоновая золотоносность эффузивов разного состава оказалась близкой 1,9-3,3 мг/т Au, а габбро-диабазов 2,6-3,6 мг/т Au, серпентинизированных дунитов 3 мг/т Au. Лишь гранитоиды Кунушского комплекса (C_3-P_1) имеют более высокие значения средних содержаний Au: 3,8-4,3 мг/т. Напротив, сульфидизированные березиты-листвениты, вкрапленно-прожилковые пирит-арсенопиритовые и кварц-сульфидные жильно-штокверковые руды несут высокие концентрации золота – от 8 до 28 г/т и более. Из них самыми обогащенными этим металлом оказались кварцево-сульфидные жилы – до 18-28 г/т Au. Содержания МПГ в различных типах пород приведены в табл. 3.

Промышленно важные концентрации МПГ выявлены во вкрапленных пирит-арсенопиритовых ассоциациях в углеродистых алевролитах, лиственитах, березитах, серпентинитах и сульфидизированных сланцах – 1,1-16 г/т в среднем, а также в грави- и флотоконцентраатах этих руд – 0,4-8 г/т (см. табл. 3).

Итак, метасоматические процессы в рудных полях с черносланцевыми толщами в верхних и боковых частях офиолитового разреза приводили к ремобилизации Au, Pt, Pd, Os, Ir и оказались рудоподготовительными для комплексных месторождений благородных металлов. Однако на уровне формирования руд явления метасоматоза могли обеспечить лишь 25-30% металлов от общего их количества в сформированных здесь рудных зонах. Главная их масса привносилась в

Таблица 3

**Распределение платиновых металлов (г/т) в горных породах, рудах
золоторудных полей Западной Калбы в Северо-Восточном Казахстане**

Название горной породы, руды	число проб, п	Pt	Pd	Os	Ir	K_H^{Pt}	Pt/Pd
<i>Бакырчицкое рудное поле</i>							
Углеродистые алевролиты, С ₂	2	0,0001	0,0004	0,0005	-	1,0	2,0
Углеродистые алевропесчаники С ₂	2	0,0006	0,0002	0,0003	-	1,0	2,0
Вкрапленные пирит-арсенопиритовые руды	26	5,71	0,019	2,80	0,024	5710	300
Прожилково-вкрапленные сульфидные руды	14	3,19	0,275	0,002	3,10	3190	12
Гравиконцентрат вкрапленных руд	2	8,0	0,43	0,002	-	8000	18,6
Флотоконцентрат вкрапленных руд	2	7,4	0,02	7,912	-	7400	370
<i>Боко-Васильевское рудное поле</i>							
Алевролиты углеродистые, С ₁₋₂	11	0,0003	0,003	0,0004	-	1,0	1,0
Вкрапленные сульфидные руды в сланцах	11	16,0	2,21	8,20	16,0	1700	7,2
Серпентинит апогипербазитовый	2	-	-	0,04	-	-	-
Серпентинит с сульфидами	5	-	-	2,0	11,10	11000	-
Вкрапленные руды в лиственитах	5	1,1	0,117	-	-	1100	9,4
<i>Акжальское рудное поле</i>							
Серпентиниты	2	-	0,007	0,072	0,02	10	-
Березиты апогаббродиоритовые	2	-	0,0002	0,0002	12,10	121000	-
Кварц-сульфидные руды жилы Фунтовой	6	0,76	0,001	0,0006	-	760	760
<i>Костобе-Эспинское рудное поле</i>							
Углеродистые аргиллиты, С ₁₋₂	4	0,0005	0,0003	0,0003	-	1,0	1,5
Углеродистые алевролиты, С ₁₋₂	4	0,0006	0,0003	0,0005	-	1,0	2,0
Углеродистые песчаники, С ₂	3	0,0006	0,0003	0,0005	-	1,0	2,0
Вкрапленные сульфидные руды в аргиллитах	4	-	1,63	0,0004	-	1630	-
Вкрапленные сульфидные руды в алевролитах	5	-	0,237	0,001	-	237	-
Вкрапленные сульфидные руды в песчаниках	5	2,80	2,30	13,26	8,0	2800	1,2
<i>Рудное поле Джумба</i>							
Алевролиты углеродистые, С ₂	2	0,001	0,0003	0,0003	-	1,0	3,1
Листвениты по алевролитам с сульфидами	4	0,002	0,002	0,0002	12,7	12700	1,0
<i>Баладжальское рудное поле</i>							
Алевролиты углеродистые, С ₂	4	0,005	0,0003	0,0003	-	1,0	1,5
Габбро-диориты, С ₃ -Р ₁	5	0,001	0,0004	0,0005	-	1,0	2,2
Березиты габбродиоритовые с сульфидами	4	0,02	0,002	1,92	0,02	20	10
Пирит вкрапленных руд	2	4,0	-	-	-	1000	-

зоны локализации метасоматитов и руд глубинными гидротермами. При цеолитовой, пренит-пумпеллитовой, зеленосланцевой фациях регионального метаморфизма углеродистых терригенных пород ремобилизации благородных металлов происходить не могло, поскольку в породах этих ступеней метаморфизма и исходных породах определено близкое количество Au и МПГ – 3-5 мг/т. Незначительный разброс в средних содержаниях благородных металлов в ряде проб, скорее всего, обусловлен неодинаковым их содержанием в исходных породах.

На месторождениях Западной Калбы платиновые металлы размещаются зонально по отношению к Чарскому офиолитовому поясу [Коробейников и др., 1992]. В Боко-Васильевском, Акжальском рудных полях, расположенных в одной из ветвей этого офиолитового пояса, наиболее распространенными из платиноидов оказались Ir и Os – до 2-16 г/т. Наиболее богатые концентрации Os и Pt выявлены во вкрапленных золото-платиноидно-пирит-арсенопиритовых парагенезисах черносланцевых горизонтов верхней части офиолитового разреза: Os = 1,2-3,4 г/т, Pt = 4,4-47,6 г/т. Палладий установлен лишь в лиственизированных углеродистых алевролитах, аргиллитах, песчаниках самого удаленного (на 26 км) от офиолитового пояса Костобе-Эспинского структурного блока. Наиболее тугоплавкие Ir, Os более всего проявлены непосредственно в зонах метасоматоза и сульфидизации среди пород внутренней полосы, примыкающей непосредственно к офиолитовому поясу – Чарско-Горностаевскому поднятию (Акжальское и Боко-Васильевское рудные поля). Более легкоплавкие Pt, Pd, Rh чаще приурочены к внешней полосе, представленной наложенными синклиналиями с черносланцевыми толщами восточного борта внутригеосинклинального поднятия (Бакырчикское, Костобе-Эспинское, Миялинское рудные поля).

Рассчитанные суммарные ресурсы платиновых металлов изученных золото-рудных полей Западной Калбы составили около 1000 т по категориям P₂ и P₃. Из них в Бакырчикском рудном поле заключено свыше 500 т ресурсов МПГ.

В публикации М.С. Рафаиловича [2003] по платиноносности недр Казахстана прогнозные ресурсы черносланцевой формации в целом оцениваются в 800 т. Все это свидетельствует о том, что Бакырчикский рудный объект с комплексными золото-платиноидными рудами является крупнейшим в регионе.

ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ЖИЛЬНО-ШТОКВЕРКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В УГЛЕРОДИСТЫХ ТЕРРИГЕННО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩАХ ФАНЕРОЗОЯ

В данную группу комплексных месторождений благородных и редких металлов отнесены гигантское Мурунтау в Узбекистане, крупнообъемные Нежданинское, Наталкинское и Майское на Северо-Востоке России, Кумтор в Кыргызстане, Саралинское в Кузнецком Алатау, Олимпиадинское в Енисейском крыже, Воронцовское на Урале и другие рядовые рудные объекты.

Комплексное золото-платиноидное (нередко с редкими элементами) оруденение располагается в различных орогенно-рифтогенных структурах, в зонах тектоно-магматической активизации (ТМА) многих регионов России и зарубежья. Но наиболее крупные из них находятся в компенсационных терригенных или терригенно-вулканогенных синклиналиях (впадинах) с черносланцевыми горизонтами. Они возникали в бортах сводово-глыбовых поднятий складчатых поясов над продолжительно развивавшимися глубинными мантийно-коровыми палеодиапирями, в областях активного проявления объемного метасоматизма. Орогенные и рифтовые геодинамические обстановки оказывались благоприятными для формирования флюидонасыщенных металлоносных магм и гидротермальных палеосистем. Формирование месторождений обеспечивалось последовательными процессами седиментации, диагенеза, дислокаций, метаморфизма, магматизма и метасоматизма на фоне длительно развивавшихся мантийно-коровых палеодиapiroв под воздействием глубинных флюидных потоков (от границ внешнего ядра и нижней мантии) в зонах глубинных расколов земной коры и мантии. Во многих регионах проявились рудогенерирующие интрузии базит-гипербазит-плагиигранитных, диорит-гранодиорит-гранитных, монцонит-сиенит-гранитных интрузивных серий, их дайковых комплексов, а также вулcano-плутонических образований в зонах орогенеза, диапиризма и ТМА.

В последние десятилетия в ряде золоторудных, золото-серебряных месторождений жильного и штокверкового типов среди черносланцевых толщ фанерозоя выявлены комплексные золото-платиноидные и золото-редкометалльные продуктивные минерализации промышленного значения. Такие платиноносные комплексные руды установлены среди золото-кварцевой, золото-кварцево-сульфидной и золото-сульфидной рудных формаций, образованных магматогенными гидротермальными процессами. В этих месторождениях разного промышленного значения золото, серебро являются главными рудными компонентами, а платина, палладий, родий, иногда висмут, теллур, молибден, вольфрам, олово – попутными компонентами. Но иногда золото и платиновые металлы составляют главную ценность таких промышленных рудных объектов, при соотношении Au:МПГ в рудах 1:2-1:1.

Среди них выделяется закономерный ряд комплексных месторождений: от содержащих редкие металлы платиноидно-золоторудных (с Bi, Te, Se, Tl, иногда W, Mo, Pt, Pd), через золото-платиноидные и золото-платиноидно-редкометалльные (с Pt, Pd, Rh, W, Sn, Bi, Te, Se) к комплексным собственно золото-редкометалльно-редкоземельным (с Be, Ta, Nb, Sn, W, Mo, Zr, Bi, Te, La, Ce, Ga) объектам. Это расширяет наши представления о существовании возможных новых формационных и геолого-промышленных рядов золотых и комплексных золото-платиноидных, золото-платиноидно-редкометалльных, золото-платиноидно-редкометалльно-редкоземельных месторождений, формировавшихся в специфических геологических обстановках.

Однако достаточно надежной промышленной оценки выявленных комплексных рудных объектов пока еще не давалось, что задерживает их дальнейшее промышленное освоение.

Месторождение Мурунтау (Узбекистан)

Особенности геологического строения и рудоносности

Это месторождение с сопутствующими платиной и палладием является крупнейшим золоторудным объектом в черносланцевых формациях фанерозоя Кызылкумской металлогенической провинции.

Уникальная по запасам золота Кызылкумская провинция входит в состав Южно-Тяньшаньской складчатой области и характеризуется сокращенной мощностью земной коры (до 35 км), мозаичной гравимагнитной неоднородностью металлоносных блоков и высоким тепловым потоком (изотермы точки Кюри до 20 км) [Тальвирский, 1982; Арифлулов и др., 1994].

В пределах Кызылкумской металлогенической провинции, сложенной рифейскими вулканогенно-карбонатно-кремнистыми, кембро-ордовикскими углеродисто-терригенными породами повышенной золотоносности, развиты проявления золото-кварцевой, золото-сульфидной, серебро-золото-теллур-сульфосольной формаций, при участии скарново-магнетитового и редкометалльного оруденения на контактах гранитоидных интрузий C_3-P_1 [Арифлулов и др., 1994]. В регионе выделяется пять разновозрастных минеральных комплексов: 1) золото-силикатно-кварцевый (мурунтауский тип); 2) золото-сульфидный (даугызтауский тип); 3) золото-полисульфидный; 4) золото-серебро-сульфосольный; 5) золото-теллуридный. Рудовмещающие породы подвержены биотит-хлоритовой и мусковит-хлоритовой субфациям зеленосланцевой фации метаморфизма. Они прорваны роями даек по периферии месторождений и отдельными дайками сиенит-диорит-лампрофирового состава на флангах рудных полей. Регион приурочен к рифтогенной структуре, сформировавшейся в период заложения Урало-Монгольского складчатого пояса на коре океанического типа [Бухарин и др., 1989]. Вулканогенно-осадочные образования рифей-палеозойского возраста расчленяются на бесапанскую, тасказганскую, ауминзинскую свиты. Они вмещают промышленные месторождения Кокпатас, Окжетпес, Мурунтау, Мютенбай, Косманачи, Даугызтау, Высоковольтное, Ауминзатау.

Бесанская золотоносная толща мощностью 900-2500 м $O_{1-2}-S_1$ перекрывается карбонатными отложениями девона, а подстилается амфиболитами тасказганской, ауминзинской свит. Рудоносная толща имеет флишоидный облик и состоит из трех подсвит: нижней ("черный бесапан", O_{1-2}), черные и серые песчаники, алевролиты, гравелиты; средней ("пестрый бесапан", O_2-S_1) с ритмично переслаивающимися черными, серыми, зелеными алевролитами, метапелитами, известняками, туфами; верхней ("зеленый бесапан", S_1), образованный серицит-хлоритовыми сланцами с прослоями алевролитов и песчаников. Уникальное золотое оруденение Мурунтау с палладием и менее с платиной локализовано в терригенном разрезе с чередованием углеродистых алевролитов и песчаников. Это месторождение рассматривается как гигантский макроштокверк кварцево-сульфидных руд.

Тасказганская толща (свита) ϵ -V – мощностью 1300-1800 м сложена углеродисто-кремнистыми сланцами с прослоями битуминозных известняков и доломитов и несет ураново-золотую с платиной, паллдием минерализацию промышленного типа (рудное поле Ауминзатау).

Для Кызылкумского золотоносного блока характерен сиалический профиль земной коры. Но в отдельных его частях проявлялись рифтовые трогии с базитовым вулканизмом и возникали участки с корой переходного типа, т.е. фемически-салической. Здесь в краевых зонах с развитием ниже-среднепалеозойского основного вулканизма внедрялись тела габбро-гранодиорит-гранитовой формации, а в Центральных Кызылкумах – гранодиорит-гранитовой [Арифуров и др., 1994].

В рудоносных черносланцевых толщах проявились объемные процессы метаморфо-метасоматического преобразования терригенных пород в различных термоградиентных зонах гранитоидных плутонов. Дислокационный метаморфизм, сопровождавшийся кремнещелочным метасоматозом пород, приводил к формированию милонитов, углеродистых катаклазитов с кристаллобластическими пиритом, арсенопиритом и синкинематическими кварцевыми жилами.

Становление гранитоидов сопровождалось образованием объемных зональных полевошпат-кварцевых метасоматитов и связанных с ними пирит-пирротинных, золото-шеелит-кварцевых минеральных комплексов. В зонах кислотного выщелочивания среди кварц-альбитовых, кварц-калишпатовых метасоматитов с кварц-турмалиновыми обособлениями возникали березиты серицит-карбонат-пиритового состава с сопровождающими золото-пирит-арсенопиритовой, сфалерит-блеклорудной и серебро-сульфоантимонитовой вкрапленно-прожилковыми ассоциациями.

Породы рудовмещающего комплекса повсеместно содержат рассеянную послонную вкрапленность сульфидов. Ассоциации кристаллобластических выделений пирита, реже арсенопирита возникали одновременно с ранними сегрегациями кварца. Они несут убогое содержание золота. Кроме рассеянной формы сульфидной минерализации, в разрезе бесапанской свиты встречены тела золотоносных массивных и вкрапленных пирититов, линзы карбонатных, хлоритовых пород, связанных с субвулканическими эксгаляциями [Арифуров и др., 1994].

Платиноносность золоторудных месторождений

Вкрапленные золото-платиноидно-сульфидные руды промышленного типа в Западном Узбекистане установлены Б.Ф. Зленко, Н.П. Ермолаевым, А.В. Никифировым, В.А. Чиненовым, В.Л. Хорошиловым в герцинских складчатых структурах, содержащих черносланцевые горизонты кембрий-ордовик-силурийского возраста [Новые... типы..., 1992]. С 1989 по 1991 г.г. проводились дополнительные оценочные работы по изучению платиноносности рудных полей Мурунтау и Ауминзатау Л.И. Гурской [2000].

Месторождение Мурунтау

Это гигантское месторождение приурочено к нижнекембрийскому интервалу разреза черных сланцев и пачке алевролитов и сланцев, переходной от палеозоя к венду. Региональный метаморфизм пород соответствует низкой ступени зеленосланцевой фации, а углеродистое вещество представлено антраксолитами и графитом. Широко проявлены метасоматиты биотит-полевошпатового, хлорит-серицит-альбитового, углеродисто-серицитового, аргиллизитового состава.

Месторождение локализовано в линзовидной пачке (500 м) углеродистых алевросланцев “пестрого бесапана”. Рудное поле глубинными разломами разбито на три блока: Центральный приподнятый блок, Северный и Южный блоки, перекрытые верхним бесапаном и мезозойско-кайнозойскими отложениями (рис. 12).

Главное рудное тело представлено крупнообъемным кварцевым штокверком, возникшим вдоль разрывов, секущих терригенно-углеродистую толщу. Рудообразующие процессы протекали длительно – от динамометаморфизма до прогрессивного метаморфизма и метасоматоза, с образованием флогопит-калишпат-кварцевых метасоматитов, золото-шеелитовых и золото-кварцевых жил. Завершился процесс образованием серицит-кварцевых метасоматитов с вкрапленно-прожилковым золото-сульфидно-арсенидным оруденением. Ранние типы руд (золото-кварцевые жильные) находятся в крутопадающей тектонической зоне субширотного простирания, а поздние (вкрапленные золото-сульфидные) приурочены к полого-залегающей тектонической зоне северо-восточного простирания, совпадающей со сланцеватостью пород [Гурская, 2000]. Во всех типах руд золото мелкое самородное, сосредоточенное в жильном кварце (70%) и в прожилково-вкрапленных пирит-арсенопиритовых ассоциациях (30%), залегающих среди преобразованных углеродистых сланцев. Содержание углеродистого вещества в сланцах составляет 2,5-3,8%.

Ранние субпластовые рудные залежи сложены кварцем, альбитом, углеродистым веществом, пиритом, шеелитом, дисперсным в пирите золотом, иридием, палладием: 0,3-3 г/т Au, 0,01-1 %W, 0,01-0,8 г/т Ir, Pd. Поздние штокверковые руды представлены кварцем, альбитом, калишпатом, анкеритом, пиритом, галенитом, арсенопиритом, шеелитом, золотом, теллуридами золота-серебра, платиноидами, диспергированными в калаверите, милоните, углеродистом веществе, и более обогащены благородными металлами: 3-26 г/т Au, 0,5-3 Ir, 0,9-8 Pd, 0,2-4,2 г/т Os [Новые... типы..., 1992]. Рудовмещающие углеродистые пиритоносные алевролиты, аргиллиты также несут повышенное количество платиновых металлов: 0,3 г/т Pd, 0,3 Os, 0,6 г/т Pt. Золотоносные кварц-полевошпато-гидробиотитовые метасоматиты содержат до 5,1 г/т Pd, 3,5 Pt, 0,7 г/т Os, а графитистые тектониты – до 8,7 г/т Pd, 4,2 Os, 13,6 г/т Pt. Н.П. Ермолаев с соавторами [Новые ... типы ..., 1992] отмечают, что металлоносность высокоуглеродистых фаз более низкая, чем антраксолитов, графитов, обнаруженных в тонких сростках с серицитом, гидробиотитом, кварцем, адуляром: в 4 раза менее Au, в 5 раз – Os, в 2 раза – Pt, в 1,5 раза

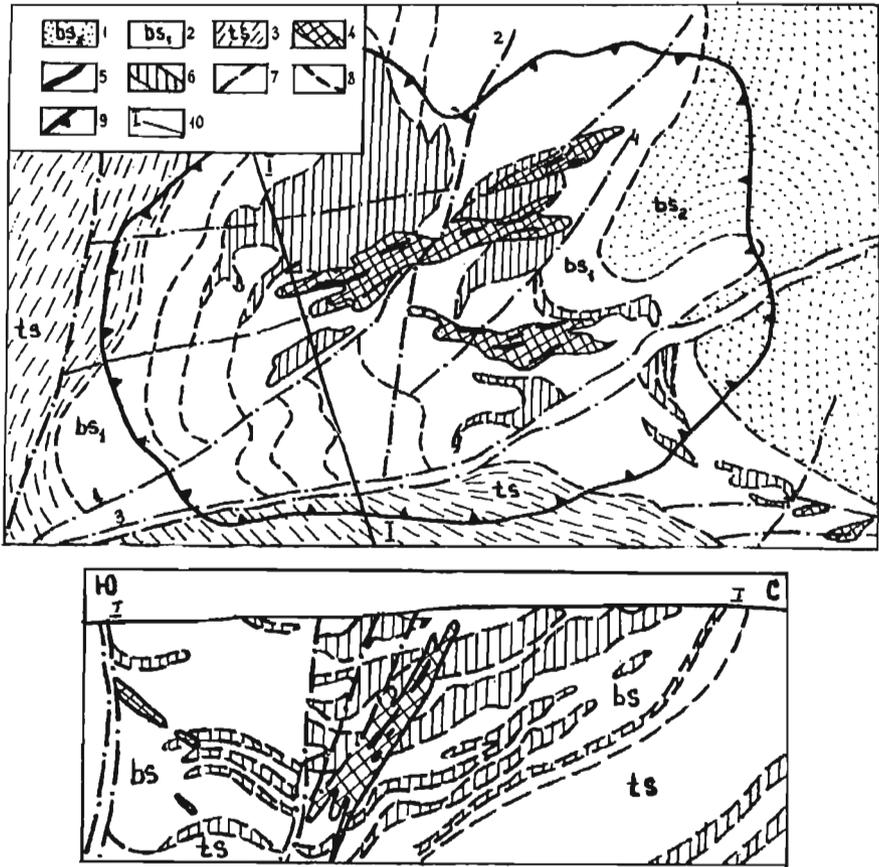


Рис. 12.

Схематическая геологическая карта и разрез золоторудного месторождения Мурунтау (составлена Л.И. Гурской по материалам ПГО «Кызылкумгеология», 1986 г.)

Рудоносная толща 1-3: 1, 2 –отложения бесапанской свиты (bs); 1 – верхняя (S_1) и средняя (O_2-S_1) подсвиты (черные, серые и зеленые алевросланцы (пестрый бесапан), известняки, алевролиты, туфы); 2 – нижняя ($O_{1,2}$) подсвита (черные, серые песчаники, гравелиты (черный бесапан)); 3 – тасказганская свита (ts), углеродистые кремнистые сланцы и черные алевролиты с прослоями известняков (R_1-C_1); 4-6 – рудные тела: 4 – крутопадающие, 5 – кварцево-жильные, 6 – прожилково-вкрапленные пологозалегающие; 7-8 – разломы: 7 – крутопадающие, 8 – пологозалегающие; 9 – контур карьера; 10 – линия разреза I-II

– Pd. Максимальные концентрации платиновых металлов выявлены лишь в осевой зоне штокверка, где установлены наиболее глубокие процессы перегруппировки рудного вещества.

Максимальное количество платиноидов, в основном, палладия, находится в пирите и самородном золоте. Х.Р. Рахматулаевым [1984] повышенные концентрации платиновых металлов установлены, кроме того, в галлуазите, гидроокис-

лах железа и марганца, а также определены микронные выделения самородного палладия в пирите. Он указывает, что количество золота возрастает при увеличении концентрации углерода в породах: от 0,06-0,15 г/т в слабоуглеродистых разностях до 1,5 г/т в высокоуглеродистых.

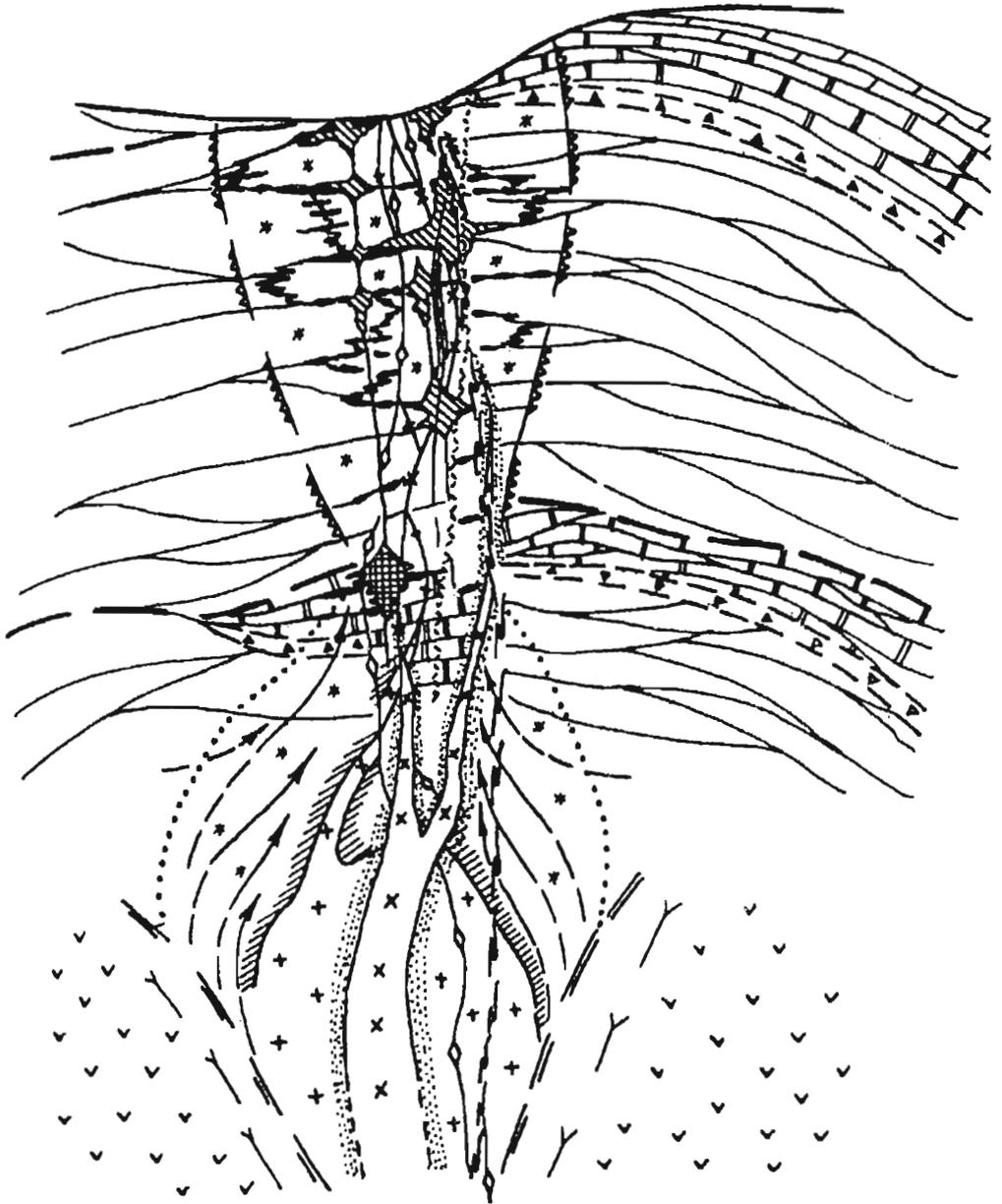
На месторождении Мурунтау выявлена рудно-метасоматическая зональность, которая проявлена неодинаково на разных его участках. Схема ее приведена на разрезе через месторождение Мурунтау, по Н.В. Котову и Л.Г. Порицкой [1991] (рис. 13). На схеме показана локализация рудоносных метасоматитов биотит-полевошпат-кварцевого состава контролировалась пологими зонами разрывов вверху структуры и крутопадающими сбросо-сдвигами внизу. Конфигурация продуктивного штокверка и его неоднородность определялись пологими разрывами на верхних горизонтах месторождения и крутопадающими – на нижних. Эти структурные особенности и определили закономерности проявления рудно-метасоматической зональности в крупной палеогидротермальной колонне.

Ч.Х. Ариффуловым, В.И. Романовым, Н.А. Вишневской [1994] предложена следующая модель формирования месторождения Мурунтау (рис. 14). Факторы, определяющие золото-кварцевый или золото-сульфидный рудно-формационный облик объекта, обусловлены глубинной обстановкой: симметрией теплового поля объемов гранитоидных масс, морфологией кровли батолитов, их уровнями по отношению к потенциально рудоносным комплексам пород.

Локализация объемных золотоносных метасоматитов биотит-полевошпат-кварцевого состава связана с многоэтапными деформациями. В тот же период локализовались поздние золотоносные ассоциации в крутопадающих трещинных структурах. Анализ температурного режима и фазового состояния минералообразующих флюидов (по газово-жидким включениям) свидетельствует о переходе восстановленной водородно-углеродной системе в окисленную углеродистую. Снижение температуры и многократная гетерогенизация флюидов с отделением углекислоты определяли отложение позднерудных ассоциаций золото-полисульфидного комплекса. Нарастание кислотности растворов приводило к большеобъемным преобразованиям пород, с возникновением биотит-полешпат-кварцевых ассоциаций, когда полностью или частями перерабатывались исходные минеральные комплексы.

Рудное поле Ауминзатау

Рудное поле сложено интенсивно дислоцированной вулканогенно-осадочной толщей рифей-палеозойского возраста, прорванной позднепалеозойской гранитоидной интрузией (C_1-P_1). Рудоносными оказались алевролиты и углеродистые сланцы, содержащие до 3,5% углерода и 5% вкрапленных сульфидов. Рудами золота являются сульфидные обособления и их вкрапленность в гидротермально измененных (березитизированных) углеродистых сланцах.



- 1 [Symbol: Horizontal lines with small squares]
- 2 [Symbol: Horizontal lines with small circles]
- 3 [Symbol: Horizontal lines with small triangles]
- 4 [Symbol: Horizontal lines with small diamonds]
- 5 [Symbol: Horizontal lines with small crosses]
- 6 [Symbol: Horizontal lines with small stars]
- 7 [Symbol: Horizontal lines with small dots]
- 8 [Symbol: Horizontal lines with small asterisks]
- 9 [Symbol: Horizontal lines with small pluses]
- 10 [Symbol: Horizontal lines with small crosses]
- 11 [Symbol: Horizontal lines with small triangles]
- 12 [Symbol: Horizontal lines with small circles]
- 13 [Symbol: Horizontal lines with small triangles]
- 14 [Symbol: Horizontal lines with small diamonds]
- 15 [Symbol: Horizontal lines with small crosses]
- 16 [Symbol: Horizontal lines with small stars]
- 17 [Symbol: Horizontal lines with small dots]
- 18 [Symbol: Horizontal lines with small asterisks]
- 19 [Symbol: Horizontal lines with small pluses]
- 20 [Symbol: Horizontal lines with small crosses]

Исследованиями Л.И. Гурской [2000] показано, что золото-сульфидные ассоциации несут промышленно значимые концентрации платины (до 10 г/т). МПГ обычно ассоциируют с золотоносным пиритом ранних генераций. На площади рудного поля платиноиды распределены крайне неравномерно: их содержания на отдельных участках рудных тел варьируют от сотых-тысячных долей грамма на тонну руды до 20 г/т (амфиболиты).

Подсчет прогнозных ресурсов МПГ для этих крупнейших золоторудных объектов не выполнялся. Однако общие металлогенические и геохимические особенности этих золотоносных регионов и имеющиеся сведения о промышленно значимой платиноносности отдельных блоков золоторудных зон и тел позволяют прогнозировать эти рудные поля как весьма перспективные на МПГ.

Нежданинское месторождение (Россия)

Географические координаты: 139°05' в.д. и 65°35' с.ш.

Геологические особенности и рудоносность

Крупнейшее на Северо-Востоке России Нежданинское месторождение расположено в Якутии, в южной части Верхоянского складчатого пояса, среди верхнепалеозойских терригенных отложений Дыбинской антиклинали (рис. 15). Рудное поле находится среди песчанико-сланцевых нижнепермских пород. Они входят в состав дхуптагинской и дыбинской свит. Первая представлена черными алевролитами мощностью 600 м, а вторая – углистыми аргиллитами мощностью 800 м. На востоке они перекрываются грубозернистыми алевропсаммитовыми отложениями мекеченской свиты верхней перми [Алпатов и др., 2002]. Рудоносные черносланцевые толщи образуют крупную рифтогенную зону протяженностью 15 км

Рис. 13.

Схематический разрез через месторождение Мурунтау (Котов, Порицкая, 1991)

1-4 – вмещающие породы: 1 – битуминозные доломиты, D₁; 2 – карбонатные, C₂; 3 – терригенная черносланцевая толща, O-S; 4 – псевдоколлонгломераты; 5, 6 – позднеколлизонные гранитоиды и дайки, C₃-P₁; 5 – ранние магматиты, а – порфириовидные гранодиориты-адамеллиты I интрузивной фазы, б – связанные с ними ранние гранитоидные дайки, в – дайки кварцевых диоритов-спессартитов; 6 – поздние магматиты: а – турмалинсодержащие граниты II фазы, б – связанные с ними внутрирудные гранитоидные дайки; 7 – роговики; 8 – пятнистые узловатые сланцы; 9-14 – кварцевые жилы и связанные с ними метасоматиты: 9 – кварцевые жилы I генерации – линзовидные, чаще пологие, и биотит-двуполевошпатовые метасоматиты I, 10 – кварцевые жилы II генерации – «стержневые», секущие, часто «встроенные» в ранние пологие зоны разрывов; 11 – кварц-серицит-хлорит-альбитовые метасоматиты II; 12 – кварц-доломит-анкеритовые жилы; 13 – кварцевые жилы III генерации и углеродистые серицитовые метасоматиты; 14 – жильные аргиллизиты; 15 – контуры распространения метасоматитов разных типов; 16, 17 – разломы разного масштаба; 18 – направления движения металлоносных растворов; 19 – базальтовый слой земной коры; 20 – условные границы троговой области

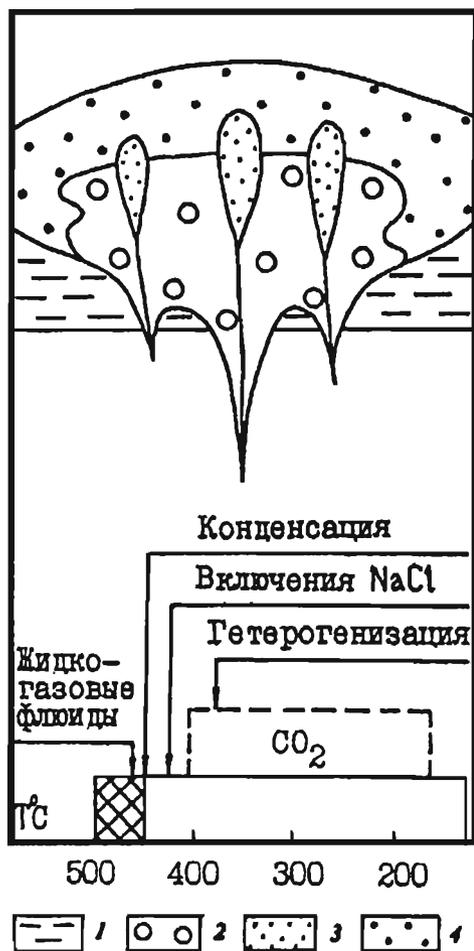


Рис. 14.

Принципиальная схема зональности и температурный режим формирования Мурунтауского штокверка (Арифулов и др., 1994)

- 1 – сульфидоносные углеродистые породы;
- 2 – совмещенный ореол зоны выщелачивания и сопряженного осаднения (золото-кварцевый штокверк);
- 3 – ореол позднерудного сульфоантимонит-полисульфидного комплекса;
- 4 – рассеянная полисульфидная минерализация

при ширине 4 км. В пределах рудного поля проявились два интрузивных комплекса: гранит-гранодиоритовый раннемезозойский и габбро-диоритовый позднемеловой, а также комплексы даек диорит-лампрофирового состава.

Нежданинское месторождение расположено в меридиональном вытянутом горстообразном блоке, осложняющем свод крупной антиклинальной структуры. На восточном фланге данный блок ограничен Главным разломом, а на западе – Пограничным. Они относятся к ветвям Продольного глубинного разлома фундамента, проявленного в складчатых структурах верхнего терригенного комплекса перми [Силичев, 1970]. В горсте развита серия разрывов Нежданинской системы (см. рис. 15). Одноименное рудное поле охватывает Западную и Восточную структурные зоны. Границей служит Продольный разлом, по которому Западный блок приподнят на 2 км. Структурные особенности Нежданинского месторождения связаны с его локализацией на участке пересечения разноориентированных систем разрывов, связанных с региональными разломами. Выделены субмеридиональная Нежданинская, субширотная Курумская, северо-западная Сетаньинская системы разрывов [Алпатов и др., 2002]. Помимо разрывов Нежданинской системы и Поперечных зон трещиноватости, на площади месторождения широко проявлены трещины отрыва северо-западного простирания субвертикального падения. Эти трещины группируются в непротяженные зоны, кулисы и несут жилы раннего безрудного кварца.

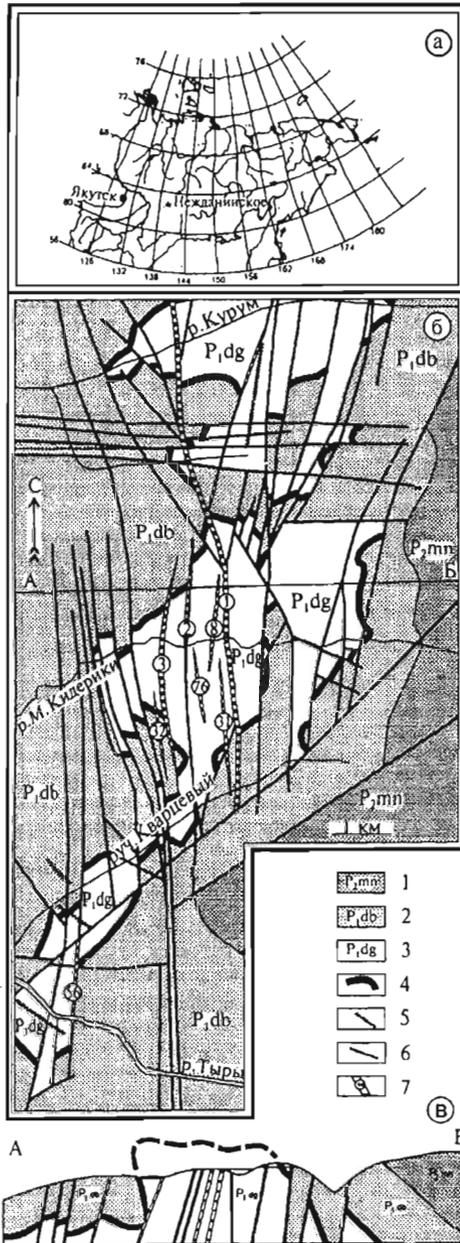


Рис. 15.

Географическое положение (а) и геологическая схема Нежданнинского рудного поля (б) с разрезом по линии АБ (в) (Алпатов и др., 2002)

1 – верхняя пермь, менченская свита, углеродистые песчаники, алевролиты;
 2 – нижняя пермь, дыбинская свита, углеродистые песчаники, алевролиты, аргиллиты углеродистые;
 3 – нижняя пермь, дзуптагинская свита, углеродистые алевролиты, песчаники;
 4 – маркирующий слой песчаников; 5 – дайки; 6 – разрывы; 7 – рудные тела и их номера

Рудовмещающими являются пачки нижнепермских углеродистых алевролитов, регионально метаморфизированных в условиях пренит-пумпеллиитовой и до начальной ступени зеленосланцевой фации. Пачка I находится в основании разреза и имеет мощность 1500 м. Она сложена черными алевролитами с прослоями, линзами песчаников мощностью в первые сантиметры. Содержание углисто-го вещества в породах не превышает 6%, а карбонатов – 10%. Количество рассеянного диагенетического пирита I достигает 1-3%. Пачка II, мощностью 80 м, представлена чередующимися слоями или линзами грубоплитчатых алевролитов и мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников с характерными текстурами взмучивания. Пачка III выполнена толщиной углисто-глинистых сланцев и аргиллитов суммарной мощностью 800 м.

Осадочные породы прорваны Курумским штоком гранодиоритов и группой Гельдинских штоков диоритового состава. Курумский шток находится в 7 км северо-восточнее месторождения и сложен биотитовыми гранодиоритами, реже гранитами. Абсолютный возраст пород штока определен в 118 млн. лет [Силичев, 1970]. Гельдинская группа штоков включает 13 интрузивных тел в 8 км южнее Нежданинского месторождения. Они представлены оливинсодержащими габбро, габбро-диоритами, диоритами, реже гранодиоритами. Преобладают авгитовые диориты. Абсолютный возраст диоритовых штоков составил 52-75,5 млн. лет. На площади месторождения установлено более 20 даек диоритовых порфириров, керсантитов, спессартитов мощностью до 10 м и протяженностью до первых километров, субвертикального падения и запад-северо-западного (320°) простирания.

На месторождении выявлено более 50 рудных тел разной промышленной значимости. Морфологически они представлены: простыми жилами кварц-сульфидного состава с повышенными содержаниями золота, но небольшой мощности и протяженности; штокверковыми зонами с кварцево-жильно-прожилковым оруденением и изменчивым содержанием металла; зонами тектонитов или минерализованными зонами дробления в разрывах Нежданинской системы, с вкрапленным и жильно-прожилковым оруденением комбинированного типа. Они имеют большую мощность (50-70 м) и протяженность (до 7 км) по латерали и вертикали (до 2 км), но невысокое содержание золота [Алпатов и др., 2002].

Метасоматические и минеральные ассоциации рудных тел

Золотому оруденению предшествовали: 1) региональный метаморфизм терригенных пород филлитовой фации; 2) динамометаморфизм в зонах сдвига, с образованием динамосланцев и кальцит-хлорит-кварцевых жил; 3) дорудная березитизация терригенных и интрузивных пород; 4) автосоматоз пропилитового типа (кальцит-хлоритового состава) пород даек (габбро-диоритов, лампрофиров, диоритов). Оруденение формировалось в два этапа: золоторудный и серебро-полиметаллический [Алпатов и др., 2002; Гамянин и др., 2001]. Выделяются

следующие минеральные ассоциации: метасоматическая березитовая арсенопирит-пирит-кварц-карбонат-альбит-серицитовая; жильно-метасоматическая шеелит-пирит-арсенопирит-анкерит-кварцевая; золото-халькопирит-галенит-сфалеритовая; золото-сульфосольно-доломитовая; халькостибит-антимонитовая. В серебро-полиметаллический этап отлагались золото-полиметаллически-сульфосольно-карбонатная, гидрослюдисто-диккитовая ассоциации. С процессами окислительной березитизации пород связано вкрапленное оруденение, образующее зональные ореолы [Алпатов и др., 2002].

Вкрапленные руды в березитах сложены пиритом-I, призматическим арсенопиритом-I, реже пирротином-I в ассоциации с кварцем, доломитом, магнетитом, фенгитом, альбитом, золотом. Жильные руды представлены кварцем с пиритом, арсенопиритом, шеелитом, анкеритом (до 85-95 объема жильной массы) или кварцем с вкрапленностью и гнездами сфалерита, галенита, халькопирита, арсенопирита, пирита, реже тараэдрита, теннантита, буланжерита, джемсонита, фальхманита, бурнонита, пирротина II, фрейбергита, арсеносульванита, занбергита, германита, геокронита, плагионита, зелигманита, штормейерита, фаматинита, пиритогирита, золота. Количество сульфидов и сульфосолей обычно не превышает 3-5% от общего объема руд. Золото в рудах мелкое: доля золотин 1 мм и крупнее не превышает первых процентов, и средний их размер составляет 0,1-0,25 мм, в оперяющих жилах – 0,5 мм. Пробы его – 700-720‰. Большинство золотин находится в сростании с сульфидами, реже с кварцем с арсенопиритом, пиритом, в которых золото образует просечки, нарастания на гранях их кристаллов или в виде цемента их катаклазированных агрегатов, а также в сростании с поздними сульфидами и сульфосолями.

Халькостибит-антимонит-кварцевая заключительная ассоциация образует жилы, прожилки, линзы, рассекающие ранние кварцевые жилы и вмещающие их березиты.

На месторождении достаточно отчетливо проявилась вертикальная геохимическая зональность (снизу-вверх): $Zn \rightarrow Co \rightarrow Ni \rightarrow Cu \rightarrow Cr \rightarrow Pb \rightarrow Ag \rightarrow Bi \rightarrow Te \rightarrow Hg \rightarrow Sb$.

Золото и платиновые металлы в метасоматитах и рудах

Метасоматиты разных зон колонки березитов несут от 0,01-0,1 г/т Au во внешней зоне до 0,5-1 г/т Au во внутренней. Березиты, образованные по осадочным породам, в 1,5 раза обогащены Au по сравнению с метасоматитами по магматическим образованиям. Основными носителями этого металла здесь являются пирит-II, пирротин, содержащие от 1 до 20 г/т Au. Золотоносность пирита-II из тыловых зон березитов в 3-5 раз выше таковой в пиритах-II внешних зон. Более высокие содержания Au (≥ 100 г/т) свойственны призматическим и игольчатым арсенопиритам. Жилы и жильные зоны отличаются повышенными (> 5 г/т Au) содержаниями золота по сравнению с вкрапленными (2-4 г/т Au), а комбиниро-

ванные руды несут 4-7 г/т Au. На участках рудных зон, где локализованы стержневые кварцевые жилы или зоны прожилкования, содержания Au достигают значений 7-10 г/т и более [Алпатов и др., 2002].

По инициативе А.Ф. Коробейникова [1999а] была исследована платиноносность вкрапленных пирит-арсенопиритовых и жильных кварц-золото-сульфидных руд, окружающих метасоматитов и углеродистых сланцев (рис. 16).

В исходных углеродистых алевролитах фоновое содержание МПГ составило 11,5 мг/т Pt и 8,3 г/т Pd. Напротив, апоалевролитовые дорудные березиты несут

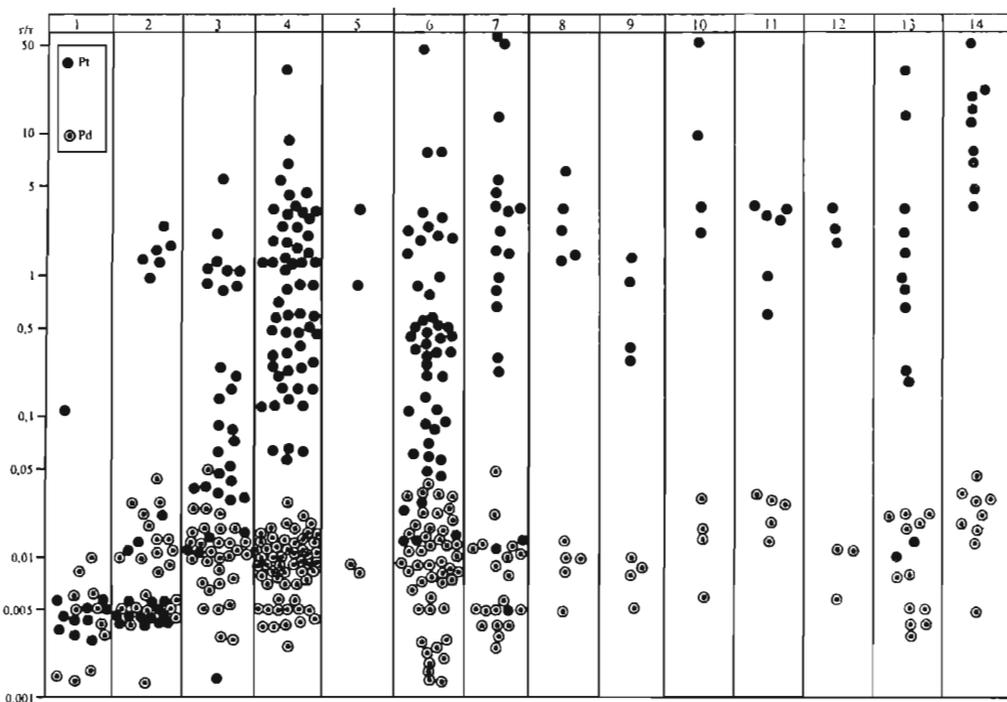


Рис. 16.

Распределение платиновых металлов в рудовещающих неизмененных углеродистых алевролитах, аргиллитах, песчаниках, сланцах и габбро-диоритах, диоритах, лампрофирах, в их сульфидизированных и березитизированных разностях, во вкрапленных и кварцево-жильных рудах Нежданинского месторождения

1 – неизмененные углеродистые алевролиты, аргиллиты, сланцы, песчаники углеродистые, габбро-диориты, диориты, лампрофиры с пиритом, арсенопиритом; 2 – березиты аподиоритовые; 3 – березиты аполанцевые с пиритом и арсенопиритом; 4 – сульфидизированные сланцы; 5 – сульфидизированные диориты; 6 – вкрапленные пирит-арсенопиритовые руды; 7 – жильные кварцево-сульфидные руды; 8 – пирит вкрапленных руд; 9 – пирит кварцево-сульфидных жил; 10 – арсенопирит вкрапленных руд; 11 – арсенопирит кварцевых жил; 12 – агрегаты пирита, арсенопирита, сфалерита, галенита вкрапленных руд; 13 – агрегат сульфидов кварцево-сульфидных жил; 14 – агрегат сульфидов гравиконцентратов разных типов руд

51,5 мг/т Pt и 12,5 мг/т Pd, а околорудные (рудосопровождающие) березиты – 147 мг/т Pt и 14,9 мг/т Pd. При этом березиты тыловой зоны метасоматической колонки обогащены Pt до 510-5600 мг/т. Березиты с кварцево-сульфидными прожилками имеют содержания Pt от 1360 до 2090 мг/т, а палладия – всего 6,4 и 8,3 мг/т (см. рис. 16).

Прожилково-вкрапленные пирит-арсенопиритовые руды в березитизированных углеродистых алевролитах характеризуются умеренными концентрациями платины в пределах 1,1-9,1 г/т. Сульфидизированные углеродистые песчаники несут всего 0,035 г/т Pt, а сульфидизированные диориты – 3,4 г/т Pt. Аномально повышенные содержания Pt определены в кварц-золото-сульфидных прожилках – до 36,6 г/т. Жильные кварц-золото-сульфидные руды характеризуются более значимыми концентрациями Pt – до 58 г/т. Однако и в этих типах золотых руд имеются пробы с содержаниями всего 0,01-0,95 г/т Pt (см. рис. 16).

Средние содержания платины в прожилково-вкрапленных золото-пирит-арсенопиритовых рудах составляют от 1,36 до 6,15 г/т, а для кварц-золото-сульфидных жильных руд содержания Pt варьируют от 0,65 до 27,2 г/т [Коробейников, 1999а; Коробейников и др., 1999; Алпатов и др., 2002].

Неодинаковое количество платины выявлено во внешних и внутренних зонах метасоматических березитов: во внешних зонах содержания составляют 0,15-0,58 г/т, а во внутренних – 0,51-5,6 г/т. Во внутренних зонах отмечаются аномальные содержания Pt до 36 г/т, а около тектонических швов при обычных содержаниях 2-7 г/т появляются аномальные концентрации до 49 г/т Pt.

Содержания палладия в метасоматитах и в разных типах руд незначительное – от 5,8 до 42 мг/т.

По данным В.И. Гончарова [Гончаров и др., 1995], в рудной зоне №8 Нежданнинского месторождения средние содержания платины (7 проб) составили 3,79 г/т, а палладия – 0,44 г/т. По информации Н.И. Горячкина [Горячкин и др., 1999], метасоматические руды несут 2,9 г/т Pt, а штокверковые – 2 г/т.

Выполненные В.В. Алпатовым, Г.Н. Гамяниным, А.Ф. Коробейниковым контрольные определения 21 пробы метасоматических вкрапленных и жильных руд Нежданнинского месторождения атомно-эмиссионным методом с использованием оптического спектрометра с индуктивно связанной плазмой в ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) подтвердили многочисленные ранние определения Pt инверсионно-вольтамперметрическим методом в геолого-аналитическом центре “Золото-платина” Томского политехнического университета [Коробейников, 1999а; Коробейников и др., 1999; Алпатов и др., 2002]. Для метасоматических руд получены интервалы содержаний Pt 0,03-5,1 г/т, а для жильных – 0,05-25,8 г/т.

Для определения возможной формы нахождения платины в рудах были исследованы гравитационные концентраты в метасоматических и жильных рудах (см. рис. 16). В различных фракциях вкрапленных метасоматических руд, содержащих до 80% пирита и 20% арсенопирита (фракции +0,25...0,071) содержания платины составили 5,41-20,9 г/т, при среднем значении 20,03 г/т.

В кварцево-золото-сульфидных рудах с арсенопиритом (60%), пиритом (30%), галенитом, сфалеритом, сульфосолями (10%), во фракциях проб +0,5...-0,071, содержится 3,77-52 г/т Pt, при среднем значении 16,8 г/т.

Максимальные содержания платины приходятся на класс размерностью менее 0,071 мм. Это свидетельствует о господстве в рудах и концентратах мельчайших самостоятельных фаз платины.

Для определения роли основных сульфидов – пирита и арсенопирита – в концентрировании платины и палладия в рудах разного типа были проанализированы на МПГ монофракции этих минералов. Результаты таковы: пирит вкрапленных метасоматических руд содержит 1,4-6,0 г/т Pt и 0,008-0,14 г/т Pd, арсенопирит этих руд – 0,48-3,64 г/т Pt и 0,01-0,033 Pd.

Пирит жильных руд – 1,58 г/т Pt, 0,005 г/т Pd, а арсенопирит – 2,45-52,8 г/т Pt и 0,006-0,033 Pd. Концентрации палладия в арсенопиритах в 2 раза превышают таковые в пиритах этих комплексных руд.

Отношения Pt к Pd в рассматриваемых типах руд Нежданинского месторождения составляют от 2 до 11600. При этом вкрапленные, прожилково-вкрапленные золото-пирит-арсенопиритовые ассоциации имеют умеренные значения этого геохимического показателя (54569) по сравнению с контрастно повышенными значениями для кварц-золото-сульфидных типов (211600). В пиритах и арсенопиритах этих руд данные геохимические показатели варьируют от 101 до 750 для пиритов и от 110 до 8800 для арсенопиритов.

Анализ корреляционных связей Pt и Pd с рудогенными компонентами в оклорудных березитах кварц-карбонатно-серицитовой фации (без существенных примесей сульфидов) показал: для Pt с W-Au-As-Cu-Sn-Ag-Sb-Pb выявляются умеренно-устойчивые, а с Cr, Co, Ni – неустойчиво-слабые значения корреляционных коэффициентов. Напротив, для Pd выявлены слабые корреляционные связи со всеми этими элементами. Отмечается незначительная корреляционная связь Au с Pt, Pd и As в березитах с наложенной жильно-прожилковой минерализацией. Установленная связь между Pt и As в метасоматических вкрапленных золото-сульфидных рудах позволяет прогнозировать арсенидные минеральные формы Pt, прежде всего в виде сперрилита. В самородном золоте из разных типов руд установлены концентрации платины до 110 г/т. Отмечается тенденция возрастания содержания платины в самородном золоте с глубиной.

Итак, выполненные исследования платиноносности золотых руд Нежданинского месторождения показали, что данный объект следует рассматривать как крупный комплексный золото-платиновый, что по крайней мере вдвое увеличивает его промышленную ценность.

Комплексное оруденение благородных металлов Нежданинского типа сходно с подобным оруденением сухоложского и бакырчикского типов. Объекты характеризуются: а) рифтогенными региональными рудоконтролирующими структурами среди металлоносных углеродистых терригенных толщ низких ступеней регионального метоморфизма – пренит-пумпеллитовой до начально-зеленосланце-

вой; б) дислоцированными интенсивно флишоидными углеродистыми терригенными образованиями с образованием металлоносных тектонитов особого типа; в) приуроченностью рудоносных тощ к горсто-грабеновым структурам (компенсационным наложенным синклиналям в зонах развития мантийно-коровых палеодиапиров), осложненным пересекающимися системами разрывов и зон трещиноватости; г) развитием вскрытых эрозией или скрытых гранитоидных интрузий повышенной основности с дайковыми сериями диорит-лампрофирового ряда; д) проявлением своеобразных кольцевых структур малых размеров (от 5 до 60 км в диаметре), отражающих глубинные области разуплотнения пород над палеодиапирами (зоны гранитизации, магматизма и метасоматизма); е) длительностью развития и мобильностью рудоконтролирующих структур – горстов, впадин, кольцевых структур, глубинных разломов; ж) наличием в рудных полях, зонах проницаемости для глубинных флюидов разрывных структур – мантийно-коровых расколов; з) формированием большеобъемных зон внутрикорового метасоматоза; и) наложением неоднократно проявленной продуктивной рудно-метасоматической минерализации с Au и МППГ; к) проявлением большеобъемных минералогических и геохимических ореолов в зонах площадного метасоматоза.

Наталкинское месторождение (Россия)

В последние годы в золотых рудах этого месторождения были выявлены промышленно значимые содержания металлов платиновой группы: до 0,5-33,7 г/т [Ворошин и др., 1995; Гончаров и др., 1995].

Месторождение находится в Яно-Колымском золотоносном поясе, располагаясь в периферийной части Аян-Юрхского антиклинория, в зоне Тенькинского разлома, отделяющего этот антиклинорий от Верхне-Индибирского синклинория. Омчакский рудный узел, в котором находится Наталкинское месторождение, сложен осадочными породами верхоянского комплекса карбона–перми–юры. Рудные зоны в пределах Тенькинского разлома протягиваются на десятки км и локализованы в нижнепермских терригенных углеродистых отложениях. Содержание $C_{орг}$ в породах достигает 2-5%, а CO_2 редко превышает 2%, и только в слоях с повышенной известковистостью достигает 20%, количество Al_2O_3 находится в пределах 16%, а отношение K_2O/Na_2O приближается к единице. Во всех терригенных породах отмечается вкрапленность пирита и пирротина до 0,5%. Породы метаморфизованы в условиях низкотемпературных фаций.

В пределах месторождения развиты дайки спессартитов и риолитов, ориентированные вдоль разлома и параллельно рудным зонам. Мощность даек достигает 0,2-15 м, а протяженность – до сотен метров, на глубину дайки прослежены до 900 м. Дайки спессартитов пересекаются риолитами и прорывают жилы хлорит-карбонат-кварцевого состава. Возраст спессартитов, определенный калий-аргоновым методом Л.В.Фирсовым, составляет $150 \pm$ млн. лет.

Структура месторождения представляет Z-образную разломную зону рифтогенного типа протяженностью 13 км в приподнятом блоке Омчакской грабен-синклинали. Объемная фигура Z-образной трещинной системы образована эшелонированными системами сдвигов. Основной объем промышленных руд сосредоточен в области перехода от структур растяжения к структурам сжатия [Ворошин и др., 1995]. Рудные зоны сложены кварцевыми жилами и прожилками. Мощность зон прожилкования, связанных со стержневыми трещинами, достигает 5-10 м. В плане рудные зоны образуют пучок протяженностью 5 км и шириной 100-200 м на северо-западе, 400 м в центре и 600 м на юго-востоке рудоносной площади. Нередко осевая часть зоны слагается кварцевой жилой, затем сменяется пучком кварцевых прожилков, а с периферии располагаются сульфидоносные альбит-кальшпатовые и березитовые метасоматиты.

Вещественный состав руд

Жильными минералами являются кварц (90-95%), кальцит, доломит, анкерит, магнезит, полевые шпаты (альбит, анортоклаз), хлорит, серицит, скаполит, каолинит, монтмориллонит, барит, апатит; рудными – арсенопирит, пирит (до 3-4%), пирротин, сульфоарсениды Co и Ni, сфалерит, галенит, халькопирит, ильменит, рутил, шеелит, миллерит, Ag – пентландит, молибденит, тетраэдрит, бурнонит, буланжерит, антимонит, золото (доли %).

Рудные минералы возникали в такой последовательности: шеелит → пирит + арсенопирит + пирротин + сульфоарсениды Co и Ni → сфалерит + халькопирит + галенит + самородное золото I → тетраэдрит + бурнонит + самородное золото II → буланжерит → антимонит. Количество арсенопирита возрастает от вмещающих пород к рудам, вплоть до возникновения мономинеральных зон арсенопирита, где нередко обнаруживается шеелит. Наибольшее количество шеелита приурочено к минерализованным дайкам спессартита.

Платиноносность рудных тел

Металлы платиновой группы распределены на месторождении спорадически, неравномерно. Pt и Pd отмечены во всех рудных телах на участках интенсивной сульфидизации и окварцевания в количестве от 0,5 до 33,7 г/т Pt и 0,2-3,4 г/т Pd. Максимальное количество Pt выявлено в кварцевой жиле брекчиевого строения, содержащей обломки интенсивно сульфидизированных алевролитов – 33,7 г/т. Палладий в количестве 8,6 г/т обнаружен в окварцованных и сульфидизированных метасоматитах. В этих же пробах установлены высокие содержания Au, As, W, Ag, Mo – до 4 г/т W и 0,5 – 1 г/т Mo. Самые высокие концентрации Pt и Pd тяготеют к участкам рудных зон с максимальными содержаниями As, Ag, W.

При поисках самостоятельных минеральных фаз платиноидов на микроанализаторах дополнительно в рудах были установлены акантит, самородное серебро, касситерит, Ag-пентландит, кобальтин, раммельсбергит, брейтгауптит, но ми-

нералы Pt и Pd не обнаружены. По-видимому, платиновые металлы находятся в ультрадисперсных включениях в сульфидных минералах. Микрозондовые анализы свинцово-серебряных корольков пробирного концентрирования рудных проб показали концентрации Pt и Pd: до 0,9809 мас.% Pt и 0,1708 мас.% Pd.

Приведенные материалы показывают, что Наталкинское месторождение следует рассматривать как комплексное золото-платиноидно-редкометалльное с сопутствующими компонентами Pt, Pd, W и Mo.

Зун-Холбинское месторождение (Россия)

В рудном поле находятся Зун-Холбинское и Пионерское месторождения. Первое несет, кроме золота, висмут-теллуридную и платиноидную минерализацию промышленного значения. Однако необходимой оценки этой сопутствующей минерализации в регионе не проводилось.

Особенности геологического строения рудного поля и месторождения

Месторождение и рудное поле (рис. 17, 18) располагаются в каледонидах Восточного Саяна на северо-восточной окраине архейской Гарганской глыбы в рифтогенной структуре офиолитового пояса, в пределах Урик-Китойской золото-рудной зоны Гарганского золотоносного района [Феофилактов, 1970; Кныш, 1987; Миронов и др., 1995, 1999; Гребенщикова и др., 1997; Бернатонис, Кныш, 2001].

В геологическом строении Зун-Холбинского месторождения принимают участие архей-протерозойские гнейсо-гранитные комплексы Гарганской глыбы, сланцево-карбонатный комплекс рифея-венда чехла глыбы, верхнепротерозойская офиолитовая ассоциация тектонического покрова, палеовулканические нижнепалеозойские структуры вулканоплутонического комплекса, нижнепалеозойские плагиограниты Холбинского комплекса, Холбинская зона глубинных разломов [Геология и ..., 1988, 1989]. Массивы офиолитов образуют Ильчирскую и Холбин-Хайерканскую ветви офиолитового пояса вокруг Гарганской глыбы. Северная граница рудного поля проходит по границе северной ветви гипербазитов. В офиолитах выделен комплекс интрузивных гипербазитов, вулканоплутонический комплекс габброидов, залегающих в вулканогенно-осадочной толще с подушечными лавами, кремнисто-углеродистыми сланцами. Амбартагольский и Урикийский массивы сложены плагиогранитами, по периферии – габбро, габбро-диоритами, диоритами Холбинского габбро-плагиогранитного комплекса. Абсолютный возраст гранитоидов определен в 420-400 млн. лет. С этим комплексом связывается формирование золотого и золото-платиноидного оруденения.

Рудовмещающие сланцево-карбонатные толщи верхнего протерозоя выполняют Самарта-Холбинскую межкупольную зону. В осевой ее части породы смяты в узкие крутопадающие дисгармоничные складки, часто с пережатыми крыльями

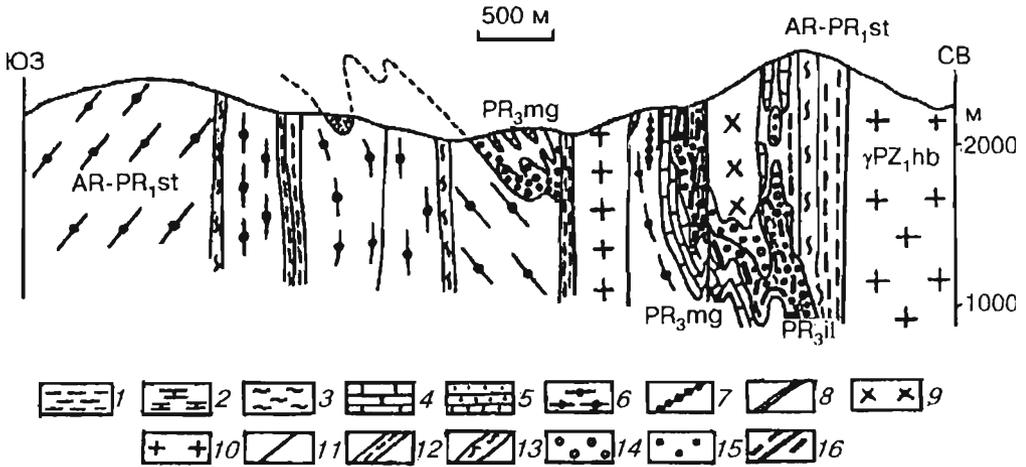


Рис. 17.

**Геологический разрез через Зун-Холбинское золоторудное поле
(по Ю.И.Смолинову и др., 1990 г)**

Ильчирская свита PR_{3il} : 1 – черные углисто-кремнисто-карбонатно-глинистые сланцы; 2 – серые, черные мраморизованные известняки с прослоями кварцито-сланцев; 3 – зеленовато-серые сланцевые метаэффузивы среднего состава; Монгошинская свита PR_{3mg} : 4 – известняки мраморизованные светло-серые, белые, мелкозернистые, полосчатые; 5 – песчаники; Слюдянская серия AR- PR_{1st} : 6 – хлоритизированные биотитовые гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты, бластокатаклазиты; Зун-Холбинский габбро-плагиогранитный комплекс PZ, hb: 7 – дайки микродиоритов, диабазовых порфиров; 8 – дайки мелкозернистых аплитовидных гранитов; 9 – диориты, гранодиориты биотит-роговообманковые мелкозернистые; 10 – плагиограниты, гранодиориты среднезернистые биотитовые, биотит-роговообманковые; разрывные нарушения: 11 – разрывы установленные; 12 – зоны рассланцевания и катаклаза; 13 – зоны дробления и милонитизации; гидротермально-метасоматические преобразования пород: 14 – окварцевание; 15 – березитизация-лиственитизация; 16 – сульфидные, кварцево-сульфидные вкрапленные и жильные руды с золотом и платиноидами

и смещенными замковыми частями по разрывам II и III порядков. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации и интенсивно катаклазированы и раздроблены. Эта межкупольная рифтогенно-синклиальная зона и определила локализацию золотого и золото-платиноидного оруденения (рис. 17, 18).

На месторождении выделяются золото-кварцевый, золото-платиноидно-сульфидный жильно-прожилковый и вкрапленный типы руд в форме минерализованных зон, штокверков, жилообразных тел среди лиственитизированных-березитизированных, окварцованных углеродисто-кремнистых сланцев, эффузивов, туфов, мраморов (см. рис. 17). Руды сложены кварцем, доломитом, анкеритом, кальцитом, серицитом, фукситом, хлоритом, альбитом, тальком, эпидотом, шунгитом (30-70%), пиритом (10-60%), халькопиритом, сфалеритом, пирротинном, галенитом,

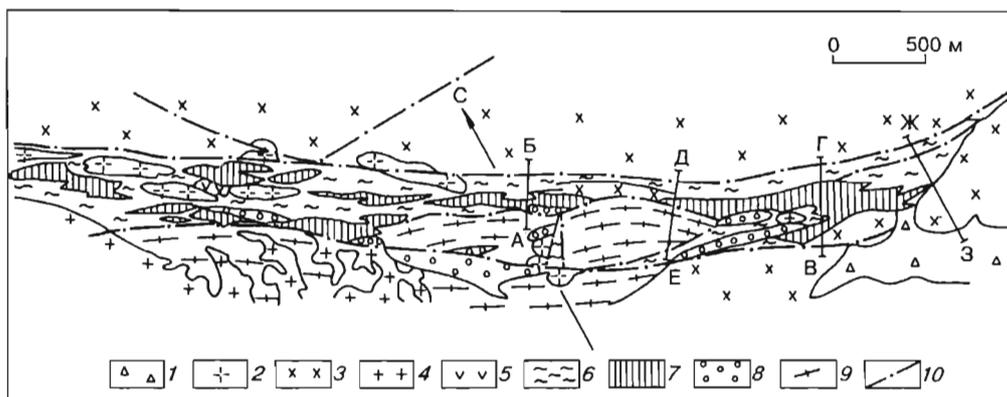


Рис. 18.

Схема геологического строения Зун-Холбинского месторождения (по А.И.Моторному):

1 – пролювиально-делювиальные, ледниковые и флювиогляциальные четвертичные отложения (пески, супеси, суглинки, морены); 2 – плагиограниты нижнепалеозойского холбинского комплекса; 3 – диориты, гранодиориты того же комплекса; 4 – биотитовые, биотит-роговообманковые граниты того же комплекса; 5 – метадиабазы жохойского вулканоплутонического комплекса венда; 6 – метапесчаники, сланцы, черные сланцы, туфоалевролиты, туфы, туффиты, прослои известняков ильчирской свиты венда; 7 – мраморизованные известняки, доломиты, карбонатные, полимиктовые песчаники с линзами и прослоями углисто-кремнистых сланцев, алевролитов монгошинской свиты верхнего протерозоя; 8 – гнейсо-граниты, гнейсогранодиориты, плагиограниты архей-нижнепротерозойского основания; 9 – аркозовые песчаники монгошинской свиты; 10 – разрывные нарушения.

арсенипиритом, герсдорфитом, молибденитом, кюстелитом, леллингитом, кобальтином, бравоитом, козалитом, шеелитом, золотом, серебром, самородной платиной, сперрилитом (0,01-3%). Высокие содержания золота установлены не только в кварц-сульфидных жилах, штокверках, вкрапленных телах, но и в пиритизированных углеродисто-кремнистых сланцах – до 1-5,7 г/т. В пиритах руд выявлено содержание золота в количестве 47-340 г/т, в халькопирите – до 413 г/т, в сфалерите – до 457 г/т, в галените – 320-525 г/т [Миронов и др., 1995]. Различается раннее высокопробное золото I (пробы 850-900‰, золотины размером до 1-30 мкм несут примеси Ni, Co, Cr, Pd до 0,0001-0,003%) и позднее золото II (пробы 400-600‰, размеры выделений 50-170 мкм с примесями Cu, Pb, Zn, Ag, Hg до 0,0001-0,3% [Миронов и др., 1995].

Особенности распределения Pt, Pd, Rh в метасоматитах и рудах

Содержания платины в рудах составляют от 0,1 до 29,4 г/т, палладия от 0,1 до 4 г/т, родия от 0,01 до 0,03 г/т. Фоновое содержание этих элементов в углеродистых сланцах не превышает 0,002-0,006 г/т, а их сульфидизированные разности

несут 0,22-0,69 г/т Pt и до 0,02 г/т Pd. В апосланцевых березитах-лиственитах находится 0,1-0,28 г/т Pt и 0,003-0,006 г/т Pd. Золото-кварцево-сульфидные жильно-штокверковые руды несут 0,01-29,4 г/т Pt, и 0,007-4 г/т Pd, а кварц-карбонатно-сульфидные ассоциации – 0,19-4,26 г/т Pt и 0,0025-0,1 г/т Pd. Кварцево-жильные образования в углеродистых сланцах несут 0,04-8,7 г/т Pt и 0,002-0,017 г/т Pd, а в мраморах определено 0,01-0,34 г/т Pt и 0,0025-0,02 г/т Pd. Кварц-сульфидно-теллуридные руды содержат до 13-29 г/т Pt и 1,5-4 г/т Pd [Коробейников и др., 1998б].

В коллективной сульфидной фракции руд содержится 27,3 г/т Pt и 0,65 г/т Pd; пириты из кварц-золото-пирит-сфалеритовых жил несут 0,46-7,2 г/т Pt и 0,01-0,12 г/т Pd; галениты тех же жил – 0,36 г/т Pt и 0,012-0,08 г/т Pd. Продукты обогащения руд имеют 8,6-10,4 г/т Pt и 0,003-0,17 г/т Pd. Из них флотоконцентраты содержат Pt от 0,98 до 3,87 г/т, а Pd от 0,017 до 0,2 г/т. Хвосты обогащения руд несут всего 0,005-0,6 г/т Pt и 0,003-0,03 г/т Pd. В рудных концентратах Зун-Холбинского месторождения выявлено единичное зерно сперрилита PtAs [Бернатонис, Кныш, 2001].

Исследованиями Э.Г.Конникова с соавторами [1995] в рудах этого месторождения определено содержание платины в количестве 0,1-0,3 г/т, а в одной пробе – 2,4 г/т. Тем самым разными методами в рудах месторождения установлено содержание платины, хотя и в неодинаковых количествах.

Изотопный состав серы пирита разных типов руд отвечает $+0,71\text{ч}+5,5\%_{\text{од}}^{34}\text{S}$, что, вероятно, свидетельствует о смешении глубинного гидротермального флюида с небольшим количеством гидрогенных сульфидов, восстановленных из сульфатов морской воды. Изотопные соотношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изменяются от 35,5-36/15,4-16,2 и 15-15,2/15,5-16, что свидетельствует о мантийном источнике рудного вещества [Миронов и др., 1995].

Месторождение Кумтор (Кыргызстан)

Месторождение сульфидно-вкрапленных золото-платиноидных руд Кумтор находится в северном складчатом обрамлении протерозойского массива Ак-Шайрык Срединного Тянь-Шаня. Оно залегает в терригенно-углеродистых сланцах венда [Новые вещественные..., 1992]. Рудоносная углеродисто-алевролитовая толща налегает по тектоническому контакту на метаморфизированные терригенно-карбонатные и эффузивные породы рифейского возраста, прорванные габбро-диоритами, плагиогранитами байкальского цикла. Углеродистые алевролиты по тектоническому контакту перекрыты карбонатно-терригенными и карбонатными отложениями нерасчлененной толщи кембро-ордовика (рис. 19). Региональный метаморфизм пород рудовмещающей джетымтауской свиты отвечает глубокой субфации зеленосланцевой фации.

Интрузивные породы, представленные дайками гранит-порфиров, выявлены только на северо-западном фланге месторождения. По присутствию глиноземис-

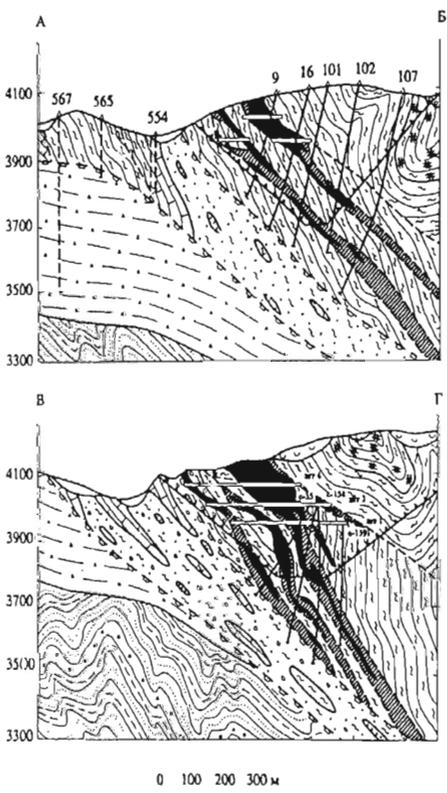
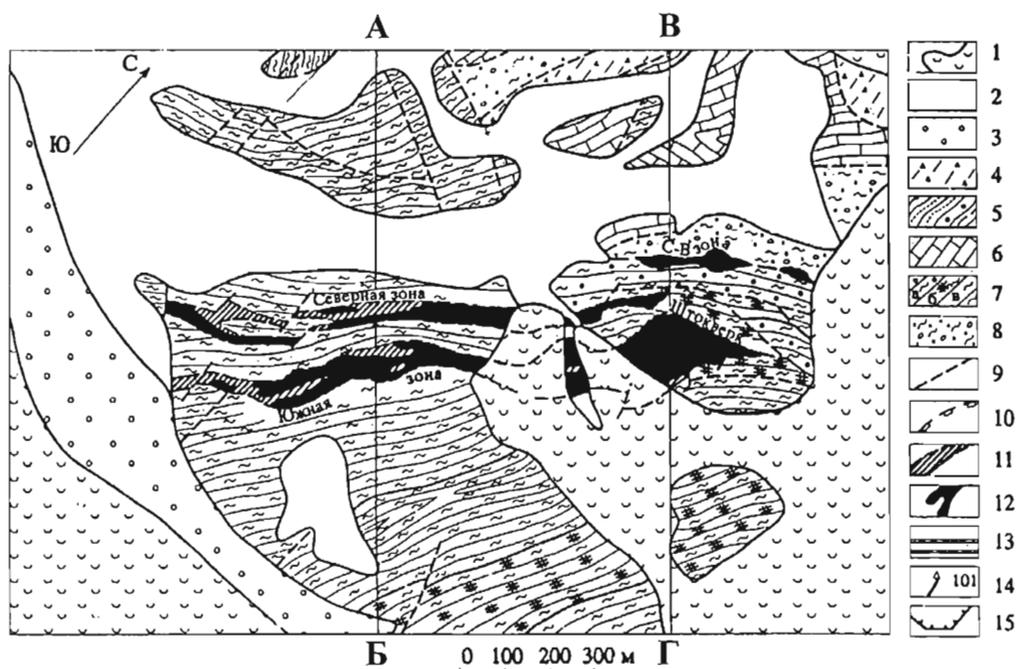


Рис. 19.

Схема геологического строения Центрального участка месторождения Кумтор и геологические разрезы по линиям А-Б и В-Г (по В.В. Никонорову)

- 1 – ледники; 2 – современные отложения; 3 – моренные отложения, $Q_{II,IV}$; 4 – красноцветные глины, конгломерочки ЯРЗ-№1; 5 – флиш и моласса, C_1 ; 6 – известняки и черные кремни, C_1 ; 7 – кварц-серицит-хлоритовые сланцы (а), (б), конгломераты (в), С; 8 – меланж, включающий глыбы филлитов, известняков; 9 – герцинские взбросы и взбросо-надвиги; 10 – альпийские надвиги; 11 – контуры рудных зон, представленных кварц-карбонат-пиритовыми метасоматитами по филлитам, V; 12 – промышленное оруденение; 13 – подземные горные выработки на разрезах; 14 – скважины и их номера на разрезах; 15 – контур проектного карьера

того актинолита, натриевости, магнизиальности пород можно предполагать, что рудовмещающие образования представляют собой метатупфоиды. Они содержат в среднем 1,4-4% $C_{\text{орг}}$, а в зонах тектонических брекчий, развитых на флангах рудного поля, содержания $C_{\text{орг}}$ достигает 18%. Эти концентрации органического вещества могли возникать за счет отгонки метаморфогенно-метасоматическими флюидами миграционных нафтоидов. Изотопные исследования ОВ показали, что этот миграционный углерод имеет сильно “облегченный” изотопный состав C^{13} , а остаточный углерод отличается существенной “утяжеленностью”.

На месторождении распространены два структурно-морфологических типа руд: субпластовый сульфидно-вкрапленный и штокверковый гидротермально-метасоматического происхождения. Субпластовые руды прослеживаются по простиранию черносланцевой толщи на километр, а далее с перерывом по крупным продольным разломам – на 10 км. Согласно исследованиям А.В. Никифорова, черные сланцы обогащены золотом ($K_H^{Au} = 199$) и палладием ($k_H^{Pd} = 10$), менее иридием ($k_H^{Ir} = 2$) и вольфрамом ($k_H^{W} = 2,5$). Концентрации палладия и иридия в углеродистых сланцах достигают значений 10 и 16 мг/т соответственно. Носителем иридия, палладия, серебра, золота, вольфрама является насыщенная дисперсным ОВ серицитовая матрица метаалевролитов, на которую приходится 51% Au, 65% Pd, 36% Ir, 60-82% Ag, 28-40% W от валового содержания этих элементов в породе.

По определениям Н.П. Ермолаева, А.В. Никифорова, В.Л. Хорошилова, в субпластовых рудах содержится 4,2 г/т Au, 1,06 г/т Pt, 2,46 г/т Pd. Такие руды сложены кварцем, альбитом, пиритом, железистым доломитом с небольшим количеством реликтового и переотложенного ОВ. Температуры формирования таких стратиформных руд 340-300°C. Они близки к условиям протекания процессов глубокого катагенеза и начального регионального метаморфизма.

Секущие штокверковые руды оказались более контрастными и более обогащенными золотом. Средние содержания благородных металлов в этих рудах составляют (г/т): 7,14 Au, 1,21 Pt, 3,01 Pd. Минеральный состав их более разнообразен: анкерит, доломит, барит, кварц, пирит, халькопирит, галенит, гематит, теллуриды золота, серебра, никеля, самородные золото и серебро. Температуры формирования штокверковых руд колебались в пределах 260-160°C. Формирование таких руд Н.П. Ермолаевым с коллегами связывается с процессами тектоно-магматической активизации региона в герцинское время.

Образование руд следовало в три стадии гидротермального процесса: 1) кварц-альбит-пиритовую (340-300°C), сформировавшую субпластовые рудные тела, в которых золото содержится на гранях, в микропорах периферических частей пирита I генерации; 2) кварц-альбит-адуляровую (280-220°C); 3) кварц-анкерит-барит-пиритовую (220-180°C), образующую штокверки по субпластовым рудным телам.

В этих рудах, в связи с перекристаллизацией раннего пирита-I субпластовых рудных тел, формировались агрегаты штокверкового пирита-II в ассоциации с

сильванитом, мутманитом, кюстелитом, калаверитом и мелонитом, обогащенными платиной. По мнению Н.П. Ермолаева, А.В. Никифорова, В.Л. Хорошилова, Н.А. Сазинова, В.А. Чиненова, рудные элементы в новообразованных метасоматических рудах были мобилизованы из вмещающих черных сланцев. Подтверждением этому явились результаты анализов изотопов кислорода из карбонатов руд разных морфологических типов: в субпластовых рудах по десяти пробам были получены $\delta^{18}O_{\text{карб}} = +(16,28 \pm 0,52)\%$; в штокверковых рудах по девяти пробам $\delta^{18}O_{\text{карб}} = +(10,6 \pm 1,5)\%$. Пересчет полученных данных на изотопный состав кислорода минералообразующего раствора позволяет считать, что при формировании субпластовых руд изотопный состав кислорода воды составлял $\delta^{18}O_{\text{воды}} = +12\%$, а при формировании штокверковых руд – $\delta^{18}O_{\text{воды}} = +7\%$. Такое изотопное “облегчение” кислорода гидротерм явилось следствием перехода рудообразующей системы из физико-химической закрытой в открытую (собственно гидротермальную) с захватом метеорных вод при формировании металлоносных штокверков. Поэтому авторы пришли к выводу о том, что субпластовые руды формировались в условиях, близких к метаморфогенным, с перераспределением рудного вещества в системе “углеродистый алевролит – субпластовый метасоматит”, а штокверковые поздние руды образовались путем перекристаллизации и ассимиляции вещества ранних субпластовых метасоматитов.

Отличительной особенностью месторождения Кумтор является широкое проявление дисперсного и видимого шеелита и более глубокая перегруппировка примесного золота в пиритах II генерации (в штокверковых рудах). Кроме дисперсной примесной и самородной форм, золото локализовалось в калаверите, кренерите, мунтманните, мелоните, содержащем платину. Распределение платиновых металлов в различных ассоциациях месторождения Кумтор приведены в табл. 4.

Из таблицы следует, что в ходе рудного процесса происходила смена форм нахождения благородных металлов. На ранней стадии рудообразующего процесса золото концентрировалось в пиритах I генерации, а платина и палладий – в реликтовом и переотложенном ОВ. На поздней стадии рудообразования все благородные металлы осаждались на вновь образованном пирите II генерации, а затем концентрировались в дисперсных теллуридах и интерметаллидах, которые ассоциировали с пиритом II. В теллуридах золота и серебра содержания платины составили десятые доли %, а в мелоните – 2,5%. Замещение углеродистых пород с повышенными количествами металлов кварц-полевошпатовым агрегатом при гидротермальном метасоматозе приводило к освобождению значительного количества благородных металлов, приникавших с гидротермальными растворами в зоны локализации комплексных руд.

Таким образом, исследования Н.П. Ермолаева с коллегами платиноносности крупного золоторудного месторождения Кумтор в Киргизии позволяют сделать общий вывод о том, что данное месторождение является комплексным золото-платинометалльным. Предполагаемые прогнозные ресурсы МПГ могут составить до 50% общих запасов золота этого крупного золоторудного объекта.

Таблица 4

Содержания благородных металлов (г/т) в сульфидно-вкрапленных рудах месторождения Кумтор (Восточный Кыргызстан) (по Н.П. Ермолаеву и др., 1994).

Минеральная ассоциация	Содержание элемента, г/т			
	Au	Pt	Pd	Ir
Субпластовые руды	4,3	1,06	2,46	-
Кварц-альбит-пиритовый метасоматит	2,08	0,7	1,73	0,04
Графит-сульфидная масса межпластовых разрывов	5,68	1,34	3,22	<0,01
Кварц-пиритовый метасоматит	4,68	1,12	3,19	0,01
Графит-антраксолитовый агрегат в кварц-альбит-пиритовом метасоматите	0,44	1,54	3,25	<0,01
Кварц-пиритовый метасоматит с графитом	8,43	0,6	0,92	0,28
Штокверковые руды	7,14	1,21	3,01	-
Анкерит-пиритовая жила с шеелитом	6,47	1,22	2,83	<0,01
Альбит-адуляр-анкерит-пиритовый метасоматит с шеелитом	7,33	1,12	5,32	0,01
Альбит-адуляр-пиритовый метасоматит с графитом	9,67	1,04	2,53	<0,01
Анкерит-пирит-графитовая жила с шеелитом	4,92	0,98	2,39	0,03
Графитистый тектонит по полевошпат-сульфидному агрегату	3,0	1,0	2,98	<0,01
Полевошпат-анкерит-пиритовый метасоматит с золотом	13,74	2,0	5,05	<0,01
Полевошпат-анкерит-пиритовый метасоматит с графитом	4,8	1,12	1,77	0,01

Для окончательной оценки платиноносности месторождения следует продолжить систематические минералого-геохимические исследования, а затем приступить к разработке новых технологических схем их переработки с полным извлечением всех благородных металлов из комплексных руд.

Саралинское месторождение (Россия)

Географические координаты рудного объекта: 88°35' 45" в.д. и 54°35' 10" с.ш.

Это месторождение относится к рядовым объектам кварцево-золото-платиноидно-сульфидной группы жильно-штокверкового типа.

Жильные золото-сульфидные месторождения рассматриваемого объекта являются типичными представителями кварцево-золото-сульфидно-лиственитовой формации в черносланцевой толще рифтогенной структуры офиолитового пояса Кузнецкого Алатау [Коробейников, 1999] и относятся к группе комплексных месторождений благородных металлов в черносланцевых формациях офиолитовых поясов. По инициативе А.Ф. Коробейникова в 1990 г. на месторождении были выполнены поисково-ревизионные геохимические исследования на Pt, Pd, Ir, Os. Первые результаты выявленной платиноносности кварцево-сульфидных жил и околорудных лиственитов-березитов, метасоматических альбититов приведены в публикациях [Коробейников, 1999; Коробейников и др., 1993].

Геологическое строение рудного поля и месторождения

Геотектонические и металлогенические особенности рудного поля определяются его размещением в рифтогенной структуре палеозоя на южном выклинивании Мартайгинского офиолитового пояса. Регион расположен в Терсинско-Юзекской антиклинорной зоне салаирид и слагается рифейско-кембрийскими вулканогенно-осадочными толщами, насыщенными черносланцевыми образованиями (рис. 20), суммарной мощностью 10 км. Пликативные структуры представлены узкими линейными складками близмеридионального простирания с погружающимися на север осями. Центральная и западная части региона сложены породами раннего и среднего кембрия, которые на востоке отделены дизъюнктивом от отложений верхнего протерозоя. Восточнее те и другие толщи перекрыты эффузивно-осадочными образованиями нижнего девона позднепалеозойской рифтогенной впадины Кузнецкого Алатау.

Непрерывный разрез этих саралинских свит венчается толщей фельзит-порфиоров, их брекчий, с редкими горизонтами углеродистых сланцев, известняков, доломитов мощностью 0,4-1,2 км.

Эти рудовмещающие породы метаморфизированы в условиях зеленосланцевой фации и прорваны штоками, дайками габбро-диабазов, плагиогранитов, образующих субмеридиональный дайковый пояс протяженностью свыше 20 км (см. рис. 20).

Тектоническое строение рудного поля определяется север-северо-западными (субмеридиональными) и северо-восточными (поперечными к осевой линии Кузнецкого Алатау) разломами. Продольные разломы контролировали размещение дайкового пояса. Северо-восточные разрывы контролировали поля концентрации интрузивных образований на фоне общего субмеридионального дайкового пояса, а также зоны щелочного автометасоматоза, березитизации-лиственнитизации пород и оруденения. При этом рудораспределяющими оказались субмеридиональные разрывы, рудоподводящими – северо-восточные, а рудовмещающими – субширотные структуры отслоения в углеродистых сланцах и порфиритах и трещины северо-западного простирания.

Для рудного поля характерна мелкоблоковая структура, образованная разнонаправленными разрывами. Западные блоки пород оказались более эродированными по сравнению с восточными [Коробейников и др., 1986]. Рудное поле сложено вулканогенно-осадочной толщей кембрия мощностью 5-6 км. Для него характерны многочисленные пачки углеродистых сланцев. Широко представленные углеродисто-кремнистые, углеродисто-туффогенно-глинистые сланцы образуют продуктивные черносланцевые горизонты. Именно по контактам углеродистых сланцев и горизонтов порфиритов, кислых эффузивов возникали межпластовые срывы и формировались наиболее крупные кварцево-золото-платиноидно-сульфидные жилы протяженностью более 1 км. В пределах рудного поля вулканогенно-осадочные породы слагают антиклинальную структуру с осью, погружающейся на север под углом 30° . Эта брахиантиклиналь разбита сетью разрывов север-

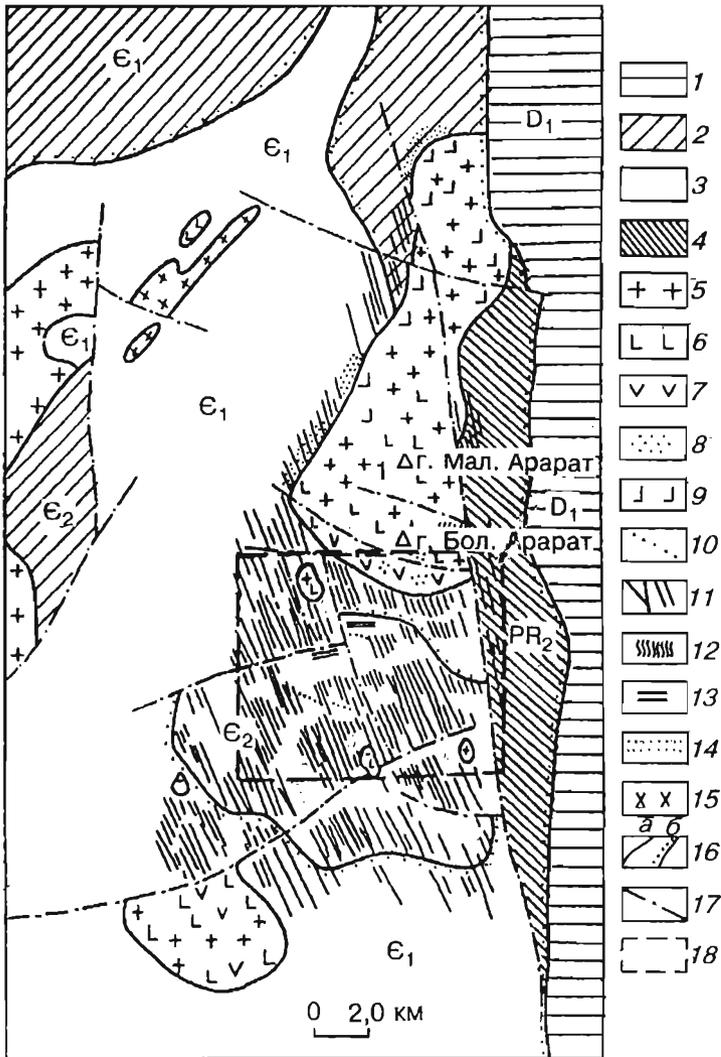


Рис. 20.

Схема геологического строения Саралинского золотоносного района в Кузнецком Алатау (по В.М. Ляхницкому, Г.А. Пономареву, с дополнениями)

1-4 – отложения нижнедевонские (1), среднекембрийские (2), нижнекембрийские (3), средне-верхнепротерозойские (4); 5 – габбро-диориты, диориты, гранодиориты, плагиограниты, E_3 -O; 6 – габбро-диабазы, габбро-диориты, E_3 ; 7 – метасоматические «плагиограниты»; 8 – метасоматические «горнблендиты», альбититы; 9 – эндоконтактные гибридные габбро, габбро-диориты, диориты; 10 – дайки кварцевых порфиров, ортофиоров, D; 11 – габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты, лампрофиры, порфириды, диориты дайковые, S_3 -D; 12, 13 – жилы: 12 – аплитов, пегматитов, 13 – кварц-золото-сульфидные (с платиноидами); 14 – скарны известковые; 15 – гипербазиты; 16 – геологические границы (а) и стратиграфические несогласия (б); 17 – разрывы; 18 – границы рудного поля

северо-западного, северо-восточного и широтного направлений. Разрывы субмеридионального простираня контролировали размещение основных дайковых пучков и рудных участков. К зонам северо-восточного простираня приурочены штоки габбро-диабазов, плагиогранитов, тела серпентинизированных гипербазитов и щелочных метасоматитов. Рудоконтролирующими структурами являлись: субширотные структуры отслоения; разрывы северо-западного простираня, опоясывающие субмеридиональные разломы II порядка, диагональные дизъюнктивы. В дайковом поясе падение отдельных даек габбро-диабазов западное под углом 70-80°, при мощности отдельных дайковых тел от первых метров до 170 м и протяженности в несколько километров. В рудном поле количество дайковых тел составляет до 40% от общего объема пород рудного поля. Типичны дайки симметрично-зонального сложения, образованные 4-6-кратным внедрением базальтового расплава в общую последовательно расширяющуюся трещину, с раздвигом ее по середине дайкового тела ранней генерации.

Интрузивные образования, представленные габбро-диабазами, порфиритами, диоритами, лампрофирами, плагиогранитами, относятся к нижнепалеозойской габбро-плагиогранитной формации и образуют мелкие штоки. Особенность интрузивных пород – пестрота состава и интенсивное проявление ранней альбитизации, калишпатизации, амфиболизации и поздней лиственизации-березитизации. В северной части рудного поля закартирован интрузив гранодиорит-гранитного состава ордовик-раннесилурийского возраста (Аралатский массив). На контактах его проявлены слабозолотоносные (до 2-3 г/т Au) гранат-пироксеновые скарны, а в эндоконтакте – единичные кварцевые жилы с убогой золотой минерализацией.

Кварц-золото-сульфидные жилы тяготеют к участкам максимальной плотности дайковых тел в поясе и залегают в широтных, реже диагональных структурах скола и отслоения среди углеродистых сланцев и порфиритов. Жилы ориентированы поперек простираня дайковых пучков. В рудном поле вскрыто эрозией несколько дайковых пучков, на участках которых размещены основные рудные жилы. С глубиной в дайковых пучках увеличивается количество дайковых тел. В верхних частях таких дайковых пучков и размещаются рудные тела. Большинство даек являются дорудными образованиями, а так называемые “пересечения” кварцевых жил дайковыми телами оказываются кажущимися. К послерудным дайкам относятся тела субщелочных диабазовых порфиритов, эссекситов.

Рудные жилы сложены кварц-золото-пирит-пирротиновой и кварц-золото-полиметаллическо-сульфидной ассоциациями. Минеральный состав их представлен пиритом, арсенопиритом, пирротинном, блеклой рудой, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, реже бурнонитом, шапбахитом, буланжеритом, бенжаминитом, виттихенитом, висмутином, тетрадимитом, шеелитом, золотом. Количество сульфидов не превышает 3-9% от общего объема рудных тел.

Золото свободное, мелкое, с размером золотинок 0,01-2 мм, пробы от 680 до 860‰. Золото находится в кварце, пирите, сфалерите, арсенопирите, халькопирите, галените, тетрадимите в трещинках. Рудные жилы формировались в три ста-

дии: 1) кварц-золото-пирит-арсенопирит-пирротиновую, 2) кварц-золото-полиметаллическо-сульфидную, 3) кварц-анкерит-кальцитовую. Наиболее обогащены золотом минеральные ассоциации второй стадии. В минералах ранней ассоциации золотины имеют пробы 860‰ и более, а поздней ассоциации – 500-860‰. Парагенетическая схема продуктивного минералообразования приведена в табл. 5.

Околорудные березиты-листвениты формируют окружающие жилы плоские факеловидные тела, превосходящие по размерам в 3-17 раз кварцево-сульфидные жилы (в поперечнике 3-30 м, при длине 1-3 км). Наиболее полные поперечные колонки метасоматитов развиты на участках богатого оруденения (рудных столбов) и представлены кварц-серицит (фуксит)-карбонат-пиритовой ассоциацией внутренней части колонки. В нижней части рудной зоны, погружающейся под углом 30-45° к горизонту, наблюдается окварцование рудовмещающих пород и импрегнация их пирротином, арсенопиритом (на глубинах 800-900 м по падению

Таблица 5

Схема продуктивного минералообразования Саралинского рудного поля
(по В.И.Баженову, А.Ф.Коробейникову, И.И.Орлову)

Стадии	Околорудных березитов-лиственитов	Кварц-пирит-арсенопирит-пирротиновая	Кварц-золото-полисульфидная	Кварц-анкерит-кальцитовая
Минералы				
Тремолит	—			
Гидробиотит	—			
Кварц	—	—	—	—
Серицит	—			
Фуксит	—			
Кальцит	—	—	—	—
Манганокальцит	—			—
Анкерит	—			—
Доломит	—			—
Хлорит	—			—
Пирит	—	—	—	—
Арсенопирит		—	—	
Пирротин		—		
Леллингит		—		
Халькопирит		—	—	
Сфалерит			—	
Галенит			—	
Блеклая руда			—	
Висмутин			—	
Буланжерит			—	
Бенжаминит			—	
Тетрадимит			—	
Теллуrowисмутит			—	
Виттихенит			—	
Фаматинит			—	
Пираргирит			—	
Штернберgit			—	
Золото		—	—	
Серебро			—	—
Сурьма			—	—

Каскадной рудной жилы). В этой нижней части рудно-метасоматической колонны развиты кварц-альбитовые с шеелитом жильные тела с околожильными тремолит-хлорит-кальцитовыми метасоматитами. По восстанию зоны они сменяются жилами раннего темно-серого кварца (через 100-150 м), с околожильными гидробиотитовыми метасоматитами [Коробейников и др., 1986; 1993]. Продуктивные жильные или линзовидные тела с околожильными березитами-лиственитами (в зависимости от состава боковых пород) размещаются на верхнем выклинивании тремолит-гидробиотитовых, калишпатовых, кварц-альбитовых метасоматитов. Кварц-альбитовые и калишпатовые метасоматиты слагают корневые участки общей рудно-метасоматической колонны (рис. 21). В такой рудно-метасоматической колонне вертикальной протяженностью 1,2-2,8 км по составу жил и метасоматитов обособляются корневая, рудная и надрудная зоны [Коробейников и др., 1986].

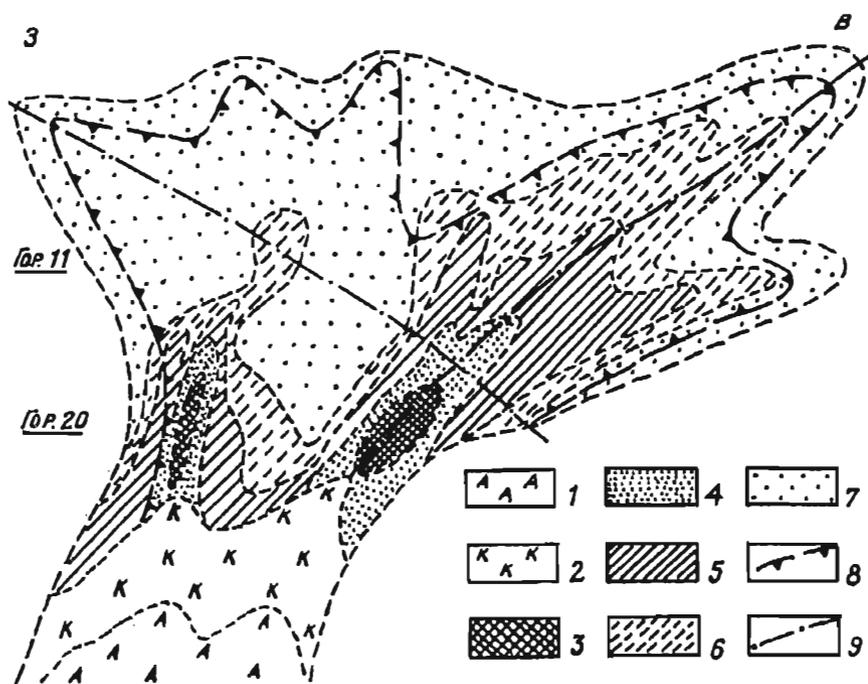


Рис. 21.

Модель рудно-метасоматической зональности каскадной жилы Саралинского рудного поля (проекция на вертикальную плоскость, по А.Ф. Коробейникову) 1-7 – метасоматиты: 1 – кварц-альбитовые площадные (480-300° С), 2 – калишпатовые площадные (460-300° С), 3 – тремолитовые околотрещинные (390-260° С), 4 – гидробиотитовые околотрещинные (380-240° С), 5 – хлоритовые (360-180° С), 6 – кварц-серичитовые (320-200° С), 7 – кварц-доломитовые (260-180° С); 8 – контур кварцево-золото-сульфидных жильных тел с ЭПГ; 9 – разрывы рудоконтролирующие

Рудно-метасоматическая зональность

Метасоматиты и кварцево-золото-сульфидные жилы структурно обособились в рудные участки – узлы и зоны. Эти участки представлены системой даек, метасоматитов и кварцевых жил, ограниченных дизъюнктивами. Кварцево-жильные узлы приурочены к дайковым пучкам и размещаются в структурных блоках на пересечении продольных даек с поперечными разрывами и зонами трещиноватости. Внутри обособленных блоков-узлов размещены отдельные зоны, образованные полным комплексом щелочных и кислотных метасоматитов с сопряженными кварцево-рудными жилами. В результате возникла рудно-метасоматическая зональность жильных узлов, зон, обусловленная совокупной зональностью последовательно возникавших кварцевых жил разного минералогического состава с неодинаковыми окологорудными метасоматитами. В морфологическом плане эта зональность представляет собой “многокорневую” объемную фигуру; количество “корней” которой определяется числом дайковых пучков на участке. По вертикали рудно-метасоматические зоны-колонны могут быть пологонаклонными и крутопадающими, в зависимости от структурно-морфологических особенностей дайковых пучков и заключенных в них зон разрывов и трещиноватости – вместилищ кварцевых жил и метасоматитов. Все “корни” с глубины направлены из общего фокуса, совпадающего с осью погружения дайкового поля на запад под углом 50-57° [Черняев, Черняева, 1983; Коробейников и др., 1986].

Метасоматическая зональность отдельных зон выразилась в смене по вертикали разноминеральных типов метасоматитов (см. рис. 21). В корневых частях дайковых пучков и руднометасоматических колонн располагается зона щелочных метасоматитов – альбитизированных пород. Кверху (300-800 м и выше) она сменяется калишпатизацией, затем (300-600 м и выше) – гидробиотизацией, тремолитизацией и лиственитизацией-березитизацией с кварцево-альбит-шеелитовыми жилами внизу и кварцево-золото-сульфидными жилами вверху палеогидротермальной колонны. По восстанию дайковых пучков интенсивность альбитизации, калишпатизации пород постепенно затухает и сменяется ассоциацией метасоматитов эпидот-тремолит-гидробиотит-хлоритового, затем кварц-серицит (фуксит)-карбонат-пиритового состава с золотоносными кварцевыми, кварцево-сульфидными жилами.

Зональность околожильных метасоматитов проявилась в развитии на нижних горизонтах пород тремолит-гидробиотитового, затем хлоритового, на средних – кварц-пирит-серицитового, на верхних – карбонатного состава на интервале 800-1200 м по падению рудной зоны. Зональность этих метасоматитов также проявилась в сокращении по простиранию и падению рудно-метасоматических колонн отдельных зон метасоматических колонок. Наиболее полно представленные колонки метасоматитов распространены на участках кварцевых жил с богатым оруденением. Здесь метасоматиты сложены кварц-серицит (фуксит)-пирит-анкерит (доломит)-кальцитовыми ассоциациями, а на нижних горизонтах колонн развиты кварцевые, кварцево-гидробиотит-тремолит-хлоритовые субфации. В централь-

ных частях рудно-метасоматических зон формирование жил первоначально происходило метасоматическим путем, с возникновением полосчатых и книжных текстур в лежащем боку кварцевых жил за счет обособления реликтовых графита, серицита и других минералов вмещающих пород. Кверху эти метасоматические жилы сменяются кварцевыми линзами выполнения трещинных полостей. Кварцево-золото-сульфидные жилы с околосильными лиственитами-березитами размещены на выклинивании по восстанию кварц-альбитовых, кварц-микроклиновых, тремолит-гидробиотитовых подстилающих метасоматитов. Объемы подстилающих натриево-калиевых метасоматитов более масштабны среди дайковых тел, их пучков по сравнению с черносланцевыми горизонтами.

В пределах рудного поля минералы-индикаторы разных ассоциаций кварцевых жил размещены закономерно. В западном и юго-западном структурных блоках, где эрозионный срез рудоносных зон максимален, распространены существенно пирротин-пиритовые (с железистым сфалеритом) ассоциации. В центральном и северо-восточном структурных блоках проявился минеральный парагенезис с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, блеклыми рудами, пиритом, арсенопиритом, золотом, а также кварц-карбонатные ассоциации. Сфалерит этого минерального комплекса маложелезистый. Главные рудные жилы сложены кварцем, карбонатами с умеренным количеством сульфидов (9-3%) на верхних и средних горизонтах колонны и бедным (менее 3%) – на нижних.

Рудная зональность кварцевых жил выразилась в закономерной смене (снизу вверх) кварц-пирит-пирротиновой, кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциаций на кварц-золото-сфалерит-галенит-халькопиритовую и кварц-анкерит-кальцитовую. Окраска жильного кварца по падению жил изменяется от молочно-белой вверху до черной внизу (за счет примесей графита). Темный кварц развит в основном ниже XI горизонта, в самых крупных и богатых золотом Андреевской и Каскадной жилах, и слагает линейно-вытянутые по падению жил ленты (линзы), склоняющиеся под углом $30-50^{\circ}$ в западном направлении. Светлый кварц чаще наращивает жилы темного кварца по мощности, а также по простиранию и падению рудной зоны. Границы темных и светлых полос кварца размытые или четкие, с замещением ранних метасоматических темноокрашенных разностей поздними светлыми и возникновением пятнистой, кокардовой и брекчиевой текстур жильных тел. Цветовой индекс кварца (ЦИ), представляющий собой отношение темноокрашенного к белому, с глубиной кварцевых жил изменяется от 1 до 8 на 800 м по падению рудной зоны Каскадного месторождения. В морфологическом плане жильная зона представляет собой четковидные линзовидные тела разноокрашенного кварца в единой трещинной структуре.

С глубиной рудно-метасоматических колонн коэффициент рудной зональности K_{pz} , равный отношению произведений содержаний в жилах минералов поздних и ранних ассоциаций и цветового индекса жильного кварца,

$$K_{pz} = \frac{CuFeS_2 \cdot ZnS \cdot PbS}{FeS \cdot FeS_2 \cdot FeAsS} \cdot ЦИ, \text{ сокращается от } 57 \text{ до } 0,02 \text{ на интервале } 800 \text{ м.}$$

В крупных жильных зонах обособились пережимы рудных тел. Обогащенные сульфидами и золотом участки, заключенные между пережимами, представлены рудными столбами, склоняющимися на запад под углом 30-50° к горизонту в плоскости субширотной Каскадной жилы. Рудные столбы располагаются кулисообразно относительно друг друга в зонах сколовых разрывов среди углеродистых сланцев. Размеры рудных столбов по простиранию жильной зоны составляют десятки-сотни метров, а по падению – сотни метров (до 800 м и более). Содержания сульфидов и золота сокращаются от центра к периферии рудных столбов. На Каскадном месторождении максимальное количество пирита находится между VII и XIV горизонтами, а галенита и сфалерита – между VIII и XVIII. С глубиной возрастают значения отношений арсенопирита к сфалериту, пирротина к халькопириту. Максимальные концентрации халькопирита приурочены к VII горизонту. На Андреевском месторождении максимальные количества пирита присутствуют на XVI горизонте и сокращаются по падению и восстанию. Максимальные скопления пирротина выявлены на XII горизонте, а халькопирита – на XIV. Относительные количества сфалерита резко возрастают от XVI горизонта вниз, а галенита – сокращаются. Для всех кварцевых жил рудного поля на глубину возрастают значения отношений содержаний пирротина к халькопириту, арсенопирита к сфалериту, пирротина к сфалериту.

Сульфидные минералы в пространстве кварцевых жил размещаются также закономерно. Из сульфидов самым распространенным во всех жильных ассоциациях является пирит. Выделяются три его генерации: I – диагенетическо-метаморфогенный, развитый в углеродистых сланцах, II – метасоматический, в листовитых-березитах и III – рудогенный, жильный. Пирит III кварцевых жил характеризуется преобладающим (80%) кубическим и пентагондодекаэдрическим габитусами кристаллов.

Геохимическая зональность кварцево-жильного поля и месторождения

Геохимические эндогенные ореолы в пространстве Саралинского рудного поля размещаются зонально и образуют “внешние чехлы” вокруг рудолокализирующих структур. Выделяются блоки пород с положительными и отрицательными (и пониженными) ореолами Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Co, V, Ni, Ti, Cr, Mn, W, Mo, Be. Например, в Западном и Южном структурных блоках, где обнажаются альбитизированные габбро-диабазы, порфириды, сланцы, выявлены отрицательные и пониженные ореолы этих элементов. Среди них выделяются единичные неширокие и непротяженные линейные ореолы Cu, Pb, Zn, Ni, Co, V, Ag, Au, фиксирующие небольшие кварцево-жильные зоны. Эти жильные тела расположены на участках переходов отрицательных геохимических аномалий к положительным.

Раздельное геохимическое изучение разных частей метасоматических тел и кварцевых жил в пространстве показало, что во внутренней зоне с глубиной по падению рудно-метасоматической колонны сокращаются содержания Ag, Ba, Sb,

Ве и возрастает количество Cr. Для внешних зон метасоматической колонны ряд зональности элементов состоит (сверху-вниз) из: Ba-Ag-Sb-Be-Cu-Zn-Bi-Ni-Co-Mo-W-V-Cr. Для околожилых лиственитов-березитов наиболее показательными для выявления геохимической зональности оказались мультипликативные коэффициенты: $K_1=(Ba \cdot Ag): (V \cdot Cr)$, $K_2=(Pb \cdot Ag \cdot Cu): (V \cdot Ni \cdot Cr)$, $K_3=(Pb \cdot Zn \cdot Cu \cdot Ag): (V \cdot Ni \cdot Cr \cdot Be)$, значения которых изменяются от 1 до 0,007 на 800 м по падению Каскадной рудной зоны (см. рис. 21). Тренды концентрации групп элементов-примесей, определенные с помощью их мультипликативных показателей, также отражают двухволновое распределение этих коэффициентов в плоскости рудно-метасоматической колонны Каскадного месторождения с максимальными значениями на IX, XIV и XXII горизонтах, т.е. через 200-360 м по вертикали, при постепенном сокращении концентраций групп элементов книзу колонны. С глубиной данной рудной зоны наиболее монотонно изменяется аддитивный коэффициент геохимической зональности для рудогенного пирита III: $K_4=(Pb+Zn+Ag+Ba): (As+Sn+Co+Ni)$. Этот коэффициент изменяется от 4 на IV до 0,3 на XXII горизонте.

Выявленная зональность – результат неодинакового протекания рудно-метасоматических процессов в пространственно разобщенных тектонических зонах, обусловивших формирование отдельных рудных участков с закономерным циклом выщелачивания и отложения вещества.

Изменения в пространстве изотопного состава пиритов и арсенопиритов

Геохимические данные показали, что пирит III и арсенопирит главных кварцевых жил – Каскадной и Андреевской – характеризуются низкими положительными значениями $\delta^{34}S$, при колебаниях их от +1 до +7,4%. Лишь в одной пробе из углеродистых сланцев приконтактовой зоны кварцевой жилы Андреевской получено значение $\delta^{34}S$ -0,8%. Анализ распределения $\delta^{34}S$ в пиритах и арсенопиритах рудных жил по различным горизонтам показал следующее.

1. Установлено близкое распределение $\delta^{34}S$ в пиритах жил и Pb, Zn, As, Sb, Bi, Ag, Sn, с максимумами концентраций на III, VII, XI и XX горизонтах и минимальными значениями на IV, XIV и XVIII-м горизонтах, при общей тенденции постоянного сокращения численных значений этих показателей от верхних горизонтов к нижним.

2. Изотопные отношения $\delta^{34}S$ пирита III и аддитивные, мультипликативные геохимические коэффициенты $K_{гз}$ характеризуются общей тенденцией двухволнового их распределения по падению рудных жил, с интервалами максимальных значений на VII и XX-м горизонтах, т.е. через 400-600м.

3. В рудных столбах кварцевых жил, установлено 2-3-кратное “утяжеление” изотопного состава серы пирита по сравнению с участками пережимов рудных столбов и кварцевых тел в рудно-метасоматических колонках, где распространены рудогенные пириты III.

4. Изотопные показатели $\delta^{34}\text{S}$ пирита III подтвердили двухволновой характер распределения богатых рудных столбов по падению жильных зон и свидетельствуют о том, что на изотопный состав серы пирита основное влияние оказали состав и условия кристаллизации сульфидов в рудолокализирующих структурах.

Изучение газово-жидких включений в минералах различных руд и метасоматитов показало, что прикорневые тремолит-гидробиотитовые ассоциации имеют Na-K-хлоридный состав растворов, при температурах декрипитации включений 430-380°C. Лиственито-березитовые фации характеризуются гидрокарбонатно-сернистым составом и температурами декрипитации включений 360-300°C. Жильные кварцы рудных столбов имеют сернисто-хлоридно-натриевый состав растворов и декрипитацию при температурах 320-280°C. Во включениях кварца, карбонатов лиственитов-березитов на интервалах 3-7 м от жил возрастают содержания Na^+ от 0,1-0,3 до 2, Cl от 0,1 до 1,3 мг-экв/л. На контакте околожильных метасоматитов с жильным телом содержания HCO_3^- во включениях кварца сокращаются до 0,01 мг-экв/л, а максимальное его количество зафиксировано на одной трети расстояния от контакта. С глубиной рудно-метасоматических зон сокращаются величины отношений $(\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}) : (\text{K}^+ + \text{Na}^+)$ от 1,5 до 0,1 и $(\text{SO}_4^{-2} + \text{HCO}_3^-) : (\text{Cl}^- + \text{F}^-)$ с 7 единиц до 3. Отношения $(\text{K}^+ + \text{Na}^+ + \text{NH}_4^+) : \text{K}^+$ оказываются максимальными на участках развития рудных столбов в рудных зонах. Температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварцах чаще обратно пропорциональны продуктивности кварцевых жил, с градиентами 10-30° на 100 м (например, со 130 до 390°C на 800 м по падению Каскадной рудной зоны).

Распределение Au и МПГ в рудовмещающих породах и метасоматитах

Результаты нейтронно-активационных, полярографических, пробирных определений золота в рудовмещающих углеродистых сланцах, порфиритах распались на две группы: с пониженным фоновым содержанием (1,2-3,2 мг/т Au) и повышенным (4-15 мг/т Au). Возможно, повышенные концентрации этого металла в сланцах свидетельствуют о широком участии гидротермальных сингенетических процессов при формировании рудовмещающих кварцитосланцев. Габбро-диабазы, габбро-диориты, диоритовые пофириты штоков, даек и гранодиориты, плагиограниты, граниты Араратского массива характеризуются умеренными фоновыми содержаниями золота: 2,5-3,6, редко 6-7 мг/т. Ранняя альбитизация и калишпатизация пород сопровождалась перераспределением и выносом металла из зон метасоматоза (\bar{x}_{Au} 1-3 мг/т вместо 3,1-7 мг/т, $k_H = 1,1-1,4$). Околожильная березитизация-лиственитизация приводила к накоплению его в зонах метасоматоза до 15-30 мг/т, $k_H^{Au} = 3,5-5$. Лишь интенсивно сульфидизированные апосланцевые листвениты несут более значительную концентрацию золота – до 0,1-1,2 г/т.

Кварцево-сульфидные ассоциации отличаются промышленно значимыми содержаниями этого металла – до 5-30 г/т в отдельных рудных жилах. Максималь-

ные значения средних содержаний Au имеют кварцевые жилы с полисульфидной минерализацией.

Ревизионными прогнозно-поисковыми исследованиями в метасоматитах, жильных рудах и минералах Саралинского рудного поля установлены [Коробейников, 1999] промышленно значимые концентрации платиновых металлов (табл. 6). В грави- и флотоконcentратах этих руд определено (г/т): 0,38-1,4 Pt, 0,1-0,19 Pd, а в хвостах обогащения всего 0,06-0,2 Pt и 0,06-0,11 Pd. Полученные результаты свидетельствуют о том, что платиновые металлы сконцентрированы не только в сульфидных ассоциациях, но и в углеродисто-карбонатно-силикатной матрице.

А.М. Сазоновым с коллегами [Нетрадиционная..., 1997] были выполнены определения МПП в концентратах Саралинских жильных руд, полученных на сепараторе Кнелсона. В концентратах из кварцево-сульфидных руд обнаружены содержания (г/т): 0,9-1,9 Pt, 0,4-3,6 Pd, 1,5-3,1 Ir, 0,22-0,24 Ru. Кроме того, в гравиконцентратах моренных отложений Ивановского кара этого рудного поля зафиксированы 1-16 г/т Rh и 3 г/т Ir. Тем самым указанными исследователями подтверждены наши ранние в промышленно важных количествах определения платиновых металлов в Саралинских жильных рудах.

Итак, выполненные ревизионные исследования показали, что кварцево-золото-сульфидные жильные месторождения Саралинского черносланцевого рудного поля следует рассматривать как комплексные золото-платиноидные. Однако к настоящему времени основные промышленные запасы руд выработаны без учета сопутствующих повышенных концентраций платины и иридия. В дальнейшем, при переоценке промышленных запасов в Саралинском рудном поле, следует учесть данные о промышленно значимой концентрации сопутствующих платиноидов. Аналогичные материалы имеются и по ряду других золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау – Центрального (табл. 7), Коммунарковского (табл. 8) и Балахчинского (табл. 9).

Васильевское месторождение (Россия)

Географические координаты: 82°20' в.д. и 60°00' с.ш.

Особенности геологического строения рудного поля и месторождения

Васильевское рудное поле и месторождение с кварц-золото-сульфидной и золото-кварц-антимонитовой жильной минерализацией расположено в зоне брахиформной складчатости и рифтогенеза Енисейского кряжа, занимает положение между куполовидным поднятием и зоной горстов, грабенов, осложняющих антиклинальную структуру региона [Сазонов и др., 1990]. Рудное поле, включающее в себя Васильевское кварц-золото-сульфидное месторождение на юге территории и Удерейское золото-сурьмяное на севере, находится в пределах Восточного крыла куполовидного поднятия. На его территории обнажены рифейские терригенные отложения печенгинской, кординской, горбилонской и удерейской свит [Ана-

Таблица 6

Параметры распределения Pt, Pd, Rh, Os, Ir в углеродистых сланцах, метасоматитах и кварцевых жилах Саралинского золоторудного поля

Название породы, метасоматита, руды	Число проб, n	Содержание, г/т			K _H
		от	до	\bar{x}	
1	2	3	4	5	6
Платина					
Углеродистые сланцы ϵ_{1-2}	14	0,003	0,014	0,0054	1,0
Кварц-альбитовые метасоматиты	4	-		0,015	3,0
Листвениты-березиты сульфидизированные	2			2,5	510
Листвениты апосланцевые	5			0,010	2,0
Прожилково-вкрапленные сульфидные скопления в лиственитах	7			1,60	260
Кварц-золото-сульфидные жилы	6	0,05	16,0	2,87	531
Гравиконцентрат жильных руд	2	0,38	0,68	0,56	107
Флотоконцентрат тех же руд	2	0,6	1,4	1,0	185
Хвосты обогащения руд	2	0,06	0,2	0,13	24
Пирит III из Каскадной, Андреевской жил	7	0,005	63,7	5,65	1050
Пирротин из тех же жил	5	0,74	47,4	9,64	2100
Арсенопирит жилы Каскадной, гор. 11,18	2	5,0	270,0	200,0	4000
Галенит жилы Каскадной, гор. 16	1	-	-	0,82	16
Сфалерит жил Каскадной, Андреевской	9	0,87	23,0	4,91	1000
Пирит III из черных сланцев	1	-	-	2,5	500
Палладий					
Углеродистые сланцы, ϵ_{1-2}	10	0,005	0,015	0,008	1,0
Кварц-альбитовые метасоматиты	4			0,015	2,0
Листвениты-березиты сульфидизированные	2			0,16	20
Листвениты апосланцевые	2			0,015	1,9
Прожилково-вкрапленные пирит-арсенопиритовые скопления в лиственитах	7			0,042	5,2
Кварц-золото-сульфидные жилы	8	0,015	0,22	0,074	9,2
Гравиконцентрат жильных руд	2			0,22	251
Флотоконцентрат тех же руд	2	0,10	0,19	0,150	110
Хвосты обогащения этих руд	2	0,06	0,11	0,085	11
Пирит III из Каскадной, Андреевской жил	7	0,04	1,7	0,4	20
Пирротин из тех же жил	5	0,011	60,0	10,3	2000
Арсенопирит жилы Каскадной, гор. 14 и 18	2	0,03	0,13	0,080	17
Галенит жилы Каскадной, гор. 16	1	-	-	0,078	16
Сфалерит жил Каскадной, Андреевской	9	0,08	0,90	0,27	50
Пирит III из черных сланцев	1	-	-	0,75	15
Родий					
Кварц-золото-сульфидные руды	2	0,003	0,01	0,007	1,0
Флотоконцентрат этих руд	2	0,01	0,12	0,065	9
Иридий					
Углеродистые сланцы, ϵ_{1-2}	4			0,0066	1,0
Кварц-альбитовые метасоматиты	4			0,010	1,5
Листвениты сульфидизированные	2			0,028	8,0
Листвениты апосланцевые	5			0,010	2,5
Прожилково-вкрапленные агрегаты в лиственитах	7	0,028	4,9	2,9	520
Кварц-золото-сульфидные руды	4			0,03	8,0
Осмий					
Углеродистые сланцы, ϵ_{1-2}	4			0,0004	1,0
Кварц-альбитовые метасоматиты	4			0,001	1,0
Листвениты сульфидизированные	2			0,001	1,0
Листвениты апосланцевые	5			0,003	3,0
Прожилково-вкрапленные агрегаты в лиственитах	7			0,001	1,0
Кварц-золото-сульфидные руды	4			0,03	3,0

Таблица 7

**Распределение Pt и Pd в кварцево-золото-сульфидных жильных рудах
Центрального рудного поля Кузнецкого Алатау**

Характеристика рудного материала	Число проб	Содержание, г/т			K _n
		от	до	\bar{x}	
I	2	3	4	5	6
Платина					
Кварц-халькопиритовый агрегат с теллуридами жилы D	1	-	-	0,005	1,0
Пирит галенитовый агрегат с примесями халькопирита, сфалерита жилы С	1	-	-	26,0	5020
Арсенопирит-пиритовый агрегат	1	-	-	0,48	96
Пирит-галенитовый агрегат	1	-	-	4,7	940
Пиритовый агрегат	2	2,1	2,6	2,35	470
Кварц-золото-сульфидные руды в целом	6	0,48	26	7,18	1410
Палладий					
Кварц-халькопиритовый агрегат с теллуридами	2	3,5	10,0	6,8	1560
Пирит-галенитовый агрегат с халькопиритом, сфалеритом	1	-	-	0,05	10
Арсенопирит-пиритовый агрегат	1	-	-	0,072	14
Пирит-галенитовый агрегат	1	-	-	0,032	6
Пирротинный агрегат	2	0,036	0,23	0,13	26
Кварц-золото-сульфидные руды в целом	7	0,032	10,0	0,08	18

ньев и др., 1983]. Эти свиты сложены песчаниками, алеролитами, глинистыми сланцами с горизонтами углеродистых алевроито-глинистых сланцев, метаморфизированных в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Рудное поле приурочено к широкой синклинальной складке, осложненной дополнительной изометричной складчатостью. В связи с этим образовалась зона брахиформных складок. Крупные дизъюнктивные швы разбили эту синклиналь на блоки, в результате возникли грабен-синклинали, горст-антиклинали и переходные складчатые формы. Господствующее направление зоны брахиформных складок имеет северо-восточное простирание по аз. 40-50°. Концентрическое замыкание мульды ограничено подошвой удерейской свиты. Внешняя зона складок на юго-западе представлена отложениями кординской, а на севере – горбилокской свит.

Золоторудные кварцевые жилы Васильевского месторождения (рис. 22) приурочены к юго-западному центральному замыканию брахиформной синклинали в структуре второго порядка по отношению к куполовидному поднятию. В разрезе синклиналь имеет асимметричное строение, более крутое падение слоев пород характерно для северо-западного крыла. Центриклинальная зона складки осложнена более мелкой складчатостью. Складки III порядка выполнены углеродистыми песчано-алеврито-глинистыми сланцами верхней пачки верхнекординской подсвиты. Размах крыльев таких складок не превышает 200-300 м. На участках субмеридиональных разрывов располагаются флексурные перегибы и асимметричные складки с размахом крыльев в 10-20 м. Выделяются три типа разрывов: северо-восточные, субмеридиональные и согласные со слоистостью. Широко развита мелкая трещиноватость рудовмещающих пород. Зоны трещиноватости совпадают с направлением основных разрывов. С трещиноватостью юго-за-

Таблица 8

**Распределение Pt и Pd (г/т) в кварцевых, кварцево-золото-сульфидных рудах
Коммунарского золоторудного поля, Кузнецкий Алатау**

Горная порода, тип руды, минерал	Кол-во проб	Pt	Pd	Pt/ Pd
Антимонит из рудной зоны Северной	2	0,005	24,9	0,001
Арсенопирит из сланцев на контакте с жилой Январской	1	25,0	0,006	4167
Блеклая руда из той же жилы, штольня № 6	1	0,01	1,13	0,009
Галенит из той же жилы, штольня № 6	1	0,01	0,12	0,08
Жильный кварц с золотом	2	$\frac{0,68-18}{9,3}$	$\frac{0,1}{0,1}$	93
Кварцевый штокерк	6	$\frac{0,02-5,6}{2,5}$	$\frac{0,005-0,1}{0,04}$	62,5
Магнетит скарновый Калиостровского месторождения	1	0,85	0,06	14
Окварцованный углеродисто-кремнистый сланец	1	0,02	0,005	4
Пирит из жилы Январской, штольня № 12	1	1,7	0,025	68
Пирит из кварцевого прожилка с золотом	1	1,6	0,06	27
Пирит из кварцевого прожилка с золотом, Подлунный карьер	1	0,64	0,018	36
Пирит из Северной скарново-магнетитовой линзы	1	1,91	0,35	5,5
Пирит из углеродистых сланцев Полуденной свиты, R ₃	1	0,01	0,12	0,09
Пирит кварцевых жил и штокерков	12	3,61	0,18	20
Пирротин из сланцев углеродисто-кремнистых	2	0,04	0,15	0,3
Пирротин прожилковый в сланцах	1	1,3	0,025	87
Пирротин кварцевых жил и штокерков	5	0,29	0,007	4,1
Сфалерит из кварц-сфалерит-галенитовой убогозолотоносной жилы, штольня 6	1	0,018	0,008	1,3
Сфалерит из Борисовской скарново-магнетитовой линзы	1	0,008	0,75	0,01
Сфалерит из жилы Январской с золотом (Bi-Te минерализация)	1	0,051	0,014	3,6
Сфалерит в ассоциации с теллурувисмутитом, жила Январская	1	4,19	0,094	15
Сфалерит из кварцевых жил и штокерков	3	56,0	0,292	192
Сфалерит из штокерка «Апрельская дайка»	1	0,97	0,066	15
Халькопирит жилы Январской, штольня № 12	1	0,01	1,7	0,006

Эннэрэнэ эндэрэ – йотэр доп рлннэжэрдэс элнэлмнэжэм и элнэлмннннн - йотэр дэН :эннэрэмнэП

Таблица 9

**Распределение Pt и Pd (г/т) в минералах березитов и кварцевых золоторудных жил
Балахчинского рудного поля**

Минерал, горная порода	Кол-во проб	Pt	Pd	Pt/Pd	k_n^{Pt}
Арсенопирит из кварцевой жилы	1	3,4	0,3	11,3	690
Пирит II из березитов жилы Октябрьской	1	2,4	0,04	60	480
Пирит III из жилы Нижне-Скарновой	2	0,45	0,2	2,2	90
Пирит III из жилы Изотоповской	1	2,6	0,4	6,5	510
Пирит III из жилы Майской	2	1,4	0,2	7	280
Пирит III из жилы Октябрьской	3	12,7	0,61	2,1	2550
Пирит III из жилы Чапаевской	2	0,525	0,55	0,95	100
Халькопирит из кварцевой жилы	1	0,32	2,3	0,14	62

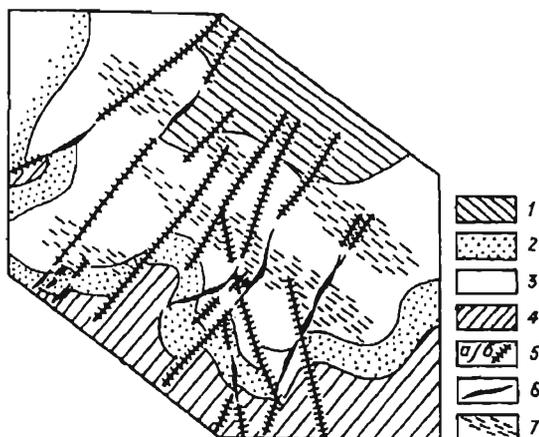


Рис. 22.

Схема геологического строения Васильевского рудного поля (по М.Я. Бетхеру и др.).

- 1 – отложения кординской свиты и 2 – ее песчано-алеврито-глинистого горизонта;
 3 – отложения горбилокской и 4 – удерейской свит; 5 – геологические границы (а) и дизъюнктивы (б); 6 – кварцевые жилы; 7 – зоны повышенной трещиноватости.

падного простирания совмещаются площадные геохимические ореолы Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb.

Рудные тела представлены кварцевыми жилами с убогим и бедным содержанием сульфидов и прожилково-вкрапленными золото-сульфидными ассоциациями. Жилы сопровождаются околорудными березитами. Среди жильных тел выделяются такие типы:

1) жилы в разрывах осевой плоскости синклинали; залегают на участках пересечения разрывами глинисто-алевритовой сланцевой толщи горбилокской свиты; в зоне центриклинального замыкания разрывы осевой плоскости сопровождаются многочисленными более мелкими трещинами;

2) жилы, приуроченные к участкам замыкания складок IV порядка, осложняющих центриклинальное замыкание синклинали; протяженность их – первые десятки метров;

3) серии жил в периклиналином замыкании антиклинальных складок III порядка, осложняющих центриклинальную часть синклинали;

4) единичные жилы в разрывах на крыльях синклиналей и антиклиналей III и IV порядков.

Наиболее крупные жилы северо-восточного простирания прослежены на 500-800 м, мощность их от сантиметров до нескольких метров. По простиранию и падению они раздваиваются, расчленяются на многочисленные апофизы, имеют волнистое залегание с отклонением от общей линии простирания на 20 и даже 33°. При переходе в ритмично-слоистые песчано-алеврито-глинистые углеродистые сланцы жилы нередко изменяют углы падения и разделяются на прожилки

четковидного сложения. Рудные столбы располагаются на перегибах жил, на участках пересечения горизонтов углеродистых сланцев.

Главными минералами продуктивных жильных рудных тел являются кварц, карбонаты (90-97%), второстепенными – альбит, хлорит, мусковит, гидрослюды, апатит, рутил, арсенопирит, пирит, блеклая руда, сфалерит, редкими – халькопирит, пирротин, антимонит, висмутин, пираргирит, золото, серебро. Рудные тела сформировались в четыре стадии: альбит-кварцевую, арсенопирит-пирит-кварцевую, полисульфидно-анкеритовую и кальцит-гидрослюдистую (табл. 10). Эти стадии объединяются в два этапа минералообразования. В первый этап гидротермального процесса развивались метасоматиты березит-лиственитового типа и основные рудные тела, сложенные небогатыми рудами тонкодисперсного золота в пирите и арсенопирите. Во второй этап формировались локальные трещины и жилы с полисульфидной и кальцит-гидрослюдистой минеральными ассоциациями третьей и четвертой стадий. Наиболее богатые рудные тела возникали при наложении минералов полисульфидно-анкеритовой стадии минералообразования на пирит-арсенопиритовые вкрапленные руды первого этапа. А.М. Сазонов с соавторами [1990] полагают, что гидротермальные растворы первого этапа поступали в подготовленную структуру на заключительных периодах складкообразования. Эпоха тектонического сжатия предшествовала началу гидротермального этапа. Формировавшиеся сколовые трещины вмещают минеральные ассоциации полисульфидно-анкеритовой стадии второго гидротермального этапа.

В рудном поле проявилась вертикальная и горизонтальная минералогическая зональность. Вертикальная зональность кварцевых жил выразилась в постепенном исчезновении сверху вниз разреза минералов поздних стадий рудообразования – блеклой руды, галенита, сфалерита, халькопирита. Горизонтальная зональность проявилась в закономерном увеличении количества минеральных ассоциаций более поздних стадий рудообразования по мере продвижения с юго-запада рудного поля на северо-восток [Бехтер и др., 1990]. Рудные тела, залегающие в породах кординской свиты, представлены ассоциациями ранних стадий: альбит-кварцевой и арсенопирит-пирит-кварцевой. В отложениях горбилкокской свиты локализованы руды, в составе которых преобладают минеральные ассоциации поздних стадий рудообразования – полисульфидно-анкеритовой и кальцит-гидрослюдистой.

Следовательно, в рудном поле обособились кварцево-жильный убогосульфидный, прожилково-вкрапленный сульфидный типы золотоносных руд и жильный кварц-антимонитовый тип руд. Формирование кварц-антимонитовых руд происходило в зонах смятия, дробления пород во внутренних зонах брахиформной складчатости. Совмещение с сурьмяным прожилково-вкрапленного золото-сульфидного оруденения происходило в зонах разрывов осевой плоскости брахиформной синклинали. В зонах трещиноватости кварцево-жильный убогосульфидный тип золотых руд приурочен к зоне центриклинального замыкания синклинали и к отдельным разрывам осевой плоскости.

Таблица 10

Схема последовательности гипогенного минералообразования Васильевского золоторудного месторождения (по М.Я. Бетхеру и др.)

Минерал	Первый этап		Второй этап	
	Стадия			
	Альбит - кварцевая	Арсенопирит-пирит-кварцевая	Полисульфидно-анкеритовая	Кальцит-гидрослюдистая
Кварц	▬	▬	▬	▬
Анкерит			▬	
Кальцит				▬
Альбит	▬			
Хлорит	▬	▬	▬	
Серицит	▬	▬	▬	
Гидрослюда				▬
Апатит	▬			▬
Рутил	▬			
Арсенопирит		▬		
Пирит	▬	▬	▬	▬
Халькопирит		▬	▬	
Пирротин		▬	▬	
Сфалерит			▬	
Блеклая руда			▬	
Галенит			▬	
Антимонит				▬
Пирарвирит			▬	
Самородное серебро			▬	
Висмутин			▬	
Самородное золото		▬	▬	▬
Температура декрипитации кварца, °С	480-420	360-300	280-240	180-140

▬ 1 ▬ 2 ▬ 3

1-3 – содержание минералов в жильных телах (%): 1 – более 10; 2 – от 1 до 10; 3 – менее 1.

На Васильевском месторождении распространено видимое золото, размер золотинок 0,1-0,5 мм. Золотины располагаются в жильном кварце, реже – в зальбандах жил с углеродистыми сланцами. Часть золотинок находится в сростании с блеклой рудой, пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Преобладают комковидные (40%), скелетно-губчатые (35%), реже крючковатые (15%) и проволочковидные (10%) формы золотинок. Частое сростание с хрусталевидным жильным кварцем свидетельствует о формировании золотинок в открытых полостях путем

их выполнения. Пробы золота колеблются от 970 до 995%. Более низкой пробой отличается золото в ассоциации с блеклой рудой и галенитом.

Содержание Pt и Pd и статистические параметры их распределения в окложильных березитах и кварцево-сульфидных ассоциациях Васильевского месторождения приведены в табл. 11. А.М. Сазоновым с коллегами [Нетрадиционная..., 1997] определены содержания МПГ в концентратах сепаратора Кнельсона из руд, продуктов ЗИФ Васильевского месторождения (г/т): 1,4-2,95 Pt, 0,5-0,7 Pd, 1-2,7 Rh, 1-14 Ir, 0,4-1,35 Ru. Содержания золота в этих концентратах составили 19-119 г/т.

Итак, все типы золото-сульфидной жильной минерализации характеризуются промышленно значимыми содержаниями платины. Наиболее богатыми концентратами этого металла отличаются кварц-пиритовые, кварц-арсенопиритовые, кварц-полисульфидные минеральные комплексы. Существенно отличное распределение палладия отмечается во всех изученных минеральных ассоциациях: пониженные содержания его установлены во всех кварцево-сульфидных комплексах. Лишь в пирит-кварцевой ассоциации зафиксированы повышенные содержания палладия: 1,5 г/т.

Судя по уровню содержаний платины в жильных рудах Васильевского месторождения, можно сделать вывод о существенных ресурсах платины в этих золоторудных телах при соотношении платины к золоту до 1:1. Это вдвое увеличивает промышленную ценность данного рудного объекта. Следовательно, полученные новые геохимические данные свидетельствуют о том, что кварцево-сульфидные руды мышьякового типа Васильевского месторождения следует относить к комплексным золото-платиновым, так же как и руды других месторождений Енисейского кряжа – Советское и Эльдorado (табл. 12).

Таблица 11

Распределение Pt и Pd в породах и рудах Васильевского кварцево-золото-сульфидного месторождения (Енисейский кряж)

Горная порода, тип руды	Кол-во проб	Содержание, г/т			V, %	k_n^{Pt}	k_n^{Pd}
		от	до	\bar{x}			
Платина							
Кварц-золото-сульфидные руды	26	0,009	55,1	11,4	137	2280	-
Кварц жильный с ед. зн. сульфидов	6	0,44	4,4	1,5	104	288	-
Кварц с пиритом (до 30-50%)	10	0,44	53,1	13,6	114,3	2720	-
Кварц с арсенопиритом (до 10-30%)	6	1,61	55,1	17,7	116	3540	-
Кварц с блеклой рудой (10%)	4	1,37	19,0	7,4	-	1480	-
Кварц с галенитом и сфалеритом	4	1,9	35,1	20,1	-	4200	-
Березит с сульфидами (до 10%)	1	-	-	0,43	-	188	-
Палладий							
Кварц-золото-сульфидные руды	26	0,006	1,5	0,24	130	-	48
Кварц жильный с ед. зн. сульфидов	6	0,01	0,4	0,12	117	-	24
Кварц с пиритом (до 30-50%)	10	0,1	1,5	0,36	139	-	72
Кварц с арсенопиритом (до 10-30%)	6	0,006	0,48	0,24	100	-	26
Кварц с блеклой рудой (10%)	4	0,01	0,4	0,13	-	-	26
Кварц с галенитом и сфалеритом	4	0,005	0,025	0,015	-	-	3
Березит с сульфидами (до 10%)	1	-	-	0,12	-	-	24

Таблица 12

Распределение Pt и Pd в рудных телах золоторудных месторождений Советского и Эльдорадо (Енисейский край)

Горная порода, жильный агрегат, минерал	Кол-во проб	Содержание, г/т			V%	k _n
		от	до	\bar{x}		
Советское месторождение						
<i>Платина</i>						
Березитизированные сланцы, R	2	0,005	0,2	0,102	-	40
Кварц жильный без сульфидов	5	0,004	0,007	0,0058	21,1	1,0
Кварц с сульфидами (5-60%)	13	0,25	6,2	2,7	73,6	540
<i>Палладий</i>						
Березитизированные сланцы, R	4	0,006	0,08	0,025	151	5,0
Кварц жильный без сульфидов	11	0,004	0,007	0,0058	19	1,0
Кварц с сульфидами (5-60%)	9	0,012	0,05	0,027	48,1	5,4
Месторождение Эльдорадо						
<i>Платина</i>						
Кварц жильный с сульфидами	5	0,06	3,5	1,37	80,5	300
Кристаллосланцы с сульфидными прожилками	1	-	-	0,588	-	115
Кварц жильный с пиритом	1	-	-	0,59	-	11
То же, с арсенопиритом	2	1,3	1,4	1,35	-	290
Кварц жильный Вершинки	1	-	-	1,4	-	310
<i>Палладий</i>						
Кварц жильный с сульфидами	5	0,06	0,49	0,35	35	70
Кристаллосланцы с сульфидными прожилками	1	-	-	0,008	-	1,6
Кварц жильный с пиритом	1	-	-	0,49	-	100
То же, с арсенопиритом	2	0,06	0,45	0,26	-	52
Кварц жильный Вершинки	1	-	-	0,45	-	90

Октябрьское месторождение (Россия)

Географические координаты: 94°35'30" в.д. и 53°05'с.ш.

Особенности геологического строения

Октябрьское месторождение располагается на участке сочленения салаирид Восточного Саяна с каледонидами Западного Саяна, в пределах Восточного замыкания Западно-Саянского офиолитового пояса. В структурном отношении регион относится к области сопряжения разновозрастных складчатых структур и проявления процессов рифтообразования. Западная часть региона охватывает площадь сочленения Западно-Саянского геосинклинального прогиба со структурами Хемчинско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба и относится к Куртушибинской структурно-формационной зоне, характеризующейся интенсивными проявлениями гипербазит-базитового и гранитоидного магматизма. Систигхемский структурно-фациальной зоне свойственно развитие унаследованных и наложенных прогибов, впадин и слабое проявление интрузивного магматизма. Сочленение этих разновозрастных структур произошло по группе Сая-

но-Тувинских глубинных разломов I порядка. По оперяющим разрывам II порядка прослеживаются габброидные, гранитоидные тела и сопровождающие их титаномагнетитовые, шеелитовые, золоторудные, ртутные проявления [Коробейников, 1999; Коробейников и др., 1987].

Регион сложен вулканогенно-осадочными толщами нижнего кембрия, красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами ордовика, красноцветными терригенными отложениями силура, аллювиально-делювиально-аллювиальными четвертичными образованиями. Палеозойские толщи включают интрузивные тела гипербазитового, базитового и гранитоидного комплекса [Геология СССР. Т. 19. Ч. 1., 1969]. В формационном отношении рудовмещающая толща соответствует начальным периодам геосинклинального развития региона и характеризуется составом, переходным от диабазово-спилит-кератофировой к диабазово-порфиритовой формации. Породы отвечают зеленокаменно измененным диабазам, диабазовым и андезитовым порфирирам, реже кератофирам. Осадочно-метаморфические образования представлены зелеными, зеленовато-черными филлитами, хлоритовыми сланцами, песчаниками с прослоями темных углеродистых сланцев, местами пиритизированных. Зеленокаменные эффузивы включают выходы мелких штоков, силлов, линз, даек габбро, габбро-долеритов, габбро-диабазов, габбро-диоритов субинтрузивного облика. Породы этих субинтрузивных тел также подвержены зеленокаменным преобразованиям. Региональный метаморфизм проявился в фации зеленых сланцев, а степень преобразования пород в регионе повышается в направлении с запада на восток, до эпидот-амфиболитовой фации.

Месторождение приурочено к крылу крупной антиклинали юго-западного простирания, с падением крыльев на северо-запад под углом 60-70°. На участке проявлено два типа рассланцевания пород: первое направление представлено секущими зонами с простиранием 140-150° и падением на юго-запад под углом 75-80°; второе направление – субсогласные зоны с простиранием 230° и падением на северо-запад под углом 20-75°. Реже проявлены зоны рассланцевания с азимутом простирания 310° и падением на юго-запад под углом 20-30° (рис. 23).

На месторождении проявлено жильное, штокверковое и прожилково-вкрапленное оруденение золото-кварцевого, золото-сульфидного типа. Минеральный состав продуктивных жил представлен кварцем (70-90 об.%), анкеритом, сидеритом, кальцитом (5-10%), альбитом, калишпатом, актинолитом, эпидотом, клиноцоизитом, мусковитом, хлоритом, тальком (1-5%), магнетитом, гематитом, пирротином, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, борнитом, блеклой рудой, галенитом, сфалеритом, халькозином, турмалином, баритом, рутилом, шеелитом (1-2%), золотом. С глубиной жильные тела нередко разветвляются и переходят в штокверки, а затем в прожилково-вкрапленную золото-сульфидную минерализацию (рис. 24). Штокверковые и прожилково-вкрапленные золото-кварцевые руды размещены в кварцево-альбитовых метасоматитах. Штокверки представлены густой сетью разнонаправленных прожилков кварца с вкрапленностью пирита, ар-

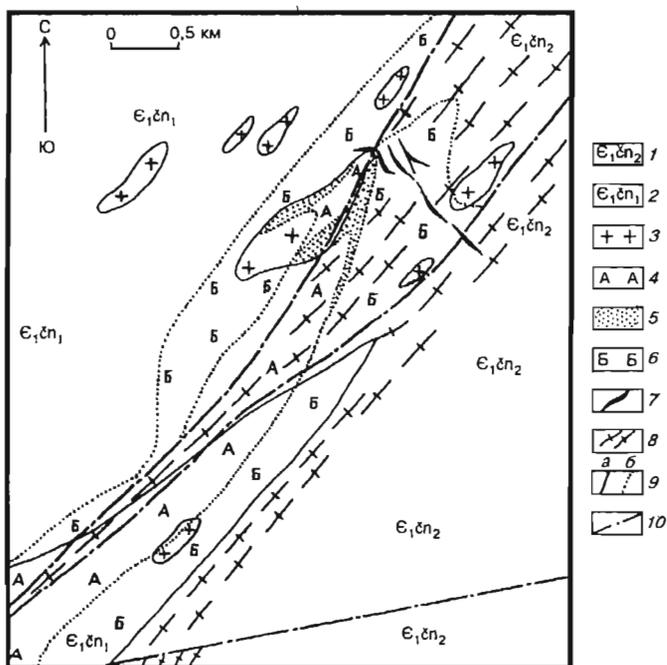


Рис. 23.

Схема геологического строения Октябрьского золоторудного месторождения в Восточном Саяне

1 – глинистые, углеродисто-кремнистые сланцы с прослоями песчаников и известняков верхней подсвиты чингинской свиты, E_1 ; 2 – диабазы, диабазовые порфиры с прослоями углеродистых и слюдястых сланцев нижней подсвиты чингинской свиты; 3 – диориты, габбро-диориты мелко- и среднезернистые габбро-плаггиогранитной формации, E_3 ; 4 – зоны альбитизации габбро-диоритов, порфиритов; 5 – кварц-кальцит-плаггиоклаз-хлоритовые метасоматиты; 6 – зоны березитизации-лиственитизации пород; 7 – кварцево-золоторудные жилы; 8 – зоны рассланцевания; 9 – геологические границы: а – стратиграфические, б – интрузивных, метасоматических образований; 10 – разрывы

сенопирита и золота. Кверху разреза эти штокверки переходят в кварцевые жилы на расстоянии 200-500 м. Рудовмещающие диабазы, габбро-диориты, метасоматические альбититы березитизированы-лиственитизированы, окварцованы, анкеритизированы.

Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность

В вертикальном разрезе месторождения проявлена такая зональность: в нижней части рудно-метасоматической колонны находятся кварц-альбитовые, кварц-микроклиновые метасоматиты с вкрапленными, прожилково-вкрапленными золото-кварцево-сульфидными рудами с Pt, Pd, Ir, Os; в средней части – серицит-карбонатные березиты-листвениты с штокверковыми, жильно-штокверковыми

кварцевыми рудами, и в верхней части – карбонатные листвениты с кварцевыми жилами и прожилками (см. рис. 24).

Альбитовые метасоматиты, формировавшиеся по диабазам, сложены (%): альбитом № 10-7 (40), кварцем (10-40), серицитом (5-25), хлоритом (1-10), брейнеритом, доломитом, кальцитом (1-3). Состав аподиоритовых альбититов (%): олигоклаз (30-40), альбит (20), микроклин (12), кварц (20), серицит (10), хлорит (3), анкерит, кальцит (10-20), пирит (1-10). Кварц-карбонат-серицит-пиритовые ассоциации в альбитовых метасоматитах представляют наложенную березитовую минерализацию.

Околожилные березиты-листвениты слагают тела мощностью до 30 м, протяженностью в первые сотни метров. К контактам кварцевых жил, прожилков, линз примыкают фации анкерит-сидеритовых лиственитов. На флангах рудных тел они сменяются кварц-серицит (фуксит)-пиритовыми и хлоритовыми ассоциациями. Окварцевание боковых пород наиболее интенсивно проявилось в центральных частях рудных зон. Мощность окварцованных тел достигает 8-10 м, и по облику они представляют собой “сливные кварциты”. Развитые местами участки прожилкового окварцевания пород по мощности достигают 30 м и более, а по простиранию – десятки-сотни метров.

На месторождении тела габбро-диоритов существенно альбитизированы. Полевые шпаты замещены альбитом, авгит – зеленой роговой обманкой, актинолитом, хлоритом с эпидотом, магнетитом, апатитом. Местами вместо хлорита появляется гидробиотит. Метасоматическое замещение следовало по схеме: андезин → олигоклаз → альбит, авгит, зеленая роговая обманка → биотит, хлорит → эпидот, апатит → гидробиотит, магнетит; титаномagnetит → лейкоксен+магнетит. Конечным продуктом альбитизации явились кварц-эпидот-альбитовые породы (%): альбит (60-65), кварц (15), эпидот (10), биотит с реликтами амфибола (6), хлорит (4), микроклин, магнетит, апатит, титанит (1) [Коробейников и др., 1987а]. Калиевошпатовые метасоматиты сложены (%): микроклином (18-50), биотитом (1-2), эпидотом (1-3), хлоритом (1-3), альбитом (10-15), кварцем (10-25), олигоклазом (30). Микроклин представлен тонкими вростками в плагиоклазе или обрастает альбит. Агрегат антипертита с краев разъедается кварцем, с образованием микропертитовой структуры замещения.

Во внешней зоне щелочных метасоматитов развиты амфиболизация и хлоритизация габбро-диоритов, а во внутренней – кварц-микроклин-альбитовые и кварц-плагиоклазовые образования. Местами возникали пятнистые разности, сложенные скоплениями полевошпатовых и амфиболовых ассоциаций. Метасоматические альбититы (состава альбит(70-80%), кварц (7-10), микроклин (3-10)) образуют линзовидные, жилообразные, субпластовые тела мощностью 20-65 м и протяженностью 500-1000 м. Они слагают линейные зоны протяженностью в 2-3 км.

При щелочном метасоматозе происходил привнос рудных элементов – Cu, Pb, Zn, W, Mo. Из внутренней зоны метасоматической колонны выносились Cr, Ni, Co, V, Cu, Zn, а во внешнюю зону добавлялись Cu, Zn. В результате во внутрен-

ней зоне формировались отрицательные (и пониженные) ореолы этих элементов, а во внешней – убогоположительные. Золото выносилось из внутренней зоны во внешнюю: коэффициент накопления k_{H}^{Au} изменялся от 0,5 до 1,5. Максимальные концентрации Au установлены в зоне окварцевания, а минимальные – в безсульфидных метасоматических альбититах. Более поздние околорудные березиты-листвениты сопровождались более значительным накоплением Au: $k_{H}^{Au} \geq 1,7-130$.

Геохимические исследования околорудного пространства позволили выявить зональность элементов (сверху вниз колонны): Hg-Sb-Ba-Pb-Zn-Cu-As-Au-Ni-Cr-V-Co. Надрудные элементы Hg, Sb, Ba проявились не на всех участках рудного поля. В рудном поле отмечены положительные и отрицательные аномалии Cr, Ni, Co, V, As, Au, Ag, Cu, Pb, Zn, W. В центральной его части выявлены серии узких зон северо-западного направления, представленные сочетанием положительных и отрицательных ореолов. Отрицательные ореолы фиксируют метасоматические альбититы. Размер их зон 120-500 м в длину и 13-60 м в ширину. Положительные аномалии Cu, Pb, Zn, As, Au сопутствуют кварцево-жильным зонам и сопровождающим околорудным березитам-лиственитам. На флангах этих рудных зон развиты отрицательные ореолы Co, Ni, V, Cr, Ti и местами локальные положительные аномалии Pb, As, Zn, Co, V, Cr, Ni. Протяженность их достигает 600 м, при ширине 10-30 м.

Распределение золота и платиновых металлов в метасоматитах и рудах

Рудовмещающие терригенно-вулканогенные породы характеризуются около-кларковым содержанием Au (мг/т): карбонатно-сланцевые – 1,7-8,2; эффузивные диабазы – 3-3,6, зеленокаменные габбро-диориты – 4,6; диориты и сиенит-диориты – 2-4,5. Безсульфидные ранние кварц-альбитовые, кварц-серицитовые, кварц-карбонатные метасоматиты, а также березиты-листвениты имеют близкое распределение этого металла: содержания золота либо равны ($\bar{x}_{Au} = 1,7-3,2$), либо незначительно превышают таковые в исходных вулканогенных и терригенных породах ($\bar{x}_{Au} = 2-5,1$, $k_{H}^{Au} = 0,6-1,6$). Лишь окварцованные углеродистые сланцы, альбитизированные габбро-диориты, превращенные местами в метасоматические кварциты, несут повышенные его содержания – до 10-24 мг/т. Для жильного кварца свойственно и повышенное, и низкое содержание золота: k_{H}^{Au} от 1 до 390 и более.

Итак, из метасоматических образований минимальным количеством золота отличаются ранние щелочные метасоматиты, а максимальным – поздние окварцованные, лиственитизированные и сульфидизированные породы. Процессы предрудного околотрещинного метасоматоза обусловили формирование первых ореольных концентраций Au в структурах: $k_{H}^{Au} \geq 390$ – I степень концентрирования золота. Последующему жильно-прожилковому и вкрапленному кварцево-сульфидному оруденению сопутствовало дальнейшее обогащение структур золотом: $k_{H}^{Au} \geq 400-1000$ – II ступень. Лишь дорудный щелочной метасоматоз (альби-

тизация и калишпатизация пород) сопровождался мобилизацией этого металла из боковых пород – до 30-40% от его содержания в исходных породах. Однако из-за ограниченного масштаба преобразования пород мобилизованный металл мог обеспечить лишь 20-25% от общих запасов его в рудных телах. Для формирования богатых руд необходим был привнос золота глубинными гидротермальными растворами [Коробейников, 1999].

Фоновые содержания платиновых металлов в углеродистых рудовмещающих сланцах составили (мг/т): 10 Pt, 8 Pd, 0,4 Os, 3 Ir. Рудовмещающие габбро, габбро-диориты несут 10 Pt, 13 Pd и 10 мг/т Ir. Серпентинизированные гипербазиты и серпентиниты содержат 25 мг/т Pt, 8 Pd, 15 Os, 10 Ir. Метасоматические альбититы, возникшие при щелочном автометасоматозе габброидных интрузий, характеризуются повышенными (20-1270 мг/т) концентрациями Pt, Pd, Os, Ir. Промышленно значимые содержания МПГ выявлены в интенсивно сульфидизированных метасоматических альбититах – до 1,27-16 г/т. В то же время обнаружено обычное фоновое содержание платины 10 мг/т в метасоматических альбититах, образованных за счет углеродистых сланцев.

Изучение характера распределения Pt и Pd в пиритах различных горных пород и метасоматических руд Октябрьского рудного поля показало, что пириты II из альбитизированных габбро-диоритовых тел, относящихся к ранним автометасоматическим образованиям, содержат всего 104 мг/т Pt и 95 мг/т Pd. Напротив, для рудогенных пиритов III генерации из зон метасоматических альбититов типичны более высокие концентрации: 0,34 Pt и 0,117 г/т Pd. Однако более значительными содержаниями этих элементов обладают рудогенные пириты III генерации из кварцево-золоторудных жил и околорудных березитов. В них установлено до 1-33 г/т Pt и 3-6,5 г/т Pd.

Следовательно, гидротермальные метасоматиты и золото-кварцевые жилы, штокверки являются потенциально промышленно платиноносными, и поэтому в Октябрьском рудном поле следует продолжить минералого-геохимические исследования на платиновые руды.

Олимпиадинское месторождение (Россия)

Это крупное месторождение располагается в присводовой части Центрального антиклинория рифейской миогеосинклинальной зоны Енисейского кряжа, вблизи системы глубинных разломов. Рудное поле приурочено к тектоническому блоку рифтогенного типа, сложенному кварц-слюдистыми сланцами кординской свиты PR₃ (рис. 25). В разрезе участвует горизонт карбонатно-терригенных пород PR₃, мощностью от десятков до первых сотен метров, к которому тяготеют прожилково-вкрапленные сульфидные вольфрам-золотые, вольфрам-сурьмяно-золотые, сурьмяно-золотые руды [Ли и др., 1968, 1970]. Автором с коллегами в этих рудах определены промышленно значимые концентрации платины – до 1-16 г/т.

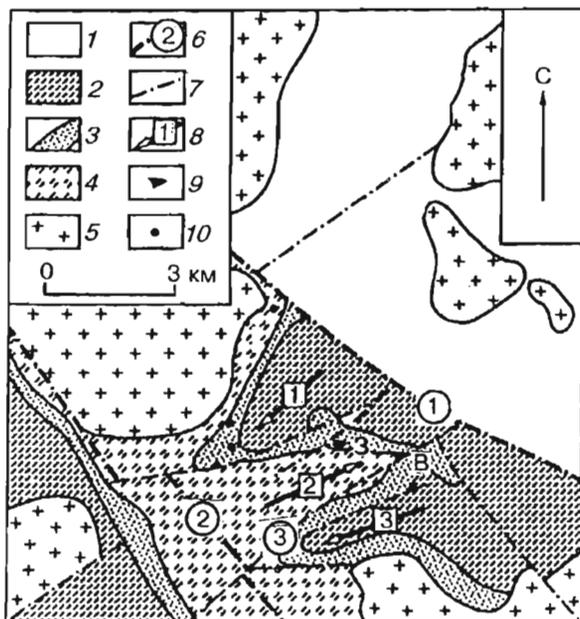


Рис. 25.

**Схематическая геологическая карта Олимпиадинского рудного поля
(по А.Д.Генкину и др., 1994)**

1- кварц-сульфидные сланцы горбилокской свиты; 2- верхняя пачка кварц-слюдистых сланцев кординской свиты; 3- углеродсодержащие слюдисто-кварц-карбонатные сланцы, карбонатные породы (маркирующий горизонт); 4- нижняя пачка кварц-слюдистых сланцев; 5- граниты, гранодиориты, гранито-гнейсы; 6, 7 – разрывные нарушения (цифры в кружках – см. названия); 6- региональные глубинные разломы: 1- Татарский, 2- Тырыдинский; 7- рудоконтролирующие разрывные нарушения: 3- Главный разлом; 8- оси складок и направления их погружения; цифры в квадратах: 1- Иннокентьевская синклиналь, 2- Медвежинская антиклиналь, 3- Чиримбинская синклиналь; 9- участки месторождения Олимпиада; 3- Западный, В- Восточный; 10 - рудопроявления

Руды чаще приурочены к замкам складок. Поэтому форма рудных тел отвечает субсогласным седловидным залежам. Основное рудное тело № 4 месторождения тяготеет к периклинальному замыканию антиклинали, а более мелкие рудные тела западного фланга залегают в замках лежачих складок и в пологих разрывах, осложняющих ее северное крыло. Комплексное оруденение локализовано на границе пород сланцевой и известковых пачек (рис. 26), подверженных зеленосланцевой и частично эпидот-амфиболитовой фациями регионального метаморфизма. В замках складок, где сконцентрированы руды, метаосадочные породы подвержены гидротермальным преобразованиям – скарнированию, грейзенизации, березитизации и аргиллизации.

Первичные золото-сульфидные руды представлены метасоматитами различного состава с общим количеством сульфидов до 3-5%. Минеральный состав руд –

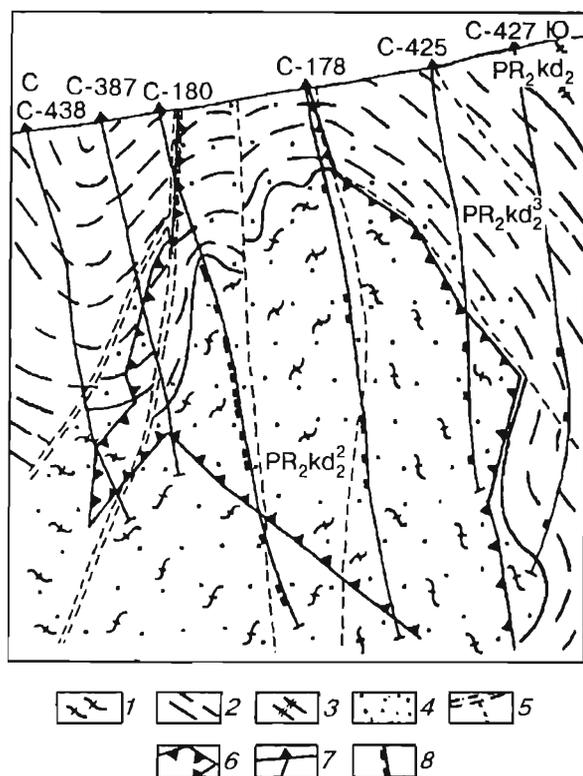


Рис. 26.
Геолого-структурный разрез
в плоскости золоторудного
тела-4 Олимпиадинского
месторождения (по данным
Красноярского ГГП)
 1-3 - осадочно-метаморфические породы верхнепротерозойского возраста; 1 - кварц-карбонатно-сланцевые сланцы, 2 - кварц-графитовые сланцы; 3 - кварц-сланцевые сланцы; 4 - метасоматически проработанные породы; 5 - разрывные нарушения и тектонические зоны различных порядков; 6 - контуры золоторудного тела -4; 7 - скважины колонкового бурения; 8 - интервалы опробования с содержанием платины свыше 0,1 г/т

карбонаты 30-40%, кварц 30-35%, биотит, мусковит, серицит 13-18%, хлорит, цоизит, каолинит, гидрослюды с вкрапленностью и прожилками пирротина, пирита, арсенопирита, антимонита, бертьерита, шеелита, ильменита, магнетита, редко халькопирита, пентландита, висмутина, сфалерита, блеклой руды, виоларита, брейтгауптита, бурнонита, кубанита, молибденита, джемсонита, ульманита, гудмундита, ауростибита, киновари, самородных золота и сурьмы (табл. 13). На западном фланге рудной зоны выявлены кварцевые прожилки с киноварью. Золото двух генераций: раннее золото I, 50-60% его находится в арсенопирите и 30-40% – тонкодисперсное (0,02-0,07 мм) свободное, и золото II крупное (до 1 мм) в ассоциации с антимонитом. Золото свободное, находящееся в дисперсном состоянии в сульфидах, высокопробное (910-997), обычно с высоким содержанием Hg до 0.2-2,5%. Основным концентратором ультратонкого золота служит игольчатый арсенопирит, содержащий 40-1843 г/т Au. Золотины из поздней золото-антимонитовой ассоциации имеют пробы 647-757 и содержат Ag 15-22 % и Hg 8,89-12,91 %.

Более поздняя сурьмяная минерализация создает концентрации в кварц-карбонатных метасоматитах верхней пачки рудоносного горизонта. С сурьмяными минералами ассоциирует крупное золото, возможно, переотложенное из ранних продуктивных комплексов.

Таблица 13

**Минералогический состав метасоматитов и руд Олимпиадинского
золоторудного месторождения (по Н.Н.Барановой и др., 1997)**

Главные минералы	Второстепенные минералы		Редкие минералы	
Дорудные мусковит-кварц-цоизит-карбонатные метасоматиты с шеелитом				
Мусковит	Доломит		Шеелит I	Сфен
Кальцит	Хлорит		Турмалин	Антраксолит
Кварц	Гроссуляр		Рутил	Тремолит
Цоизит	Салит		Шунгит	Актинолит
Раннерудные березиты с золото-пирротин-арсенопиритовой минерализацией				
Серицит	Хлорит	Пирротин I	Пирит I	Сфен
Кварц	Доломит	Арсенопирит	Сфалерит	Золото I
Кальцит	Анкерит	Галенит	Марказит	Висмутин
	Арсенопирит I	Халькопирит	Пентландит	Молибденит
	Магнетит	Блеклая руда	Джемсонит	Виолярит
Позднерудные аргиллизиты с золото-антимонит-бертьеритовой минерализацией				
Кальцит	Антимонит	Арсенопирит II	Золото II	Ауриститибит
Гидрослюды	Бертьерит	Пирит II	Шеелит II	Сурьма
Каолинит	Гудмундит	Пирротин II	Ильменит	Киноварь
		Сфалерит	Брейтгауптит	Ульманит
Послерудные кварц-кальцит-флюоритовые ассоциации				
Кварц	Флюорит		Пирит III	
Кальцит	Калишпат			

На месторождении развита золотоносная кора выветривания, сформированная путем гипергенного преобразования первичных руд. Она местами проникает на глубины до 400 м от поверхности.

На месторождении выделяется пять стадий минералообразования: дорудная (I), раннерудная (II), позднерудная (III), пострудная (IV) и гипергенная (V) [Баранова и др., 1997]. В дорудную стадию (480-380°C) возникали мусковит (серицит)-кварц-карбонатные, мусковит-кварц-цоизитовые метасоматиты с кварцевыми, кварц-кальцитовыми, кальцитовыми гнездами, прожилками с шеелитом I. В раннерудную пирротин-арсенопиритовую стадию шло формирование тонковкрапленной арсенопирит-пирротиновой (T=380-280°C) и затем прожилково-вкрапленной полисульфидной (T=280-220°C) минерализации [Баранова и др., 1997]. Позднерудная антимонит-бертьеритовая минерализация могла возникать во второй этап после формирования аргиллизитов при температурах 280-220°C. Рудный процесс завершился при температуре 230-200°C формированием пострудных кварц-кальцит-флюоритовых, кварц-калишпатовых прожилков.

В рудных телах сопутствующая шеелитовая минерализация обнаруживается в скарноидах и ассоциирующих с ними метасоматитах кварц-цоизитового состава, в углеродистых серицит-кварцевых метасоматитах, в полосчатых слюдисто-кварц-карбонатных, карбонатных метасоматитах и слабо скарнированных известняках [Афанасьева и др., 1995; Баранова и др., 1997]. Шеелитсодержащие скарноиды гроссуляр-андрадит-салит-уралит (тремолит)-цоизит-кварц-кальцит-сфен-хлоритового состава и ассоциирующие с ними кварц-цоизитовые метасоматиты

развиты на Западном участке месторождения (рудное тело 1). Шеелит в виде гнезд и полос представлен скоплениями кристаллов размером от 0,01 до 1 мм. В шеелите обнаружены микрофазы кварца, кальцита, бертьерита размером 0,1-0,2 мм. Шеелит, вкрапленный в кварц-карбонатных и сульфидных агрегатах, содержит примеси Au до 0,04-0,39 г/т и Sb от 1,9 до 23 г/т. Во вторичных рудах в переотложенном шеелите находится до 0,1 г/т Au и 0,04-2,9 % Sb.

Следовательно, в рудах месторождения выделяются две генерации шеелита: ранний I, в форме вкрапленников в кварцевых, кварц-кальцитовых гнездах и прожилках (ассоциирует с пирротинном, арсенопиритом), и поздний II, в сростании с бертьеритом. Обе генерации шеелита несут примеси Au до 0,4 г/т, а шеелит II, кроме того, содержит до 107 г/т Sb [Афанасьева и др., 1995].

В зоне окисления установлен остаточный и переотложенный шеелит, наряду с гидроксидом W – тунгситом. Переотложенный шеелит в виде иголочек проникает в оксиды Fe-Sb и содержит примесь Au до 0,5 г/т. Здесь же обнаруживается остаточное и переотложенное золото, а также аурустибит (AuSb_2) в неизмененных блоках первичных руд.

Инверсионно-вольтамперометрическими анализами [Коробейников, 1995, 1999] автором с коллегами в первичных и вторичных рудах месторождения выявлены повышенные концентрации Pt и Pd: 0,1-24 г/т Pt и 0,01-1,9 Pd. Но минеральных форм нахождения МПГ в рудах пока не обнаружено. Возможна кластерная (или молекулярно-атомарная) форма Pt и Pd в первичных рудах.

Геохимическая зональность Олимпиадинского месторождения

Для выявления характера распределения элементов-примесей в объеме месторождения по разрезам было выполнено опробование керна с шагом 5 м. В лаборатории ПГО «Березовгеология» выполнен полуколичественный спектральный анализ проб на 26 элементов с чувствительностью (%): Pb, Ba, Sr-0,02; Ti, Zr, Sc-0,01; Mn-0,003; As, Sb, W, Zn, Li, Y-0,002; Nb, Ta, В, Ga-0,001; V-0,0003; Ni, Co, Be, Sn-0,0002; Cu, Pb, Mo-0,0001; Ag-0,00001, спектрохимический на Au (чувствительность 0,003 г/т), инверсионно-вольтамперометрический на Pt, Pd (чувствительность 0,001 г/т). Результаты анализов обработаны по программам Statistica и построения изолиний Sulfer. Сглаживание наблюдений осуществлялось методом крайкинга (рис. 27).

Относительно главного рудного тела № 4 в плоскости поперечного геологического разреза пространственное распределение металлов следующее: 1) Аномальные концентрации Au, As, Mn, P, Pt (см. рис. 27), Pd тяготеют к рудному телу. При этом концентрации As в среднем составляют $89,8 \cdot 10^{-3}\%$ для первичных и $97,4 \cdot 10^{-3}\%$ для окисленных руд. Концентрация W в первичных рудах в 2,5-3 раза превышает фоновые значения ($5,6 \cdot 10^{-3}\%$) в сланцах, а в окисленных рудах среднее его количество возрастает до $54,3 \cdot 10^{-3}\%$ при колебаниях от 6 до $300 \cdot 10^{-3}\%$. Сурьма тяготеет к рудному телу, но концентрируется преимущественно по его

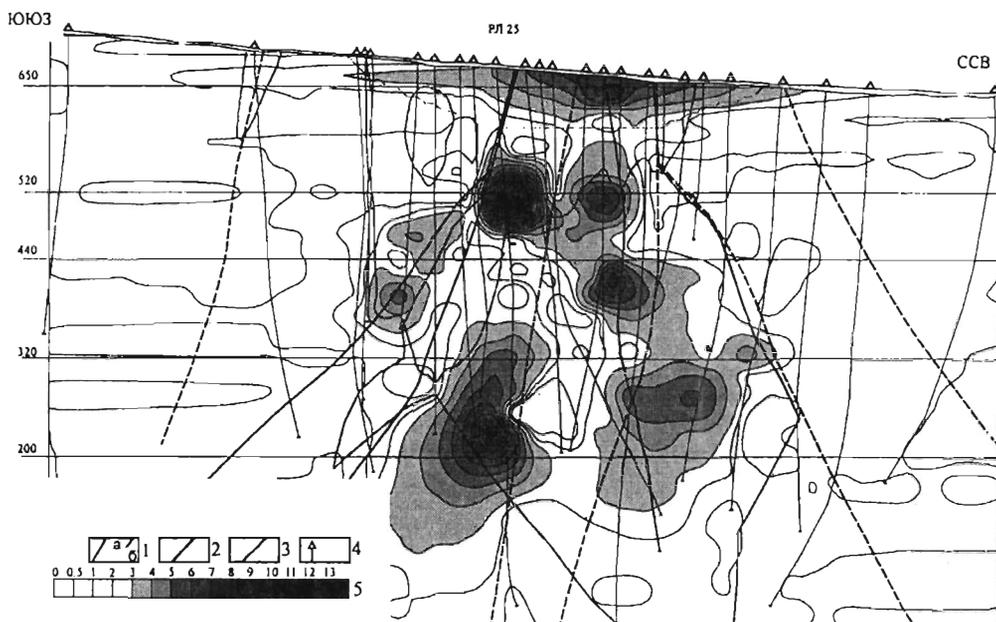


Рис. 27.

**Распределение Pt в плоскости разреза Олимпиадинского месторождения,
по А.Ф.Коробейникову и др.**

1 – разрывы: а – установленные, б – предполагаемые; 2 – контур рудного тела; 3 – контур коры выветривания; 4 – скважины детальной разведки; 5 – изолинии Pt в г/т

периферии, особенно в верхнерудной части: $30 \times 1000 \cdot 10^{-3}\%$, при среднем значении в первичных рудах $21 \cdot 10^{-3}$ мас.%, а в коре выветривания – $143 \cdot 10^{-3}\%$. Во вмещающих углеродистых сланцах содержание Sb не превышает $2 \cdot 10^{-3}\%$. Среднее содержание Co в первичных рудах составляет $2,1 \cdot 10^{-3}\%$, а во вмещающих углеродистых сланцах – $1,7 \cdot 10^{-3}\%$, для Pb эти величины равны $1,2 \cdot 10^{-3}\%$ и $1,7 \cdot 10^{-3}\%$ соответственно. Следовательно, W, Sb, Co, Pb концентрируются в основном в коре выветривания рудного тела.

Напротив, Zn, V, Ni, Mo, Ba выносятся из рудного тела при окислении и концентрируются во вмещающих породах его периферии: концентрация их во вмещающих сланцах в 1,5-2 раза выше, чем в рудном теле. На флангах рудного тела в углеродистых сланцах отмечаются локальные контрастные аномалии этих элементов.

Ti, Ag, Cu, Cr не имеют пространственной связи с рудным телом, а аномальные концентрации их приурочены к субвертикальным зонам контролирующим разрывов. Руды незначительно обогащены только серебром, причем в локальных участках, где его содержания достигают значений 0,5-1,5 г/т, а рудоносные метасоматиты несут всего 0,2 г/т Ag. В коре выветривания отмечается их накопление

с коэффициентом обогащения 1,2-2. Следовательно, эти элементы могут служить индикаторами золотого оруденения для рудного поля в целом. Для Sn, Se, Be, Ga, В, Y, Li, Nb, Ta не установлено отчетливых закономерностей в пространственном распределении.

Итак, на месторождении выявлено аномальное геохимическое поле, которое имеет зональную структуру: выделяется ядерная зона концентрирования, к ней приурочено комплексное оруденение; зона транзита (выноса) и фронтальная зона концентрирования с рассеянной минерализацией (по терминологии Л.В. Таусона). Для ядерной зоны, сопряженной с рудным телом № 4, характерны повышенные концентрации As (~0,1%), Mn (~0,2%), P (~0,003%), Pt, Pd (0,05-0,01 г/т). В окисленных рудах средние содержания элементов составляют: Sb (0,14%), W (0,05%), Pb, Co (0,004%). В зоне транзита наблюдается вынос большинства элементов и привнос Ba, V, Ni, Mo. В зоне фронтального обогащения в незначительном количестве накапливается большинство элементов – $K_{\text{н}}$ до 1,2-2. Индикаторными элементами служат Ti, Cr, Cu.

Распределение Au, Pt и Pd в первичных и вторичных комплексных рудах

Золото в первичных прожилково-вкрапленных сульфидных рудах содержится в пределах 2-10 г/т; в окисленных рудах – до 20 г/т. Сульфидные минералы несут промышленно важное количество золота, серебра, вольфрама: арсенопирит – 225 г/т Au, 20 г/т Ag, 4,5 г/т W; пирит – 9,2 г/т Au, 6 г/т Ag, пирротин – 11,2 г/т Au, 65 г/т W, 50 г/т Ag; антимонит – 5,1 г/т Au, 14 г/т Ag, 45 г/т W.

Платина в первичных рудах содержится в количествах от 0,005 до 24 г/т, при средней концентрации в рудном теле №4 1,41 г/т. При этом содержания Pt выше фоновых значений 0,005 г/т выявлены в 61% проанализированных 255 проб; среднеквадратическое отклонение содержаний составило 3,28. Палладий в первичных рудах определен в количествах 0,001-1,9 г/т, при среднем значении 17,5 мг/т. Максимальные концентрации Pt свойственны метасоматитам, содержащим арсенопирит: $\bar{x}_{\text{pt}} = 1,643,03$ г/т, палладий накапливался в метасоматитах с пиритом ($\bar{x}_{\text{pd}} = 0,012-0,013$ г/т), антимонитом ($\bar{x}_{\text{pd}} = 0,006-0,305$ г/т) (табл. 14).

Соотношения содержаний благородных металлов в первичных рудах составляют: Pt/Au = 0,32; Pd/Au = 0,02; Pt/Pd = 125. Корреляционной связи между Pt, Pd, Au не установлено, и лишь между содержаниями Au и Pd выявляется незначимая связь: $r_{\text{Pd-Au}} = +0,36$ при $r_{\text{кр}} = 0,24$.

В окисленных рудах концентрация Pt колеблется от 0,005 до 50 г/т, при среднем значении 1,82 г/т. Содержания Pd в этих рудах составляют 0,0025-0,1 г/т, при среднем значении 0,019 г/т. Плотность промышленно значимых содержаний Pt повышается в узлах пересечения контролирующих разрывов и на участках мелкоблоковой тектонической нарушенности пород.

В золоторудных телах платиновое оруденение имеет гнездовый, струйчатый, линзовидный тип распределения. Контуры золотого и платинометалльного ору-

Таблица 14

Платина и палладий в углеродистых сланцах, метасоматитах и вкрапленных золото-сульфидных рудах Олимпиадинского месторождения

Горная порода, тип руды	Число проб	Содержание, г/т			K _н
		от	до	\bar{x}	
1	2	3	4	5	6
Платина					
Углеродистые сланцы рифея	14	0,003	0,008	0,005	1,0
Березитизированные сланцы	6	0,005	0,008	0,007	1,3
Пиритизированные сланцы	9	0,04	0,45	0,21	42,0
Березиты, аргиллизиты с вкрапленными сульфидами	23	0,1	24,0	3,61	722
Слюдисто-кварц-карбонатные метасоматиты с сульфидами	38	0,008	11,9	0,75	150
Кварц-карбонатно-гидрослюдистые метасоматиты с сульфидами	18	0,005	24,0	0,255	51
Кора выветривания вкрапленных руд в метасоматитах	81	0,005	50,0	0,55	110
Линзы кварца в метасоматитах	11	0,06	6,0	0,96	200
Метасоматиты с пиритом	21	0,005	4,0	0,31	60
Метасоматиты с пиритом и пирротинном	30	0,005	9,3	0,89	178
Метасоматиты с пиритом и арсенопиритом	23	0,005	24,0	3,03	606
Метасоматиты с арсенопиритом	2	0,18	4,3	2,24	448
Метасоматиты с пирротинном и арсенопиритом	1	-	1,6	1,6	320
Метасоматиты с пирротинном и антимонитом	2	0,005	0,4	0,2	40
Метасоматиты с антимонитом	1	-	0,18	0,18	36
Метасоматиты без сульфидов	4	0,005	2,5	1,25	250
Метасоматиты с сульфидами и кварцем	2	0,32	0,83	0,58	116
Метасоматиты с сульфидами и кальцитом	1	-	1,02	1,02	204
Жильный кварц с пиритом арсенопиритом, антимонитом, пирротинном	1	-	0,96	0,96	192
Метасоматиты с сульфидами	26	0,005	4,87	0,94	188
Палладий					
Углеродистые сланцы рифея	14	0,004	0,029	0,013	1,0
Березитизированные сланцы	34	0,005	0,07	0,018	1,3
Березиты, аргиллизиты с сульфидами (руды)	5	0,007	0,35	0,18	13
Слюдисто-кварц-карбонатные метасоматиты с сульфидами	38	0,005	0,06	0,01	2
Кварц-карбонатно-гидрослюдистые метасоматиты с сульфидами	18	0,006	1,0	0,016	3
Кора выветривания вкрапленных руд в метасоматитах	81	0,003	0,2	0,019	3
Линзы кварца (с пирротинном, арсенопиритом, антимонитом)	11	0,003	0,008	0,006	1
Метасоматиты без сульфидов	4	0,006	0,029	0,013	3
Метасоматиты с сульфидами	26	0,005	0,06	0,019	3
Метасоматиты с кварцем прожилковым и сульфидами	3	0,016	0,12	0,12	30
Метасоматиты с пиритом	21	0,004	0,031	0,012	3
Метасоматиты с пиритом и пирротинном	30	0,004	0,07	0,013	3
Метасоматиты с пиритом и арсенопиритом	23	0,005	0,07	0,013	3
Метасоматиты с пирротинном и антимонитом	2	0,005	0,007	0,007	1
Метасоматиты с антимонитом	1	-	0,009	0,009	1

денения совпадают лишь на 70%, и значимые содержания Pt выявляются на флангах известных рудных тел. Отсутствие корреляционных связей между Au и Pt, вероятно, обусловлено последовательно-ступенчатым накоплением этих ме-

таллов в рудолокализирующих структурах под воздействием магматогенно-гидротермальных процессов. В процессе выветривания руд происходило относительное обогащение их платиной (на 30%) и палладием (на 8%) и перераспределение этих элементов в зоне окисления.

В шлаках плавки золота выявлены высокие концентрации благородных металлов (г/т): Au 4000, Ag 9, Pt 6,5. Но платина в шлаках плавки золота практического интереса не представляет из-за низкого выхода этого продукта. В активированном угле фильтров газоочистки установлено 2 г/т Pt, 0,008 г/т Pd и 0,011 г/т Rh. В шлаках плавки слитков золота из окисленных руд выявлено 6,3 г/т Pt, 0,027 г/т Pd и 0,01 г/т Rh.

Следовательно, только Pt накапливается в незначительных количествах в материале фильтров газоочистки и в шлаках плавки слитков золота при переработке как экзогенных, так и эндогенных руд. А.М.Сазоновым с соавторами [Нетрадиционная..., 1997] исследован гравиконцентрат на сепараторе Кнельсона одной пробы из окисленных руд месторождения, и были определены концентрации Pd и Ir в количестве 1,4-4,6 г/т Pd и 2,6-4,4 г/т Ir.

В гравиконцентратах первичных золото-сульфидных руд выявлены высокие концентрации шеелита, при среднем содержании 2,92 %. Если использовать магнитную сепарацию и электросепарацию, то возможна наработка свыше 400 тонн шеелитового концентрата в год.

В единичных пробах С.И. Прокопчуком сцинтилляционным эмиссионным спектральным анализом в окисленных и первичных рудах Олимпиадинского месторождения установлены частицы минералов Pt и Pd в единичных пробах: в хвостах сорбционного выщелачивания – три частицы минералов платины во фракциях 4-8; 8-13 мкм, со средними значениями размеров 10,5; 6,0 и 10,5 мкм. Палладий установлен только в тяжелой алеврито-песчаной фракции хвостов сорбционного выщелачивания – выявлено 22 частицы минералов Pd размером 2-9 мкм.

Таким образом, хвосты сорбционного выщелачивания содержат незначительную примесь Pt (0,05% по массе) остаточного золотосодержащего (54 г/т) сульфидного материала, который при существующей технологии обогащения безвозвратно теряется с отвальными хвостами.

Следовательно, платиноиды являются сопутствующими металлами золотых и золото-вольфрамовых руд Олимпиадинского месторождения. Поэтому его следует относить в группу крупных по объему комплексных полихронных золото-платиноидно-вольфрамовых рудных объектов.

Воронцовское месторождение (Россия)

Это месторождение относится к крупным рудным объектам и содержит промышленную золотую и сопутствующую платино-висмут-теллутовую минерализации [Коробейников и др., 1998а; Коробейников, 1999]. Автором и его коллеги-

ми были установлены промышленно значимые содержания Pt в групповых пробах, представленных сульфидоносными березитами, аргиллизитами – от 0,2 до 20,5 г/т, которые укладываются в непрерывный разрез в объеме ранее установленной промышленной на золото части месторождения. Эти новые данные, с учетом ранее установленной богатой висмут-теллуровой минерализации в золотых рудах, позволяют рассматривать данное месторождение как комплексное нетрадиционное золото-платиноидно-редкометалльное. Тем самым существенно возрастает его промышленная ценность.

Воронцовское месторождение относится к типичному полихронному объекту с гипабиссальной золото-сульфидно-березитовой и близповерхностной золото-платино-сульфидно-висмут-теллурид-аргиллизитовой формациями. Определяющую роль в его формировании сыграли процессы герцинского орогенеза и мезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА) [Грязнов, 1991; Грязнов, Вахрушев, 1997]. Оно располагается в Краснотурьинском рудном районе восточной части Тагильского прогиба Урала. Рудный район находится в наложенном вулканоплутоническом поясе. С запада он ограничен вулканитами Восточно-Тагильской структурно-формационной зоны, а с востока – структурами Салдинского антиклинория Восточно-Уральского поднятия. Рудное поле занимает Турьинскую вулканотектоническую депрессию, сложенную вулканитами андезитовой формации, вулканогенно-осадочным комплексом D_2 , вулканогенно-терригенными образованиями андезито-базальтовой формации D_1 . В основании разреза залегают известняки с примесью туфогенного материала, прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов D_1 . Центральную часть депрессии занимает Ауэрбаховский интрузив габбро-диорит-гранодиоритовой формации D_2 . Он сложен кварцевыми диоритами, гранодиоритами, с участием габбро-диоритов и габбро (рис. 28).

Рис. 28.

Геолого-структурная карта Воронцовского рудного поля (по А.А.Черемисину)

1 – аллювиальные и пролювиальные отложения; 2 – карстовые отложения; 3 – андезитовые порфириты, их туфы и лавобрекчии (богословская толща); вулканогенно-осадочные породы (башмаковская толща); 4 – туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты; 5 – кремнистые породы; карбонатные породы (фроловско-васильевская толща); 6 – карбонатная осадочная брекчия с цементом: а – более 10%, б – менее 10%, 7 – мрамор, 8 – известняк, 9 – дайки: а – диоритовых порфиритов, б – лампрофириров, диабазовых порфиритов; интрузивные породы Ауэрбаховского массива: 10 – диориты, 11 – субвулканические пироксен-плагиоклазовые порфириты базальтового состава, 12 – гранодиориты; 13 – рудные тела в проекции на дневную поверхность; 14 – рудные тела с рядовыми содержаниями золота; 15 – участки проявления реальгар-аурипигментовой минерализации; 16 – рудные столбы; 17 – кварц-карбонатные метасоматические жилы; 18 – участки развития аргиллизитов; 19 – скарны с магнетитовой и сульфидно-магнетитовой минерализацией; 20 – метасоматическая и прожилковая сульфидная (пиритовая) минерализация; 21 – мрамор с сахаровидной структурой (зона «подрудного» карста); 22 – разломы, ограничивающие рудовмещающий блок; 23 – надвиг послерудный; 24 – границы: а- коры химического выветривания, б- граница карстовой полости

Воронцовское месторождение локализовано в западной части депрессии и контролируется одноименным разломом близмеридионального – северо-восточного простирания, трансформированным в период ТМА с формированием надвига. Рудовмещающие породы подвержены метаморфизму зеленосланцевой фации, ороговиканию, скарнированию, пропилитизации, лиственитизации-березитизации и аргиллизации. Проявилась осадочно-диагенетическая вкрапленность пирита, сульфидно-магнетитовая скарновая, золото-кварцево-жильная, золото-платино-теллуридная продуктивные минерализации. Комплексное золото-платино-висмут-теллуридное оруденение приурочено к зоне контакта карбонатных и перекрывающих их вулканогенно-осадочных пород с горизонтами углеродистых сланцев. Месторождение сформировано последовательно проявленными метасоматитами формаций известковых скарнов, лиственит-березитовой (D_2) и аргиллизитовой (T_2 - J_2) (табл. 15).

Продуктивная минерализация прожилково-вкрапленного типа включает пирит-пирротиную, пирит-арсенопиритовую, полиметаллически-сульфидную, теллуридную и киноварь-реальгар-аурипигментную ассоциации. Рудные тела представлены субпластовыми и секущими жильными телами. Руды сложены зонами березит-лиственит-аргиллизитов с пиритом (до 90% массы сульфидов), пирротином, арсенопиритом, пентландитом, халькопиритом, сфалеритом, мелонитом, фрейбергитом, алтаитом, гесситом, сильванитом, калаверитом, петцитом, галенитом, борнитом, тетраэдритом, троилитом, редкими реальгаром, аурипигментом, киноварью, золотом. Золото свободное тонковкрапленное, в сростании с кварцем, слюдами, сульфидами, теллуридами Ag, Pb, Cu, Au. Размер золотинок 0,001-0,5 мм, пробы от 754-873 до 913-948‰, примеси представлены Ag (21-24%), Cu (0,2-0,7%), Te (0,02%), Tl (0,001%). Платиновые минералы пока не выявлены.

Исследованиями Н.М. Риндзюнской с соавторами [1995] установлено, что основными минералами-концентраторами золота в рудах являются сульфиды и теллуриды, а в окисленных рудах – реликтовые сульфиды, в меньшей мере пелито-глинистые и алевритистые фракции продуктов гипергенеза – 0,1-9 г/т Au. Из сульфидов наиболее золотоносными оказались пирит и арсенопирит, содержащие 9-334 г/т и 15-1195 г/т Au. Сульфидный концентрат содержит 52-104 г/т Au. В глинистых фракциях карстовых западин содержания золота составили 9-152 г/т в неокисленных пиритах, а в окисленных разностях – 3,5-43 г/т.

Подсчитанные запасы руд позволяют отнести месторождение к крупным золоторудным объектам.

Инверсионно-вольтамперометрические определения Pt и Pd в рудах и метасоматитах обнаружили промышленно важные содержания платины от 0,22 до 20,5 г/т, а палладия – всего 0,005-0,016 г/т. При этом максимальные количества Pt выявлены в сульфидизированных березитах-лиственитах, аргиллизитах – до 8-20,5 г/т. В пирите III генерации (рудогенном) определено 24 г/т Pt [Коробейников, 1998, 1999]. Богатые концентрации платины в метасоматитах и прожилково-вкрапленных рудах совпадают с контурами промышленной золотоносности это-

Таблица 15

Сульфидные минеральные ассоциации и сопутствующие им парагенезисы метасоматитов месторождений Турьинско-Ауэрбаховского рудного поля (по В.В.Мурзину, В.Н.Сазонову, 1999)

Тип руд, месторождения	Стадии	Парагенезисы метасоматитов	Рудные минеральные ассоциации и их минералы
Медноскарновые месторождения			
Пирит-халькопиритовые (Вадимо-Александровское, Розовское)	1	Актинолит+эпидот+ кварц	Пиритовая: пирит, <i>золото*</i> Пиритовая: пирротин
	2	Актинолит+эпидот+ хлорит+кальцит	Магнетит-сфалерит-халькопиритовая: халькопирит, магнетит, сфалерит, <i>кобальтин, кобальтпирит</i>
		Актинолит+эпидот+ хлорит+кварц Хлорит+кварц+ кальцит	Сфалерит-халькопиритовая: сфалерит, халькопирит, <i>карролит</i> Теллуридно-сфалерит-халькопиритовая: сфалерит, халькопирит, <i>гессит, тетрадимит, эмплектит, берриит</i>
3	Кварц+кальцит	Гематитовая: гематит	
Халькопирит-пирротиновые (Башмаковское, Богословское)	1	Актинолит+эпидот+ кварц+кальцит	Халькопирит-пирротиновая: халькопирит, пирротин моноклинный или моноклинный+гексагональный, <i>кобальтин, золото</i> (проба 910-920) Висмут-серебро-теллуридная: <i>самородный висмут, гессит, теллуровисмутит, пильзенит, золото</i> (проба 514-704) Пиритовая: пирит
		Хлорит-серицит	
	2	Кварц+хлорит+ доломит+кальцит (березит)	Арсенопирит-полиметаллическая: арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит
Борнит-халькопиритовые (Воронцовское золотое)	1	Актинолит+эпидот+ кварц+кальцит	Борнит-халькопиритовая: борнит, халькопирит, магнетит, сфалерит, <i>галенит, алтаит, колорадоит, калаверит, молибденит, золото</i> (проба 831-918)
Железоскарновые месторождения			
Магнетит-сульфидные (группа Воронцовских и Песчанских)	1	Актинолит+эпидот+ кварц+кальцит	Пиритовая: пирит, <i>халькопирит, золото</i> (проба 919-993) Кубанит-пирит-магнетитовая: пирит, магнетит, <i>кубанит, халькопирит</i>
	2	Хлорит+кварц+ кальцит+пренит	Полиметаллическая: халькопирит, сфалерит, галенит, <i>гессит, золото</i> (проба 542-606)
			Магнетит-пирит-полиметаллическая: пирит, магнетит, сфалерит, гематит, <i>кобальтин, золото</i> (проба 711-850) Пирротин-полиметаллическая: пирротин, сфалерит, <i>золото</i> (проба 614-709) Сульфидно-никелевая: халькопирит, <i>миллерит, полидимит</i>
3	Кварц+хлорит+ серицит+доломит+ кальцит (березит)	Пирит-халькопиритовая: пирит, халькопирит, <i>галенит, блеклая руда (теннантит-тетраэдрит)</i> Арсенопирит-полиметаллическая: арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, <i>магнетит</i>	

Примечание. * – Курсивом выделены редкие минералы ассоциаций.

го месторождения. Остается дополнительно изучить количественные концентрации сопутствующих редких металлов Bi, Te, Se, Tl в известных золоторудных телах.

В.М. Константиновым с соавторами [1999] были проанализированы на МПГ керновые пробы по одной из скважин Воронцовского месторождения. Установлены высокие содержания (г/т): Pt до 10, Pd до 5, Ru от 0,6 до 0,76. Тем самым подтверждены наши ранние определения МПГ в прожилково-вкрапленных рудах этого месторождения.

В.Н. Сазонов, В.В. Мурзин, Н.А. Григорьев [1998] считают, что Воронцовское месторождение было сформировано в три этапа: I вулканогенно-гидротермальный, II – магматогенно-гидротермальный; III – послемагматический флюидный, при становлении тоналит-гранодиоритовой интрузии. Золото-березитовые ассоциации возникали в I этап; золото-платино-висмут-теллуридно-аргиллизитовые – во II этап. Формирование скарнов происходило при температурах 750-400°C, общем давлении 3-1,2 кбар, рН = 8-9. Пропилиты, березиты-листвениты, аргиллизиты-джаспероиды возникали при температурах 500-100°C (аргиллизиты – 250-100°C), P = 0,3-0,5 кбар, рН = 6,5-4,5. Ранние рудные ассоциации формировались при 380-330°C, а поздние – 150-100°C при P = 0,2-1,5 кбар.

Источниками рудообразующих гидротерм, вероятно, явилась тоналит-гранодиоритовая интрузия с абсолютным возрастом 300 млн. лет (K-Ag определения по калишпату и биотиту).

Однако основное золото-платино-теллуридное оруденение было сформировано позже, при мезозойской тектоно-магматической активизации верхнепалеозойских структур с золото-березитовой минерализацией [Коробейников и др., 1998, 1999].

Итак, Воронцовское месторождение следует относить к комплексному золото-платиновому типу.

Тимское месторождение (Россия)

Золото-платиноидно-редкометалльные месторождения и проявления выявлены в Тим-Ястребовской интракратонной складчато-глыбовой структуре (Воронежский кристаллический массив) раннепротерозойского возраста [Чернышов, 1999; Чернышов и др., 1995; Додин, Савицкий, 2000; Додин и др., 1998, 2000б, 2001]. Наиболее высокими концентрациями Au и МПГ характеризуются углеродистые образования оскольской вулканогенно-осадочной серии нижнего протерозоя, сопряженной с неоднократно реактивизированными позднеархейскими коматиит-содержащими зеленокаменными поясами. Комплексные рудопроявления (в том числе Тимское месторождение) размещаются преимущественно в нижней (1500-2000 м) подсвите тимской свиты Тим-Ястребовской грабен-синклинали. Свита характеризуется ритмичным строением и присутствием в разрезе высокоуглеродистых сланцев ($C_{org} > 10\%$ мас.), обогащенных сульфидами (до 5-40 %). При об-

щей тенденции сокращения количества углеродистого вещества от ранних к поздним стратифицированным горизонтам подсвита отличается исключительно широким развитием углеродсодержащих пород – до 30-80% на отдельных участках (рис. 29).

Терригенно-вулканогенный комплекс верхнетимской подсвиты состоит из двух породных ассоциаций: нижней, преимущественно терригенно-углеродистой ($C_{орг}$ 1-10,5 % мас.), мощностью 300 м, и верхней, мощностью 1000 м, вулканогенной, с редкими прослоями терригенных низко- и безуглеродистых пород мощностью от 0,2-1 до 30-40 м. Завершают разрез пикрит-базальт-трахибазальт-трахиандезит-базальтовые вулканы, превращенные в амфиболиты и сланцы, с редкими маломощными прослоями углеродистых сланцев (см. рис. 29).

Комплексное оруденение характеризуется многоуровневым размещением, корреляционной связью МПГ и Au с углеродом, серой, Ni, Cu, Co, Cr, Zn, Ti, V, P, преимущественно базальтоидным типом распределения МПГ ($Pd > Pt > Rh > Ru > Ir ? > Os ?$), высокой степенью концентрирования благородных и редких металлов в наиболее тонкозернистой (<0,06 мм) сульфидно-углеродистой фракции. Максимальные концентрации МПГ и Au приурочены к высокоуглеродистым сланцам, образующим слои и горизонты мощностью 0,2-0,5 и 10-20 м в нижнетимской подсвите. Они пространственно совмещены с золотоносной рудопродуктивной толщей мощностью 20-30 м. Углеродистые сланцы, содержащие пирротиновую минерализа-

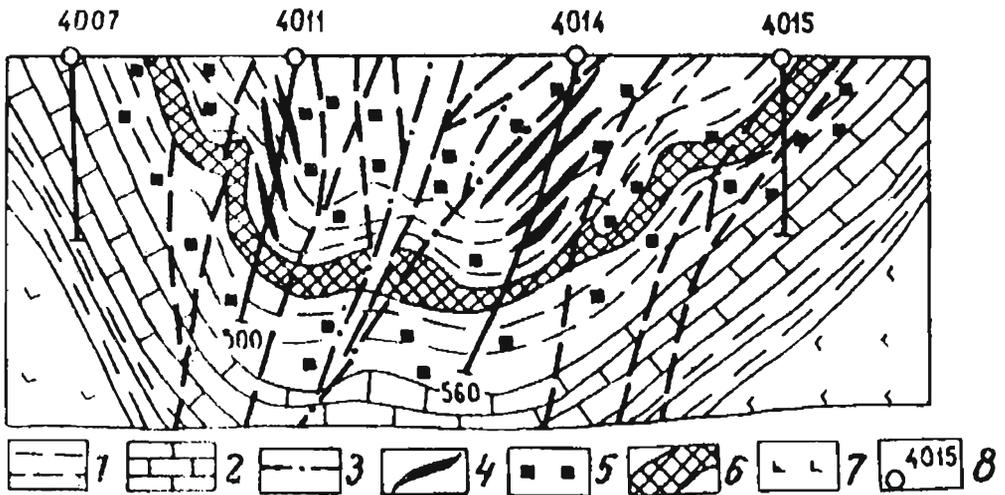


Рис. 29.

Модель разреза Луневско-Мальцевской рудопродуктивной толщи нижней подсвиты тимской свиты в пределах Тим-Ястребовской зоны (по Н.М. Чернышову)

1 – сульфидно-углеродистые сланцы; 2 – карбонатные породы; 3 – разрывные нарушения; 4 – дайки диоритовых порфиров, лампрофиров; 5 – сульфидизация; 6 – рудопродуктивный «пласт»; 7 – вулканы основного состава; 8 – скважины

цию, обогащены платиной (до 0,1-0,2 г/т), а насыщенные пиритом – палладием (до 3,1 г/т). Они, кроме того, обогащены Ag, Pb, Zn, Ni, Co, V, Mo, Nb, Se, Te, Bi, La, Ga.

Сложный характер распределения МПП и Au, а также сопутствующих редких элементов в черносланцевых горизонтах является, вероятно, следствием не только разнотипных первичных источников рудного вещества, но и последующего его перераспределения в процессе регионального метаморфизма и метасоматоза. Гидротермальные системы приводили к перераспределению рудного вещества и его концентрации в разломах, зонах объемного катаклаза, с образованием крутопадающих протяженных (до 6 км) не выдержанных по морфологии и мощности (0,5-3 м) рудных тел с золото-сульфидно-вкрапленной минерализацией. Этот тип оруденения характеризуется содержанием золота до 4,3-13,6 г/т и МПП – до 0,3-0,5 г/т. Он наиболее развит в Кшенском рудопроявлении Тим-Ястребовской структуры.

Комплексное оруденение в углеродистых сланцах и метасоматитах имеет сложный полиминеральный состав руд и характеризуется многообразием форм нахождения благородных металлов. Минеральный состав таких руд включает 45 рудных минералов. 80-95% объема рудного вещества приходится на пирит и пирротин, а остальные представлены халькопиритом, сфалеритом, магнетитом, ильменитом, пентландитом, арсенопиритом, молибденитом, виоларитом, галенитом, борнитом, ульвошпинелью, буланжеритом, макинавитом, теллуrowисмутитом, станнином, касситеритом, клаустолитом, самородными золотом, серебром, платиной, палладием, осмистым иридием, сплавами Au-Pt-Pd, селенидом Pd и Pt(Pd,Pt)₃Se₂, станнидом палладия (PdSn₂), сплавами Pt, Pd, Au, Ag, Sn, Zn, Fe, амальгамой золота-серебра, а также апатитом, рутилом, монацитом, цирконом, шеелитом, бадделеитом, перовскитом, баритом, титанатами бария (табл. 16) [Чернышов, Коробкина, 1995; Додин и др., 2000б, 2001]. Выделяются разновозрастные рудные ассоциации. Такой уникальный набор платиновых минералов определен впервые в Тимском месторождении [Рудашевский, Кнауф, Чернышов, 1995; Чернышов, Коробкина, 1995]. Более того, до сих пор ни в одном из объектов подобного типа не установлено такое разнообразие платиновых минералов [Чернышов, 1996, 1998, 2000; Додин и др., 2000в, 2001].

Н.М. Чернышов [1996, 1999, 2000] относит эти комплексные рудные образования к полигенным и полихронным осадочно-флюидно-магматогенным (тимский тип), возникшим позднее метаморфически-гидротермальных.

Особенностями Тим-Ястребовской грабен-синклинали являются: 1) широкое развитие черносланцевых вулканогенно-осадочных толщ; 2) интенсивное проявление разнотипных вулканогенно-интрузивных образований и их последующая тектоно-магматическая активизация; 3) высокая степень интенсивности складчатости, развитие взбросо-надвиговых нарушений, сложный структурный облик разрывов – рудоконтролирующих элементов; 4) низкоградиентный тип метаморфизма в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой формаций и широ-

Таблица 16

Рудные минералы золото-платинометалльного оруденения в высокоуглеродистых сланцах и их метасоматитах Воронежского кристаллического массива (по Н.М.Чернышову, 1996, 1999)

Самородные металлы		Кубанит	$CuFe_2S_3$
Золото	Au	Виоларит	$FeNi_2S_4$
Палладий	Pd	Сфалерит	ZnS
Платина	Pt	Галенит	PbS
Серебро	Ag	Молибденит	MoS_2
Металлические твердые растворы и интерметаллические соединения		Сульфоарсениды, теллуриды, антимониды, селениды, сульфосоли	
Палладий платиносодержащий	$Pd_{0,94}Pt_{0,06}$	Арсенопирит	$(Fe_{0,9}Ni_{0,1})AsS$
Платина железосодержащая	$Pt_{0,96}Fe_{0,04}$	Теллуровисмутит	$(Bi_{1,69}Pd_{0,23}Fe_{0,11}Ag_{0,04})_{2,07}(Te_{2,89}Sb_{0,02}Se_{0,01})_{2,92}$
Золото-платина-палладий	$Pd_{0,86}Pt_{0,08}Au_{0,04}Fe_{0,02}$	Буланжерит	$(Pb_{4,64}Cu_{0,57}Fe_{0,28})_{5,44}(Sb_{3,92}Sn_{0,02})_{3,49}(S_{10,4}Se_{0,10})_{10,59}$
Осмистый иридий (невьянскит?)	(Ir, Os)	Клаусталит	$(Pb_{0,98}Cu_{0,02})_{1,0}(Se_{0,78}S_{0,27})_{1,0}$
Золото ртуть-теллур-серебро-содержащее	$Au_{0,53}Ag_{0,29}Te_{0,07}Hg_{0,02}$	Станнин	$Cu_{1,98}(Fe_{1,08}Ni_{0,01})_{1,09}Sn_{1,00}S_{3,94}$
Амальгама золота-серебра	$Au_{6,95}Ag_{6,07}Hg_{3,14}$	Селенид палладия и платины	$(Pd_{2,39}Pt_{0,51}Fe_{0,06})_{2,98}Se_{2,02}$
Аркверит (?)	(Ag, Hg, Pt)	Тетраздрит	$Cu_{12}Sb_4S_{13}$
Станнид палладия	$PdSn_2$	Оксиды, вольфраматы, молибдаты, фосфаты и др.	
Платина-палладий-золото-серебро-олово	(Pt, Pd, Au, Ag, Sn, Zn)	Ильменит	$FeTiO_3$
Сульфиды		Магнетит	Fe_3O_4
Пирит	FeS_2	Рутил	TiO_2
Ni-Cu-пирит	$(Fe, Cu, Ni)_2S_2$	Касситерит (?)	SnO_2
Ni-Co-пирит	$(Fe, Ni, Co)_2S_2$	Шеелит	$Ca(W, Mo)O_4$
Макинавит	$(Fe_{7,86}Ni_{10,89}Co_{0,04}Cu_{0,13}Zn_{0,02})_{8,94}S_{8,06}$	Перовскит	$(Ca, Ba, Sr)TiO_3$
Пирротин	$Fe_{1-x}S$	Титанат бария	$(Ba, Ca)(Ti, Zr)O_4$
Ni-пирротин	$(Fe, Ni)_{1-x}S$	Титанат бария и висмута	$(Ba, Bi)_{1-x}(Ti, Nb)O_3$
Пентландит	$(Fe, Ni)_9S_8$	Бадделит	$(Zr, Hf, Sc)O_2$
Халькопирит	$(CuFe)S_2$	Циркон	$Zr(SO_4)$
Марказит	FeS_2	Барит	$Ba(SO_4)$
		Монацит	$(Ce, La, Nd, Th, Y, Gd, Sm)PO_4$
		Апатит	$Ca_3(PO_4)_3(F, Cl)$

кое проявление постмагматических процессов (графитизация, гидрослюдисто-хлоритовые, флогопит-альбит-доломитовые, карбонатно-сланцевые, эпидот-тремолит-карбонатные, биотит-полевошпатовые), углеродистых метасоматитов; 5) широкое развитие метасоматоза (альбитизация, карбонатизация, окварцевание, слюдизация) в черносланцевых комплексах (нередко обогащенных фосфором), сульфидов, сульфоарсенидов [Чернышов, 1999, 2000].

Золото-платиноидное оруденение Тим-Ястребовской структуры кристаллического массива в углеродистых сланцах и их метасоматитах несет редкометалльно-

ную минерализацию [Арутюнян, 1999]. Руды комплексные и представлены пиритом и пирротином (80-95% объема рудного вещества), халькопиритом (1-15%), сфалеритом (0,7-2%), магнетитом (0,5-10%), ильменитом (1-12%), пентландитом (вростки в пирротине), арсенопиритом, молибденитом, блеклой рудой, виоларитом, галенитом, гетитом, мартитом (0,5-10%), макинавитом, буланжеритом, клаустолитом, теллурувисмутитом, станнином, цирконом, монацитом, шеелитом, бадделеитом, минералами Au, Ag и МПГ. Выделено три генерации пирита: I – фрамбоидальный, тонкозернистый в виде послойной вкрапленности, размер выделений 0,01-0,02 мм и менее; II – вкрапленный, гнездовой, линзовидный, прожилковый в углеродистых сланцах с сульфидно-кварцевыми (\pm карбонаты) прожилками; III – кварц-сульфидных прожилков, гнезд размером до 5 см с включениям кварца, пирротина, галенита, сфалерита, халькопирита, арсенопирита, в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом и др.

Рудопроявления архипелага Северная Земля (Россия)

А.Г. Листковым и В.Ф. Проскурным [1981] опубликованы данные по золотоносности и платиноносности углеродистых сланцев рифея Северной Земли. На острове Большевик были установлены проявления стратиформного благороднометалльного оруденения в сульфидизированных углеродистых сланцах, с содержаниями золота 1,5 г/т, платины 3,1 г/т, палладия 3,9 г/т. Выявлены две рудные зоны арсенопирит-кварцевой минерализации с видимым золотом. Кроме того, в рифейских вулканогенно-плутонических образованиях острова Октябрьской Революции определены содержания платины 0,42 г/т, палладия 0,53 г/т, золота 3 г/т.

А.В. Прохоровым, Н.В. Ванюшиным, В.М. Турлычкиным [1999] приведены новые, более обширные, данные о золото-платино-палладиевом оруденении острова Большевик. В кварцевых жилах содержания золота составляют 0,1-1200 г/т. Совместно с золотом выявлены Pt и Pd в количествах 0,18-66,7 г/т Pt и 0,14-308 г/т Pd. Минерализованная жильная зона по мощности составила 33 м. Среднее содержание МПГ по ней отвечает 9,8 г/т (табл. 17). Все материалы по платиноносности золоторудных месторождений и рудопроявлений региона систематизированы Д.А. Додиним [2002].

Рудопроявление острова Большевик приурочено к брахиформной складчатой зоне, осложненной разрывами. Рудоносная площадь сложена сильно дислоцированными метаморфизованными песчаниками и кварц-серицитовыми сланцами, углисто-глинистыми сланцами рифейского возраста, частично зеленоцветными и пестроцветными алевролитами, гравелитами, конгломератами венда. Они секутся дайковыми телами диабазов и долеритов триасового возраста. Рудовмещающие породы пропилитизированы и содержат метакристаллы пирита и пирротина. Дайки также пропилитизированы и сульфидизированы. Сульфиды представлены пирротином, халькопиритом, с примесями сфалерита и арсенопирита, ред-

Таблица 17

Содержание Au, Pt, Pd, Rh (г/т) в Нижне-Литкенской рудной зоне острова Большевик

Название опробованных пород (пробы борздовые)	Au	Pt	Pd	Rh
Окварцованные песчаники с прожилковым кварцем, пиритом, кубанитом, пирротинном, бреггитом? и палладием	31,6	66,7	308,0	0,57
Серпентинизированные породы с кварцем	7,4	10,1	42,7	0,079
Окварцованные песчаники с кварцем, пирротинном, пентландитом	3,5	8,6	44,6	0,068
Серпентинизированные породы с кварцем	0,1	2,5	8,9	
» »	0,1	3,5	9,3	
Слюдисто-глинистые сланцы с пиритом, пирротинном	0,1	5,2	17,2	0,011
Хлоритизированные и серпентинизированные породы	0,1	2,4	7,0	0,036
Серпентинизированные породы с кварцем		1,5	8,5	0,044
Тонкоплитчатые песчаники с пиритом		1,1	2,6	0,003
Тонкоплитчатые слюдисто-глинистые сланцы		1,0	3,5	0,008
» »		0,48	0,14	0,008
Тонкоплитчатые сланцы с пирротинном, пиритом (1-3%)		2,3	10,4	0,021
Углисто-глинистые сланцы с кварцем		0,97	3,9	0,029
» »		1,2	5,1	0,031
Тонкоплитчатые сланцы с пиритом, пирротинном и кварцем		1,7	6,4	0,036
Окварцованные песчаники с пиритом, пентландитом		2,6	11,5	0,058
Углисто-глинистые сланцы		0,72	3,7	0,023
» »		3,2	10,9	0,071
» »		0,64	1,9	
Хлорит-эпидотовые метасоматиты с кварцем		2,3	7,0	
Серпентинизированные породы		0,39	1,8	
Углисто-слюдисто-глинистые сланцы		1,7	6,1	0,003
Хлоритизированные породы		2,1	8,4	
Окварцованные песчаники с пирротинном и кварцем		1,1	4,2	0,003
» »	32,4	2,0	8,6	
Слюдисто-глинистые сланцы		2,6	7,4	0,003
Хлоритизированные и серпентинизированные породы с кварцем		1,9	9,7	0,004
» »		2,4	13,2	0,004
Окварцованные песчаники, сланцы с кварцем, пиритом, арсенопиритом		0,97	4,8	
» »		0,77	3,4	
Хлорит-эпидотовые метасоматиты с кварцем (50%)		0,37	1,8	
» »		0,18	1,4	
Хлорит-эпидотовые метасоматиты с кварцем, пиритом		0,61	3,0	
Углисто-глинистые сланцы		0,24	1,6	

Примечание: По данным пробирно-химико-спектральных анализов борздовых проб, выполненных в лаборатории ТулНИГП (г.Тула) в Тульском государственном научно-исследовательском геологическом предприятии по технике и технологии разведки благородных металлов и алмазов.

кого галенита. Местами прожилиты сопровождаются мелкими штокверковыми зонами – прожилками хлорит-кварцевого и карбонат-кварцевого состава. Существенно хлоритовые метасоматиты и кварц-карбонатные штокверки приурочены к контактам субмеридиональных кварцевых жил. В хлоритизированном кварце обнаружены тонкие включения (2-4 мкм) самородного палладия.

Кварцевые жилы и жильные зоны не выдержаны по мощности и простираю, часто выклиниваются с возникновением линзовидных тел. Золотоносные

жилы обычно залегают согласно с кливажными зонами с падением 25-65°, мощность их до 0,5-0,6 м. Из сульфидов преобладают пирит, пирротин, сфалерит, арсенопирит, галенит (1-3%), присутствуют графит, хлорит, карбонаты (кальцит, анкерит). Самородное золото размером от 8 мм до 1-3 мкм: 8-2 мм – 70%, 0,1 мм – 20-25%, нередко появляются мелкие самородки весом 0,5-1 г. Золотины комковидные, палочковидные, крючковатые, пластинчатые, листоватые, в сростании с кварцем, сфалеритом, сланцами. Пробы золота от 973 до 980‰.

Из 100 проанализированных бороздовых проб в 80 обнаружены промышленно значимые количества Pt и Pd (см. табл. 17): 1-66 г/т Pt, 1-308 г/т Pd, 0,010,6 г/т Rh. В хлоритизированных участках рудных зон содержания МПГ обычно составляют 10-50 г/т.

В минерализованных хлоритизированных зонах самородные платиноиды обнаруживаются в форме мельчайших частиц; кроме того, присутствуют арсенопалладинит Pd_3As и арсеноантимониды $Pd_3(Sb,As)$ в виде мельчайших скоплений. В окисленных бурых охристых рудах отмечается палладит PdO . Значительные концентрации платиноидов выявлены в пирротине, пентландите, кубаните.

Рудоносные хлоритовые метасоматиты, кварцевые жилы, жильные зоны связаны с интрузивными телами габброидов. Отмечается два этапа оруденения: первый – образование мощных хлоритизированных зон с анкеритом, адуляром и платиноидами; второй – окварцевание и образование кварц-карбонатных жил, жильных зон с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, арсенопиритом, самородным золотом.

ГЛАВА 2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНО-УРАН-ВАНАДИЕВЫХ РУД В ЗОНАХ НЕСОГЛАСИЙ И МЕТАСОМАТОЗА ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ ПРОТЕРОЗОЯ

Эта группа эндогенных месторождений отличается проявлением комплексной золото-платиноидно-урановой, золото-урановой продуктивной минерализации в древних метаморфических толщах орогенно-рифтогенных структур многих континентов Земли. В данной главе рассмотрены особенности проявления такой комплексной минерализации месторождений Средняя Падма в Карелии, проявлений Онежской впадины, Коронейшен Хилл в Австралии, в железистых кварцитах Русской платформы и Канадского щита.

Месторождение Средняя Падма (Россия)

Месторождение располагается в Онежской рифтогенной впадине Карелии среди шунгитоносных алевролитов, глинисто-карбонатных сланцев заонежской свиты карельского нижнепротерозойского комплекса с проявлениями базальтоидов, в своеобразных тектонических структурах свекофенского заложения (1900-1700 млн. лет) – клиновидных зон складчато-разрывных деформаций (зон СРД). Рудовмещающие породы подвержены интенсивному многостадийному магнезиально-щелочно-карбонатному метасоматозу. Рудоносные интервалы достигают ширины 500-600 м и протяженности 2-2,5 км. Рудные залежи имеют сигаро- и шнуровидную форму, реже штокверковые образования, прослеженные на глубины 120-600 м и более (рис. 30). Наиболее крупные залежи приурочены к участкам пересечения антиклинальных складок пологими разрывами с милонитами или микроскладчатыми породами, с возникновением клиновидных зон объемного катаклаза [Билибина и др., 1991; Савицкий и др., 1994; Додин, Савицкий, 2000]. Руды размещаются обычно на контакте карбонатных пород туломозерской свиты в ядерных частях антиклиналей и углеродистых ($C_{св} \geq 3-5\%$) алевролитов заонежской свиты, а также на контактах туломозерских доломитов с согласными телами диабазов.

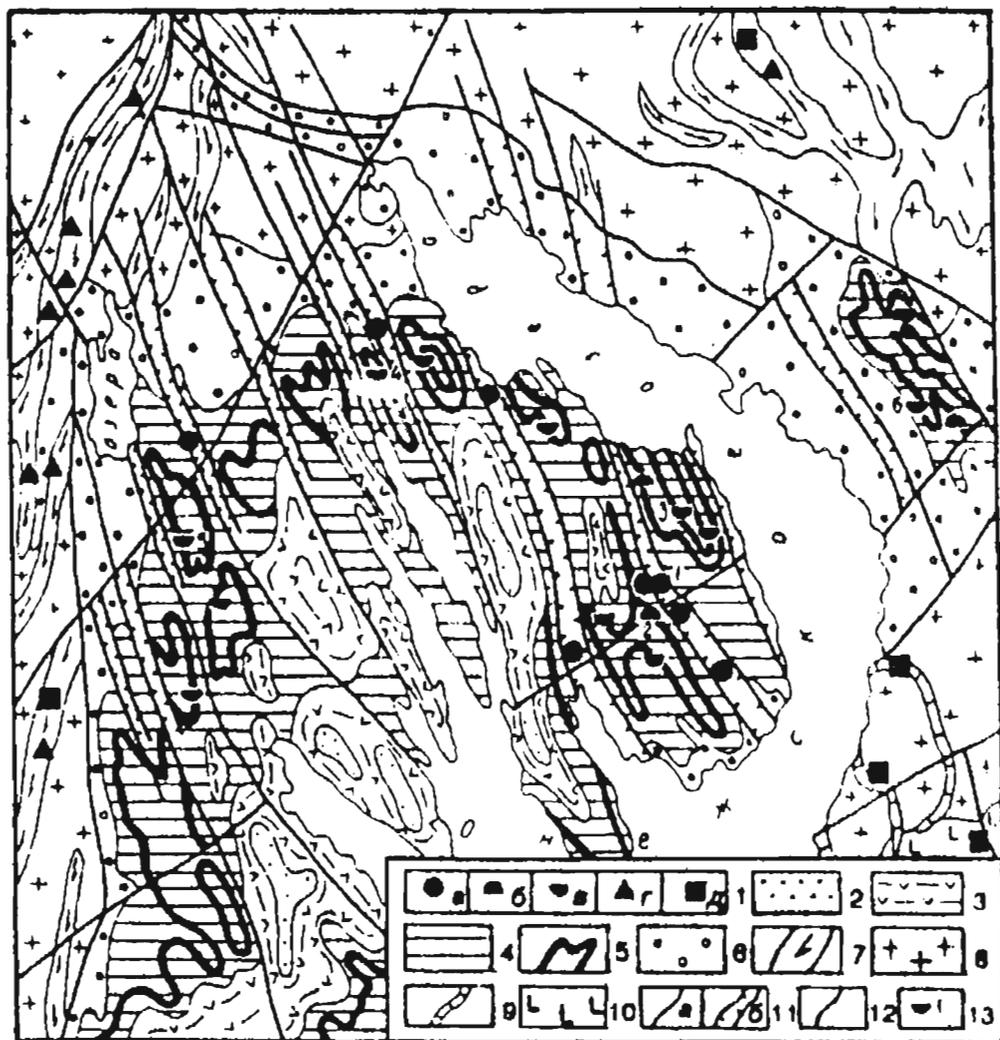


Рис. 30.

Схематическая геологическая карта Онежского рудного района с месторождениями и проявлениями платинометалльных руд. Составлена А.В.Савицким и др.

1 – месторождения и проявления: а – комплексных платиноидно-полиметалльных руд в альбит-карбонатно-сланцевых метасоматитах (онежский тип), б – золото-платиноидных руд в кварц-сульфидно-карбонатных (с битумоидами) метасоматитах (пургинский, или комлевский тип), в – платиноидно-полиметалльных руд в черных сланцах заонежской свиты (тосвуйский тип), г – золото-платиноидных руд в углесодержащих сланцах бергаульской толщи, д – платинусодержащих железо-титановых руд в диабазах и габбро-диабазах; 2-6 – слабометаморфизованные осадочные и осадочно-вулканогенные образования нижнего протерозоя: 2 – вашозерская свита (полевошпат-кварцевые песчаники, кварц-полевошпатовые алевролиты, базальты), 3 – кондопожская свита (шунгитистые туффины, пелиты, песчаники, алевролиты),

Во внешних частях метасоматических зон, выходящих за пределы зон СРД, развиты альбититы с доломитом, флогопитом, рибекитом, иногда акмитом, с медно-молибденовыми рудами. В переходных частях метасоматических зон находятся карбонатно-роскоэлит-хромфенгитовые метасоматиты, а внутренние зоны представлены хромфенгит-роскоэлитовыми слюдитами с комплексной золото-платиноидно-уран-ванадиевой минерализацией (см. рис. 30). Платиноиды, золото, серебро, уран находятся в кварц-карбонатных жилах и прожилках, секущих ванадиеносные метасоматиты. В прожилках и жилах сосредоточено свыше 70% металлов, а в слюдитах и карбонатно-слюдистых метасоматитах – до 30%. Руды массивные, прожилково- и гнездово-вкрапленные. В слюдитах, карбонатно-слюдистых метасоматитах, кварц-карбонатных прожилках и жилах рудные минералы представлены селенидами Pb, Cu, Bi-клаусталитом, платинитом, парагуанхуститом и др.; сульфидами и окислами Fe, Cu, Pb, Zn, Mn, V, Cr – карелианитом, кызылкумитом, ванадиевым гематитом, эсколаитом и др., а также самородными Cu, Fe, Pd и др. Селениды содержат палладий-висмутовую минерализацию – интерметаллиды, сульфоселениды и селеносульфиды [Полеховский, Волошин, 1990], полерит, фрудит; сульфоселениды и селеносульфиды Pd, Bi, Pb, Ag, Pt, Fe, Ir, Rh приурочены к краевым частям зерен клаусталита. Урановые минералы представлены настураном и коффинитом, браннеритом, карнотитом, туямунитом, болтвудитом. Изотопное датирование настуранов, селенидов Pb и Bi [Савицкий и др., 1999] показало, что возраст их образования составляет 1770-1730 млн. лет, а перетложения – 1100-900 и 280-270 млн. лет.

Основным рудным компонентом комплексных руд служит ванадий (V_2O_5 от 1,5-2 до 7-10%, в среднем 2,7%). Содержание Pd от 0,5-1,5 до 400 г/т (на мощность 0,5-0,7 м); Pt от 0,05-0,1 до 30 г/т, отношение Pd/Pt > 5:1; Ir от 0,01-0,02 до 1,5-250 г/т; Ag от 5 до 150 г/т, U от 0,008 до 0,5%; Au – 0,5 г/т; в медно-молибденовых рудах на мощность 10-12 м приходится (%): Cu – 0.9; Mo – 0.05; Zn – 1.6; Pb – 2.

4-5 – заонежская свита (4 – шунгитоносные сланцы, туфосланцы, туфоалевролиты, лидиты, покровы базальтов и андезитобазальтов, 5 – углеродистые и сульфидсодержащие пелиты, алевролиты, туфы, геохимически специализированные на МПГ); 6 – туломозерская свита (известняки, доломиты с прослоями алевропелитов, алевролитов, песчаников); 7 – глубокометаморфизованные осадочные и осадочно-вулканогенные породы верхнего архея, бергаульская толща (граувакки, углеродистые сланцы, эффузивы кислого и среднего состава, кварц-серицитовые и кварц-хлорит-серицитовые сланцы по ним); 8-10 – интрузивные образования: 8 – граниты биотитовые, нередко порфиroidные, 9 – диабазы и габбро-диабазы с титаномagnetитом, 10 – перидотиты, нориты, габбро-нориты, дуниты никель- и хромсодержащие; 11 – зоны дислокаций: разрывных (а) и складчато-разрывных (б); 12 – геологические границы установленные; 13 – названия и номера основных месторождений и проявлений платинометалльных руд, ассоциированных с черными сланцами PR₁ (1 – Падминское, 2 – Пургинское, 3 – Толвуйское, 4 – Уницкое, 5 – Мунозерское, 6 – Пажское)

Рудопроявления Онежской впадины (Россия)

Работами ВСЕГЕИ и Невского ГПП [Савицкий и др., 1999] выявлены перспективные комплексные рудопроявления Нижне-Уницкое и Пургинское в докембрийских черносланцевых толщах Онежской рифтогенной впадины протерозоя. Оруденение размещается в средней части разреза углеродистой карбонатно-сланцево-толеит-базальтовой формации PR_1 . Золото-платиноидно-редкометалльные руды залегают в сульфидоносных высокоуглеродистых высококалийевых пелитах и алевролитах с силлами платиноносных габбро-долеритов. *Нижне-Уницкое* рудопоявление находится в 10 км к юго-западу от Шульгиновского месторождения комплексных U-Pd, Pt, Au, Ag-V руд на Заонежском п-ове между Пигмозерской и Уницкой зонами СРД. Викшеозерская рудоносная синклиналь здесь сложена шунгитоносными ($C_{св}=10-45\%$) породами средней подсвиты с согласными телами габбро-долеритов. В разрезе свиты выделяется два продуктивных горизонта мощностью 100-150 м. В каждом горизонте выделяется от 2 до 5 слоев высокоуглеродистых ($C_{св}>10\%$), высококалийевых ($K_2O = 3,1-4,5\%$) сульфидоносных (0,3-3 мас.%) метапелитов, мощностью от 5 до 12 м и содержанием Pt, Pd 0,3-0,8 г/т, (Pd/Pt = 3-7), Au 0,02-0,08 г/т, Ag 1,5-15,6 г/т. Эти слои залегают на глубинах 20-180 м и прослеживаются на 4-5 (до 10-12 км). На Нижне-Уницком участке общая мощность рудоносных залежей составляет 16,5 м, при содержаниях металлов (г/т): Pd – 1,9; Pt – 0,2; Ir – 0,03; Au – 2,3. На суммарную мощность наиболее рудоносных пропластков 1,5 м средние содержания Pd – 6,5; Pt – 0,5; Ir – 0,03; Au – 1,4; Ag – 5,1 г/т, а также Cu до 0,7 мас. %, Ni – 0,2; W – 0,1; U – 0,02 и Mo – 0,01 мас.%. Максимальные содержания (г/т) Pd – 24,5; Pt – 3,8; Ir – 0,6; Au – 5,3; Ag – 18,6 – выявлены в скв. 1716 на глубине 118-118,5 м.

Платиноносные пелиты сложены кварцем, альбитом, хлоритом, серицитом, эпидотом, кальцитом, углеродистым веществом, с примесью биотита, полевых шпатов, актинолита, рутила, граната, фибролита, диопсида, пирита, халькопирита, пирротина, сфалерита, магнетита, монацита, вольфрамита, галенита, герсдорфита, клаусталита, висмута самородного, бисмутита, бисмита и минералов МПГ и Au, Ag. Самородные минералы представлены Au, Ag, Pd, Cu, интерметаллидами Au, Ag, Cu, Pd. Размеры выделений самородного Pd не превышают 2 мкм. Интерметаллиды – Au_3Ag , аурикуприд $Au_{60,5-86,1}Ag_{7,5-27}Cu_{6,4-27,1}$, тетрааурикуприд $Au_{62,2}Ag_{8,1}Pd_{1,5}Cu_{27,1}$, палладистое золото $Au_{69,8}Ag_{12,8}Pd_{16,6}Cu_{0,8}$. Форма зерен минералов таблитчатая, неправильно-округлая, шаровидная.

Авторы отмечают наложение термальных процессов на черные сланцы. В битумах (шунгит-антраксолит), непосредственно окружающих пирит, появляются палладистое золото, самородный палладий, клаусталит, минеральные фазы висмутида Pd. Развита платиноносная прожилка кальцит-битумного состава мощностью 0,2-5 см. Эти прожилки сложены пиритом, халькопиритом, иногда пирротинном, углеродистым веществом с интерметаллидами Au, Ag, Pd, Bi.

Пургинское рудопоявление находится в 8 км к ЮЮВ от месторождения Средняя Падма, в северо-восточной части Онежской рифтогенной впадины. Участок рудопоявления сложен шунгитоносными ($C_{св} \geq 6\%$) породами средней подсвиты заонежской свиты – пелитами ($C_{св} = 10\%$) или доломитами ($C_{св} = 3-7\%$), алевролитами ($C_{св}=6-29\%$). Рудные скопления находятся в пологопадающих (40-50%) разрывах типа сложных надвигов; окружающие их породы брекчированы и катаклазированы. Преобладают брекчии пирит-кварцевого, пирит-шунгит-карбонатного состава. Среди тектонитов развиты прожилки (2-3 см) и жилы (до 3 м) флогопит-альбит-доломитового, флогопит-альбитового (ранние), кварц-антракосолит-карбонатно-сульфидного, пирит-шунгит-карбонатного, биотит-карбонатного (платиноносные), кварц-хлорит-адулярового состава.

Шунгит (антракосолит)-карбонатно-сульфидные прожилки и жилы несут 1-2,5 г/т Pt и Pd ($Pd/Pt=2-5$) на мощность рудного пересечения 1,1-1,8 м. Максимальные концентрации Pt – 3,2; Pd – 1,7; Ir – 0,2; Au – 1-2,7; Ag – 15-100 г/т. Кроме того, руды содержат десятки-сотни г/т Zn, Cu, Ni, V, Mo, Pb, Bi, Se, Te, As; максимальные их количества составляют (в %): Cu – 3,2; Zn – 1,2; Ni – 0,5; V – 0,3; Mo – 0,05; Pb – 0,02; U – 0,05.

Сульфиды представлены сфалеритом, халькопиритом, пирротинном, Ni-содержащим пентландитом, пиритом, галенитом, молибденитом; редко встречаются селениды и теллуриды Pb и Bi, теллуриды Au.

Платина и палладий выявлены в пирите и халькопирите. В оксидеритах установлены (г/т): Ir – 1,2-2; Rh – 0,6-1; Os – 0,02-0,3; Pt – 3-7; Pd – 0,02-0,03. Если с шунгитом и антракосолитом связаны в основном палладий, реже платина, то в связи со сложными битумоидами – Rh, Ir, Os. Температуры гомогенизации и декрипитации включений в кварце и кальците жил 150-180, реже 330-340°C, т.е. близки к таковым для рудоносных метасоматитов месторождения Средняя Падма.

Прогнозные ресурсы рудопоявлений оцениваются по категориям P_1+P_2 : МПГ – 25-30 т. (при соотношении $Pd:Pt:Ir = 5:1:0,01$), Au – 4-6 т. Общие прогнозные ресурсы платиноидов оруденения такого типа в Онежском районе составляют 550 т, а Au – 200 т. А.В. Савицкий с соавторами [1999] рассматривают эти проявления комплексных руд как полигенные и полихронные: они формировались в условиях совокупного длительного воздействия экзогенных, флюидно-магматических и метаморфических факторов, в том числе и тектоно-метасоматических, завершавших формирование стратиформных комплексных золото-платиноидно-редкометалльных (Bi, Te, Se, W, Mo, V, Ni) руд в шунгитоносных породах синклинальных структур рифтогенного типа. Эти факторы обеспечили источники рудного вещества, привели к его мобилизации, перераспределению и концентрации в рудных залежах в период 2300-1700 млн. лет назад. Рассмотренные месторождения и проявления Д.А. Додиным и А.В. Савицким отнесены к уникальному подтипу онежского типа [Додин, Савицкий, 2000; Додин и др., 1998, 2000а, 2000б, 2001].

Золото-платиноидная минерализация в железистых кварцитах (Россия)

В железистых кварцитах Воронежского кристаллического массива Русской платформы установлена минерализация благородных металлов двух типов: 1) рассеянная сингенетичная сопутствующая железным рудам золото-серебряная минерализация и 2) локальная наложенная золото-сульфидная продуктивная минерализация в железистых кварцитах. Кроме того, в таких рудоносных площадях отмечаются также аномальные содержания платины и палладия, приуроченные к маломощным (первые метры-десятки метров) зонам гидротермального преобразования кварцитов. Например, зоны благороднометалльного комплексного оруденения выявлены на Михайловском и Оленегорском месторождениях [Шелехов, 1999].

При технологической переработке железистых кварцитов благородные металлы накапливаются в отвальных хвостах мокрой магнитной сепарации и некоторых товарных железооксидных продуктах – гематитовых концентратах и окатышах, а также в пылегазовой фазе фабрик окомкования и металлургических заводов.

Железистые кварциты нижнепротерозойского возраста курской и криворожской серий КМА и Кривбасса несут золото на уровне 0,1-0,2 г/т, а в отвальных хвостах при обогащении железистых кварцитов содержания золота достигают 0,2-0,3 г/т и более. Золото мелкое и тонкое – от 1-5 до 50 мкм, но легко извлекается цианидным процессом.

Эндогенная золото-сульфидная и золото-сульфидно-кварцевая минерализация проявляется в железистых кварцитах. Например, на Панковском участке Старооскольского железорудного района в брекчированных, катаклазированных железистых кварцитах встречена золото-сульфидная минерализация на глубине 100-250 м. Содержания Au в зонах от 0,3 до 0,6 г/т установлены в интервале от 11 до 50 м. В единичных пробах количество золота достигает 2-10 г/т. Золото свободное, размером 3-6 мкм, связано с пиритом. Рудная зона фиксируется ореолами Pb, Zn, Ba, As (от 0,01 до 1%).

На Михайловском месторождении КМА выявлены две протяженные зоны золото-платино-палладиевой минерализации, которые контролируются разрывами. Здесь в первичных геохимических ореолах максимальные концентрации золота 0,1 г/т и палладия 0,2 г/т приурочены к зонам пиритизации в интенсивно окисленных железистых кварцитах Первой зоны. Во втором геохимическом ореоле содержания палладия достигают 0,55 г/т, а золота лишь 0,01 г/т. Однако имеются контрастные аномалии Au, протяженностью более 300 м и шириной 20-30 м, с концентрациями 0,1-0,14 г/т, в которых вскрыты эгирин-кварц-сульфидные и кварц-карбонатные прожилки. Отдельные содержания золота достигают значений 0,9-41,7 г/т, они приурочены к жильно-прожилковым зонам кварца с адуляром и видимым золотом.

В последнее время золотоносность и платиноносность железистых кварцитов КМА детально изучена Н.М. Чернышовым и В.М. Изойтко с соавторами [Чернышов, Молотков, 2002; Чернышов, Изойтко и др., 2003]. Ими в этих месторождениях обнаружены платиновые минералы: сперрилит, рутениридосмин, осмий самородный, платиридосмин, платосмиридий.

Золото и платиноиды установлены и для железорудных месторождений Кривого Рога. Например, щелочно-метасоматически измененные породы железорудной формации среднеприднепровского архейско-протерозойского мегаблока содержат Au, Pd, Pt до 8-16 г/т в сумме. Содержания золота достигают 0,2-0,8 г/т, а палладий – платиновое отношение составляет 6:1 и 10:1 [Шелехов и др., 1999].

Ряд исследователей (Белевцев, Кравченко, Кулик и др.) среди железистых кварцитов выделяют четыре их типа: алгоманский, криворожский, белозерский и итабиритовый. При этом алгоманская вулканогенно-осадочная формация с ультраосновными-основными вулканитами широко распространена в верхнеархейских зеленокаменных поясах древних щитов и несет промышленные месторождения золота с запасами до 20-50 т, при средних содержаниях Au 4-16 г/т [Кравченко и др., 1998]. Например, это золоторудные месторождения Балка Широкая в Чертомлыкской зеленокаменной структуре, рудопроявления Западного участка в Белозерской зеленокаменной структуре Украинского щита.

Золотое оруденение месторождения Балка Широкая относится к позднеархейской полигенной золото-сульфидной формации. Золото обычно содержит платину в количестве 0,265-1,355 мас.%, а также Hg, Fe, Te, As, Sb (0,01%) [Артеменко, 1999]. В бедных рудах Криворожско-Кременчугской металлогенической зоны, относящихся к нижнепротерозойской метаморфогенной золото-малосульфидной формации в железистых кварцитах, также зафиксирована в самородном золоте платина в количестве 1,381-3,141 мас.%. Платиноиды были установлены в золоторудном месторождении Итабирия в Бразилии, которое размещается в железисто-кремнистой формации. Здесь определены минералы палладия-арсенидоантимониды и селениды.

Профессором Криворожского горно-рудного института В.Я.Легедзой [1999] были выполнены лабораторные исследования малообъемных технологических проб по содержаниям золота, серебра, платины, палладия в железистых кварцитах Кривого Рога и Приднепровья. В Северо-Белозерском проявлении в керновой пробе весом 50,1 кг магнетитового кварцита с прослоями, богатыми магнетитом с рибекитом, эгиритом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, сидероплезитом, выявлено от 0,3 до 1,63 г/т Au, Pt, Pd и до 2,7 г/т Ag. Золото и серебро обособились в сульфидном концентрате, выход которого составил 1,5-3,5%. При выходе сульфидного концентрата в 1,5% содержание Au составило 41,2 г/т и Ag 93,1 г/т, а при выходе концентрата в 3,5% – 22,7 г/т Au и 33,9 г/т Ag. Количества Pt и Pd в сульфидном концентрате составили 0,03-0,1 и 0,015-0,14 г/т соответственно. В магнитной фракции концентрации Pd составили 0,062-0,075 г/т, при выходе этой фракции 16,5%. При испытании обогатимости проб хвостов обогащения магне-

титовых кварцитов весом 1,5-3,5 кг с исходным содержанием Au 0,13-0,5 г/т были получены концентраты с содержанием Au 36-60,9 г/т, при выходе сульфидной фракции 1,2-3,3 % от начального веса проб. При испытании обогатимости проб лежалых хвостохранилищ ряда ГОК“ов Криворожского бассейна с исходным весом 34-73 кг и исходным содержанием золота 0,23-0,45 г/т были получены концентраты с содержанием Au 5,2-12,1 г/т, при их выходе в 3,1-5% от начального веса лабораторных проб.

Месторождение Корнейшен Хилл (Австралия)

Крупное месторождение урана Корнейшен Хилл первоначально, в 50-60 годах XX века, обрабатывалось на уран, а с 1986 года проводились поисково-разведочные работы на Au и МПГ. Запасы благородных металлов на этом рудном объекте составили 34 т Au, 5,5 т Pd, 3 т Pt, при содержаниях в рудах Au – 5,12, Pd – 1,3, Pt – 0,62 г/т [Carville e.a., 1990].

Комплексное золото-платиноидно-урановое месторождение Корнейшен Хилл расположено в 220 км юго-восточнее города Дарвин, в районе реки Саус Аллигатор. Рудная зона протягивается вдоль несогласия углеродсодержащей пелитовой формации Кумпин (PR_1^1) с песчаниками формации Корнейшен (PR_1^1) (рис. 31).

Урановая минерализация заключена в перевернутом “грушевидном теле”, ограниченном разрывами север-северо-западного направления. Отработанный наиболее крупный шток урановой руды находился в пологозалегающей зоне трещиноватости восток-северо-восточного простирания (рис. 32). Руды были сконцентрированы выше мест выклинивания черных сланцев, частично в окисленных фельзитовых вулканитах. Золото-палладий-платиновая минерализация находится в узких прерывистых залежах вдоль север-северо-западных разрывов. Рудоносная зона мощностью 15-70 м прослежена по простиранию на 250, в ширину 100 и на глубину 250 м. Рудная минерализация образует пластовые тела шириной 3-30 м, крутопадающие на восток. Рудовмещающие породы представлены полимиктовыми брекчиями в местах выклинивания углеродсодержащих сланцев формации Кулпин. Руды сконцентрированы в двух пачках этих брекчий: рудная брекчия А представляет собой полимиктовые осадки с крупными обломками пелитовых пород, цементированными тонкораздробленным кварц-полевошпатовым порфиром; брекчия Б – мономиктовая, с кластами черного углеродистого сланца и зеленого алевролита, цементированными мелкораздробленной массой кварца и сульфидов. Минерализация платиновых металлов находится в сульфидно-кварцевой массе цемента обломков черных сланцев и реже в карбонат-гематитовых и кварц-сульфидных прожилках.

Среди минералов золото-палладий-платиновых руд выделены две минеральные ассоциации: золото-платиноидно-селенидная и золото-платиноидно-селенидно-сульфидная. Первая ассоциация включает платино-палладиевые селениды в

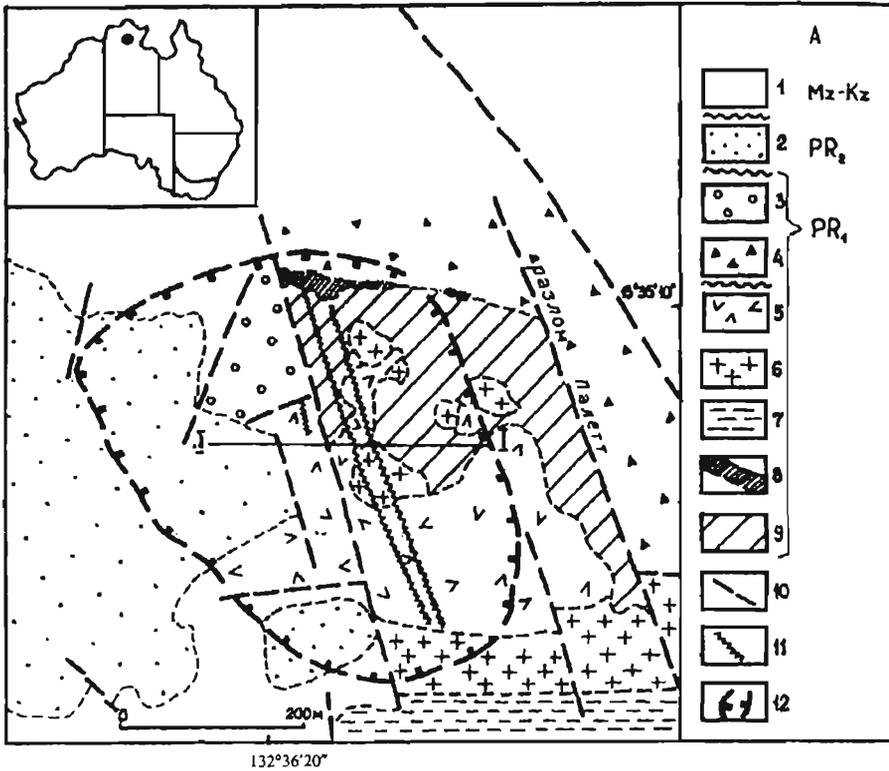


Рис. 31.

Схема геологического строения золото-платинусодержащего уранового месторождения Коронейшен Хилл, Северная Австралия (по Needham, Stuart-Smith, 1987)

1 – мезозойско-кайнозойские рыхлые отложения; 2 – платформенные осадки среднего протерозоя (PR₂); 3-9 – породы вулканогенно-осадочной толщи раннего протерозоя (PR₁): 3-6 – формация Коронейшен (PR₁²): 3- песчаники, 4 – вулканокласты, 5 – туфы, туфопесчаники, 6 – риолиты; 7-9 – формация Кумпин (PR₁¹): 7 – углеродистые метapelитовые сланцы с прослоями кремнистых и карбонатных пород, 8 – реголитовая брекчия Синто, 9 – грубозернистые песчаники, нераслененные породы; 10 – разломы; 11 – зоны несогласия; 12 – границы карьера

парагенезисе с клаусталитом PbSe и стибипалладином Pd₅Sb₂. Вторая ассоциация несет группу собственных минералов МПГ, с господствующим золотоносным пиритом. Наиболее распространены минералы Pt, Pd в самородной форме, в сплавах – интерметаллидах. Самородный палладий с размером зерен 2,5-12,5 мкм встречается совместно с самородным золотом в пирите. С этими минералами ассоциирует сплав PdPtFe, а также садберит PdSb и новый минерал состава PdBiSb. В группе еще не названных минералов находятся селениды палладия и платины: PdBiSe, PdHgSe, PtPdSe. Золото встречается в обеих ассоциациях в свободной форме и в виде микропримеси в зернах пирита.

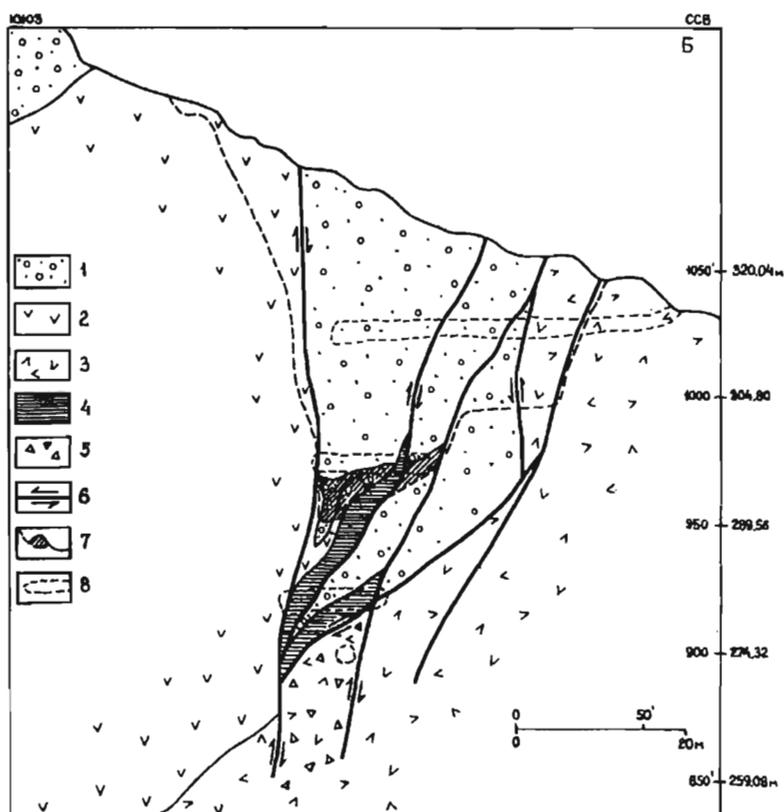


Рис. 32.

Разрез золото-платиносодержащего уранового месторождения Коронейшен Хилл, Северная Австралия (по Needham, Stuart-Smith, 1987)

1-3 – платиноносные породы формации Коронейшен: 1 – песчаники, 2 – вулканиты, 3 – туфы, туфопесчаники; 4-5 – породы формации Кулпин: 4 – углеродистые метапелитовые осадки, 5 – песчаники, полимиктовая брекчия; 6 – разломы; 7 – контуры рудного тела (урановые руды с золотом и платиноидами); 8 – границы карьера и разведочных выработок

Особенностью оруденения Коронейшен Хилл является то, что рудная минерализация размещается не только в зоне несогласия, но и в вышележащих и нижележащих породах зоны. На этом основании считается, что метеорные растворы (температуры 200-100⁰С) мигрировали не только в зоне несогласия и по горизонту песчаников формации Коронейшен, но и проникали в боковые породы по трещинам. Большинство исследователей усматривают генетическую связь металлов с углеродистыми черными сланцами [Hodge e.a., 1985; Sparrow, Woodcock, 1991].

ГЛАВА 3.

ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СКАРНОВЫХ И КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МАГНЕТИТОВЫХ ЗАЛЕЖАХ ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ

В эту группу рудных объектов отнесены золоторудные и железорудные месторождения, образованные в магнезиально-скарновых, известково-скарновых залежах разновозрастных складчатых поясов. Они несут сопутствующую висмут-теллур±вольфрам±молибден-сульфидную и платиноидную минерализацию потенциально-промышленного типа. Собственно золоторудные и железорудные месторождения в скарновых зонах были известны давно и успешно обрабатываются. Они встречаются в складчатых поясах от протерозоя до кайнозоя. Для данной группы рудных объектов характерны вкрапленные, штокверковые, жильные, линзовидные, субпластовые, гнездовые тела с кварц-золото-платиноидно-висмут-теллуридно-сульфидной, золото-герсдорфит-арсениопирит-кобальтиновой, золото-молибденитовой и магнетитовой продуктивной минерализацией [Коробейников, 1999; Коробейников и др., 1997, 1999]. Такие комплексные золото-платиноидно-скарновые рудные объекты были установлены в орогенно-рифтогенных складчатых поясах Алтае-Саяна и Северного Тянь-Шаня [Тимофеева, 1968, 1976].

В.В. Рябовым [1994, 1996] были обнаружены платиноносные скарны, приуроченные к фронтальной части Талнахской трапповой интрузии Сибирской платформы. Здесь эндоскарны сложены гранатом (50-80%), шпинелидами (5-10%), сульфидами (51,0%), графитом (1-5%) с примесями кальцита, ангидрида, гипса, хлорита, и содержат (г/т): 1,8 Pt, 3,3 Pd и 1,3Rh.

Ольховско-Чибихекское скарново-золоторудное поле (Россия)

Особенности геологического строения и рудоносность объекта

В этом скарново-золоторудном поле, кроме золота как основного компонента, в качестве сопутствующих установлены висмут, теллур, молибден, вольфрам, платина и палладий [Коробейников, 1999].

В рудном поле проявились золоторудные месторождения с Bi, Te, Mo, W, Pt, Pd контактово-метасоматического и кварцево-сульфидного жильного, штокверкового типов [Коробейников, 1987; 1995; Коробейников и др., 1976; 1987].

В приконтактных зонах Шиндинского гранитоидного интрузива нижнепалеозойского возраста (E_3-O) Восточного Саяна выявлены контактово-метасоматические медно-теллуридно-сульфидные залежи в зонах магнезиальных и известковых скарнов, а в эндо- и экзоконтактах – кварцево-теллуридно-сульфидные, карбонатно-сульфидно-гематитовые жильно-штокверковые и вкрапленные тела (рис. 33). Они образуют протяженные на 30 км рудопроявления вдоль северного контакта плутона и золоторудное поле. Рудное поле находится на восточной сто-

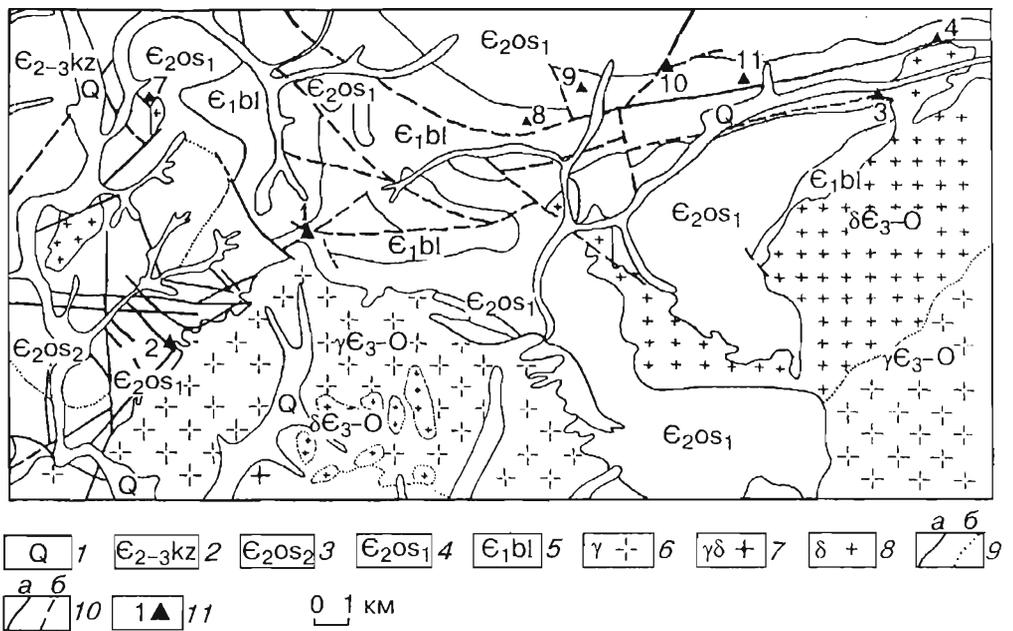


Рис.33.

Схема геологического строения Ольховско-Чибичекского рудного поля
(по Н.Г.Дубинину и др.)

1- аллювиальные четвертичные отложения; 2- порфириды, туфы, туфо-конгломераты кизирской свиты, $E_{2,3kz}$; 3 – кислые эффузивы, туфоконгломераты, прослои известняков верхней подсвиты осиновской свиты, E_{2os} ; 4 – глинистые сланцы, аргиллиты нижней подсвиты осиновской свиты, E_{1os} ; 5 - известняки, доломиты, сланцы, мраморы чибичекской свиты, E_{1bl} ; 6-8 – гранитоиды шиндинского плутона Ольховского интрузивного комплекса, E_3-O : 7- плагиограниты; 8- диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; 9 – границы: а- интрузивных тел и стратиграфические контакты; б- границы разновидностей интрузивных пород и подсвит; 10 – дизъюнктивы: а- прослеженные, б- предполагаемые; 11 – золоторудные месторождения: 1- Ольховское, 2- Медвежье, 3- Константиновское, 4- Тарчинское, 5- Лысогорское, 6- Кулемное, 7- Чазанское, 8- Неожиданное, 9- Безводное, 10- Снегиревское, 11- Безымянное

роне Хакасского структурного блока, на сочленении его с глубинным Казырским разломом к юго-западу от структуры Дербинского антиклинория байкалид, в рифтогенной структуре. Оно размещено в салаиридах северо-западной окраины Беллыкско-Базыбайского сводового поднятия Кембросаяна, входящего в состав Батеневско-Беллыкского антиклинория [Поляков и др., 1965]. Рудное поле занимает западную часть Артемовской мегантиклинали и ее южное сочленение с Кизирской синклиналью, а на западе по разлому граничит с краевой зоной Минусинского межгорного прогиба. Рудоконтролирующей структурой является Ольховский разлом, проходящий по контакту северной окраины Шиндинского плутона. На современном эрозионном срезе плутон картируется в виде Ольховского, Канзыбинского, Ничкинского, Подпорожного массивов. Они сложены породами трех фаз: I – габбро, габбро-диориты, диориты, II – кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, III – граниты, адамеллиты [Поляков и др., 1965]. Дайковый комплекс представлен догранитными (диоритовые порфириды I, лампрофиры I, диабазы I) и послегранитными (аплиты, диабазы II, лампрофиры II, диоритовые порфириды II) телами. Все они дорудные, а лампрофиры II внутрирудные, поскольку отсекают ранние убогозолотоносные пирит-пирротиновые метасоматические залежи от поздних секущих кварц-золото-медносульфидных жил.

Золото-медносульфидные (с теллуридами, платиноидами) контактово-метасоматические залежи залегают в зонах магнезиально-известковых скарнов, хлоритизированных и графитизированных мраморов. Скарны слагают внутреннюю зону, хлоритовые метасоматиты – среднюю, а графитовые мраморы – внешнюю зону общей рудно-метасоматической колонны. Внутри этой колонны ассоциация ранних сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит I) и карбонатов развита в основном на нижних горизонтах. Кверху данная ассоциация минералов сменяется кварц-сульфидной и сульфосолюльно-теллуридной минеральными ассоциациями (табл. 18). У поверхности крутых контактов гранитоидного интрузива с мраморами скарново-сульфидные золотоносные залежи в эндоконтактах интрузива сменяются кварцево-золото-сульфидно-теллуридными жилами с околорудными березитами (рис. 34). От глубоких горизонтов к поверхности выявлена такая смена ассоциаций: карбонатно-пиритовая с редким шеелитом → кварц-пирит-пирротиновая с арсенопиритом, халькопиритом, борнитом, сфалеритом, галенитом → кварцевая → кварц-карбонатная с сульфосолями и теллуридами – буланжеритом, аргентитом, арсеноаргентитом, петцитом, висмутином, тетрадимитом, сильваниитом, креннеритом, калаверитом, гесситом, алтаитом, виттихенитом, бенжаминитом, а также с сульфидами – халькопиритом II, молибденитом, марказитом, антимонитом, киноварью, и с самородными золотом, серебром. Однако промышленной количественной оценки редкометалльной минерализации (W, Mo, Bi, Te) в золотых рудах не давалось, и поэтому эти компоненты из руд не извлекались. В обнаруженном грейзеновом проявлении главными рудными минералами явились молибденит, шеелит, халькопирит. Но и в этой ассоциации промышленной оценки редкометалльной минерализации не давалось.

Таблица 18

**Минеральные ассоциации контактовых метасоматитов и руд
Ольховско-Чибихевского золоторудного поля Восточного Саяна**

Главные минералы	Второстепенные минералы		Редкие минералы	
Контактовые метасоматиты, листвениты				
Форстерит Фассант Шпинель	Монтichelлит Плагноклаз Брусит		Барит Турмалин Ортит Шеелит Клиноцоизит	
Диоксид-салиты Гроссуляр-андрадиты Волластонит Скаполит Тремолит-актинолиты Эпидот Кварц Кальцит	Везувиан Фогопит Серпентин Хлорит Магнетит Гематит Анкерит	Доломит Сидерит Тальк Альбит Пренит Мусковит-серицит	Сфен Апатит Циркон Рутил	
Сульфидные золотоносные залежи				
Пирротин Пирит Халькопирит Борнит Блеклая руда	Молибденит Халькопирротин Марказит Висмутин I Тетрадимит I		Теллуровисмутит I Бенжаминит Гессит Алтаит Висмут самородный	Арсеноаргентит Золото I Серебро I Калаверит I
Кварцево-золото-сульфидные жилы и штокверки				
Пирит Арсенопирит Халькопирит Борнит Галенит Сфалерит	Блеклая руда Виттихенит Буланжерит Висмутин I		Аргентит Сильванит Креннерит Петцит Золото II Серебро II	Антимонит Киноварь Калаверит II Теллуровисмутит II Тетрадимит II

Вертикальное размещение богатого золотого и висмут-теллурического оруденения в рудно-метасоматической колонне имеет прерывисто-волновой характер, с величиной волны максимальной концентрации 200-240 м для контактово-метасоматических и 360-400 м для жильных кварц-сульфидно-теллуридных типов руд. Суммарная вертикальная протяженность оруденения в рудном поле достигает 3 км [Коробейников и др., 1987].

Закономерное размещение по вертикали в единой колонне снизу вверх ранних площадных (ортоклазовых, кварц-альбитовых, биотитовых, графитовых) и поздних локальных (березитовых, мусковитовых, хлоритовых) послескарновых метасоматитов и сопутствующих прожилково-вкрапленных сульфидных, жильных кварц-сульфидно-теллуридных, золото-кварцевых руд с платиноидами и обеспечило проявление рудно-метасоматической зональности. На участках богатого оруденения развиты интенсивное окварцевание и сульфидизация пород.

Теллуридно-сульфидные золотоносные метасоматические залежи, кварц-золото-сульфидно-теллуридные жилы, штокверки отмечаются положительными геохимическими ореолами: надрудными *a* (Ba, Sb, Hg), околорудными *b* (Cu, Bi, Te, Au, Ag, Pb, Zn, As₁), подрудными *c* (Cr, Ni, Co, V, Ti, W, As₂, Mo, Be). Они

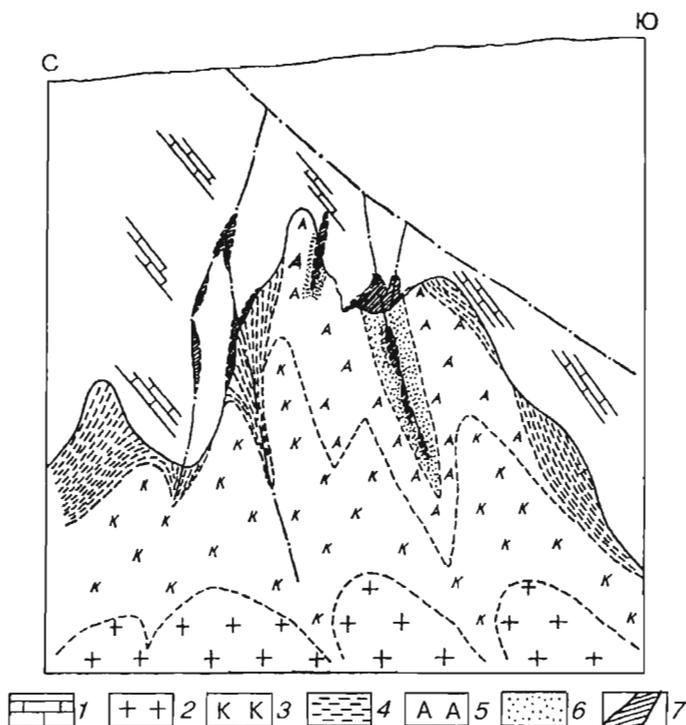


Рис.34.

Размещение различной золоторудной и золото-платиноидной минерализации в контактах Ольховского гранитоидного массива (схематический разрез)

1- контактовые мраморы и кальцифиты, E_2 ; 2- гранодиориты, плагиограниты, E_3-O ; 3- зона калишпатизации гранитоидов; 4- зона биотитизации гранитоидов; 5- зона альбитизации гранитоидов; 6 - березитизированные гранитоиды; 7- жилы кварц-золото-платиноидно-сульфидного состава и контактово-метасоматические золото-платиноидно-сульфидные залежи

образуют внешние чехлы вокруг рудо локализирующих структур с рудными телами и в объеме представляют уплощенные факелы с шириной, превышающей размеры рудных тел в 10-30 раз и размеры тел околорудных метасоматитов в 2-7 раз. Надрудные геохимические ореолы на десятки-сотни метров опережают по вертикали рудные тела. Внешнюю зону околорудного ореола формируют Ba, Hg, Sb±As (до 7 м от рудного тела). Средняя и внутренняя зоны ореола образованы Zn, Pb, Cu, Bi, Te, Ag, Au. Внешняя его часть сложена Zn, а ближе к рудному телу господствует Pb. Нижняя часть внутренней зоны, непосредственно примыкающая к рудному телу, сформирована подрудными элементами, в которых преобладают Ni, Co. Основными минералами-носителями этих элементов являются сульфиды и, прежде всего, пирит. В пиритах рудных тел максимумы содержаний Zn, Pb, Sb, Bi, Co, Au, Ag, As, Pt, Pd устанавливаются на горизонтах развития рудных стол-

бов, а минимумы – на их выклинивании. Верхние части рудно-метасоматических колонн более всего обогащены элементами-примесями и характеризуются отношениями $v:c=1$, $Cu:Zn$ и $Cu:Ni=1$. Нижней их половине свойственно преобладание $c:v>1$, $Cu:Zn>1$, $Co:Ni>1$. Здесь дополнительно появляются Mo, Be, иногда W, а содержание As достигает максимума.

Платина и палладий в метасоматитах и рудах рудного поля

Для всех типов золотых руд инверсионно-вольтамперометрическим методом автором с коллегами установлены промышленно значимые концентрации Pt и менее Pd [Коробейников, 1999; Коробейников и др., 1999]. Содержания Pt в контактово-метасоматических золото-сульфидных и кварцево-золото-сульфидных жильных комплексах достигают значений 1,2-87 г/т, а Pd – 0,01-9,37 г/т. Однако для большинства опробованных рудных тел содержания Pd не достигают промышленных значений. Лишь в халькопиритах и иногда в пиритах сульфидных и кварц-сульфидных руд выявляются повышенные количества палладия – 5,5 и 1-1,9 г/т соответственно. Напротив, средние содержания платины в этих рудах и минералах не опускаются ниже 0,24 г/т и составляют обычно 1,3-55 г/т. Максимальные значения среднего содержания Pt свойственны жильным кварц-золото-медносульфидным и кварц-пирротин-пиритовым рудным телам – 55 и 17 г/т. Минимальные концентрации этого элемента установлены для окварцованных убогосульфидизированных блоков карбонатных пород, гематит-пирит-пирротиновых и лимонитизированных сульфидных залежей: 1,6-0,24 г/т.

Все сульфидные минералы контактовых залежей и кварц-сульфидных жил характеризуются промышленными значениями содержаний Pt. Так, пириты контактово-сульфидных тел Медвежьего и Константиновского месторождений несут в среднем 6,4 и 1,9 г/т Pt, а пириты кварц-сульфидных жил тех же месторождений – 15,2 и 30,2 г/т Pt соответственно. В пиритах кварц-сульфидных жил и штокверков Лысогорского и Дистлеровского месторождений определено 14,8 и 34 г/т Pt. Халькопирит, галенит, сфалерит тех же кварц-сульфидных тел несут 18,7; 14 и 0,01 г/т Pt соответственно, а в графите из скарнированных мраморов Константиновского месторождения выявлено 1,9 г/т Pt.

Концентрации Pd в этих сульфидах обычно не превышают значений 0,01-5,4 г/т. Например, пириты золото-сульфидных контактово-метасоматических залежей Медвежьего и Константиновского месторождений содержат в среднем 0,12 и 1,9 г/т Pd, а пириты кварц-золото-сульфидных жил тех же объектов несут всего 0,1 и 1,2 г/т Pd. Еще меньшее количество этого элемента установлено в пирротине, галените, сфалерите жильных руд Лысогорского месторождения: 0,1 – 0,03 – 0,01 г/т Pd.

А.М. Сазонов с соавторами [1990] в гравиконцентратах, полученных в аппарате Кнелсона из руд золото-сульфидного типа в различных фракциях сульфидов Константиновского и Лысогорского месторождений, определили содержания Pt в пределах 24-64 г/т, а в хвостах обогащения – 0,26-0,56 г/т Pt.

Итак, выполненные геохимические исследования показали, что все типы золотых руд Ольховско-Чибижекского рудного поля содержат промышленно важные концентрации Pt, Pd, Bi, Te, и поэтому рассматриваемые месторождения следует относить к комплексным. В настоящее время необходимо приступить к переоценке этого рудного объекта, а также Тарданского (Тыва) и Синюхинского (Горный Алтай) на комплексное платиноидно-редкометалльное оруденение (табл. 19-21).

Месторождение Куру-Тегерек (Кыргызстан)

Месторождение расположено в Чаткальской структурно-формационной зоне герцинского цикла тектогенеза. Оно связано с формированием диоритов и сопровождающих магнезиальных и известковых скарнов в контактах с доломитами и известняками верхнего карбона-девона (рис. 35). Комплексное оруденение приурочено к синклинали складке II порядка, осложняющей крупную Чаткальскую синклиналь. Крылья синклинали структуры II порядка прорваны штоками кварцевых, биотит-роговообманковых и роговообманковых порфиридных диоритов, плагиопорфиров, а также дайками кварцевых порфиров, гранит-порфиров, лампрофиров, аплитов [Дженчураева, 1983].

Скарновые залежи в виде подковообразных линз, гнезд окаймляют отдельные штоки диоритов. Скарновые тела имеют такое строение: порфиридный биотит-роговообманковый диорит → пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода → флогопит-фассаит-форстеритовый скарн → апофорстеритовый серпентинит → форстеритовый и периклазовый (бруситовый) кальцифир → мрамор. Флогопит-пироксеновый агрегат содержит реликты шпинели и включения клиногумита.

Известковые скарны представлены пироксеновыми, гранат-пироксеновыми, гранатовыми, везувиан-гранатовыми, гранат-волластонитовыми разновидностями с реликтами от замещения магнезиальных скарнов. В зонах интенсивного окварцевания и лиственитизации проявились магнетитовые и золото-редкометалльно-сульфидные руды. Сульфидная минерализация тяготеет к зонам эндоконтакта и к тыловым зонам экзоконтакта на участках трещиноватости и интенсивного окварцевания, амфиболитизации, лиственитизации пород. Магнетитовые и золото-сульфидные руды чаще залегают во флогопит-пироксеновой и серпентинитовой зонах скарновых тел. Прожилково-вкрапленное золото-сульфидное оруденение тяготеет к зонам окварцевания и лиственитизации магнезиальных и известковых скарнов. Молибденовое оруденение чаще проявляется в зонах эндоконтакта и в окварцованных скарнах. Массивные магнетитовые и магнетит-халькопиритовые руды характерны также для зон гранатовых скарнов. Магнетитовые тела экоскарновых зон возникали путем замещения форстеритовых скарнов и сопровождались флоготипизацией и серпентинитизацией магнезиально-скарновых тел.

Таблица 19

Платина и палладий в контактовых метасоматитах золото-скарнового месторождения Тардан

Название горной породы, минерала	Содержание, г/т		Pt/Pd
	Pt	Pd	
Шпинель-фассаитовый скарн с магнетитом до 3-5%	0,007	0,015	0,5
Шпинель-фассаитовый скарн с магнетитом до 7-10%	<u>0,64</u>	0,010	64,0
Гранат-пироксеновый скарн с кальцитом, пиритом до 7-8%	0,006	0,006	1,0
Гранат-пироксеновый скарн с пиритом до 10-15%	0,013	0,004	3,2
Окварцованный пироксен-гранатовый скарн с сульфидами	0,010	0,042	0,24
Шпинель-пироксен-гранатовый скарн с сульфидами до 15%	<u>3,720</u>	0,007	531
Окварцованный пироксеновый скарн с пиритом 5-7%	0,005	0,004	1,2
Пироксеновый скарн с пиритом (3-5%) и золотом	<u>2,000</u>	0,005	400
Пироксен-гранатовый лиственитизированный скарн с халькопиритом, малахитом и золотом	<u>7,940</u>	<u>0,250</u>	31,8
Окварцованный пироксеновый скарн с пиритом до 7-8%	0,006	0,005	1,2
Лиственитизированный скарн с халькопиритом, галенитом до 5-7%	0,008	0,100	0,1
Пироксен-гранатовый скарн с халькопиритом до 3-4%	<u>0,577</u>	0,085	6,8
Пироксеновый скарн с пиритом, халькопиритом до 8-10%	<u>33,000</u>	0,035	943
Фассаит-шпинель-гранатовый скарн лиственитизированный с сульфидами до 10%	<u>13,700</u>		
Пироксен-гранат-паргасит-серпентиновая порода с пиритом, халькопиритом, галенитом до 8-10%	<u>11,000</u>		
Кальцит-кварцевый прожилок с пиритом 3-5% в скарнах	0,008	0,098	0,1
Кварцевый прожилок в скарнах с пиритом, ковеллином	0,007	0,0092	0,8
Лиственитизированный скарн с галенитом до 3%	<u>0,860</u>	0,033	26
Лиственитизированный пироксеновый скарн с сульфидами до 5%	<u>0,700</u>	0,018	39
Пироксеновый скарн с сульфидами до 5%	<u>0,150</u>	0,025	6,0
Пироксеновый скарн лиственитизированный с сульфидами до 7%	<u>0,710</u>	0,017	41,8
Шпинель, магнетит с примесями пирита, халькопирита	0,083	<u>0,530</u>	0,16
Концентрат пирита и халькопирита (95%) из лиственитизированных скарнов	<u>1,50</u>	<u>0,200</u>	7,5
Магнетит из рудного тела N 3	<u>2,40</u>	0,042	57
Магнетит мелкозернистый из рудного тела N7-8	0,010	0,003	3,3
Пирит из скарновой зоны N7	0,046	0,002	23
Халькопирит из скарновой зоны N 7	0,007	<u>5,00</u>	0,001
Галенит из скарновой зоны N 7	0,004	<u>0,510</u>	0,008
Пирит из скарновой зоны N 7	0,006	0,1	0,06
Пирит из скарнов	8,8	0,8	11,0
Пирит из скарнов	167,0	0,08	2088

Магнезиальные и известковые скарны были сформированы при становлении мелкозернистых диоритов I фазы, поскольку обломки скарнов обнаружены в виде ксенолитов в порфиридных биотит-амфиболовых диоритах II фазы.

Халькопирит-пирротинный продуктивный комплекс в виде вкраплений, гнезд и прожилков является основным носителем золота. Кварц-молибденовая с полисульфидами ассоциация представлена кварцевыми жилами с кальцитом, молибденитом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Сульфидные руды обычно сложены пирротинном, реже халькопиритом, пиритом, с примесями сфалерита, арсенопирита, тетрадимита, теллуридов висмута, самородных Bi, Cu, касситерита, шеелита, франклинита, леллингита, глаукодота, зигенита, кобальтина, сафлорита, герсдорфита, моихукита, хейкокита, молибденита, никелина, хлоан-

Таблица 20

**Минералогический состав контактовых метасоматитов и золотых вкрапленных руд
Синюхинского скарново-рудного поля Горного Алтая**

Главные минералы (до 70-80%)	Второстепенные минералы (до 20%)		Редкие минералы (до 1%)	
Контактовые метасоматиты				
Диопсид-салиты	Везувиан	Бустамит	Ортит	
Гроссуляр-андрадиты	Скаполит	Гематит	Апатит	
Волластонит	Пектолит	Шорломит	Циркон	
Магнетит	Эпидот	Ортоклаз	Пирит I	
Тремолит-актинолиты	Хлорит	Родонит		
	Альбит	Кварц		
		Кальцит		
Продуктивная золото-сульфидная минерализация				
Пирит II	Пирротин	Кубанит	Мелонит (с Pt, Pd)	Калаверит
Халькопирит	Гематит	Валлериит	Меренскит	Вейссит
Борнит	Арсенопирит	Виттихенит	Алтаит	Галеновисмутит
Халькозин	Тетрадимит	Висмутин	Гедлеит	Зигенит
			Висмут самородный	Петцит
				Золото

Таблица 21

**Распределение Pt, Pd, Os в рудах Синюхинского месторождения и промпродуктах
золото-извлекательной фабрики (г/т)**

Название породы, промпродукта	Кол-во проб	Os	Pt	Pd	Pt/Pd
Магнетитовая руда	1		0,007	0,023	0,3
Халькопирит-магнетитовая руда	1		0,008	0,009	0,9
Халькопиритовая руда	1		0,18	0,15	1,2
Пиритовая сыпучка	1		0,006	0,030	0,2
Борнит-халькозиновая руда	2		<u>1,3-7,2</u>	<u>5,0-44,0</u>	0,2
			4,25	24,5	
Пироксен-гранатовый скарн с борнитом (до 20%)	2		<u>3,7-3,8</u>	<u>0,013-0,014</u>	277,8
			3,75	0,0135	
Волластонит-гранатовый скарн с борнитом (до 30%)	1		3,2	0,03	106,7
Гравиконцентрат	4	<u>0,015-0,170</u>	<u>1,5-10,0</u>	<u>0,025-2,0</u>	8,2
		0,075	4,25	0,52	
Флотоконцентрат	5	<u>0,004-0,026</u>	<u>4,4-54,0</u>	<u>5,5-40,0</u>	1,5
		0,011	26,4	19,2	
Золотосодержащий концентрат	24		<u>0,01-50,0</u>	<u>0,009-5,0</u>	20,1
			13,09	0,65	
Хвосты обогащения	4		<u>0,059-0,69</u>	<u>0,016-4,5</u>	0,2
			0,27	1,30	
Сливы хвостов обогащения	4		<u>0,31-1,20</u>	<u>0,004-0,040</u>	23,1
			0,67	0,013	

Примечание: в числителе - разброс значений частных содержаний элементов (от и до); в знаменателе - среднее арифметическое значение содержаний.

тата, раммельсбергита, ульманита, коринита, киновари, висмутина, галенита, вюрцита, дигенита, борнита, тетраэдрита, гессита, джемсонита, золота. В местах интенсивного окварцевания в кварцевых прожилках отмечается значительная кон-



Рис. 35.

Схематическая геологическая карта Куру-Тегерекского скарново-золоторудного поля (по Р.Д.Дженчураевой и др.)

- 1 – диориты среднего карбона; 2 – карбонатные породы нижнего карбона; 3 – магнезиально-известковые скарны с золото-сульфидной вкрапленной минерализацией; 4 – разрывные нарушения

центрация молибденита в ассоциации с халькопиритом, шеелитом и золотом. Золото чаще мелкое (сотые доли мм), пробы его от 610 до 980‰. Выделяется палладистое “зеленое” золото пробы 920‰, $E = 4,055E$. Вкрапленные халькопиритовые руды приурочены к более железистым пироксеновым, гранатовым и гранат-пироксеновым скарнам, кальцифирам, серпентинитам. Сульфиды меди располагаются по контактам зерен граната, по трещинкам в них. Пирит во вкрапленных рудах находится в равных соотношениях с халькопиритом, местами господствует над ним.

Т.С. Тимофеевой в золотых рудах месторождения выявлены минералы платиновых металлов – порпецит, сперрилит, поликсен, нигглиит, потарит [Тимофеева, 1968; Королева и др., 1971]. В различных типах скарновых руд определено повышенное содержание Pt и Pd – до 0,1–1 г/т Pt и 0,17–0,5 Pd.

Особенностью комплексного Au-Cu-Mo-Pt-Pd-Re оруденения является то, что Te, Bi, Mo, Pt, Hg, Sb, Pd, U при их незначительных концентрациях в рудах образуют собственные минералы, а изоморфная форма нахождения в сульфидных

минералах для них не характерна [Тимофеева, 1976]. В табл. 22 приведен минералогический состав руд этого комплексного месторождения. Среди 140 выявленных минералов установлены соединения, не характерные для скарновых месторождений, образованных в контактах гранитоидных интрузий. Например, моихукит, троилит, маккинавит, минералы Pt, Pd, Ni. В рениеносных молибденитах, связанных с окварцованными гранат-пироксеновыми скарнами, установлен радио-генный Os¹⁸⁷.

Выполненная Т.С. Тимофеевой, Н.В. Зеленской [1981] на месторождении минералого-геохимическая съемка позволила выделить следующие минеральные зоны: I – салитовый скарн с массивным моихукитом, кристаллическим молибденитом, крупнокристаллическим троилитом; отмечается вкрапленность порпечита, сперрилита, куперита, золота, платины, палладия, железа, теллуридов Bi и Pd; в медь-моихуките и молибдените накапливается Re¹⁸⁷ и Os¹⁸⁷; II – салитовый скарн с обильными вкраплениями моихукита, хейкокита, редкими халькопиритом, молибденитом, троилитом, порпечитом, золотом, платиной, палладием; характерны эмульсионные и решетчатые структуры распада сфалерита в моихуките и халькопирите ($Cu_{1,06}Fe_{1,32}S_2$), борнита в моихуките ($Cu_{8,44}Fe_{7,29}S_{16}$), и хейкоките ($Cu_4Fe_5S_{7,8}$); III – переход салитового скарна в оруденелый гранат-пироксеновый скарн; распространены мелкие включения халькопирита, редко хейкокита, пирита, пиротина, сфалерита в виде эмульсионных включений; редко обнаруживаются золото, платина, палладий; в сульфидных минералах отмечаются структуры распада твердых растворов, а агрегаты включений носят следы перекристаллизации.

И.К. Давлетов [1975] кварц-карбонат-сульфидную минерализацию в скарнах относит к продуктам процесса кварц-серицитового метасоматоза и березитизации. При изучении включений в минералах им получены такие данные: для гранатов, пироксенов температуры декрепитации составляют 440-700°C, для магнетитов 380-460°C, для халькопиритов, пиритов – 280-380°C, для кварца, кальцита – 200-240°C и даже 120°C.

Золото в свободном состоянии встречается редко, в основном в дисперсной форме. Содержание его находится в прямой зависимости от количества халькопирита, а иногда пирротина. В халькопирите содержится от 9 до 170 г/т золота, а серебра – 0,33 г/т. В окисленных рудах золото, как и Pt, Pd, находится в форме комочков, дендритных пленок, стяжений совместно с самородной медью. Пробы золотин составляют от 625 до 700-750%.

Все это свидетельствует о многостадийности продуктивного минералообразования и о тесной связи золота с платиной на ранних стадиях рудного процесса, а с палладием – на поздних, более низкотемпературных, стадиях.

Концентрация золота в минералах известковых скарнов (в шпинели, фассаите, паргасите) на порядок выше, чем в гранитоидах: 0,011 г/т вместо 0,003 г/т. В шпинели содержание его от 0,0046 до 0,03, в среднем 0,0107 г/т; в гранате 0,0172, в пироксене 0,0108 г/т; во флогопите – 0,0028, в кальците – 0,029, серпентине – 0,022.

Таблица 22

Минеральный состав руд месторождения Куру Тегерек (по Т.С.Тимофеевой)

Распространенность минералов	Широко распространенные	Порпечит* Магнетит Магнезиоферрит* Гетит* Гидрогетит* Лепидокрокит* Пирит Мельниковит-пирит* Пирротин	Тройлит* Сфалерит Халькопирит Моихукит* Молибденит Кварц Гроссуляр-андрадит	Диопсид* Салит* Диопсид-геденберgit Волластонит Серпентин Мусковит Биотит Кальцит
	Средней распространенности	Самор. золото Маккинавит* Тетрадимит* Теллурувисмутит* Ильваит	Хлориты Флогопит* Везувит* Альбит Андезин	Ортоклаз Микроклин Ксонотлит* Циркон
	Редко встречающиеся	Самор. висмут* Самор. медь* Поликсен* Рутил* Сфен Касситерит Шеелит Иоцит* Маггемит* Гематит* Пиролозит* Гаусманит* Франклинит* Иордзит* Ильземанит* Ильменит* Леллингит* Арсенипирит* Глаукокодт* Зигенит* Кобальтин* Сафлорит* Герсдорфит*	Никелин* Хлоантит* Раммельсберgit?* Ульманит* Коринит* Киноварь* Висмутин* Галенит Вюртцит* Вольфцит* Сульфит Cu, Zn, Fe* Дигенит* Халькозин* Ковеллин* Борнит* Станнин* Тетраэдрит* Джемсонит Гессит* Гемиморфит* Халцедон* Гастингсит* Актинолит*	Паргасит* Хризотил-асбест* Каолин Эпидот* Гейландит* Сколецит* Апатит* Таумасит* Доломит Сапонит* Смитсонит* Брошантит* Малахит Азурит Хризоколла* Халькантит* Повеллит* Ферримолибдит* Ярозит* Мелантерит* Роговая обманка*
	Единичные находки	Купроплатина* Самородная платина* Самородный палладий* Аллопалладий* Потарит* Самор. железо* Аваруит??* Самор. Никель* Золотая амальгама*	Самор. селен* Палладит* Настуран* Уранинит* Вульфенит* Сперрилит Куперит* Нигглиит* Берцелианит* Тиманнит* Антимонит*	Гудмундит* Форстерит Хондродит Гипс Копиапит* Раувазит?* Халькофиллит* Бисмут* Оливенит* Циртолит* Лейкоксен*

Примечание. * – Впервые для месторождения установлены Т.С.Тимофеевой. Полужирным выделены минералы платиноидов.

В поздних пироксене и гранате – 0,087 и 0,068 г/т Au. В жильных минералах и сульфидах концентрации золота достигают значений 5-100 г/т и более.

Геохимическими исследованиями А.Ф.Коробейникова установлено незначительное накопление золота и платиновых металлов в продуктах контактового метасоматоза: в магнезиальных скарнах K_{Au} составляет 1,241,7; в известковых – 1,548, а в сульфидных комплексах – >300-1000. Содержания золота в кварц-молибденитовых прожилках составляют всего 0,01-0,06 г/т, а в окварцованных гранатовых скарнах – 0,1-0,3 г/т.

Итак, к основным рудным компонентам комплексных скарновых руд следует относить Au, Cu, W, Mo, Sn; к сопутствующим – Bi, Re, Ag, Pt, Pd, Ga, Ge. При этом максимальные концентрации Au, Ag, Cu, Zn, Mo отмечаются для эпидотизированных и лиственитизированных скарновых тел. Зоны лиственитизации скарнов и березитизации диоритов отличаются геохимическими аномалиями Ni, Co, Zn, Pb, Bi, Te, As, Sb, Mo, W, Ge, Ga, Pt, Pd.

Казское и Сухаринское месторождения (Россия)

Казское месторождение и рудное поле размещаются в зоне Тельбесского глубинного разлома, который определил блоковое строение региона: в рудном поле проявились два субширотных и субпараллельных горста. Этим подчеркивается рифтогенная природа рудовмещающих структур. В южном горсте находятся месторождения Медвежье, Амфитеатр, Бегунец, Юго-Западные, Северо-Восточные, Центральные, Дальние штоки, а в северном – Леспромхозное (рис. 36). Сухаринское месторождение также располагается в зоне Тельбесского глубинного разлома.

В геологическом строении Казского рудного поля принимают участие осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные комплексы верхнего протерозоя, нижнего палеозоя, прорванные интрузиями трех магматических комплексов [Железородная . . . , 1998; Платонов, Санин, 1998]. В нижней части стратиграфического разреза выделяется карбонатно-вулканогенная пачка сухаринской свиты PR_3 мощностью 1350 м. Она слагает два горст-антиклинальных выступа среди отложений O_{2-3} и разделена на карбонатно-вулканогенную, кремнисто-вулканогенную, карбонатную и вулканогенно-терригенную толщи. В конгломератах и гравелитах ордовикских терригенно-карбонатных отложений, слагающих грабен-синклинали в центральном и южном блоках рудного поля, выявлены обломки скарнов и магнетитовых руд.

В сухаринской свите выделяется два уровня магнетитового оруденения: нижний – в основании кремнисто-вулканогенно-карбонатной толщи (рудные тела Южной зоны месторождения Центральные Штоки) и верхний – в вулканогенно-терригенной толще (рудные тела Северной зоны Центральных Штоков и месторождений Медвежье, Юго-Западное, Северо-Восточные Штоки, Амфитеатр, Бегунец). Рудные тела находятся в зоне перехода от карбонатных пород к вулкано-

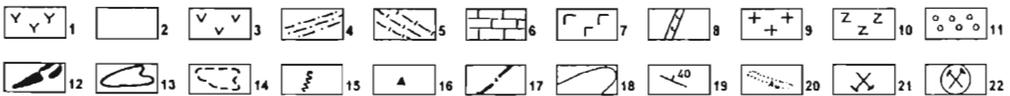
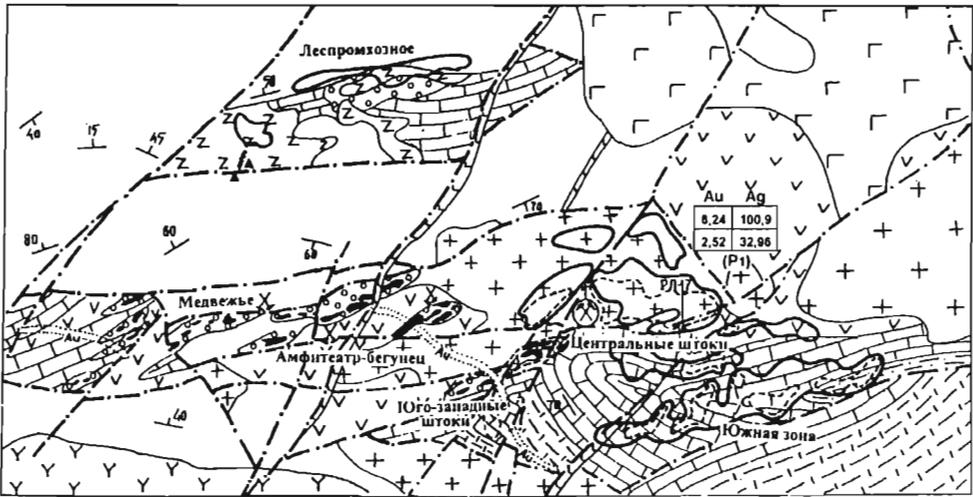


Рис. 36.
Геологический план Казского рудного поля
 (по Г.И.Кузьмину, с дополнениями А.Н.Платонова)

1 – девонские порфириды, туфы; 2 – ордовикские отложения – песчаники, конгломераты, алевролиты; 3–6 – венд-кембрийские отложения: 3 – андезито-базальтовые порфириды, 4 – кварциты, 5 – роговики полосчатые, 6 – кальцитовые и кальцито-доломитовые мраморы; 7 – среднедевонские габбро-диориты и габбро; 8 – дайки диабазовых порфи-ров; 9 – силурийские гранодиориты, диориты; 10 – венд-раннекембрийские габбро, габбро-сиениты, сиенито-диориты; 11 – скарны; 12 – магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды; 13 – проекция рудных (магнетитовых) тел на поверхность; 14 – проекция сульфидно-кварцевые жилы; 15 – золотоносные (сульфидно-магнетитовых) залежей на поверхность; 16 – свалы золотоносного кварца; 17 – разрывные нарушения; 18 – геологические границы; 19 – элементы залегания; 20 – отработанные золотоносные россыпи; 21 – отработанные участки магнетитовых залежей; 22 – действующий Казский рудник

Прогнозные ресурсы металлов:
 В числителе – в т ;
 в знаменателе – ср. сод., в г/т

Au	Ag	Au
37,7	146,9	103,6
2,64	23,7	2,6
(P ₁)		(P ₂)

Всего Казского рудного поля

Au	Ag
37,7	146,9
2,64	23,7
	(P ₁)

В т.ч. участка Центральных Штоков

гением, или среди карбонатных пород нижней кремнисто-вулканогенно-карбонатной толщи. Они имеют линзовидно-пластообразную форму, с усложнением в зонах разрывов, и залегают субсогласно с напластованием вмещающих пород. Мощность их колеблется от 4 до 126 м. Руды магнетитовые; сульфидно-магнети-

товые и сульфидные разности развиты незначительно и обычно слагают периферические, выклинивающиеся части магнетитовых тел, реже создают секущие залежи.

Скарны – магнезиальные и известковые. На Леспромхозном месторождении преобладают магнетитовые руды с околорудными ассоциациями магнезиальных скарнов и их преобразованных разностей (шпинель, фассаит, корунд, диаспор, флогопит, клиногумит, монтичеллит, брусит, серпентин). В магнетитовых залежах разных месторождений местами распространены пирит, пирротин, марказит, халькопирит, реже кобальтин, блеклая руда, арсенопирит, молибденит, шеелит, алабандин, якобит, гематит, апатит, сфен, эпидот, актинолит, хлорит, биотит, кварц, кальцит, полевые шпаты, иногда отмечаются самородные золото (пробы 330 и 920‰) и серебро, аргентит. Выделяются массивные, пятнистые, полосчатые, вкрапленные, брекчиевые, реликтивно-колломорфные магнетитовые руды.

Наложённая золото-кварцево-сульфидная, золото-сульфидная минерализация в скарново-магнетитовых, сульфидно-магнетитовых, скарновых телах, среди роговиков, пропилитов, кварцитов проявилась в виде гнезд, вкрапленности, линзочек, просечек. Такие комплексные руды сложены магнетитом, галенитом, пиритом, пирротином с примесью халькопирита, галенита, сфалерита, кальцита, кварца и самородного золота. Магнетит составляет 35-45 %, пирит и пирротин – 10-25 % объема руд. Золото в рудных телах распределено крайне неравномерно, с колебаниями в содержаниях от 0,1 до 60 г/т. Основные золотоносные тела линзовидной формы протягиваются в длину до 1000 м, в ширину до 100 м и по падению до 500 м. Разрывы смещают отдельные части рудных зон, придавая им кулисообразное размещение.

На месторождении Центральные Штоки выявлены две золоторудные залежи в подошве IV и VI скарново-магнетитовых тел. На горизонте +50 отмечено повышенное содержание Au, Ag, Pb, Zn, Mo, W. Средние содержания Au и Ag на горизонтах +50 и -20 составили 1,81 и 0,3 г/т Au, 27,6 и 6,5 г/т Ag соответственно, при содержаниях в отдельных блоках от 1 до 5,3 г/т Au. На нижних горизонтах месторождения отмечается повышенное количество минералов поздних генераций – халькопирита, кобальтина, пентландита, шеелита, пирротина, пирита, арсенопирита, сфалерита, галенита, блеклой руды, алабандина.

Золото в рудах тонкодисперсное в сульфидах и свободное среди силикатных, оксидных, сульфидных минералов. По данным фазового анализа сульфидно-магнетитовой руды Центральных Штоков, измельченной до размера частиц 0,074 мм, 21-27,7% золота находится в свободном состоянии и легко амальгамируется, а 35,6-41,6 % его лишь частично раскрывается и извлекается цианированием. Тонкодисперсное золото в сульфидах руд составляет 20,4–24,1 %, а в сульфидах вмещающих пород – 6,4-11,1 %.

На участке Северной зоны Казского рудного поля 61 % из групповых проб показали содержания золота от 0,1 до 0,9, и лишь 11% проб – свыше 1 г/т, при колебаниях от 1,3 до 18,7 г/т Au и 5-32 г/т Ag. Золото находится в форме тонкодисперсной вкрапленности в сульфидах.

В пределах Леспромхозного горста наложенная золото-полисульфидно-кварцевая минерализация проявилась в форме штокверков. Последовательность рудообразующих процессов представляется следующей: формирование скарново-магнетитовых залежей на контактах гранитоидов → образование сульфидно-магнетитовых (пирит-пирротин-магнетитовых) руд в скарнах, кальцифирах → возникновение золото-пирит-пирротиновых ассоциаций в краевых частях магнетитовых залежей → золото-полисульфидно-кварцевожилное и золото-сульфидно-кварцевое рудообразование. При этом в метасоматических кварцитах золото-сульфидная вкрапленная минерализация представлена пирротином (10-50% от общей массы сульфидов), пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом (10%). Кварциты обогащены углеродистым веществом и несут в среднем 2,3 г/т Au [Платонов, Санин, 1998].

Сухаринское рудное поле включает 14 скарново-магнетитовых линзовидных или неправильной формы залежей с прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализацией. Оно расположено в западной части грабенной структуры, так же приуроченной к зоне Тельбесского глубинного разлома. Рудные участки приурочены к сухаринской свите PR₃. Рудные тела находятся в зоне перехода от карбонатных пород к вулканогенным, а также среди карбонатных пород нижней кремнисто-вулканогенно-карбонатной толщи. Они имеют линзовидную и реже пластобразную формы и залегают субсогласно с вмещающими отложениями. Оруденение распространяется до глубины 450-500 м.

Выделяются ранние карбонатно-магнетитовые руды вулканогенно-осадочного происхождения и скарново-магнетитовые разности пироксен-магнетитового, гранат-магнетитового, амфибол-магнетитового составов, возникшие на контактах диоритов Тельбесского интрузива. Они сложены на 40-50% андрадитом, эпидотом, пироксеном, амфиболом, на 10-40% магнетитом с примесями сидерита, анкерита, пирита. Текстуры руд массивные, вкрапленные и полосчатые. Все скарново-магнетитовые залежи несут в разном количестве сопутствующее золото-сульфидное или наложенное золото-полисульфидно-кварцевое оруденение. Отдельные интервалы сульфидизированных скарново-магнетитовых тел показали содержания Au до 3,7 г/т на 10 м. Отдельные зоны метровой мощности имеют содержания Au 6-6,5 г/т.

Кроме Au и Ag, золоторудные тела фиксируются ореолами Cu, Pb, Zn, As, Co, Ni, V, Sb, Bi, Sn, Mo, W, Be, Ba, с проявлением геохимической зональности: на горизонте +50 месторождения Центральные Штоки отмечены повышенные содержания Pb, Zn, Mo, W, Au, Ag, а на нижних горизонтах – Bi, Cu, Co, Ni, As. Установлен общий ряд элементов-индикаторов геохимической зональности (снизу-вверх): Bi → Ni → Co → As → Cu → Zn → Ba → Ag → Mn → Mo → Pb → Au. Концентрации элементов составляют: Co-0,009-0,0019, Ni – 0,0008-0,0015, Be – 0,0001, V – 0,002, Mo – 0,001, Bi – 0,0006-0,01%. На этих же горизонтах отмечаются ореолы повышенных содержаний Pb, Zn, Mo, W до 0,001-0,01%. При этом Cu находится в основном в форме теннангита-тетраэдрита в верхних частях ореолов (до 0,15%) и в форме халькопирита на нижних (до 0,016-0,09%), а Co и Ni в

форме блеклых руд, пирита в верхних частях и кобальтина, пентландита – в нижних. Для ранней золото-сульфидно-магнетитовой ассоциации характерны Fe, Ni, Co, Cu, Ag, Zn, S, а для наложенной золото-полисульфидно-кварцевой – Au, Ag, Bi, Pb, Zn, As. В раннюю, более высокотемпературную, стадию на нижних горизонтах отлагались халькопирит, пирит, кобальтин, пентландит; в позднюю, более низкотемпературную – самородные Au, Ag, пирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит, галенит, алабандин, блеклые руды и кобальтсодержащий пирит.

Распределение золота, серебра, платины и палладия в скарново-магнетитовых телах Казского и Сухаринского рудных полей

В таблице 23 приведены данные о распределении Au, Ag, Pt, Pd в рудовмещающих породах, скарново-магнетитовых образованиях и сульфидах Казского и Сухаринского железорудных полей Горной Шории. Анализ статистических данных показал следующее.

Таблица 23

Распределение Au, Ag, Pt, Pd в горных породах, рудах и минералах скарново-магнетитовых месторождений Казского и Сухаринского рудных полей (Au, Ag по данным пробирных анализов проб, лаборатория НПО «Тетис», Pt, Pd по данным инверсионно-вольтамперометрических определений в лаборатории ТПУ, аналитики Э.В. Горчаков, З.С. Михайлова, Е.В. Смышляева, О.В. Каминская)

№ п/п	Порода, руда, минерал	Число проб	Содержание Au, г/т			V _{Au} , %	Содержание Ag, г/т			V _{Ag} , %	Ag/Au
			от	до	\bar{X}		от	до	\bar{X}		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Казское рудное поле											
1	Роговики, мраморы, кальцифилы	14	0,05	0,7	0,22	76	1,2	19,9	6,2	87	28,2
2	Скарны гранат-пироксеновые	27	0,05	1,5	0,53	88	1,2	18,2	4,8	89	9,0
3	Скарны рудные (до 5% сульфидов)	41	0,1	6,1	0,77	154	1,1	46,0	6,0	147	7,8
4	Магнетитовая руда (до 0,3% сульфидов)	27	0,05	6,1	0,74	163	11,4	88,7	11,4	87	15,4
5	Магнетиты с 3% сульфидов	54	0,05	2,0	0,44	133	1,2	34,0	5,9	77	13,4
6	Магнетиты с 3-8% сульфидов	95	0,2	2,9	0,82	157	1,2	79,0	21,4	222	26,1
7	Магнетиты с 10-20% сульфидов	21	0,8	40,0	4,8	255	0,8	40,0	37,2	195	7,8
8	Магнетиты окварцованные, с пиритом, халькопиритом до 8%	21	0,8	40,2	8,4	233	1,9	123,0	40,5	255	4,8
9	Березиты с сульфидами до 20%	2	2,8	3,9	3,4	-	19,7	24,0	21,9	-	6,4
10	Пирит из гнезд, прожилков в магнетитовых рудах	30	0,2	40,5	6,1	159	0,5	105,0	29,3	281	4,8
11	Пирротин, там же	2	1,2	15,5	8,4	-	3,4	20,0	11,7	-	1,4
12	Сфалерит	1	-	-	0,8	-	-	-	5,5	-	0,17
13	Пирит-пирротиновая руда	9	1,0	15,0	3,2	147	3,4	123,0	39,1	112	12,2
Сухаринское рудное поле											
14	Сульфидно-магнетитовая руда	7	1,0	20,5	10,4	178	2,0	67,0	38,3	158	3,7
15	Пирит из магнетитовой руды	2	1,0	2,2	1,7	-	0,8	1,2	1,0	-	0,6
16	Пирротин, там же	1	-	-	15,5	-	-	-	20,0	-	1,3
17	Магнетит, там же	1	-	-	1,0	-	-	-	30,3	-	30,3

Таблица 23 (продолжение)

№ п/п	Порода, руда, минерал	Число проб	Содержание Pt, г/т			V _{Pt} , %	Содержание Pd, г/т			V _{Pd} , %	Pt/Pd
			от	до	\bar{X}		от	до	\bar{X}		
Казское рудное поле											
1	Роговики, мраморы, кальцифилы	9	0,001	0,01	0,003	130	0,004	0,066	0,015	193	0,2
2	Скарны гранат-пироксеновые	27	0,001	0,3	0,039	254	0,002	0,11	0,015	160	2,6
3	Скарны рудные (до 5% сульфидов)	41	0,07	1,26	0,070	300	0,05	1,38	0,05	420	1,4
4	Магнетитовая руда (до 0,3 % сульфидов)	32	0,002	0,46	0,040	275	0,003	0,46	0,05	220	0,8
5	Магнетиты (до 3-8% сульфидов)	140	0,005	4,89	0,27	252	0,005	0,46	0,02	200	13,5
6	Сульфидно-магнетитовая руда (10-20% сульфидов)	78	0,05	3,30	0,52	193	0,004	0,78	0,024	204	21,7
7	Магнетитовый агрегат из скарнов	12	0,01	0,32	0,06	164	0,003	0,46	0,066	185	0,9
8	Пирит из гнезд, прожилков в магнетитах	14	0,01	4,45	1,41	242	0,005	2,1	0,21	266	6,7
9	Пирротин, там же	3	0,001	0,38	0,02	-	0,01	0,38	0,27	-	0,07
10	Сфалерит, там же	1	-	-	0,02	-	-	-	0,11	-	0,2
11	Пирит-пирротиновая руда	9	0,001	4,45	0,64	226	0,003	2,0	0,3	217	2,1
Сухаринское рудное поле											
12	Сульфидно-магнетитовые руды	10	0,001	4,45	0,72	192	0,008	4,9	0,74		0,97
Шерегинское рудное поле											
13	Сульфидно-магнетитовые руды	8	0,001	0,77	0,23	132	0,002	2,1	0,61	147	0,4
14	Пирит из гнезд в магнетитовых рудах	2	0,19	0,77	0,48	-	0,05	2,1	1,07	-	0,4

Рудовмещающие мраморы, кальцифилы, роговики, содержащие редкие дисперсные включения сульфидов, характеризуются минимальным содержанием золота – от 0,05 до 0,7 г/т, при среднем значении 0,22 г/т. Убогими количествами Au отмечаются также скарны и безсульфидные магнетитовые агрегаты – 0,53-0,44 г/т. Более значимые средние его содержания (0,77 и 0,82 г/т) имеют гранатовые, гранат-пироксеновые скарны и магнетиты, несущие убогое количество вкрапленных сульфидов (пирит и пирротин). Напротив, обогащенные сульфидами (до 10-20%) скарново-магнетитовые тела обнаружили промышленно значимые концентрации Au в отдельных блоках – до 4,8 г/т в среднем. Лишь окварцованные магнетитовые агрегаты с сульфидами имеют более высокие средние содержания – 8,4 г/т. По отдельным выделенным золотоносным блокам главных железорудных залежей средние содержания Au составляют от 0,3 до 5,3 г/т.

Березитизированные вулканиты и гранитоиды, несущие значительные количества вкрапленного пирита, имеют в среднем 3,4 г/т Au. При этом пирит березитов и скарново-магнетитовых тел несет в среднем 6,1 г/т Au, а пирротин и сфалерит – 8,4 и 0,8 г/т Au соответственно.

В сульфидно-магнетитовых рудах Сухаринского рудного поля Au содержится в количестве 10,4 г/т в среднем. В пирите из этих руд определено всего 1,7 г/т этого металла. Лишь в пирротине из гнезд и прожилков в магнетитовых телах выявлено 15,5 г/т Au, а в окружающем магнетите – 1 г/т Au.

Концентрации Ag в горных породах, скарновых и магнетитовых агрегатах без сульфидов и с убогим количеством сульфидов в пять-десять раз превышают содержания золота. Например, фоновые содержания Ag в рудовмещающих мраморах, кальцифирах, роговиках составляют 6,2 г/т; в незначительно сульфидоносных гранат-пироксеновых скарнах – 4,8 г/т и 6 г/т; в магнетитах с убогим количеством сульфидов – 5,9-11,4 г/т. В обогащенных жильным кварцем и сульфидами магнетитовых рудах содержится в среднем 21,4-40,5 г/т Ag. В пиритах из гнезд и прожилков в магнетитовых телах находится 29,3 г/т Ag, а в пирротине и сфалерите – всего 11,7 и 5,5 г/т. В пирит-пирротиновых ассоциациях скарново-магнетитовых залежей Казского рудного поля установлены более высокие его концентрации – 39,1 г/т в среднем.

Сульфидно-магнетитовые руды Сухаринского рудного поля несут в среднем 38,3 г/т Ag, тогда как пирит из этих же руд содержит всего 1 г/т Ag, а пирротин и магнетит – 20-30,3 г/т Ag.

В магнетитах безсульфидных и убогосульфидных тел Au обособилось в четыре концентрационных максимума: 0,2; 0,4; 0,8 и 1 г/т, а серебро в три: 1,5; 2; 20 г/т. При этом основная доля проб приходится на значения 0,2 г/т для Au и 2 г/т для Ag.

По распределению Au в магнетитах, содержащих до 8% сульфидов, выделилось три модальных содержания: 0,2; 0 и 3 г/т, а для Ag – четыре: 1,5; 3; 20; 60 г/т. Для сульфидно-магнетитовых руд частные содержания золота сгруппировались в десять максимумов: 0,8; 1; 1,5; 2; 2,2; 2,7; 4; 6; 9; 25 г/т. На кривой распределения Ag в тех же рудах обособилось шесть концентрационных максимумов: 1,5; 3; 7; 20; 40; 60 г/т.

Для окварцованных и сульфидизированных магнетитовых тел установлено пять концентрационных максимумов для Au (0,7; 0,9; 1,7; 5; 23 г/т) и три максимума для Ag (2; 20; 100 г/т).

Содержания Au и Ag в пиритах из гнезд и просечек в магнетитах укладываются на кривую с пятью и четырьмя модальными значениями: для Au – 0,7; 1; 4; 7; 15 г/т, а для Ag – 5; 20; 30; 70 г/т.

Полимодальность распределения концентраций Au и Ag в изученных контактово-метасоматических образованиях, вероятно, обусловлена многократным отложением металлов в процессе формирования скарново-магнетитовых и сульфидных ассоциаций в единых рудных зонах.

Итак, в Казском и Сухаринском железорудных полях выявлены минеральные комплексы, несущие промышленно значимые концентрации золота и серебра. При этом обогащенными этими металлами оказались сульфидизированные и окварцованные блоки скарново-магнетитовых залежей.

Иное распределение в скарново-магнетитовых образованиях изученных рудных полей установлено для Pt и Pd. Лишь в 20% от общего количества проанализированных проб (56 из 242 проб) установлены повышенные содержания Pt и реже Pd (в 17 пробах) от 0,1 до 4,9 г/т (см. табл. 23). При этом в двенадцати пробах выявлено содержание Pt от 1 до 4,9 г/т, а Pd от 0,1 до 2,1 г/т – в двух пробах. Основная доля проб несет от 0,001 до 0,08 г/т Pt и Pd, а также 0,001-0,003 г/т Rh и Os. Спорадически повышенные концентрации МПГ приходится на блоки скарново-магнетитовых залежей, обогащенных пиритом, пирротинном или кварцем и карбонатами с примесью пирита, арсенопирита, халькопирита, сфалерита, галенита. Эти блоки размещаются в нижней части скарново-магнетитовых залежей. Максимальные количества Pt и Pd обнаружены в пиритовых, пирит-пирротиновых и лимонит-малахитовых ассоциациях: 2,1-4,45 г/т Pt и 1,38-4,9 г/т Pd. Повышенные количества Pt и Pd определены также в пиритах гнезд, прожилков среди скарново-магнетитовых линз Шерегешского месторождения: 0,19-0,77 г/т Pt и 0,05-2,1 г/т Pd [Коробейников, Санин, 2001].

На гистограммах, отражающих распределение Pt и Pd в рудовмещающих мраморах, кальцифирах, роговиках, проявился один максимум для Pt (0,001 г/т) и один – для Pd (0,002 г/т). Распределения Pt и Pd в пироксен-гранатовых скарнах дали два максимума для Pt (0,001 и 0,01 г/т) и три для Pd (0,002; 0,006 и 0,02 г/т). Для распределения МПГ в безсульфидных и убогосульфидных магнетитах свойственны максимумы со значениями содержаний Pt 0,001; 0,04, а для Pd – 0,005; 0,046, распределение содержаний Pt и Pd в пироксен-гранатовых скарнах отличается присутствием двух максимумов – 0,001 и 0,01 для Pt, а также 0,002 и 0,006 для Pd.

Распределению содержаний Pt и Pd в магнетитах, несущих до 10% сульфидов, свойственны четыре концентрационных максимума: 0,001; 0,015; 0,06; 0,5 г/т Pt и два для Pd 0,002 и 0,06 г/т.

Распределения Pt и Pd в сульфидно-магнетитовых рудах Казского рудного поля включают 4 модальных значения для Pt (0,4; 0,8; 1,3; 3,3 г/т) и 4 для Pd (0,003; 0,015; 0,03 и 0,1 г/т).

По распределению Pt и Pd обособились две группы контактовых метасоматитов и руд с повышенными содержаниями металлов – от 0,01 до 4,9 г/т. Первую группу образовали убогосульфидные разности скарново-магнетитовых залежей с содержанием 0,01-4,9 г/т Pt и 0,005-4,9 г/т Pd. Вторую группу составили сульфидизированные участки скарново-магнетитовых тел, несущие 1-4,5 г/т Pt и 0,1-0,45 г/т Pd. Окварцованные и сульфидизированные разности магнетитовых залежей с повышенными концентрациями этих элементов обособились в отдельное поле. Мономинеральные агрегаты пирита из рудных тел составили ассоциа-

ции, в которые вошли пробы с убогим (0,001-0,01 г/т) и повышенным (0,02-4,5 г/т) количеством Pt и Pd.

Анализ особенностей распределения содержаний Pt и Pd в разных минеральных комплексах изученных скарново-магнетитовых залежей Казского и Сухаринского рудных полей приводит к общим выводам. По уровням содержаний этих элементов все проанализированные пробы разложились в три выборки: 1) с низким фоновым количеством Pt и Pd от 0,001 до 0,01 г/т (39 % от общего количества проб), 2) с незначительно повышенным их содержанием – от 0,02 до 0,9 г/т (46 %) и 3) с умеренно повышенным их количеством – от 1 до 5 г/т (7 %). Промышленно значимые концентрации МПГ (0,3 г/т Pt и Pd) выявлены лишь в 12 пробах пирит-магнетитовых, пирит-сфалерит-галенитовых минеральных ассоциаций в скарновых залежах. Лишь в единичных пробах установлены содержания более 1,5 г/т Pt и 1,4 г/т Pd. Однако в безсульфидных агрегатах магнетита определены повышенные количества Pt – от 0,3 до 1,1 г/т в единичных пробах, при фоновом её распределении в 0,003-0,05 г/т. Мономинеральные выделения пирита в скарново-магнетитовых телах содержат 0,2-40 г/т Pt и 0,05-29,3 г/т Pd. Напротив, пирротин и сфалерит обнаружили убогие количества Pt и Pd: 0,001-0,38 г/т. По средним содержаниям этих элементов обособились две группы контактово-рудных залежей: скарново-магнетитовые с пирит-пирротиновыми примесями (\bar{X}_{Pt} 0,12-0,52 г/т и \bar{X}_{Pd} 0,017-0,066 г/т) и магнетитовые с наложенным пирит-арсенипирит-сфалерит-галенитовым минеральным комплексом (\bar{X}_{Pt} 0,3-0,5 и \bar{X}_{Pd} 0,02-0,07 г/т).

Полученные геохимические данные свидетельствуют о том, что обогащение платиной и палладием продуктов контактово-метасоматических процессов диорит-плагиогранитной интрузии осуществлялось в стадию отложения метасоматического магнетита и особенно во время завершающего сульфидообразования.

Подтверждением времени отложения золота и серебра, платины и палладия в продуктах контактово-метасоматических процессов диорит-плагиогранитной интрузии, проявившихся в пределах Казского и Сухаринского рудных полей, является выполненный корреляционный анализ между этими элементами для разных типов пород и руд.

Геохимическими исследованиями месторождений золото-скарновой формации было показано, что в контактово-метасоматических процессах золото приносится послемагматическими растворами в зоны метасоматоза со стороны интрузий [Коробейников, 1999]. При этом в собственно скарновые этапы (магнезиально- и известково-скарновый) формировались убогие концентрации металла (0,03-0,7 г/т Au). Более существенное накопление его, вплоть до промышленного, происходило в стадию кислотного выщелачивания скарнов при формировании послескарновых метасоматитов магнетит-актинолит-хлорит-серпентин-кварц-карбонат-сульфидного состава.

Распределение Au в разных скарновых минералах близкое, и лишь в магнетитах и поздних гидросиликатах нередко выявляется существенное накопление

этого элемента – до 2-3 г/т. Максимальное накопление металла – до 5-30 г/т – отмечается в окварцованных и сульфидизированных скарновых залежах, обогащенных теллуридами.

Для Тарданского, Ольховско-Чибижекского, Синюхинского и Калиостровского золото-скарновых месторождений установлены промышленно значимые содержания Pt, Pd, реже Os, Rh [Коробейников, 1999]. Здесь платиновые металлы пространственно и генетически связаны с развитием мышьяковой или медно-сульфидно-теллуридной минерализации в скарновых телах, в продуктах которых содержания Pt составили 0,2-7,2, а Pd – 0,15-40 г/т, Os – 0,03-0,17 г/т.

Следовательно, такие золоторудные объекты надо рассматривать как комплексные золото-платиноидные месторождения, и к ним относить месторождения Казского и Сухаринского рудных полей. Но, в отличие от золото-скарновых объектов, концентрация благородных металлов в изученных скарново-магнетитовых месторождениях оказалась менее значимой.

Изучение особенностей распределения Au, Ag, Pt, Pd (табл. 23) в скарново-магнетитовых месторождениях Горной Шории приводит к следующим общим выводам.

1. Скарново-магнетитовые образования Казского и Сухаринского рудных полей характеризуются повышенными концентрациями Au и Ag и, в меньшей мере, Pt и Pd на участках интенсивного окварцевания, сульфидизации отдельных блоков магнетитовых залежей. Максимальные содержания Au – до 40 г/т, и Ag – до 123 г/т выявлены в отдельных пробах сульфидизированных и окварцованных скарново-магнетитовых тел. На участках выклинивания скарново-магнетитовых залежей и в секущих зонах окварцевания и сульфидизации выделяются отдельные блоки со средними содержаниями 1,1-8,4 г/т Au и 5-40 г/т Ag. Отношения Ag/Au в пробах разного минерального состава составляют от 4,8 до 15,4.

2. Платина и палладий в скарново-железородных телах не создают высоких концентраций и в среднем составляют 0,3-0,5 г/т Pt и 0,02-0,046 г/т Pd, при максимальных содержаниях 1,3-4,9 г/т Pt и 0,78-1,38 г/т Pd. Отношения Pt/Pd в пробах разного минерального состава колеблются от 0,2 до 21,7. Концентрации МПГ на порядок и более ниже средних содержаний Au в тех же участках сульфидизированных блоков скарново-магнетитовых залежей.

Для всех исследованных типов пород и руд между содержаниями Pt и Au, Pt и Pd корреляции не установлено. Лишь между Au и Pd, Ag и Pd отмечена значимая положительная связь. Этим подтверждается одновременность отложения Au и Pt в скарново-железородных ассоциациях.

3. Основными минералами-концентраторами Au, Ag, Pt, Pd являются пирит и пирротин из гнезд, вкрапленности, просечек в скарново-магнетитовых телах. В пирите средние содержания Au и Ag составили 6,1 и 29,3 г/т, а Pt и Pd – 1,41 и 0,21 г/т; в пирротине Au и Ag 8,4 и 11,7 г/т, Pt и Pd – 0,02-0,27 г/т.

4. Золото и серебро накапливались в сульфидизированных и окварцованных блоках скарново-магнетитовых залежей – до 1,1-8,4 г/т Au и 5-40 г/т Ag в среднем.

Платина и палладий в промышленно значимых концентрациях (0,3-4,9 г/т) зафиксированы лишь в отдельных пробах на участках не только сульфидизированных метасоматических магнетитов, но и безсульфидных магнетитовых тел. Следовательно, обогащение скарновых зон Pt и Pd происходило в периоды отложения магнетита и особенно завершающего сульфидообразования. Однако отложение Au и Pt следовало в разные периоды послемагматического минералообразования, что подтверждается отсутствием корреляционных связей между этими элементами.

5. Формирование продуктивной золото-серебряной минерализации в контактово-метасоматическом процессе, связанном с тельбесской диорит-плагиогранитной интрузией, происходило в две стадии: раннюю пирит-пирротиновую, завершающую скарновый процесс, и наложенную кварцево-карбонатно-полисульфидную в березитах-лиственитах. Платино-палладиевая сопутствующая минерализация формировалась в периоды отложения метасоматического магнетита и поздней сульфидной минерализации.

6. Скарново-магнетитовые месторождения изученных рудных полей следует рассматривать как комплексные железорудно-молибден-благороднометалльные. Поэтому в дальнейшем следует продолжить систематические минералого-геохимические и технологические исследования на Au, Ag, Pt, Pd, Mo как отдельных месторождений, так и их сульфидизированных блоков.

ГЛАВА 4.

ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ АЛЬБИТИТАХ, КАЛИШПАТИТАХ, ГРЕЙЗЕНАХ

В некоторых типах собственно редкометалльных и редкоземельных месторождений и рудопроявлений складчатых поясов устанавливается золотая или золото-платиноидная минерализация в метасоматических альбититах-калишпатитах и грейзенах, несущих продуктивную минерализацию редких элементов. В таких рудных объектах главными рудными минералами оказывались берилл, колумбит, танталит, касситерит, паризит, шеелит, вольфрамит, ортит, турмалин, топаз, флюорит, эвксинит, иногда молибденит, висмутин, теллуровисмутит, пирит, арсенипирит, халькопирит, галенит, золото, графит. Минералы редких металлов являются главными рудообразующими компонентами, а сульфидная фракция руд нередко насыщена золотом, серебром, платиной и палладием до первых граммов – десятков грамм на тонну руды.

Комплексное оруденение распространено в протерозой-фанерозойских складчатых поясах, в рифтогенных структурах и особенно в зонах тектоно-магматической активизации (ТМА) и парагенетически связано с аутометасоматическими или глубинно-метасоматическими процессами мантийных гранитоидных и сиенит-плагиогранит-порфировых интрузий. Такие металлоносные интрузии формировались в орогенно-рифтогенных структурах и зонах ТМА и характеризуются натриево-калиево-фторно-хлорной (Cl:F = 1:1-5:1) специализацией сопровождающих флюидов. Проявление в различных геологических обстановках литофильных, сидерофильных, халькофильных, благородных свойств золота, элементов платиновой группы и сопутствующих редких металлов Be, Ta, Nb, Sn, Zr, W, Mo, Bi, Te и приводило к формированию закономерного ряда комплексных месторождений благородных и редких металлов [Коробейников, 1998, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003].

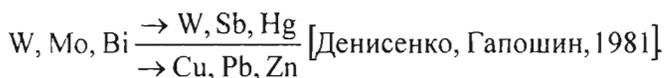
Калгутинское месторождение (Россия)

Калгутинское редкометалльно-рудное поле приурочено к активизированной складчатой структуре Горного Алтая – наложенному вулканогенному прогибу,

выполненному кислыми вулканитами, туфами. В центральной его части находится Калгутинский гранитоидный массив, сложенный биотитовыми порфировидными гранитами и двуслюдяными, мусковитовыми лейкогранитами, дайками гранит-порфиров. Абсолютный возраст гранитов составил 250-263 млн лет, дайковых гранит-порфиров – 221-242 млн лет [Морозов, 1986]. В приконтактных частях гранитов развиты роговики и зоны окварцевания, биотитизации, турмалинизации, а также скарново-шеелитовые и кварц-вольфрамит-молибденитовые жильные проявления [Дергачев и др., 1981; Никонов, 1982].

Калгутинское месторождение представляет собой свиту вольфрамит-кварцевых жил среди гранитов и вмещающих вулканитов. Жилы сопровождаются оторочками грейзенов. В крупном поле грейзенов среди гранитов, гранит-порфиров сформировался шток с молибденитовой минерализацией. Мощность отдельных кварцевых жил с околожильным окварцеванием превышает первые метры. Кварцевые жилы формируют кварцево-жильные зоны в эндоконтактах интрузива: вольфрамит-кварцевую систему Джумалинского участка и Южнокалгутинскую кварцево-жильную зону (рис. 37, 38). Протяженность зон около 1 км, а на глубину, например, Южнокалгутинская зона прослежена на 300-350 м и продолжается еще глубже. Крутопадающие вольфрамит-кварцевые жилы размещаются в зоне с широко распространенными дайками и группируются в полосу шириной 0,5-2 км. Длина отдельных жил в зоне до 330 м, а мощность – до 1,2 м.

Для редкометалльных месторождений Горного Алтая намечается следующий ряд минералого-геохимической зональности: Fe, Mn, Pb, Zn (W) → Cu, Pb, Zn (W, Bi) →



В.Б. Дергачев с соавторами [1981] предложили такую схему зональности оруденения: W-W, Mo комплексное редкометалльное – W, Mo-W(Mo). Б.Н. Лузгин [1998] считает, что развитие медно-молибденовой вкрапленной минерализации не отвечает полностью этапу формирования кварцево-вольфрамитовых жил и более соответствует или околожильным гидротермальным процессам, или является более поздним, наложенным на жильную. В.Б.Дергачев с соавторами рассмотрели такую последовательность минералообразования: граниты биотитовые главной фазы → граниты порфировидные дополнительной фазы → аплиты и пегматиты → гранит-порфиры → грейзены I → кварцево-вольфрамитовые жилы → редкометалльные гранит-порфиры (онгониты) → микрогранит-порфиры → грейзены II → кварцево-рудные жилы II → микрограниты → грейзены III.

Калгутитам (онгонитам) свойственна специализация на Bi, Pt, As, Au, Li, Cs, Ag, Mo, W, Sb, Pd, Be, U, Ta, Rb, Os, Cu, Cr, Nb, P, Ge, Tb (в порядке убывания концентрации элементов). При этом в альбитовых метасоматитах преобладают Pt, Pd, Cs, W, Sb, Bi, Au, Cr, Li, U, Rb, Cu, Mo, Os, Ta, Be, Nb, Tb, P, Ge, Pb, а в околожильных грейзенах – Mo, Bi, W, Pt, Sb, As, Cu, Ag, Cs, Pd, Li, Be, U, Au, Lu, Rb, Os, Cr, Eu, Sm, Zn, P, Sn, Yb, Y, Th, Ta, La. В жильных телах преобладают Bi, W, Mo, Pt, Cd, Sb, Cu, Ag, As, Pd, Be, Cs, Pb, Zn, Au, Os, Cr, Ta, Lu, Mn, U, Li,

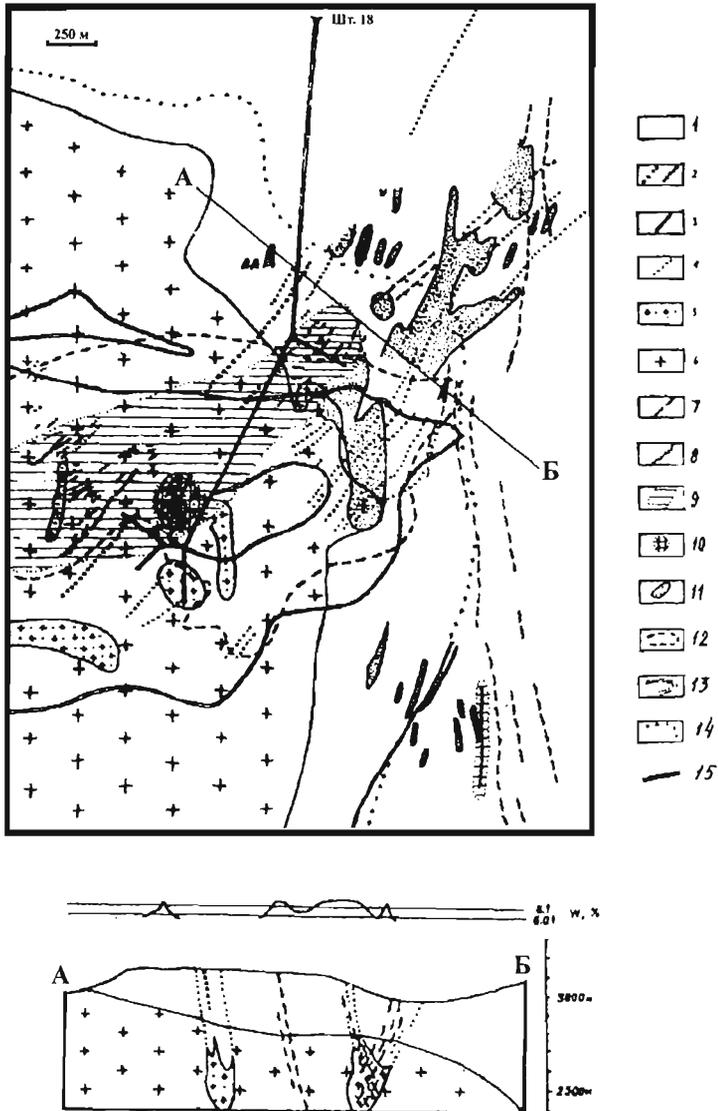


Рис. 37.

Геологическая карта и разрез Калгутинского молибден-вольфрамового месторождения (по Б.Н.Лузгину)

1 — кислые вулканогенные отложения нижнего-среднего девона; 2-4 — дайковые комплексы: онгонитов (2), редкометалльных мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров (3) и гранит-порфиров (4); 5 — штоки гранит-порфиров; 6 — порфировидные биотитовые граниты; 7 — кварцево-жильные системы (интерпретация преимущественно по геофизическим данным); 8 — вольфрамит-кварцевые жилы; 9 — площадь собственно Калгутинского месторождения; 10 — контуры участка «Молибденовый штوك»; 11-13 — литогеохимические аномалии: 11 — вольфрама ($>0,1\%$), 12 — молибдена ($>0,01\%$), 13 — меди (внешний контур $>0,05\%$, внутренний $>0,5\%$); 14 — положение контакта гранитов на глубине около 250 м от поверхности; 15 — подземные горные выработки штольни 18

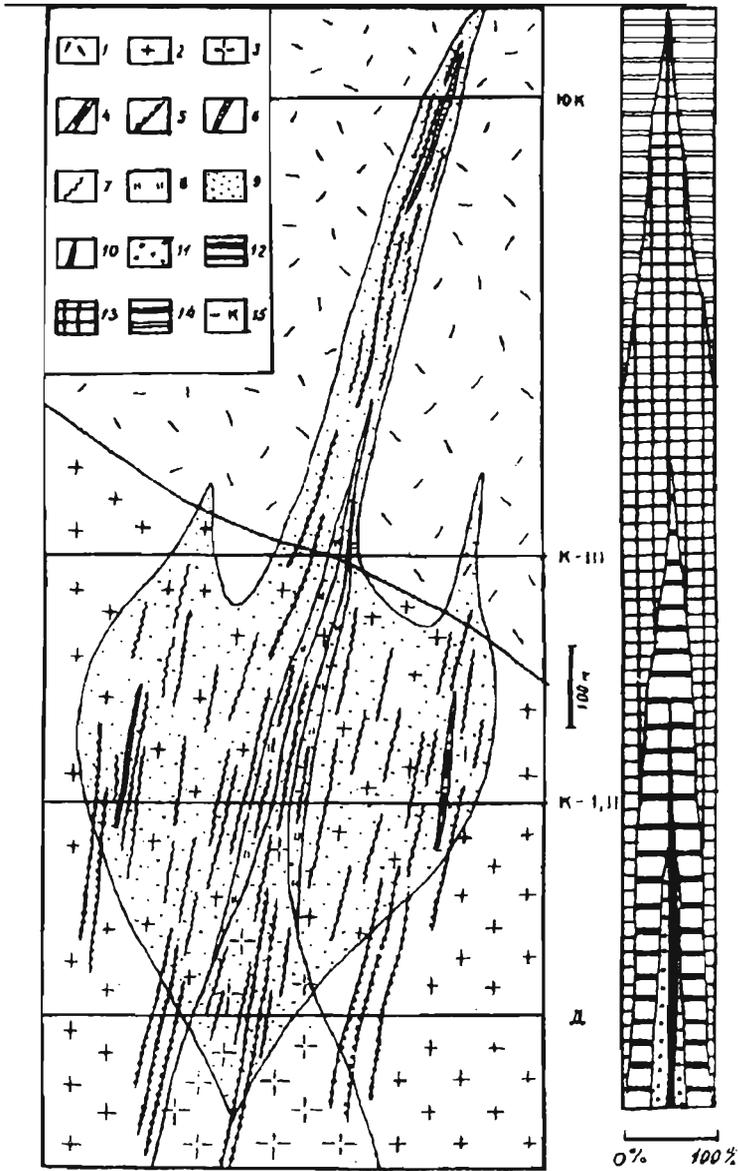


Рис. 38.

Сводная рудная колонна Калгутинского молибден-вольфрамового месторождения (по Б.Н.Лузгину)

1 – туфы дацит-липаритового состава; 2 – порфиroidные биотитовые граниты; 3 – мусковитовые и двуслюdистые граниты; 4 – гранит-порфиры; 5 – дайковый комплекс гранит-порфиrowого ряда; 7 – кварцево-рудные жилы; 8 – зона рудной колонны; 9 – грейзенизированные породы; 10-14 – типовые кварцево-рудные ассоциация – бериллоносная (10), молибденитовая (11), вольфрамит-молибденитовая (12), вольфрамитовая (13), вольфрамит-флюоритовая (14); 15 – уровни эрозийных срезов: ЮК – Южнокалгутинский, К-III – Калгутинский (III участок), К-I, II – Калгутинский (I-II участки), Д – Джумалинский

Rb, Ba, P. В жилах отмечается графит, количество которого увеличивается с глубиной. С выделением графита и сульфидов связана концентрации Au, Ag, Pt, Pd, Os.

С удалением рудных тел от экзоконтакта в сторону центра интрузива в минералах жил отмечаются повышенные параметры гомогенизации газовой-жидких включений: для Калгутинского месторождения от 250-310°C и 460-510°C, а для Южнокалгутинского от 100-115°C до 140-170°C. Общий размах вертикальной рудно-метасоматической колонны месторождения превышает 1,5 км, в том числе в пределах вмещающей надинтрузивной толщи до 800 м (см. рис. 38). Максимальная ширина ее в эндоконтактовой зоне составляет 450 м, в экзоконтактовой – 100 м.

Распределение благородных металлов в рудах, метасоматитах и рудных концентратах

Инверсионно-вольтамперометрическим методом были проанализированы на Au, Ag, Pt, Pd, Os пробы щелочных метасоматитов, грейзенов, молибденитовых и вольфрамитовых руд, сульфидных, молибденитовых, вольфрамитовых концентратов, окисленных руд. Результаты анализов приведены в табл. 24. Для существенно молибденитовых руд были определены содержания осмия, но в большинстве проб количества этого элемента не превышали значений 0,008-0,001 г/т и лишь в единичных пробах установлены содержания его до 0,1-0,2 г/т.

Таким образом, редкометалльные руды и метасоматиты Калгутинского месторождения надо относить к комплексным редкометалльно-благороднометалльным объектам. Тем самым существенно возрастает промышленное значение данного месторождения.

Рудопроявление Чудное (Россия)

М.Б.Тарбаевым и соавторами [1996] это рудопроявление в зонах кварц-альбитовых метасоматитов среди риолитов рифейского возраста отнесено к новому типу оруденения неясного генезиса. Судя по характеру околорудного метасоматоза, его следует относить к группе рудных объектов золото-редкометалльного типа в метасоматических альбититах.

Рудопроявление располагается в зоне Центрально-Уральского поднятия среди Ляпинского антиклинория Северного Урала, сложенного вулканогенно-осадочными образованиями рифейского и палеозойского возраста [Галанкина и др., 1998; Тарбаев и др., 1996; Додин и др., 2001]. Рифейские породы представлены вулканитами основного и кислого составов с горизонтами кварц-серицит-пиррофиллитовых сланцев. Они перекрыты с несогласием конгломератами, гравелитами, кварцитопесчаниками, песчаниками, зелеными сланцами хлорит-серицит-кварцевого состава, метаалевролитами ордовик-карбонического комплекса. Вулканиты рифея прорваны дайками кислого и основного состава позднего рифея и Малдинской

Таблица 24

**Благородные металлы* в редкометалльных рудах и метасоматитах
Калгутинского месторождения в Горном Алтае**

Характеристика материала проб	Число проб	Содержание, г/т				Ag, Au, Pt, Pd
		Ag	Au	Pt	Pd	
Кварц-полевошпатовый метасоматит с пиритом, халькопиритом, молибденитом, вольфрамитом	6	<u>1,18-11</u> 4,43	<u>0,001-0,003</u> 0,002	<u>0,2-5,04</u> 2,346	<u>0,023-0,06</u> 0,036	6,814
Кварц-вольфрамит-молибденитовая руда	34	<u>0,2-80</u> 13,27	<u>0,001-0,118</u> 0,022	<u>0,001-2,98</u> 0,235	<u>0,014-0,7</u> 0,084	13,711
Кварц-полевошпат-мусковит-молибденитовая руда	11	<u>0,8-6,1</u> 2,88	<u>0,003-0,18</u> 0,046	<u>0,006-0,53</u> 0,221	<u>0,005-0,21</u> 0,052	3,208
Кварц-молибденит-вольфрамитовая жильная руда	3	<u>0,6-41</u> 14,6	<u>0,007-0,04</u> 0,025	<u>0,1-0,187</u> 0,132	<u>0,005-0,06</u> 0,025	14,782
Грейзен с сульфидами и вольфрамитом	31	<u>0,17-9,4</u> 1,68	<u>0,001-0,06</u> 0,029	<u>0,001-1,78</u> 0,138	<u>0,003-0,05</u> 0,015	1,862
Кварц-полевошпатовый агрегат с сульфидами	4	<u>2-48</u> 28,0	<u>0,045-0,48</u> 0,212	<u>0,06-0,18</u> 0,130	<u>0,007-0,17</u> 0,025	28,37
Кварц-полевошпатовый агрегат	3	<u>1,2-120</u> 74,4	<u>0,004-0,06</u> 0,03	<u>0,001</u> 0,001	<u>0,01-0,09</u> 0,033	74,77
Минерализованный дайковый аплит	2	<u>0,11-0,17</u> 0,14	<u>0,008-0,033</u> 0,021	<u>0,001-0,69</u> 0,33	<u>0,007</u> 0,007	0,50
Сульфидный концентрат	1	43,0	2,9	0,008	4,68	50,66
Пирит-халькопирит-молибденитовый концентрат (90%)	6	<u>0,8-44</u> 17,6	<u>0,013-25</u> 8,35	<u>0,002-0,044</u> 0,020	<u>0,004-0,04</u> 0,022	25,992
Сульфидно-вольфрамитовый концентрат	3	<u>14,3-36</u> 26,8	<u>0,01-0,26</u> 0,095	<u>0,73-2</u> 1,35	<u>0,005-0,36</u> 0,125	28,37
Молибденитовый концентрат	1	39,0	0,015	0,46	0,011	39,496
Вольфрамитовый концентрат	1	3,5	0,019	0,80	0,085	4,404
Пирит	1	2,0	0,013	0,67	0,092	2,785
Халькопирит	1	10,6	0,007	0,004	0,009	10,62
Молибденит	1	4,5	0,08	0,006	0,075	4,685
Вольфрамит	1	1,5	0,002	0,313	0,056	1,871
Вольфрамитовый концентрат	1	46,5	1,8		3,1	51,40
Оксисленные руды	2	0,75	0,012	0,117	0,343	1,222

* Анализы выполнены инверсионно-вольтамперометрическим методом в лаборатории Томского политехнического университета, аналитики О.В.Каминская, З.С.Михайлова. Чувствительность анализа $1 \cdot 10^{-7}$ мас.%, воспроизводимость – 90%. В числителе дроби – максимальные и минимальные значения содержания металлов; в знаменателе – среднее значение. Пробы предоставлены А.А.Поцелуевым.

риолитовой субинтрузией позднерифейско-вендского возраста. Рудовмещающие породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Рудоносными оказались участки повышенной трещиноватости, брекчированная, рассланцевания и альбитизации в порфириновых риолитах. Комплексная минерализация формировалась в две стадии. В раннюю стадию возникали кварц-альбитовые метасоматиты с редкоземельным ортитом [Галанкина и др., 1998]. Кварц-альбит-ортитовая ассоциация создала сеть зон и прожилков в альбитизированной массе риолитов. Развитие кварц-альбит-ортитовых прожилков сопровождалось общей серицитизацией и локальной карбонатизацией вмещающих

пород. В околорудных метасоматитах распространены вкрапленность и прожилки гематита среди альбит-кварц-серицитовых агрегатов. При образовании кварц-альбитовых метасоматитов формировался ортит I генерации такого состава: $(\text{Ca}_{1,21}\text{Cl}_{0,35}\text{La}_{0,15}\text{Nd}_{0,14}\text{Pz}_{0,04}\text{Er}_{0,02}\text{Gd}_{0,03}\text{Sm}_{0,01}\text{Y}_{0,01})_{1,96}(\text{Al}_{1,98}\text{Fe}_{0,68}\text{Mn}_{0,08}\text{Ti}_{0,05})_{2,79}\text{Si}_{3,22}\text{O}_{12}(\text{OH})$.

В позднюю продуктивную стадию формировались фукситовые метасоматиты с кварц-адуляровыми оторочками и скоплениями минералов золота и палладия в виде пластинчатых агрегатов, размерами 0,025-8мм, среди фуксита и кварца. Фуксит развит по сланцеватости риолитов, и реже образует прожилки, зонки или цементирует брекции риолитов. В рудах распространены изомертиит $(\text{Pd}_{4,73}\text{Cu}_{0,007}\text{Au}_{0,002})_{4,74}(\text{Sb}_{1,48}\text{As}_{0,52})$ или $(\text{Pd}_{4,49}\text{Cu}_{0,03})_{4,52}(\text{Sb}_{1,39}\text{As}_{0,61})_2$, атенеит, арсенид палладия, золото с примесью Pd, Cu, Hg, Ag (пробы 505-942‰). Золото располагается в фукситовых прожилках и образует пластинчатые, игольчатые, изометричные зерна размером 0,025-3 мм. В этих золотилах выявлены прожилковые выделения более высокопробного золота. Серебросодержащее золото III часто находится в сростании с мертиитом $(\text{Pd}_{4,67}\text{Cu}_{0,02})_{4,69}(\text{Sb}_{1,47}\text{As}_{0,53})_2$. Здесь же нередко обнаруживается перекристаллизованный ортит II такого состава: $(\text{Ca}_{0,67}\text{Ce}_{0,11}\text{La}_{0,08}\text{Nd}_{0,06}\text{Er}_{0,02}\text{Pz}_{0,01}\text{Gd}_{0,01}\text{Sm}_{0,01}\text{Y}_{0,01})_2(\text{Al}_{2,16}\text{Fe}_{0,77}\text{Mn}_{0,02}\text{Ti}_{0,02})_{2,97}\cdot\text{Si}_{3,18}\text{O}_{12}(\text{OH})$. Этот ортит II, в отличие от исходного ортита I, несет меньшее количество легких редких земель La, Ce, Pr, Nd и повышенное – Sm, Ta, Y. Иногда ортит замещается сфеном на контактах с агрегатом фуксита. Для сфена характерен иттриевый состав редких земель: Y, Er, Nd, Sm.

Содержание золота в рудах промышленно значимое, а распределение его весьма неравномерное. В штучных пробах рудных участков оно достигает сотен граммов на тонну. В ассоциации с золотом находятся ортит, мертиит, атенеит, стиллуотерит, стибиопалладинит, сперрилит, платина. Золото низкопробное, содержит Ag (10-25 мас.%, иногда 45 мас.%), Cu, Pd, редко Hg.

Платиноиды тесно связаны с золотом. Рудовмещающие, в разной степени измененные, риолиты с фукситовыми жилками и видимым золотом содержат 0,12-0,33 г/т Pt, 5-9 г/т Pd, 0,1 г/т Rh. Золото-платиноидно-редкоземельную минерализацию С.К. Кузнецов с коллегами считают полигенной и полихронной. Первоначально происходило отложение фуксита и ортита, а затем – золота и платиноидов.

Исследователи считают генезис данного рудопроявления гидротермально-метасоматическим.

ГЛАВА 5. ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНО-МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К этой группе отнесены золото-платиноидно-висмут-теллур-содержащие комплексные медно-порфировые и медно-молибден-порфировые месторождения. Среди них выделяются собственно золото-порфировые рудные объекты. Они выявлены в различных геодинамических обстановках, но более всего они свойственны островодужным и окраинно-континентальным образованиям. Эти комплексные месторождения формировались в условиях палеорифтогенеза и тектоно-магматической активизации отдельных блоков земной коры. Среди них выделяются магнетит-пиритовый, халькопирит-борнитовый, пирит-халькопиритовый, молибденитовый, полисульфидный, энаргит-полисульфидный минеральные типы [Кривцов, 1981; Кривцов и др., 1985; Беневольский и др., 1991 и др.]. Наибольшей золотоносностью и платиноносностью из них обладают золото-медно-порфировые месторождения с пирит-халькопиритовыми, борнит-халькопиритовыми и полисульфидными типами руд [Додин, Чернышов, 1993; Грабежев, Коробейников, Молоша. 1995 и др.]. Этим месторождениям свойственна следующая рудно-метасоматическая зональность: смена сверху вниз и от центра к периферии зон разных минеральных типов руд – магнетит-пиритового в зоне калиево-кремнистого метасоматоза → борнитового, молибденитового в калиево-кремнистых и кварц-хлорит-серицитовых метасоматитах → пирит-халькопиритового в кварц-хлорит-серицитовых, аргиллизитовых метасоматитах → пиритового в пропилитах. В медно-порфировых рудах содержится 0,01-0,8 г/т Au, 0,05-0,3 г/т Pt, 0,005-0,04 г/т Pd, а в золото-медно-порфировых – 1-11 г/т Au, 0,01-6 г/т Pt, 0,01-0,3 г/т Pd. Медно-молибден-порфировые месторождения обычно несут убогое количество этих благородных металлов – 0,005-0,01 г/т [Грабежев и др., 1993; Кривцов и др., 1985 и др.].

Анализ опубликованных материалов по порфировым рудным объектам показал, что запасы золота в зарубежных месторождениях этого типа составляют 2620 т [Кривцов, 1981]. По оценке В.С. Попова, двадцать зарубежных месторождений медно-порфирового типа по запасам золота составили четыре группы: I – от 1 до 10 т (5 объектов), II – от 10 до 100 т (9), III – от 100 до 1000 т (5) и IV – более 1000 т (1). Из них наиболее крупными месторождениями оказались следующие

шие золото-медно-порфировые объекты: Панчуна (Папуа-Новая Гвинея, 400 т Au), Эль-Теньянте (Чили, 200 т), Биким-Карбон (США, 200 т), Чукикамата (Чили, 104 т), Сьерро-Колорадо (Панама, 90 т), Сан-Мануэль (США, 40 т), Эль-Сальвадор (Чили, 30 т). На территории бывшего СССР к числу золотоносных и платиноносных порфировых объектов относятся месторождения Казахстана (Коунрад, Коксай, Борлы, Актогай, Чатыркуль, Саяк), Узбекистана (Алмалык), Армении (Каджаран, Техут, Агарак), Урала (Салаватское, Зеленый Дол, Березняковское), Забайкалья (Шахтаминское, Давендинское, Жирекенское), Чукотки (Песчанка). А.И. Орлов с соавторами [1975] указали, что при переработке медно-молибденовых руд в США ежегодно извлекается 1,5 т платиновых металлов, а в Канаде – 0,7 т Pd и 0,1 т Pt. В последние годы появилась информация о промышленно значимых концентрациях платиновой минерализации в некоторых порфировых месторождениях Сибири и Урала [Коробейников и др., 2002; Коваленкер и др., 1996 и др.]. Ограниченные данные о платиноносности порфировых месторождений Казахстана, Узбекистана, Армении, Болгарии, США, Канады, Филиппин имеются в публикациях С.Т. Бадалова, С.Л. Терехович [1966], С.К. Калинина с соавторами [1976], А.С. Фарамазяна и др. [1970], Т.А. Тодорова [1994], А.М. Кунаева и др. [1985], В.Г. Лазаренкова и др. [2001], А.Х. Туресебекова и др. [2001], J.L. Werle e.a. [1984], M. Tarkian e.a. [1995] и др.

Все это и послужило основанием для постановки ревизионных геохимических исследований на Pt и Pd золото-порфировых рудных объектов Урала [Коробейников и др., 2002].

Платинометаллносодержащие месторождения медно-порфирового и золото-порфирового типов формировались при становлении магматических тел базальт-андезито-базальтовой вулканической и габбро-диорит-плагиогранитной плутонической формаций. Они образуют вулканоплутонические зоны и пояса базальтоидного магматизма натриевых серий. Обычно они во времени и по латерали сменяют однородные базальтовые и контрастные колчеданосные вулканоплутонические формации [Авдонин, 1999; Грабежев и др., 1995]. Среди продуктивной минерализации выделяются минеральные типы: магнетит-пиритовый, халькопирит-борнитовый, пирит-халькопиритовый, молибденитовый, полисульфидный, энаргит-полисульфидный [Кривцов и др., 1985]. Наиболее крупные рудные объекты сложены магнетит-пиритовыми и пирит-халькопиритовыми рудами. В магнетит-пиритовой ассоциации присутствуют также гематит, рутил, пирротин, халькопирит, молибденит. Халькопирит-борнитовые руды тяготеют к центральным частям рудных зон, а пирит-халькопиритовые – к внешним. Халькопирит-борнитовые парагенезисы содержат включения дисперсных минералов Bi, Te, Se, Mo, Au, Pt, Pd. Основной объем благородных металлов находится в виде примесей самородных Au, Ag, Pt, реже электрума, аргентита в борните и халькопирите.

Рудные тела таких месторождений залегают в экзо- и эндоконтактах порфировых штоков, а внутренние части интрузивов обычно оруденения не содержат.

Березняковское месторождение (Россия)

Это месторождение расположено в Биргильдино-Томинском медно-порфировом рудном поле Урала, в зоне сочленения Восточно-Уральской вулканогенной зоны с Восточно-Уральским поднятием. Структурный блок сложен терригенно-андезитовым комплексом D_3-C_1 . Прожилково-вкрапленные штокверковые золото-сульфидные руды локализованы в линейных субширотных и северо-западных зонах среди кварц-плагиоклазовых диоритовых порфиритов D_3-C_1 . Эти субвулканические тела прорывают туфы и кластолавы андезит-дацитового состава, но образуют единую вулкано-плутоническую ассоциацию. В рудном поле встречены единичные дайки плагиогранодиоритов, плагиогранитов, плагиолейкогранитов. Рудные тела размещены преимущественно в диоритовых порфиритах, интенсивно рассланцованных, катаклазированных, милонитизированных. Рудные тела имеют сложное штокверковое строение с меняющейся мощностью и невыдержанными содержаниями золота и МПП. Форма рудных тел линейно-вытянутая, извилистая, линзовидная и столбообразная. Протяженность рудных тел до 300 м. Содержания Au колеблются от 1 до 59 г/т, Ag от 3 до 40 г/т, Bi 2-50 г/т, Sb 10-500 г/т, Pt 0,1-0,5 г/т, Pd 0,03-0,25 г/т, Sn 8-30 г/т, Cu 0,3-0,6 мас.%, Zn 0,3-0,5 мас.%, Se и Te 0,06-0,13 мас.%.

Околорудные метасоматиты представлены альбит-кварц-хлорит-карбонатным парагенезисом и включают тела слюдисто-кварцевого или пиррофиллит-кварцевого состава. Мощность зоны метасоматитов достигает 200 м. Вмещающие диоритовые порфириты серицитизированы (\pm парагонит), а за пределами рудных зон в измененных породах распространены анкерит и кальцит с пиритом (до 6-10%). Для околорудных метасоматитов характерна ассоциация парагонита и K-Na слюды с небольшим количеством мусковита. В метасоматическом ореоле слюды слагают 10-20%, хлорит 5-15%, карбонаты 5-20% от общего объема пород. В периферической части зон натриевые слюды преобладают над мусковитом. Пиррофиллит-кварцевые метасоматиты сопряжены с рудными телами и образуют зоны мощностью 60 м и более. В этих зонах нередко обособлены участки тонкозернистого роговикового кварца с рудными минералами.

Рудная минерализация была сформирована в две стадии – в раннюю пиритовую и позднюю полиметаллически-сульфидную. Пирит ранней стадии рассеян в метасоматитах или образует прожилковые и гнездовые скопления, размерами до первых десятков сантиметров. Кристаллы пирита пентагондодекаэдрического габитуса, размером 0,05-0,2 мм, иногда содержат реликты токтоглобулярного пирита в ассоциации с графитом. Локальные минерализованные зоны и отдельные рудные тела прожилково-вкрапленные, брекчиевые. Рудные скопления сложены теннантитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, галенитом, реже гесситом, калаверитом, сильванитом, креннеритом, алтаитом, пильзенитом, самородными теллуrom и золотом. Эта полиметаллически-сульфидная ассоциация развита в зонах прожилкового окварцевания и карбонатизации пород. Основные минералы

всех рудных парагенезисов представлены (в порядке уменьшения их количества) блеклой рудой, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, галенитом. Местами отмечается цементация блеклой рудой раздробленных агрегатов халькопирита, замещение блеклой руды моусонит-фаматинитом в виде кайм шириной до 0,14 мм, или наблюдаются равновесные соотношения этих минералов.

Золото в рудах двух генераций: золото I имеет пробы 970-984‰ и размеры частиц 0,005-0,01 мм, оно совместно с блеклой рудой выполняет интерстиции в агрегатах перекристаллизованного метасоматического пирита I, в золотилах установлены примеси (%): Cu 0,08, Ag 2,19, Hg 0,12; золото II находится в теллуридно-полиметаллически-сульфидном парагенезисе и имеет пробы 800-860‰, сопровождается ртутистым электрумом (Au – 61,75%, Ag – 23,59%, Hg – 14,29%), айкинитом CuPbBiSc (Bi – 36,89%, Te – 0,13%, Cu – 10,56%, Pd – 36,05%, Fe – 0,35 %, S – 16,57%), гесситом Ag₂Te, алтаитом PbTe, пильзенитом Bi₃Te₄. Эти минералы в виде включений размером до 0,15 мм находятся в блеклых рудах и пирите.

В теллуридно-полиметаллически-сульфидном парагенезисе золото II представлено теллуридами Au и Ag: калаверитом AuTe₂, креннеритом (Au,Ag)Te, сильванитом (Au,Ag)₂Te₄, самородным золотом пробы 800-860‰. Размеры его выделений в теннантите и кварце составляют 0,1-0,1 мм и менее. В корях выветривания обнаружены металлические шарики размером 1-3 мм следующего состава (мас. %): Pb 92,7; Sn 3,0; Re 1,4; Au 0,8; Pt 1,7 или Sn 91,2-91,5; Pb 6,1-6,8; Re и Au 0,6; Pt 0,7-1,3.

По кальцит-доломитовому геотермобарометру вероятные температуры рудообразования определены в пределах 380-320⁰C, а давление растворов 0,8-1,2 кбар. Изотопный состав серы рудогенного пирита II $\delta^{34}S$ составил +2...6‰, а в апокарбонатных сульфидных рудах за пределами Березняковского месторождения зафиксировано возрастание значений $\delta^{34}S$ пирита до +4...+9‰. На участках развития арсенопирита и кварц-барит-халькопиритовых жил эти значения возрастают до +12...16‰.

Березняковское месторождение золото-теллуридного типа имеет тесные взаимоотношения с мезоабиссальным Северо-Томинским медно-порфировым месторождением. Оба этих объекта связаны с малыми интрузиями субвулканической и мезоабиссальной фаций одинакового кварц-диоритового состава томинско-мичуринского вулканоплутонического комплекса D₃-C₁. Эти месторождения входят в общее Биргильдинско-Томинское рудное поле, но локализованы в разных тектонических блоках: Северо-Томинское медно-порфировое в O₁₋₂ базальтах нижнего структурного этажа, а Березняковское – в D₃-C₁ осадочно-вулканогенной толще верхнего структурного этажа.

Березняковское месторождение надо относить к эпitherмальному типу, представляющему верхний субвулканический срез общей медно-порфировой системы. Рудные тела приурочены к центральной части метасоматического ореола кислотного выщелачивания, представленного сильно тектонизированными слю-

дисто-кварцевыми, пиррофиллит-кварцевыми и хлорит-слюдисто-кварц-альбитовыми метасоматитами. Рудная ассоциация золото-теллуридно-полиметаллически-сульфидных образований приурочена к зонам неоднократного дробления и формировалась при $T=260-360^{\circ}\text{C}$ и $P=0,1-0,4$ кбар.

В пределах Томинского рудного узла зафиксированы разные типы оруденения, отвечающие глубинному и гипабиссально-субвулканическому разрезам единой вертикальной медно-порфировой колонны [Грабежев, Молошаг, 1993; Грабежев и др., 1995].

Кроме этого золото-медно-порфирового оруденения, на Урале выделяются аналогичное оруденение в Шеракабулакской, Медногорской рудных зонах (D_2) Магнитогорско-Мугоджарского прогиба и Желтыркольское месторождение, связанное с гранодиоритовыми интрузивами Зауральского поднятия [Грабежев, Молошаг, 1993; Грабежев и др., 1995; 1998].

Следовательно, протяженная по вертикали медно-золото-порфировая колонна, скорее всего, формировалась в процессе пульсирующей флюидно-магматической деятельности глубинного источника. Вертикальная эволюция колонны сопровождалась активным взаимодействием восходящего флюидного потока с боковыми породами, с формированием различных типов оруденения в мезоабиссальной и субвулканической частях палеогидроколонны: медно-полиметаллически-порфирового и золото-редкометалльно-порфирового [Грабежев и др., 1998].

Особенности распределения Au, Pt и Pd в горных породах и рудах Березняковского месторождения и Биксизакского проявления

Предварительная информация по распределению этих благородных металлов дана в ранних публикациях [Грабежев и др., 1995; Коробейников, Грабежев, Молошаг, 2002]. К настоящему времени получены дополнительные геохимические данные по распределению Pt, Pd, Au не только в золото-порфировых, но в медно-порфировых и скарново-медно-порфировых месторождениях Урала. В табл. 25 приведены результаты аналитических исследований Au, Pt, Pd в породах, рудах и минералах по Березняковскому и ряду других золото-порфировых месторождений и рудопоявлений.

В гранитоидах, развитых за пределами порфировых рудных полей и месторождений Мичуринской субвулканической и медно-порфировой рудной зоны Южного Урала (D_3-C_1), отмечается повышенное фоновое содержание золота (6-23 мг/т). Обычное его содержание в гранитоидах превышает кларковые значения для данных типов интрузивных пород 12-10 раз. Только в небольшой части проб диоритовых порфиритов количества Au не превышают фоновые (1-3 мг/т). Такие же низкие концентрации металла выявлены в гранитоидах крупного Челябинского плутона, расположенного в северной части данного рудного узла. В этих гранитоидах установлены пониженные количества меди (до 0,01-0,02 мас.%, вместо 0,1-0,3 мас.% в гранитоидах медно-порфировой Томинской малой интрузии).

Таблица 25

Распределение Au, Pt и Pd (мг/г) в метасоматитах и рудах золото-медно-порфировых месторождений Урала

Горная порода, руда, минерал	Число проб	Pt	Pd	Au	Au/Pt+Pd
Мичуринская субвулканическая золото-порфировая зона Южного Урала, D₃-C₁					
Березняковское золото-порфировое месторождение					
Тонкозернистый пирит-халькопирит-борнит-сфалеритовый агрегат	9	<u>4-500</u> 93	<u>26-250</u> 84	<u>51-1400</u> 340	1,9
Кварц-пирит-халькопиритовый прожилок	1	98	37	670	5,0
Метасоматит с густовкрапленным пиритом	1	323	33	630	1,8
Биксизакское золото-порфировое проявление					
Кварц-барит-сфалерит-пирит-халькопиритовый метасоматит по фтаниту	5	<u>1-2430</u> 527	<u>42-250</u> 164	<u>11-189</u> 62	0,09
Массивный сфалерит-пиритовый агрегат в мраморах	3	<u>1-170</u> 78	<u>41-180</u> 88	<u>540-1800</u> 1047	6,3
Вкрапленный сфалерит-пиритовый агрегат в мраморах	2	<u>1-61</u> 31	<u>85-240</u> 163	<u>1060-1150</u> 1105	5,7
Томинское медно-порфировое месторождение, D₃-C₁					
Вкрапленность халькопирита с пиритом в метасоматитах	7	<u>1-70</u> 20	<u>12-140</u> 76	<u>21-820</u> 298	3,1
Густая вкрапленность пирита с подчиненным халькопиритом в метасоматитах	4	<u>2-13</u> 6,8	<u>17-100</u> 42	<u>45-1040</u> 494	10
Гумиевское скарново-медно-порфировое месторождение, D_{1,2}					
Эпидот-гранатовый скарн с вкрапленностью халькопирита и пирита	2	<u>640-621</u> 630	<u>110-160</u> 135	44,1	0,06
Доломитизированный мрамор с вкрапленностью пирита и халькопирита	4	<u>218-500</u> 400	<u>1-120</u> 39	<u>1-860</u> 303	0,7
Халькопирит-пирит-кварц-карбонатный метасоматит	4	<u>180-2700</u> 1028	<u>18-2100</u> 603	-	-
Массивная халькопирит-пирротиновая руда	4	<u>166-3200</u> 1562	<u>5-755</u> 196	<u>5-550</u> 248	0,14
Халькопирит-пирит-амфибол-эпидотовый метасоматит	4	<u>120-370</u> 242	<u>1-12</u> 7,7	<u>15-950</u> 278	1,10
Пирит-эпидот-хлоритовый метасоматит	4	<u>30-218</u> 150	<u>10-430</u> 174	<u>5-430</u> 188	0,6
Халькопирит	1 (3)	30	430	<u>1-180</u> 40	0,09
Михеевское медно-порфировое месторождение, D₃-C₁					
Халькопирит с примесью пирита в пропилите	1	6100	66	100	0,02
Массивный агрегат пирита с примесью халькопирита (2-3%) в пропилите	2	<u>160-1600</u> 880	<u>530-700</u> 615	300	0,2
Пирит-халькопиритовый агрегат в кварцевой жиле	2	<u>500-750</u> 625	<u>96-330</u> 213	<u>38-48</u> 43	0,05
Тарутинское скарново-медно-порфировое месторождение, C₁					
Халькопирит с примесью магнетита из скарна	1	1700	610	71	0,03
Пирит-халькопиритовая вкрапленность в скарне	4	<u>34-330</u> 121	<u>6-49</u> 28	<u>1-19</u> 8	0,05
Пирит-халькопирит-галенитовая вкрапленность в скарне	1	270	52	3	0,01
Вкрапленность пирита в скарне	1	80	10	44	0,49
Кварц-халькопирит-пиритовый жильный агрегат	1	620	270	1	0,001

Примечание. В числителе дроби – содержание металла минимальное и максимальное, в знаменателе – среднее его содержание. Анализы выполнены инверсионно-вольтамперометрическим методом в лаборатории геолого-аналитического центра «Золото-платина» Томского политехнического университета с чувствительностью $1 \cdot 10^{-7}$ мас.%, воспроизводимостью 80-90% из навески 1-5 г. Аналитики: З.С. Михайлова (Au, Pd), Э.В. Горчаков, Е.В. Смышляева (Pt).

Породы порфировой интрузии повсеместно метасоматически пропилитизированы и серицитизированы и несут обильную вкрапленность пирита. Количество серы в них достигает значений 1,5-3 мас.%, а в пределах медно-золоторудных зон – даже 3-6 мас. %. В пирите и халькопирите из диоритов Томинского интрузива содержания Au составляют 0,5-9 г/т, иногда до 29 г/т в халькопирите. В сфалерите Березняковского месторождения определено 2,2-4,6 г/т Au. Массивные сфалерит-пиритовые руды содержат 1,2-2,6 г/т Au.

Исходные диориты, гранодиориты, граниты характеризуются пониженными количествами золота (до 2-4 мг/т). Пропилитизированные их разности также отличаются пониженными значениями \bar{x}_{Au} и V_{Au} , а серицитизированные гранитоиды – 2-3-кратно повышенными значениями \bar{x}_{Au} и V_{Au} . Промышленно значимые концентрации этого элемента (1-11 г/т) установлены в интенсивно сульфидизированных метасоматитах. Тем самым подтверждено последовательно-ступенчатое накопление золота в зонах рудогенеза при аутометасоматических и поздних гидротермальных процессах: $k_{Au} = 200-1300$ и более.

Содержания платиновых металлов в исходных и гидротермально измененных диоритах, диоритовых порфиритах изменяются от 0,4 до 48 мг/т Pt и от 7 до 200 мг/т Pd, при средних значениях 6,8 мг/т Pt и 42 мг/т Pd. В зонах сульфидной прожилково-вкрапленной минерализации Березняковского золото-порфинового месторождения содержания Pt достигают значений 323-500 мг/т, а Pd – 33-250 мг/т, при средних значениях 93-323 мг/т Pt и 33-84 мг/т Pd для разных типов руд. Кварцбарит-сульфидные жильно-штокверковые руды Биксизакского золото-порфинового проявления несут еще более значимые количества этих металлов – до 170-2430 мг/т Pt и 80-250 мг/т Pd.

Напротив, вкрапленно-прожилковые руды Томинского медно-порфинового месторождения характеризуются пониженными концентрациями платины и палладия: 6,8-20 мг/т Pt и 42-76 мг/т Pd. В отличие от них, вкрапленные медно-сульфидные руды Гумешевского, Тарутинского скарново-медно-порфиновых месторождений и Михеевского медно-порфинового месторождения Урала отличаются устойчиво повышенными содержаниями платины и палладия: до 400-3200 мг/т Pt и до 600-2100 мг/т Pd, при низких содержаниях золота – 70-300 мг/т.

Следовательно, на Урале промышленно значимые концентрации платины и палладия выявляются в рудных телах и окружающих сульфидизированных метасоматитах не только собственно золото-порфиновых, но и скарново-медно-порфиновых месторождений девон-карбонового возраста.

Для сравнения приведем опубликованные данные по распределению платиновых металлов в порфириновых рудных объектах Сибири и зарубежных территорий. В.И. Сотниковым [Сазонов и др., 1996] предварительно изучено распределение МПГ в медно-молибденовых рудах Сорского, Жирекенского, Давендинского месторождений Сибири. В рудоносных гранитоидах этих месторождений определено содержание платины до 10 мг/т, а палладия до 29 мг/т. В платинусодержащих пробах пород не обнаружена сульфидная минерализация. В молибдени-

тах определены содержания Pt в пределах 8-36 мг/т и 8-92 мг/т Pd для Сорского, 1-380 мг/т Pt и 1-170 мг/т Pd для Жирекенского, до 10 мг/т Pt и 10-240 мг/т Pd для Давендинского рудных объектов. В Давендинском штокверковом медно-молибден-порфировом месторождении установлено накопление платиновых металлов в центральной части рудной зоны. Здесь концентрация платины достигает 34-380 мг/т, а палладия – 7-270 мг/т. На верхних горизонтах содержания Pt и Pd снижены на порядок, а на флангах рудной зоны не превышают фоновых значений. Молибдениты кварцевых жил и штокверков несут 88-300 мг/т Pt и 26-53 мг/т Pd. Максимальные содержания Pt и Pd выявлены в молибденитах брекчиевых руд. Такая же тенденция распределения Pt и Pd установлена и для молибденитов Сорского медно-молибден-порфирового месторождения: 28 мг/т Pt и 52 мг/т Pd в молибденитах центральной зоны, и 7,5 мг/т Pt и 12 мг/т Pd – в периферийных блоках. Содержания платиновых металлов в молибденитовом концентрате руд Сорского месторождения составляют 61 мг/т Pt и 230 мг/т Pd.

В сульфидных минералах медно-молибденового месторождения Алмалык в Узбекистане содержания Pt и Pd не превысили значений 20-210 мг/т, и лишь в молибдените определено повышенное количество Os¹⁸⁷ – до 2000 мг/т [Бадалов, Терехович, 1966]. Содержания Au и Ag в этих рудах, напротив, отличаются повышенными значениями – до 22450 мг/т. По определениям С.К. Калинина с соавторами [1976], в рудах медно-молибден-порфирового месторождения Алмалык концентрации составили: Pt 0,33 г/т, Pd 2,5, Rh 0,005, Au 4, Ag 47; месторождения Бошекуль – 7,8 г/т Pt, 8,5 Pd, 0,7 Rh, 4,8 Au, 50 Ag; месторождения Каджаран в Армении – 0,39 г/т Pt, 0,2 Pd, 1,0 Au, 30,3 Ag; месторождения Агарак в Армении – 0,3 г/т Pt, 0,1 Pd, сл. Au, 7,8 Ag.

А.С. Фарамазяном и др. [1970] в рудах медно-молибден-порфировых месторождений Армении приводятся такие содержания в благородных металлов: Каджаран – 18 мг/т Pt, 23-80 Pd, Au сл.; Агарак – Pt 15, Pd 25-60, Au сл.-600 мг/т; Дастакерт – 2-7 мг/т Pt, 10-74 Pd, 1000 Au; Айгедзор – 16 мг/т Pd, 1800 Au; Джиндара – 9 мг/т Pd и 1330 Au. В молибденовых концентратах этих рудных объектов установлено (мг/т): Каджаран – 8-391 Pt, 50-220 Pd, 1000-2000 Au, Агарак – 18-40 Pt, 38-160 Pd, 500-1000 Au; Дастакерт – 12-50 Pt, 5-50 Pd, 1000 Au; Айгедзор – 12 Pt, 5 Pd, сл. Au. Т.А. Тодоров [1994] отмечал следующие содержания МПГ в халькопиритах порфирового месторождения Медет (Болгария): 216 мг/т Pt, 95 Pd и 24 Rh. На месторождении Элаците установлены меренскиит и палладоарсенид.

Незначительно повышенные концентрации платины и палладия отмечает М. Таркиян [Tarkian, Коорман, 1995] в золото-медно-порфировых рудах борнит-халькопирит-магнетитовой ассоциации Филлипин: 160 мг/т Pd, 39 Pt, 1,8 г/т Au. В сульфидных концентратах этих руд содержания данных металлов оцениваются как 1,5 г/т Pd и 0,4 г/т Pt. Минералы МПГ (меренскиит, котульскит, мончеит) присутствуют в виде мелких включений в халькопирите и борните.

В концентрате сульфидов меди из медно-порфирового месторождения Аллард штата Колорадо отмечаются следующие содержания МПГ: от 2,9 до 3,9 г/т Pt и от 1,9 до 2,3 Pd [Werle e.a., 1984].

В медносulfидных концентратах порфирировых месторождений других регионов мира отмечаются повышенные содержания платины и палладия: в месторождении Элаците (Болгария) – 170 мг/т Pt и 760-1900 Pd; в месторождении Мамут (Малазия) – 450-490 мг/т Pt и 1180-1600 Pd; в месторождении Ок-Теди (Папуа-Новая Гвинея) – 8-24 мг/т Pt и 650-980 Pd [Лазаренков и др., 2001].

Рудопроявление Рябиновое (Россия)

Многофазный кольцевой щелочной массив своим становлением обязан процессам мезозойской тектоно-магматической активизации в Монголо-Охотском складчатом поясе. В его строении принимают участие вулканические, плутонические и метасоматические породы алданского щелочного комплекса [Клаповская, 1983; Кочетков, 1993]. Массив размещается в западном борту Эльконского горста на пересечениях меридионального, северо-восточного и северо-западных разломов. Он прорывает толщу кристаллических сланцев, гнейсов и гранито-гнейсов архея. На контактах метаморфиты фениitized, а во внешней зоне фенитов развиты кварц-ортоклазовые метасоматиты (рис. 39). Вулканические и субвулканические образования представлены феолитами, щелочными трахитами, их туфолавами, лавобрекчиями, а интрузивные тела – малиньитами, шонкинитами, нефелиновыми и эгириновыми сиенитами и пуласкитами. Дайки представлены тингуаитами, сиенит-порфирами, бостонитами, сельвсбергитами, грорудитами, а также пикритами, шонкинит-пикритами, минеттами, лимбургитами. Последние пересекают околорудные серицитовые метасоматиты и рудные тела. Все эти магматиты относятся к феолит-щелочно-сиенитовой, шонкинит-щелочно-пикритовой, трахит-сиенитовой формациям, образовавшимся в несколько интрузивных фаз.

Широко проявлены продукты щелочного метасоматоза (фениты, магнезиальные скарны) и аутометасоматоза (калишпатизированные, мусковитизированные кальсилитовые и нефелиновые сиениты). Рудовмещающие микроклиниты и серицитовые метасоматиты сформировались позднее дайковых щелочных сиенит-порфиров, щелочных трахитов, но ранее калиевых пикритоидов и грорудитов. Они образуют маломощные (первые метры), но протяженные зоны и сопровождаются микроклиновыми, кварц-микроклиновыми жилами и золото-сульфидной минерализацией. Площадные, локальные, жильные метасоматиты и гидротермалиты с сульфидами формируют рудно-метасоматическую зону (см. рис. 39). Рябиновый массив насыщен проявлениями золотой, сульфидной минерализации с Cu, Ag, Pb, Zn, Bi, Te, Mo, Pt, Pd, с образованием промышленных рудных тел на Мусковитовом и Новом участках.

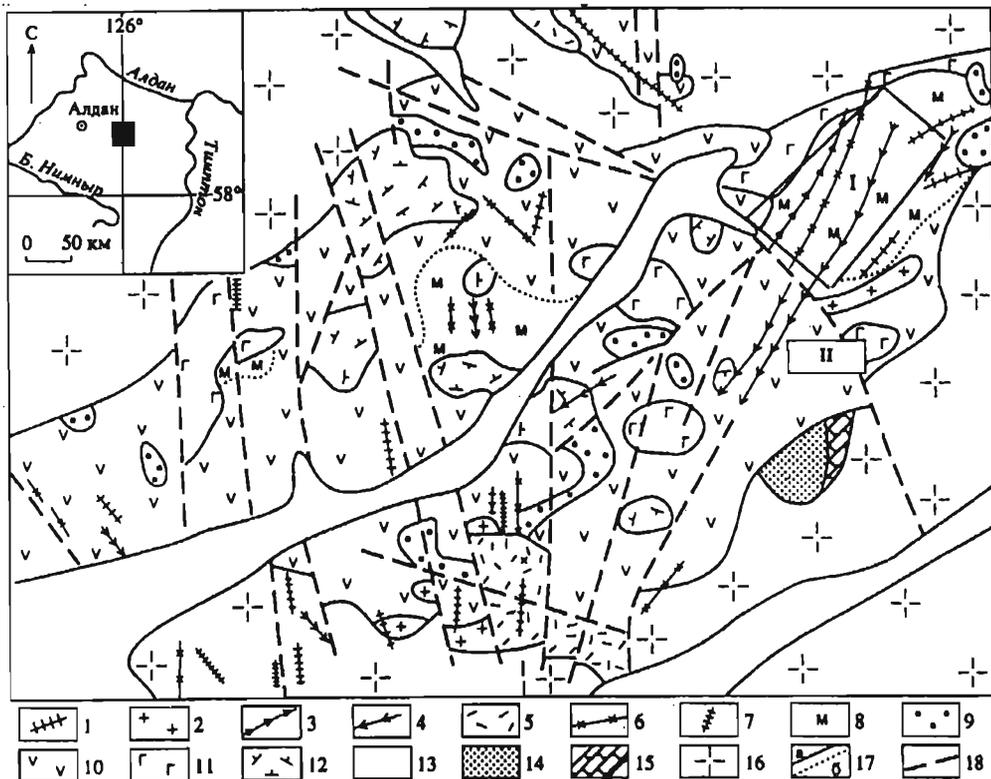


Рис. 39.

Местонахождение, схема геологического строения Рябинового щелочного массива (по А.Я.Кочеткову и др., 1998)

1- грорудиты и сельвсбергиты; 2- щелочные граниты; 3- калиевые пикриты; 4- щелочные минетты; 5- лавобрекчии щелочных трахитов; 6- сиенит-порфиры; 7- щелочные аплиты; 8- мусковитизированные сиениты и мусковит-микрклиновые метасоматиты; 9- скарны и скарноиды; 10- эгириновые сиениты и лаурвикиты, пуласкиты; 11- малиньиты и меланократовые нефелиновые сиениты; 12- щелочные трахиты; 13- аллювий; 14- юрские песчаники; 15- венд-кембрийские доломиты; 16- архейские граниты и гранито-гнейсы; 17- контакты интрузивных (а) и метасоматических (б) пород; 18- разрывные нарушения; золоторудные участки: I - Мусковитовый, II - Новый

Минералами золото-полисульфидной ассоциации являются пирит, халькопирит, борнит с примесями гематита, галенита, дигенита, джарлеита, карролита, молибденита, магнетита, сфалерита, тетраэдрита, эрлихманита, электрума, меди, серебра, золота. Основные минералы-носители золота – пирит и борнит, содержащие 80-150 г/т Au. Размеры золотин, включенных в сульфиды, составляют 0,01-0,1 мм, а самородного золота в кварце – 0,5-1 мм. Пробы дисперсного в пирите золота – 910-935%, а видимого золота в кварце – от 844 до 936%. Встречено рту-

тистое золото, содержащее до 10,26 мас.% Hg. Примеси в золотинах представлены Fe, Cu, Pb, Te, Mn, Sn, Hg, Pd.

В борнитовых рудах, кроме золота, В.А.Коваленкером с соавторами [1996] установлены эрлихманит (иридий-рутениевый дисульфид осмия ($Os_{0,8}Ir_{0,15}Ru_{0,05}$) $_{1,0}S_2$), мончеит (дителлурид платины $Pt(Te,Ni)_2$). Кристаллы эрлихманита окружены прерывистой каймой мончеита, или мончеит в виде тонких включений встречается в борните. Эрлихманит содержит примеси Pd, Rh, Te, а мончеит – Pd, Rh, Ir.

Наиболее высокие содержания Pt и Pd выявлены в пробах из борнитовых руд – 80-350 мг/т Pt и 70-150 мг/т Pd. В обогащенном борнитом сульфидном концентрате содержания Pt достигают 900 мг/т. Пробы халькопиритовых руд обнаружили 100 г/т Pd. В изверженных породах Рябинового массива рядовые содержания этих элементов составляют 10 мг/т Pt и 6 мг/т Pd.

В пределах Рябинового массива выделено несколько участков с молибденовым, медным и золото-платиноидным оруденением, которые залегают в различных типах щелочных метасоматитов – эгирин-альбит-ортоклазовых, кварц-эгириновых, серицит-микроклиновых, серицитовых. В настоящее время отрабатываются золоторудные тела Мусковитового и Нового участков.

На участке Мусковитовом золотоносный сульфидный штокверк протягивается на 1400 м, при ширине 500-600 м. Здесь рудоносные серицит-микроклиновые метасоматиты распространены в ортоклазовых пегматитах. На участке Новом оконтурен шток эпилейцитовых сиенит-порфиоров, несущий золото-сульфидную минерализацию. Участки с промышленными содержаниями золота сопровождаются высокими концентрациями Ag и Mo. На участке Мусковитовом молибден-кварцевая ассоциация пространственно разобщена относительно золоторудных тел. Молибденит-кварцевые прожилки с ореолами тонкочешуйчатого вкрапленного молибденита располагаются в основном в слабо сульфидизированных калиевых метасоматитах. Золото-полисульфидная ассоциация проявлена в виде прожилков и вкрапленности. В ней преобладают халькопирит и борнит с примесью поздних пирита, сфалерита, галенита, золота, кальцита, кварца, рутила. Видимое золото установлено в пирите, борните и в жильных минералах. Размеры золотин колеблются от 0,01 до 1 мм; форма их каплевидная, амебовидная, комковатая и кристаллическая. Золото, диспергированное в пирите, имеет пробы 910-935. Содержания Au в пирите составляет 10-30 г/т, редко 80-150 г/т. Концентрация Au в борните – 80 г/т. Большинство исследователей происхождения комплексной сульфидной минерализации массива связывают с глубинными источниками металлов и флюидов.

Выводы

1. Среди месторождений порфировой рудной формации выделяются медно-порфировый, золото-медно-порфировый и медно-молибден-порфировый типы. Они отличаются разными содержаниями Cu, Mo, Au, Pt, Pd, Os, Ag, Rh в рудах и сульфидных ассоциациях. Такие комплексные месторождения свойственны ост-

роводужным и в меньшей степени окраиноконтинентальным обстановкам и возникали при воздействии процессов рифтогенеза и тектоно-магматической активации. Рудные концентрации формировались при становлении тел базальт-андезитобазальтовой вулканической и габбро-диорит-плагиигранитной плутонической формаций натриевых серий.

2. При формировании субвулканических магмо-рудно-метасоматических порфировых колонн благородные металлы концентрировались вплоть до промышленно значимых содержаний ступенчато-последовательно. Например, в период становления гранитоидных интрузий без существенного проявления аутометасоматоза у золота и МПГ проявлялись нейтральные свойства, и они не накапливались в последовательных фазах интрузий, создавали низкофоновые содержания во всех типах пород: 1,8-4,1 мг/т. В период интенсивного кислотного выщелачивания магматитов, выразившегося в серицитизации пород, происходили перераспределение металлов и незначительный их привнос глубинными растворами: $k_{\text{н}}^{\text{Au}} = 1,2-3$.

Лишь в завершающий период гидротермального окварцевания и сульфидизации пород осуществлялось максимальное накопление золота и МПГ в апикальных частях магмо-рудно-метасоматических порфировых колонн, вплоть до образования крупных промышленных месторождений: $k_{\text{н}}^{\text{Au}} = 150-2800$.

3. Поведение платины и палладия в магматических и метасоматических процессах порфировых интрузий сходно с таковым более изученного золота. При процессах дифференциации и кристаллизации расплавов не установлено накопления этих металлов в разных типах магматитов: $k_{\text{н}}^{\text{Pt, Pd}} = 1,0$. Фоновые содержания МПГ в магматитах разного состава определены в пределах 0,5-6 мг/т Pt и 7-11 мг/т Pd. Формирование серицитовых аутометасоматитов порфировых систем сопровождалось незначительным накоплением Pt и Pd в продуктах аутометасоматоза – до $k_{\text{н}}^{\text{МПГ}} = 1,3-8,7$. Лишь процессы заключительного окварцевания и сульфидизации пород отдельных горизонтов рудно-метасоматических колонн приводили к накоплению этих металлов до 0,2-2,7 г/т ($k_{\text{н}}^{\text{МПГ}} = 100-600$). Однако более значимой концентрации Pt и Pd в продуктах гидротермального метасоматоза и сульфидизации порфировых колонн месторождений Сибири и Урала пока не выявлено. Но, поскольку благородные металлы концентрировались совместно с сульфидами, в медно-сульфидных концентратах технологической переработки руд возникают крупные скопления Au, Pt, Pd. Это позволяет рассматривать сульфидные концентраты порфировых руд как потенциальные промышленные источники золота и платиновых металлов.

4. Платиновые металлы в порфировых системах проявляются в форме самостоятельных тонкодисперсных минералов (0,01-10 мм) – эрлихманита ($\text{Os}_{0,8} \text{Ir}_{0,15} \text{Ru}_{0,05}$) $_{1,0}\text{S}_2$, мончеита $\text{Pt}(\text{Te}, \text{Ni})_2$, меренскиита, котульскита – среди халькопирито-борнитовых выделений в рудах.

5. Исследования показали, что промышленно значимые накопления Au, Pt, Pd, Os в зонах гидротермального выщелачивания и сульфидизации пород магмо-руд-

но-метасоматических колонн порфировых интрузий происходили на субвулканическом уровне и слабо проявлялись на мезо-гипабиссальном уровне. Поэтому прогнозно-поисковые работы на благородные металлы в первую очередь следует проводить в апикальных частях порфировых интрузий и в регионах с развитием субвулканических гранитоидных интрузий.

Даже такой краткий анализ изученной платиноносности разных типов месторождений медно-молибден-порфировой рудной формации свидетельствует о том, что многие минеральные типы рудных объектов этой формации несут промышленно значимые концентрации не только Au, Ag, Se, Te, Bi, Tl, но и платиновых металлов, особенно Pt, Pd, Rh, Os.

ГЛАВА 6.

ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КАРБОНАТИТАХ

Редкометалльно-редкоземельные щелочно-ультраосновные комплексы нередко несут сопутствующую золото-платиноидную минерализацию. Эти магматические образования слагают вулканические аппараты, субвулканические и гипабиссальные интрузивы, несущие карбонатиты и щелочные рудоносные метасоматиты [Фролов, 1977]. Рудоносные массивы образуют три группы: 1) массивы в сквозь-структурных разломах, 2) массивы в разломах периферии платформ, 3) массивы в краевых швах платформ и в разломах среди областей завершенной складчатости.

Сопровождающая их карбонатитовая рудная формация чаще формируется в следующие стадии: 1) раннюю кальцитовую (650-520°C, фиксируются P, Nb, Ta); 2) позднюю кальцитовую (550-390°C, фиксируется Nb, Ta, P); 3) кальцит-доломитовую (420-300°C, фиксируется Nb); 4) анкерит-сидеритовую (320-200°C, фиксируются TR, Nb, F, S, иногда Au, Ag, Pt, Pd) [Фролов, 1977].

Во многих карбонатитовых телах, кроме основных рудных минералов – магнетита (20-35%), апатита (20-25%), карбонатов (15-20%), серпентина, вермикулита, биотита, диопсида, бадделеита, паризита, бастнезита, монацита, присутствуют в значительных количествах (1-5%) сульфиды – пирротин, халькопирит, кубанит, борнит, халькозин с примесями золота, электрума, гессита, аргентопентландита $Ag(Fe, Ni)_5S_8$, сперрилита $PtAs_2$, мончеита $Pt(Te, Bi)_2$, рутенбургита $(Pt, Pd)_3Sn$, мертиита $(Pd, Pt)_{11}(Sb, As, Sn)_{41}$, атокита $(Pd, Pt)_3(Sn, Sb)$, изомертиита $(Pd, Pt)_{11}As_2(Sb, Sn, Te)_2$, арсенопалладита $(Pd, Pt)_8(As, Te, Sn, Sb, Pb)_3$, звягинцевита $(Pd, Pt)_3(Pb, Bi)$, соболевскита $(Pt, Pd)(Bi, Te)$, плюмбопалладинита $Pd_3(Pb, Bi)_2$ [Рудашевский и др., 1995; Додин и др., 2000а, 2000б, 2001, 2003]. Основными концентраторами редких металлов и редких земель являются поздние анкеритовые и сидеритовые карбонатиты, а благородных металлов – сульфидные ассоциации карбонатитов. Комплексная рудоносность карбонатитов связана с многоэтапностью формирования массивов при существенном участии промежуточных магматических камер [Фролов, 1977]. Исследователи полагают, что ранние ассоциации платиновых металлов и золота кристаллизовались из железо-никелевой жидкости синхронно с пирротинном, а поздние минералы Au, Ag, Pt, Pd – из остаточных жидкостей, обогащенных медью. В монографии рассмотрены особенности про-

явления благороднометалльно-редкоземельной минерализации в Ковдорском месторождении Кольского полуострова, в Люлекопском – в ЮАР.

Ковдорское месторождение (Россия)

Месторождение редких земель и редких металлов Ковдорского массива Кольского полуострова находится в щелочно-ультраосновном интрузиве позднедевонского возраста в Кандалакшской зоне глубинных разломов, на контакте ийолитов и фенитизированных гранито-гнейсов. Руды слагают трубчатое крутопадающее тело, имеющее концентрически-зональное строение. В составе камафорит-карбонатитового комплекса выделяются апатит-форстерит-магнетитовые форстерититы; кальцит-форстерит-магнетитовые, апатит-кальцит-магнетитовые карбонатиты; кальцит-форстерит-магнетитовые с тетраферрифлогопитом, поздние кальцитовые карбонатиты; доломит-тремолит-магнетитовые, доломито-кальцитовые карбонатиты (рис. 40).

Сульфиды в виде вкрапленности и мелких гнезд дают скопления в карбонатитах и рудах (1-5%). Максимальные их концентрации выявлены в редкометалльных рудах и карбонатитах Главной залежи месторождения. Сульфиды представлены пирротинном, халькопиритом, пиритом, менее – сфалеритом, пентландитом, редкими кубанитом, борнитом, галенитом, халькозином, джерфишеритом, молибденитом [Рудашевский и др., 1995]. Среди МПГ наиболее ранними являются изоферроплатина, куперит, сперрилит, мертиит в ассоциации с пирротинном. Мончит ассоциирует с гесситом. Рустенбургит и атокит ряда Pt_3Sn-Pd_3Sn , мертииты, изомертиит, соболевскит, арсенопалладинит, звягинцевит, золото, серебро, интерметаллиды Au_3Ag и $AuAg$ развиваются по трещинкам в агрегатах форстерита, апатита, магнетита, карбонатов с пирротинном, пентландитом, халькопиритом, реже с галенитом, халькозином, борнитом, никелином, алтаитом. Здесь же концентрируются бадделеит, пирохлор-чатчеттолит, торнанит, редкие зерна барита, вольфрамит, самородные Pb, Sn, Sb, Cu, Fe – хром, Cu-Cr-Fe, Cr-Ni, Bi As, стистаит, интерметаллиды состава $(Cu,Ni)(Sn,Sb,Pb,As)$, $Cu_3(Sn,Sb,Pb)$ с включениями апатита, форстерита, магнетита, кальцита, доломита, шорломита, диоксида, калишпата.

Кристаллизация минералов платиновой группы (МПГ), золота, серебра могла происходить из микрокапель магматических сульфидных жидкостей разного состава. Ранние ассоциации МПГ кристаллизовались из относительно высокотемпературной существенно Ni-Fe- сульфидной жидкости синхронно с пирротинном, другие МПГ, Au, Ag – из остаточных жидкостей, обогащенных медью, свинцом – с халькопиритом, галенитом [Рудашевский и др., 1995].

Платиноиды, Au и Ag концентрировались сначала в газовой фазе, затем в сульфидной фракции в сильно флюидизированной остаточной рудогенерирующей магме щелочно-ультраосновных интрузий. Преобладающими минералами платиноидов являются:

Мертиит I: $(Pd_{10,81-11,02}Pt_{0,23-0,78})_{11,04-10,97}(Sb_{3,17-3,48}As_{0,44-0,64}Sn_{0,14-0,5})_{3,95-4,03}$
 Мертиит II: $(Pd_{7,14-7,89}Pt_{0,3-0,89})(Sb_{2,59-2,63}As_{0,27-0,41}Sn_{0,12})_{2,98-3,04}$
 Атокит: $(Pd_{2,05}Pt_{0,95})_3(Sn_{0,92}Sb_{0,08})_{1,0}$
 Изомертиит: $(Pd_{10,78}Pt_{0,22})_{11}As_{1,91}(Sb_{1,48}Sn_{0,33}Te_{0,29})_{2,1}$
 Соболевскит: $(Pd_{0,79}Pt_{0,16})_{0,95}(Bi_{0,71}Te_{0,34})_{1,05}$
 Арсенопалладинит: $(Pd_{7,56}Pt_{0,44})_8(As_{0,93}Sn_{0,84}Sb_{0,75}Bi_{0,39}Te_{0,09})_3$
 Звягинцевит: $(Pd_{2,84}Pt_{0,13})_{2,97}(Pb_{0,96}Bi_{0,07})_{1,03}$
 Пломбопалладинит: $Pd_{3,08}(Pb_{1,88}Bi_{0,14})_{1,92}$.

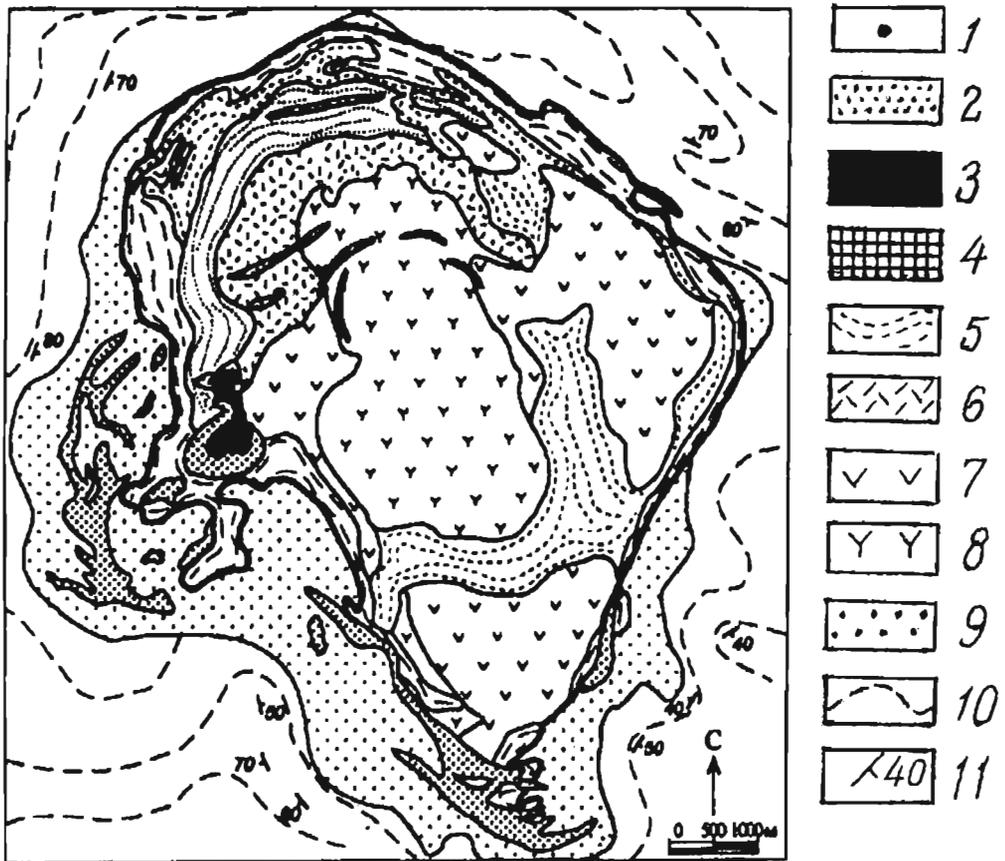


Рис. 40.

Схема геологического строения рудоносного массива Ковдор
 [по В.И. Терновому и др., 1969]

- 1 – кальцитовые карбонаты; 2 – фоскориты (камафориты); 3 – ийолиты и мельтейгиты;
 4 – турьяиты; 5 – мелилитовые породы; 6 – флогопит-пироксен-апатитовые, форстерит-диопсид-флогопитовые пегматиты и слюдиты; 7 – пироксениты; 8 – оливиниты;
 9 – фениты; 10 – вмещающие граниты, гнейсы, сланцы; 11 – элементы залегания пород.

Месторождение Люлекоп (ЮАР)

В составе этого карбонатитового месторождения А.Г. Булахом с соавторами [1998] обнаружены минералы Au, Ag и Bi, а Н.С. Рудашевским с соавторами [2001] вывлены минералы Pt и Pd. Этот известный редкоземельный рудный объект находится в щелочно-ультраосновном массиве Палабора в Южной Африке и сопоставляется с Ковдорским массивом Кольского полуострова. Месторождение Люлекоп представляет собой вертикальное трубообразное тело концентрически-зонального строения (рис. 41, 42). Оно сложено фоскоритами кальцито-магнетито-форстеритового состава и субсогласными, секущими карбонатами. Субсоглас-

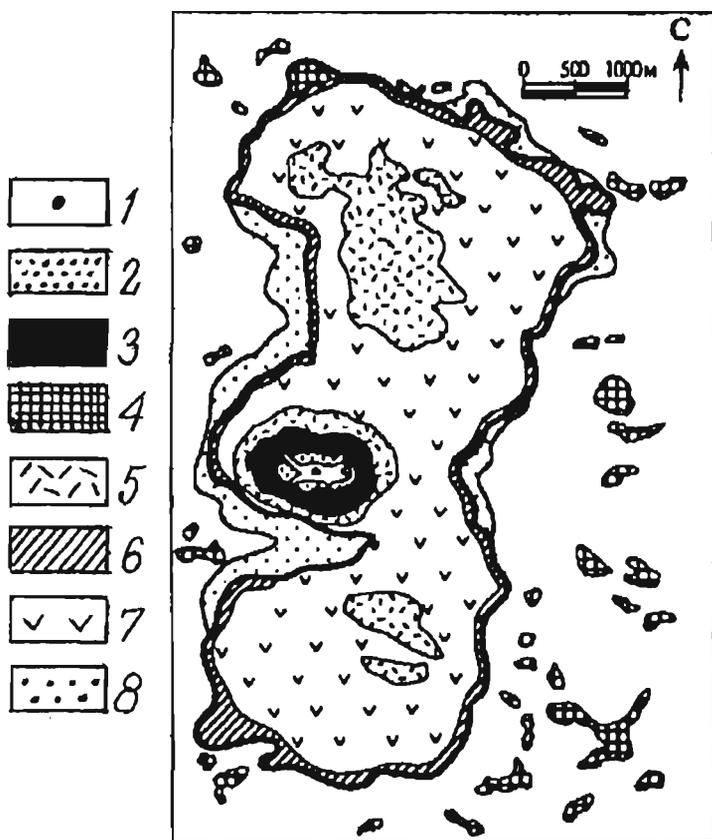


Рис. 41.

Схема геологического строения рудоносного массива Палабора (ЮАР) [Eriksson, 1989]

- 1 – кальцито-доломитовые секущие карбонаты; 2 – кальцитовые карбонаты;
 3 – фоскориты (камафориты); 4 – щелочные сиениты; 5 – флогопит-пироксен-апатитовые, форстерит-диопсид-флогопитовые пегматиты и слюдиты; 6 – полевошпатовые пироксениты; 7 – пироксениты; 8 – ферниты

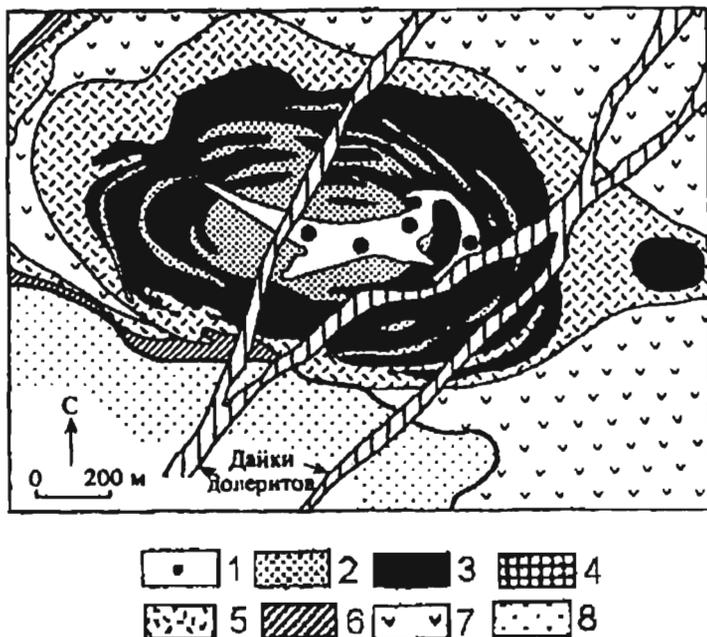


Рис. 42.

Детальное строение карбонатитового комплекса Люлекоп (Палаора, ЮАР) [Eriksson, 1989]

- 1 – кальцит-доломитовые секущие карбонатиты; 2 – кальцитовые карбонатиты; 3 – фоскориты (камафориты); 4 – щелочные сиениты; 5 – флогопит-пироксен-апатитовые, форстерит-диопсид-флогопитовые пегматиты и слюдиты; 6 – полевошпатовые пироксениты; 7 – пироксениты; 8 – фениты

ные (переслаивающиеся) карбонатиты образуют линзы в фоскоритах, а рассекающие карбонатиты – линзы и трещинные тела. Переслаивающиеся карбонатиты (севиты) – существенно кальцитового, а рассекающие разности – доломито-кальцитового составов. Они содержат кристаллы форстерита, замещенные хондродитом, флогопитом, магнетитом, и образуют гнезда, линзочки, прожилки толщиной 2-5 мм, рассекающие кальцитовую массу карбонатита. Общее содержание сульфидов в добываемой руде составляет 2-3%.

Рудная минерализация в карбонатитах представлена апатитом, аргенто-пентландитом, бадделейтом, борнитом, виттихенитом, галенитом, гесситом, золотом, ильменитом, кобальтовым пентландитом, кубанитом, магнетитом, молибденитом, монацитом, паркеритом, пирротинитом, серебром, стронцианитом, сфалеритом, торианитом, халькозином, халькопиритом, электрум, REE-Ti оксидом. Самородные серебро, электрум, золото обнаружены в тонкозернистых каймах магнетита вокруг обособлений сульфидов, в сростках с кальцитом, магнетитом, пирротинитом.

ном. Из сульфидов преобладают кубанит, халькопирит, борнит, халькозин, пирротин. Распространены минералы Vi , Te , Mo , Zr , Hf , Th , Ce : паркерит $\text{Ni}_{2,97}\text{Bi}_2\text{S}_{2,03}$, виттихенит $(\text{Cu}_{2,68}\text{Fe}_{0,07})_{2,75}\text{Bi}_{1,05}\text{S}_{3,2}$, аргентопентландит $(\text{Ag}_{0,96}\text{Fe}_{5,68}\text{Ni}_{2,55})_{9,19}\text{S}_{7,81}$, гессит ($\text{Ag}_{63}, \text{Te}_{37,2}$ мас.%), бадделеит $(\text{Zr}_{0,99}\text{Hf}_{0,01})_{1,0}\text{O}_2$, торинанит $(\text{Th}_{0,78}\text{U}_{0,13}\text{Pb}_{0,12}\text{Nd}_{0,02}\text{Ce}_{0,02})_{1,07}\text{O}_2$, редкоземельный апатит, бастнезит, стронцианит, целестин, молибденит, монацит.

Н.С. Рудашевским с соавторами [2001] в сульфидных рудах установлены платиновые и палладиевые минералы: сперрилит PtAs_2 , кабриит $\text{Pd}_{1,86-1,99}\text{Cu}_{0,93-1,03}(\text{Sn}_{0,85-1,0}\text{Sb}_{0,06-0,2})_{1,05}$, таймырит $(\text{Pd}_{2,18}\text{Cu}_{0,73}\text{Pt}_{0,12})_{3,03}(\text{Sn}_{0,94}\text{Pb}_{0,06})_{0,99}$, атокит $(\text{Pd}_{2,84}\text{Cu}_{0,15}\text{Pt}_{0,09})_{3,08}(\text{Sn}_{0,81}\text{Bi}_{0,06}\text{Pb}_{0,05})_{0,92}$, мертиит $(\text{Pd}_{7,48}\text{Cu}_{0,37})_{7,85}(\text{Sb}_{3,02}\text{Sn}_{0,13})_{3,15}$, фрудит $\text{Pd}_{0,97}\text{Bi}_{2,03}$, минерал состава $\text{Pd}_{11}\text{As}_2(\text{Pb}, \text{Hg})_2$.

Размеры выделений этих минералов составляют 19-77 мкм; выделения идиоморфные или неправильной формы. Встречены сростки сперрилита, кабриита с вмещающими борнит-халькопиритовыми агрегатами, а также включения фрудита и кюстелита в кабриите, фрудита в таймырите.

Минералы золота и серебра представлены тетрааурикупритом $\text{Au}_{1,0}\text{Cu}_{1,0}$, электрумом $\text{Au}_{0,93}\text{Ag}_{1,07}$, золотом Au_3Ag , кюстелитом $\text{Ag}_{3,21}\text{Au}_{0,79}$, серебром $\text{Ag}_{0,83}\text{Au}_{0,17}$, ялпаитом $(\text{Ag}_{2,55}\text{Fe}_{0,43})_{2,98}\text{Cu}_{1,05}\text{S}_{1,98}$, шпромейеритом $\text{Ag}_{0,96}\text{Cu}_{1,07}\text{S}_{0,97}$, аргентопентландитом $\text{Ag}_{1,05}(\text{Fe}_{5,62}\text{Ni}_{2,52})_{8,14}\text{S}_{7,91}$, гесситом $\text{Ag}_{2,0}\text{Te}_{1,0}$. Выявлены такие сростания минералов Au и Ag : тетрааурикуприда и электрума с борнитом, кобальтпентландитом, дигенитом; кюстелита с халькопиритом и борнитом, с висмутом самородным; самородного серебра с кобальтпентландитом, халькопиритом, борнитом; шпромейерита с халькозином.

Возможно, данную комплексную минерализацию следует выделить в отдельную группу золото-платиноидно-редкометалльно-редкоземельных руд в карбонатах и относить ее к золото-платиноидно-редкометалльной формации. Д.А. Додиным и др. [2000а, 2000б, 2001, 2003] рассматриваемая и последующая рудная формации отнесены к платиносодержащим нефелиновой, апатит-магнетитовой, комплексной хромитовой и титаномагнетитовой формациям щелочно-мафитовых и щелочно-ультрамафитовых комплексов.

ГЛАВА 7.

ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНО-ВИСМУТОВЫЕ РУДЫ В НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТАХ, УРТИТАХ

В последние годы исследованиями А.М.Сазонова, О.М.Гринева, Г.И.Шведова, А.М.Погодаева [1996, 1999] установлена промышленно значимая золото-платиноносность фельдшпатоидных сульфидизированных пород щелочно-габброидной ассоциации в Кузнецком Алатау. Наиболее важные в промышленном отношении концентрации Au и МПГ были выявлены в сульфидизированных уртитах Кия-Шалтырского интрузива, определены минералы золота, серебра, платиноидов.

Кия-Шалтырское месторождение (Россия)

Металлоносные интрузии щелочно-габброидной формации образовали крупную кольцевую структуру в западном борту Минусинско-Западно-Сибирского эпигорогенного внутриконтинентального рифта [Сазонов и др., 1999]. А.М.Сазоновым с коллегами изучено распределение золота, МПГ, редких металлов в продуктах глиноземного производства уртитов Кия-Шалтырского и других массивов (рис. 43). Геология и петрология массивов щелочно-габброидной формации подробно рассмотрены в монографиях и статьях [Сазонов и др., 1996; Нетрадиционная..., 1997].

В 67 пробах главных разновидностей пород щелочно-габброидной формации определены содержания Au, Ag, Pt, Pd, Rh, Ir, Ru. Анализировался рудный концентрат, насыщенный сульфидами. Для обогащения проб рудными минералами использовались концентрационный стол СКО-15ПМ и центробежный концентратор Кнельсона с диаметром рабочего конуса 3 дюйма. Крупность материала соответствовала 0,63-0,01 мм. Первоначально пробы обрабатывались на концентрационном столе, а затем на концентраторе Кнельсона. Исходные пробы весом 8-20 кг отбирались из габбро-пироксенита, мельтейгита, ийолита, графитизированного мельтейгита, уррита, скарна Кия-Шалтырского массива; плагиоклазового ийолита, уррита, нефелинового сиенита Горячегорского массива; ювита и берешита Кургусуюльского массива. Породы проб Кия-Шалтырского массива содержали до 5-10% сульфидов, а в остальных массивах – доли %. Примесь рудных минералов в пробах составила 4-5%.

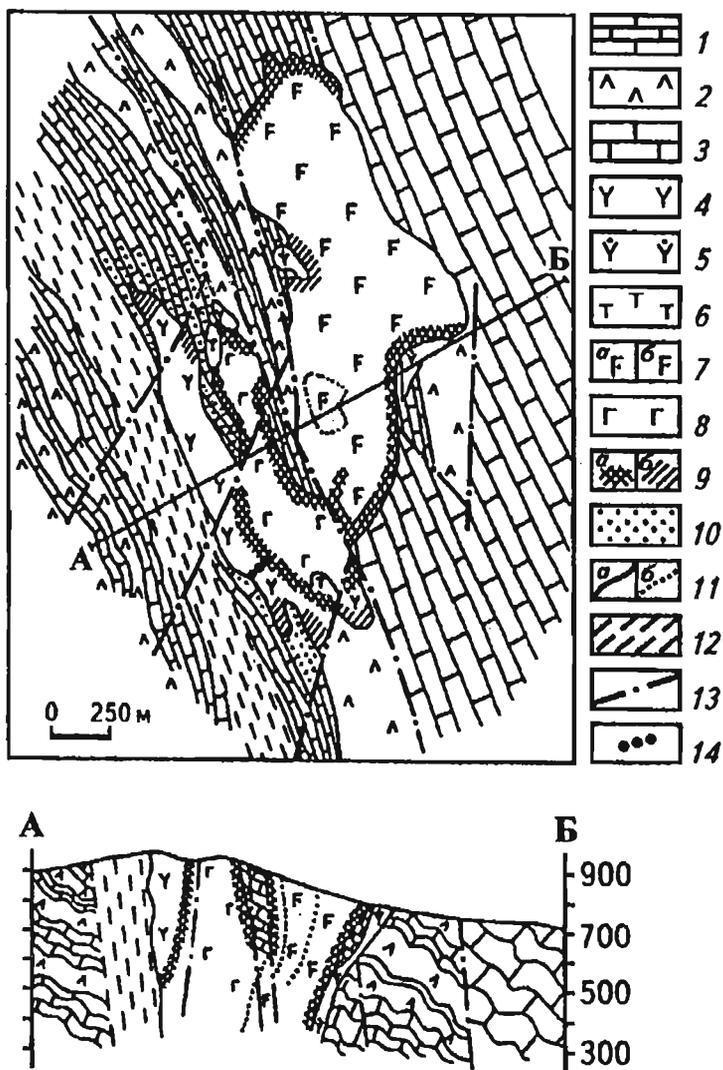


Рис. 43.

Схема геологического строения района Кия-Шалтырского массива (составил О.М.Гринев, с использованием материалов ПГО «Запсибгеология») Усть-Кундатская свита: 1 – тонкослоистые известняки с прослоями кремнисто-глинистых пород; 2 – туффиты с редкими прослоями туфов среднего состава; 3 – массивные и широкослоистые известняки усинской свиты; 4 – уртиты, ийолиты; 5 – порфировидные ийолит-уртиты; 6 – тералиты; 7 – габбро: порфировидное трахитоидное лейкократовое (а), трахитоидное лейкократовое (б); 8 – мезократовое габбро; 9 – эндоконтактные фации габброидов: неравномернозернистое меланократовое габбро, габбро-пироксениты (а), скарнированные уртиты (б); 10 – мраморизованные и скарнированные карбонатные породы; 11 – границы: самостоятельных геологических тел (а), фациальных переходов (б); 12 – зона рассланцевания пород; 13 – дизъюнктивы; 14 – профиль отбора крупнообъемных проб на минералогический анализ

Типоморфными акцессорными минералами оказались титаномагнетит, магнетит, ильменит, гематит, а также пирротин, пирит, марказит, маккиновит, пентландит, халькопирит, борнит, сфалерит, галенит, арсенопирит, кобальтин, герсдорфит, теннантит, саффорит, леллингит, никелин, брейтгауптит, ульманит, джемсонит, касситерит, бадделейт, торинанит, вольфрамит, шеелит, молибденит, редкие золото, электрум, кюстелит, тетраурикуприт, Au_2Al , $AuAl_2$, $AuSn$, акантит Ag_2S , гессит Ag_2Te , полибазит $(Ag,Cu)_{16}Sb_2S_{11}$, сперрилит $PtAs_2$, Pb_9SnSb_3 , висмут самородный, олово самородное, кремний самородный и др.

Сперрилит в виде мелких зерен 0,005-0,035 мм субизометричной формы установлен в сростании с пирротинном, диарсенидами и сульфоарсенидами Co , Ni , Fe . Он заметно обогащен сурьмой – до 0,76-1,29 % мас. Содержание Pt колеблется от 53,02 до 54,95 мас.%; Ni – до 0,26-0,34%; Fe – до 0,43-0,54%; As – до 41,1-42,4%; S – до 0,03%. Самородные металлы и сплавы (медь, олово, висмут, золото, серебро; электрум, кюстелит, амальгамы золота, Au_2Al , $AuAl_2$, $AuSn$, $AuCu$) находятся в сростаниях с мышьяковыми минералами, сфалеритом, галенитом, халькопиритом. Морфология частиц пластинчатая, комковатая, проволочковидная, каплевидная, шаровидная. Среди золото-серебряных сплавов преобладает электрум проб 297-320ч550-685%. Золотины имеют пробы 846-861ч953-994%. В золото-серебряных минералах установлены примеси Pt , Cu , Fe , Al , As , S , Hg , Sn , Te , Se , Rh , Pd до 0,01-1 %.

Изучение распределения Au , Ag и МПП в концентратах нефелиновых пород показало следующие результаты.

Платинометаллическая обогащенность характерна для уртитов, полевошпатовых уртитов, нефелиновых сиенитов. При этом Ru и Ig находятся в кларковых количествах, а максимальное содержание платиноидов установлено в полевошпатовых уртитах (2,9 г/т), нефелиновых сиенитах (1,8 г/т) и берешитах (0,5 г/т). Основная доля МПП приходится на Pd – 1,97; 1,22; 0,82; 0,32 г/т. Максимальное содержание Pt выявлено в полевошпатовых уртитах (0,55 г/т), нефелиновых сиенитах (0,18 г/т) и берешитах (0,12 г/т). Наибольшие содержания Rh установлены в полевошпатовых уртитах и нефелиновых сиенитах – 0,4 г/т.

Для уртитов, плагиоклазовых ийолитов и нефелиновых сиенитов свойственно накопление Pd и Rh , для полевошпатовых уртитов типична палладий-платиновая ассоциация МПП. Аномальные концентрации платиноидов наиболее типичны для массивов северо-восточного обрамления кольцевой структуры с одноактным дифференцированным магматизмом основного фойдитового состава – интрузий плагиоклазовых ийолитов, полевошпатовых уртитов и нефелиновых сиенитов. Первые фазы магматизма характеризовались внедрением субщелочных габбро и тералитов. Породы этих фаз концентрировали серебро. Содержание Ag в пробах превышают кларковые значения для аналогичных пород в 5-10 раз, а Pd – в 6 раз. При этом максимальное содержание Ag зафиксировано в уртите Кия-Шалтырского массива – 1,16 г/т. Накопление Au и МПП зафиксировано в породах заключительных фаз щелочно-габброидного магматизма. Максимальные концен-

трации Au выявлены в полевошпатовых уртитах и нефелиновых сиенитах Горячегогорского массива, они в 80 раз превышают кларковое содержание в аналогичных породах. В то же время в габбро, тералитах, ийолитах содержания золота редко достигают кларковых значений.

Итак, повышенный фон рудных элементов в щелочных магмах, обогащенных флюидами, мог инициировать рассеянную минерализацию существенно сульфидного состава. Ювенильный, существенно восстановительный характер флюидов (H_2 , CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , CO , CO_2 до 2,6-64 $см^3/кг$), накапливающихся в заключительных фазах магматитов, несущих повышенные концентрации благородных металлов, вероятно, свидетельствует о мантийном их источнике [Сазонов и др., 1999].

Автор настоящей монографии считает, что основной причиной золотоносности-платиноносности уртитов, нефелиновых сиенитов являлось формирование сульфидной минерализации в связи с явлениями метасоматизма под воздействием глубинных флюидов периода рифтообразования в складчатых регионах.

ГЛАВА 8.

ЗОЛОТО-СЕРЕБРО-ПЛАТИНОИДНЫЕ РУДЫ В МЕДНО-КОЛЧЕДАНЫХ И КОЛЧЕДАНО-ПОЛИМЕТАЛ- ЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Проблемы комплексного изучения и использования месторождений медно-колчеданных, колчеданно-полиметаллических руд во многом еще не решены. При оценке и промышленной обработке медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, Урала изучались лишь условия концентрации и извлечения меди, свинца, цинка, а также сопутствующих висмута, теллура, селена, индия, талия, молибдена, рения, серебра, золота. Если золото и серебро в этих рудах изучаются давно [Звягинцев, 1935; Беспаяев, 1984; Беспаяев и др., 1974; Лапухов и др., 2000; Еремин, 2000; Гаськов и др., 2001], то платиновые металлы обычно не определяются или изучаются спорадически. В то же время на Усть-Каменогорском свинцовом заводе при извлечении золота и серебра из верблея ежегодно получают до 75-100 кг МПГ [Додин и др., 1993, 1994, 2000б, 2001, 2003].

Поэтому А.Ф. Коробейниковым с коллегами было изучено распределение платины и палладия в медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая.

Месторождения северо-западной части Рудного Алтая (Россия)

Особенности геологического строения и рудоносности региона северо-западной части Рудного Алтая

Рудноалтайская полиметаллическая провинция расположена в пределах континентальной окраины Сибирского континента и приурочена к островной вулканической дуге девонского возраста, которая развивалась на сиалическом основании ордовик-силурийской пассивной окраины [Ротараш и др., 1982; Чекалин, 1991].

Северо-западная Российская часть Рудного Алтая представляет блок, ограниченный с юго-запада и северо-востока Иртышской и Северо-Восточной зонами смятия. Выявленные здесь колчеданно-полиметаллические месторождения сгруппированы в Рубцовский, Змеиногорский и Золотушинский рудные районы (рис. 44).

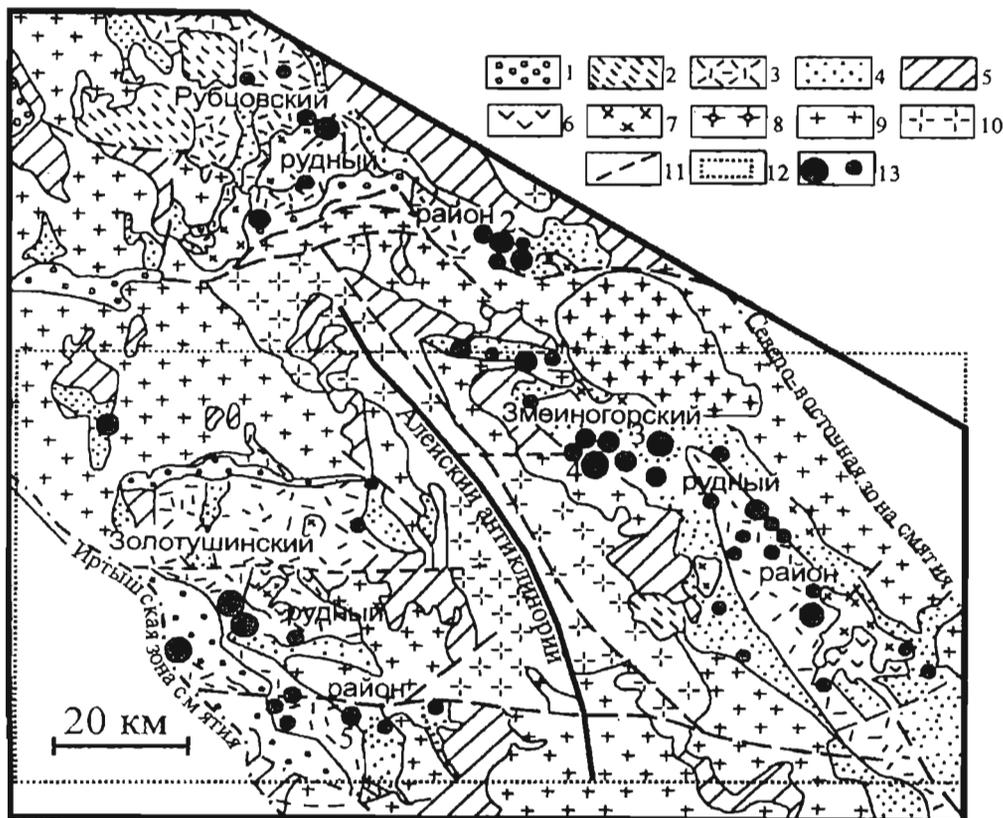


Рис. 44.

Схематическая геологическая карта северо-западной части Рудного Алтая
(по В.М. Чекалину)

1 – терригенные отложения юры и карбона; 2 – вулканиты кислого состава, алевролиты, песчаники верхнего девона – нижнего карбона; 3 – алевролиты, песчаники, вулканиты кислого, реже основного состава верхнего девона (франско-фаменские); 4 – алевролиты, туфопесчаники, вулканиты кислого, реже основного составов среднего девона (эйфель-живетские); 5 – метаморфические сланцы нижнего палеозоя; 6 – диабазовые порфиры; 7 – риолитовые порфиры; 8 – граниты калбинского комплекса; 9 – гранитоиды змеиногорского комплекса (габбро, граниты, габбро-диориты); 10 – каледонский габбро-плагиогранитный комплекс; 11 – разрывы; 12 – контур изученного участка; 13 – колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления
(1 – Захаровское, 2 – Таловское, 3 – Корбалихинское, 4 – Зареченское, 5 – Юбилейное)

В ядре рудовмещающего Алейского антиклинория обнажены метаморфизированные терригенные отложения нижнего палеозоя, прорванные гранитоидными интрузиями каледонского и герцинского циклов. Крылья антиклинория и его северо-западное замыкание сложены вулканогенно-осадочной толщей $D_{2,3}$ и тер-

ригенно-карбонатными отложениями S_1 . Колчеданно-полиметаллическое оруденение генетически связано со средне-верхнедевонской базальт-риолитовой формацией и локализовано на трех стратиграфических уровнях, в нижнеэйфельских, живетских и нижнефранских отложениях. Месторождения региона представлены серноколчеданными, медноколчеданными, колчеданно-полиметаллическими, барит-полиметаллическими типами единой колчеданно-полиметаллической формации. В размещении рудных объектов проявились латеральная и вертикальная зональность: в разрезе вулканогенного девона медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения приурочены в основном к эйфельским и франским образованиям, а полиметаллические и барит-полиметаллические – к живетским [Чекалин, 1991].

Особенности распределения Pt, Pd в горных породах, рудах, минералах

В таблице 26 приведены результаты инверсионно-вольтамперометрического определений благородных металлов в медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, барит-полиметаллических и золото-сульфидных типах руд. Содержания платиновых металлов отвечают убогим и умеренно-повышенным значениям: 0,001-2,66 г/т Pt и 0,008-0,38 г/т Pd. Лишь в медноколчеданных рудах Рубцовского, Корбалихинского, Зареченского месторождений обнаружены повышенные концентрации Pt – в единичных пробах до 0,04-0,79 г/т, при средних значениях 0,05-0,19 г/т. Как и для Au, более высокие содержания Pt и Pd определены в колчеданно-полиметаллических и барит-полиметаллических разностях руд: 0,1-0,22 г/т Pt и 0,1-0,14 г/т Pd в среднем, при колебаниях в отдельных пробах от 0,001 до 2,66 г/т Pt и от 0,006 до 0,38 г/т Pd.

Медно-колчеданные руды Лазурского, Степного, Крючковского месторождений характеризуются умеренно повышенными средними содержаниями Pt в пределах (0,048-0,093 г/т) и Pd (0,008-0,17 г/т).

Колчеданно-полиметаллические разновидности руд Лазурского, Семеновского, Степного, Среднего месторождений имеют в среднем умеренно повышенные количества Pt (0,015-0,12 г/т) и Pd (0,056-0,27 г/т). В барит-полиметаллических рудах Змеиногорского, Зареченского, Семеновского, Среднего месторождений содержится от 0,002 до 0,23 г/т Pt и 0,015-0,22 г/т Pd, при средних значениях 0,036-0,229 г/т Pt и 0,017-0,104 г/т Pd. В барите руд Змеиногорского месторождения определено 0,002 г/т Pt и 0,014 г/т Pd, а в рудах Крючковского – 0,003 г/т Pt и 0,004 г/т Pd. Рудовмещающие пиритизированные сланцы, окварцованные вулканиды, кварциты с вкрапленностью сульфидов содержат убогое количество платиновых металлов: 0,001-0,06 г/т Pt и 0,007-0,08 г/т Pd. Например, пиритизированный сланец Корбалихинского месторождения несет всего 0,03 г/т Pt и 0,08 г/т Pd в среднем, а кварциты с сульфидами Семеновского, Еловского месторождений и окварцованные вулканиды с галенитом, сфалеритом содержат 0,011-0,030 г/т Pt и 0,007-0,043 г/т Pd.

Таблица 26

Au, Pt, Pd (г/т) в рудах медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая (Аналитики Э.В. Горчаков, З.С. Михайлова, Е.В. Смышляева, Томский политехнический университет, инверсионно-вольтамперометрический метод)

Рудные ассоциации и место отбора проб	Число проб, n	Au			Pt			Pd			Au/Pt	Au/Pd	Pt/Pd
		от	до	\bar{X}	от	до	\bar{X}	от	до	\bar{X}			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Рубцовское месторождение</i>													
Медноколчеданные руды	1			0,260			0,044			0,110	5,9	2,4	0,4
Колчеданно-полиметаллические руды	2	0,150	0,450	0,300	0,220	0,221	0,220	0,007	0,083	0,045	1,4	6,7	4,9
<i>Корбалихинское месторождение</i>													
Медноколчеданные руды	12	0,010	0,500	0,115	0,001	0,430	0,052	0,007	3,050	0,483	2,2	0,2	0,1
Колчеданно-полиметаллические руды	17	0,015	1,080	0,232	0,001	2,660	0,223	0,006	0,380	0,138	1,0	1,7	1,6
Пирит-халькопиритовый агрегат	1			0,140			0,001			0,180	140	0,8	0,01
Пиритизированный сланец	2	0,06	0,085	0,072	0,001	0,060	0,030	0,009	0,150	0,080	2,4	0,9	0,4
Хвосты обогащения руд	2	0,025	0,051	0,038	0,011	0,013	0,012	0,008	0,009	0,008	3,2	4,8	1,5
<i>Змеиногорское месторождение</i>													
Барит-полиметаллические руды	2	0,011	0,013	0,012	0,002	0,074	0,036	0,016	0,060	0,033	0,3	0,4	1,1
Барит из этих руд	2	0,088	0,100	0,090	0,001	0,004	0,002	0,011	0,017	0,014	45	6,4	0,1
<i>Зареченское месторождение</i>													
Колчеданно-полиметаллические руды	5	0,100	0,420	0,280	0,001	0,786	0,188	0,010	0,450	0,191	1,5	1,5	1,0
Барит-полиметаллические руды	6	0,006	10,70	4,280	0,008	0,195	0,106	0,015	0,180	0,104	40,4	40,5	1,0
<i>Лизурское месторождение</i>													
Медноколчеданные руды	7	0,014	1,00	0,257	0,005	0,095	0,048	0,007	0,330	0,061	5,4	4,2	0,8
Колчеданно-полиметаллические руды	10	0,060	0,890	0,444	0,005	0,292	0,115	0,007	0,220	0,066	3,9	6,7	1,7
Хвосты обогащения этих руд	2	0,025	0,051	0,063	0,011	0,013	0,012	0,008	0,009	0,008	5,3	7,9	1,5
<i>Семеновское месторождение</i>													
Колчеданно-полиметаллические руды	6	0,027	0,630	0,275	0,002	0,300	0,090	0,008	0,225	0,055	3,1	5,0	1,6
Барит-полиметаллические руды	1			0,080			0,030			0,016	2,7	5,0	2,0
Кварцит с сульфидами	1			0,520			0,064			0,043	8,1	12,1	1,5
<i>Степное месторождение</i>													
Медноколчеданные полуюкисленные руды	5	0,003	0,055	0,023	0,03	0,211	0,093	0,008	0,18	0,180	0,2	0,1	0,6
Колчеданно-полиметаллические руды окисленные	1			0,004			0,021			0,057	0,2	0,1	0,4
Кварц-пиритовые жильные руды	1			0,013			0,099			0,008	0,1	1,6	11,2

Таблица 26 (продолжение)

Рудные ассоциации и место отбора проб	Число проб, n	Au			Pt			Pd			Au/Pt	Au/Pd	Pt/Pd
		от	до	\bar{X}	от	до	\bar{X}	от	до	\bar{X}			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Кварц-пиритовые жильные руды	2	0,01	0,034	0,022	0,080	0,100	0,120	0,025	0,090	0,060	0,2	0,4	2,0
Кварцит с прожилками пирита	1			0,015			0,011			0,007	1,4	2,0	1,6
<i>Среднее месторождение</i>													
Колчеданно-полиметаллические руды	1			0,330			0,015			0,270	22	1,2	0,06
Пирит-баритовый агрегат	1			1,300			0,042			0,056	31	23,2	0,8
Барит-полисульфидный агрегат	1			0,100			0,229			0,017	0,4	5,9	12,5
<i>Крючковское месторождение</i>													
Медноколчеданная полукислородная руда	1			0,160			0,066			0,008	2,4	20	8,3
Кварц-пирит-халькопирит-галенитовая руда	1			0,150			0,012			0,006	12,5	25	2,0
Халцедоновидный кварц с окислами Fe и Cu	1			0,013			0,068			0,021	0,2	0,6	3,2
Барит	1			0,024			0,003			0,004	8,0	6,0	0,8
<i>Стрижковское месторождение</i>													
Кварц-полисульфидная жильная руда	1			0,037			0,076			2,40	0,5	0,02	0,03
Кварцевая жила с полисульфидами	1			0,100			0,001			0,013	100	7,7	0,1
Окварцованные вулканиты с сульфидами	1			0,050			0,012			0,023	4,2	2,2	0,5
<i>Петровское рудопроявление золота</i>													
Кварц-сульфидные прожилки в туфах, сланцах	10	0,100	10,0	4,80									
Кварц жильный с кальцитом, анкеритом	2	0,003	0,066	0,035	0,013	0,024	0,018	0,023	0,030	0,026	1,9	1,4	0,7

Пирит-халькопиритовые агрегаты Корбалихинского месторождения характеризуются убогими концентрациями Pt (0,001 г/т) и повышенными Pd – 0,18 г/т. Кварц-пиритовые жильные обособления Степного и Еловского месторождений содержат соответственно 0,09 и 0,82 г/т Pt, 0,008-0,06 г/т Pd. В хвостах обогащения руд Корбалихинского и Лазурского месторождений обнаружено 0,012 г/т Pt и 0,008 г/т Pd.

Пониженными концентрациями МПГ отличаются все проанализированные типы руд Семеновского, Степного, Еловского, Среднего, Крючковского месторождений. Лишь в кварцево-полисульфидных рудах Стрижковского месторождения выявлено повышенное количество Pd – до 2,4 г/т, при убогом содержании Pt 0,066 г/т и бедном Au – 0,16 г/т.

Вкрапленные золото-сульфидные руды Петровского рудопроявления отличаются пониженными содержаниями Pt и Pd, образующих близфоновый ореол на графике (0,01-0,03 г/т).

Из анализа диаграммы (рис. 45) распространенности золота в рудах разных месторождений северо-западной части Рудного Алтая вытекают следующие выводы.

1. Медно-колчеданные, колчеданно-полиметаллические, барит-полиметаллические разновидности руд изученных месторождений по содержаниям Au образуют два типа: с пониженными (0,013-0,16 г/т Au) и повышенными (0,29-4,29 г/т Au) концентрациями благородного металла.

2. Наиболее высокие концентрации Au (до 1-10 г/т) свойственны колчеданно-полиметаллическим рудам Корбалихинского, Зареченского, Лазурского и Среднего месторождений.

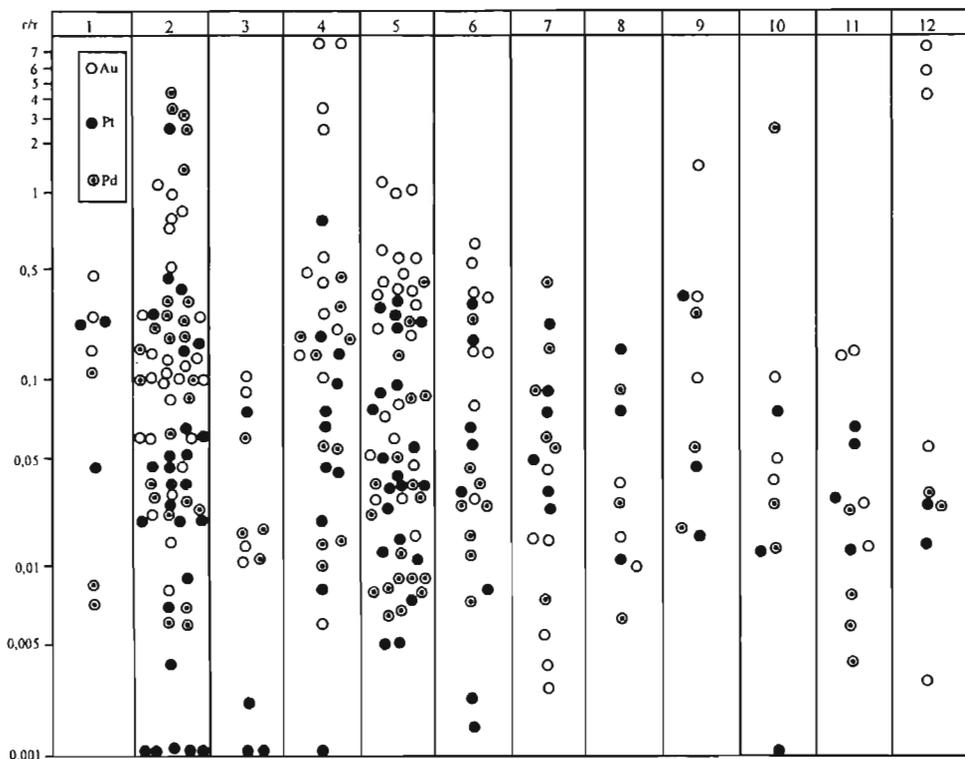


Рис. 45.

Распределение Au, Pt и Pd в медно-колчеданных, колчеданно-полиметаллических рудах Рубцовского, Змеиногорского, Золотушинского рудных районов северо-западной части Рудного Алтая

1 – Рубцовское, 2 – Корбалихинское, 3 – Змеиногорское, 4 – Зареченское, 5 – Лазурское, 6 – Семеновское, 7 – Степное, 8 – Еловское, 9 – Среднее, 10 – Стрижковское, 11 – Крючковское месторождения; 12 – золотопроявление Петровской площади

3. Повышенными значениями содержаний Au (0,3-4,3 г/т Au) отличаются колчеданно-полиметаллические рудные ассоциации, а минимальными значениями – барит-полиметаллические (0,02-0,1 г/т Au). Лишь в Зареченском месторождении в барит-полиметаллических рудах выявлены самые высокие концентрации Au – до 10,7 г/т.

Для статистически значимых количеств определений Au, Pt, Pd в рудах Корбалихинского, Зареченского, Лазурского, Семеновского, Степного месторождений рассчитаны статистические параметры их распределения. Судя по полученным показателям вариаций V_{Au} , V_{Pt} , V_{Pd} (%), распределение всех изученных благородных металлов весьма и крайне неравномерное: V_{Au} изменяется в пределах 167-193-87-105-76%; V_{Pt} – 303-177-108-75-132%; V_{Pd} – 188-101-142-127-150% в порядке перечисленных месторождений.

Выполненный корреляционный анализ между содержаниями Au, Pt, Pd для разных типов руд колчеданных месторождений данного региона указывает на отсутствие корреляционных связей между этими металлами, за исключением установленной прямой корреляционной связи между Pt и Pd для барит-полиметаллических руд ($r_{Pt-Pd}=+0,73$ при $r_{крит}=0,25$) (табл. 27). Как видно из таблицы 27, для медноколчеданных руд $r_{Au-Pt}=0,1$; $r_{Au-Pd}=-0,07$; $r_{Pt-Pd}=0,05$, при $r_{крит}=0,36$; для колчеданно-полиметаллических руд $r_{Au-Pt}=-0,08$; $r_{Au-Pd}=-0,22$; $r_{Pt-Pd}=0,05$, при $r_{крит}=0,29$; для барит-полиметаллических руд $r_{Au-Pt}=-0,05$; $r_{Au-Pd}=-0,05$; $r_{Pt-Pd}=0,73$, при $r_{крит}=0,25$. Тем самым подчеркивается автономность распределения благородных металлов в различных минеральных типах колчеданных руд. Лишь для барит-полиметаллических руд можно говорить о совместном отложении Au, Pt и Pd в данных рудных ассоциациях.

Итак, геохимические исследования показали следующее:

1. Медно-колчеданные, колчеданно-полиметаллические, барит-полиметаллические разновидности руд изученных месторождений северо-западной части рудного Алтая характеризуются убогими и умеренно-повышенными концентрация-

Таблица 27

Корреляция между содержаниями Au, Pt, Pd в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая

Типы руд	Корреляционные соотношения между металлами		
	r_{Au-Pt}	r_{Au-Pd}	r_{Pt-Pd}
Медноколчеданные руды Рубцовского, Корбалихинского, Лазурского, Степного, Крючковского месторождений; n= 26 проб; $r_{крит}=0,36$	+0,10	-0,07	-0,21
Колчеданно-полиметаллические руды Рубцовского, Корбалихинского, Зареченского, Лазурского, Семеновского, Степного, Среднего, Крючковского, Стрижковского месторождений, n= 40 проб; $r_{крит}=0,29$	-0,08	-0,22	+0,05
Барит-полиметаллические руды Змеиногорского, Зареченского, Семеновского, Среднего, Крючковского месторождений; n= 14 проб; $r_{крит}=0,25$	+0,01	-0,05	+0,73

ми Pt и Pd – от 0,005 до 2,7 г/т Pt и от 0,008 до 0,19 г/т Pd. Более высоких средних содержаний этих металлов в колчеданных рудах разных минеральных типов для данного региона не выявлено. Лишь колчеданно-полиметаллические, барит-полиметаллические ассоциации руд Рубцовского, Корбалихинского, Зареченского, Лазурского, Среднего месторождений отличаются устойчивыми, но незначительно повышенными количествами Pt – 0,1-0,23, редко 1-2,7 г/т, и Pd – 0,11-0,19 г/т, редко 3 г/т.

2. Умеренно повышенные содержания Pt и Pd характерны и для медноколчеданных разностей руд Корбалихинского, Зареченского, Степного месторождений (0,1-0,5 г/т). Повышенные содержания Pd в рудах имеют Корбалихинское, Змеиногогорское, Степное, Среднее, Стрижковское месторождения, соотношения Pt/Pd в них колеблется от 0,8 до 0,11 (см. табл. 26). По соотношениям Au/Pt, Au/Pd руды большинства месторождений обособились в группу с повышенными их значениями 1,5 ÷ 31. Лишь в рудах Еловского и Степного выявлены пониженные показатели: 0,6-0,1. Это свидетельствует о преобладании Au в рудах большинства месторождений по отношению к Pt и Pd.

3. Полученные геохимические материалы свидетельствуют, скорее всего, о последовательно-стадийном формировании концентраций Au, Pt и Pd в различных минеральных комплексах изученных колчеданных месторождений региона: золото отлагалось преимущественно в поздний период оформления собственно сульфидно-полиметаллической минерализации, а платина и палладий – в ранний период формирования медноколчеданных разновидностей руд.

ГЛАВА 9.

ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНО-КОБАЛЬТОВЫЕ РУДЫ В ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ И СУЛЬФИДНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ МИРОВОГО ОКЕАНА

В эту группу комплексных многометалльных природных образований отнесены железо-марганцевые конкреции и корки и массивно-вкрапленные сульфидные руды гидрогенного и вулканогенно-гидротермального генезиса. Как те, так и другие несут повышенные концентрации золота, серебра, платиновых и редких металлов и могут рассматриваться как минеральное сырье комплексного типа. Железо-марганцевые конкреции, корки и сульфидные ассоциации объединены в одну группу месторождений, поскольку они образовались в океанской среде, хотя и имеют разное происхождение – гипергенное и гидротермальное.

В данной главе монографии первоначально рассмотрены особенности формирования, размещения и примесный состав железо-марганцевых конкреций и корок, а затем показаны особенности образования, размещения массивных и вкрапленных руд (с сопутствующими золото-платиноидно-редкометалльными ассоциациями) океанских сульфидно-сульфатных построек, в пределах срединно-океанических хребтов, впадин, зон спрединга.

Железо-марганцевые конкреции и корки

Железомарганцевые конкреции и корки формируются на дне океана и сложены гидроксидами железа и марганца. По морфологическому признаку среди них выделяются три типа: конкреции, корковые конкреционные образования и микроконкреции [Аникеева и др., 1990]. Они залегают на поверхности дна или погружены в рыхлые донные осадки. Эпохами интенсивного конкрециеобразования являлись верхний мел, эоцен, миоцен и плейстоцен [Левитан, 1979]. Формирование конкреций и корок осуществляется гидрогенным, диагенетическим, вулканогенно-гидротермальным или смешанным путем, что отражается на их морфологии и структуре поверхности. Размер отдельных конкреций 0,5-20 см, а чаще – 2-8 см; микроконкреций – 0,1-1 мм.

По составу среди них выделяются пять геохимических типов: медно-никелевый, никелевый, кобальтовый бедный, кобальтовый богатый, кобальт-медь-никелевый.

Конкреции и корки глубоководного типа имеют гипергенную природу или гидротермальное происхождение в районах активной вулканогенно-гидротермальной деятельности [Аникеева и др., 1999]. Месторождения железо-марганцевых конкреций располагаются в акваториях, на глубинах 1,3-4 или 4,5-5 км. Они представлены комплексными Mn-, Cu-, Ni-, Co-рудами, содержащими попутные элементы Au, Ag, Pt, Pd, Os, Ir, Rh, Ru, Ce, La, Zr, V, Mo, Te, W, Nb, Ta, Ga, Bi, Cd, Sn, Be, Se, Re, Hg (обнаружено более 60 элементов). Из них наибольший промышленный интерес представляют Mn, Cu, Ni, Co, с попутными Ag, Au, Pt, Pd, Os, Ir, Rh, Ru, Ce, La (табл. 28, 29). Для корок характерна ассоциация Mn-Ni-Pt, а для конкреций – Fe-Co-Pt (табл. 29, 30). Богатые кобальтом железо-марганцевые конкреции и корки содержат попутные компоненты Pt (0,4-5 г/т), Au (0,06), Ag (2,1), Ni (0,52%), Os (0,06 г/т), Pd (0,015), Rh (0,015), Ru (0,014), Ce (637), La (205). Минимальные содержания платины (<0,1 г/т) свойственны абиссальным конкрециям, образованным на глубинах 4,6-5,6 км, а конкреции и корки с содержанием $\geq 0,5$ г/т платины залегают на глубинах 0,95-2 км [Аникеева и др., 1999].

Таблица 28

Средние содержания редких и благородных металлов в железомарганцевых конкрециях и сульфидных образованиях Мирового океана [по Л.И. Аникеевой и др., 1999].

Элемент	Единица измерения	Океан			
		Тихий	Индийский	Атлантический	В целом
Конкреции и корки Fe-Mn					
Ni	%	0,873	0,533	0,414	0,78
Co	%	0,255	0,212	0,218	0,244
Zr	%	0,069	0,037	0,089	0,068
V	%	0,044	0,042	0,053	0,045
Mo	%	0,045	0,032	0,033	0,043
Tl	$10^{-6}\%$	128,553	63,909	104,500	112,272
W	$10^{-6}\%$	43,0	70,0		48,0
Nb	$10^{-4}\%$	41,582	35,333	30,364	39,521
Ta	$10^{-6}\%$		25,541		
Ga	$10^{-4}\%$	13,126	16,0	12,0	13,18
Sc	$10^{-6}\%$	11,191	13,7	20,04	13,145
Bi	$10^{-4}\%$	9,106	4,733	8,2	8,946
Be	$10^{-4}\%$	4,747		6,94	5,668
Cd	$10^{-6}\%$	4,76	3,929	7,929	5,622
Sn	$10^{-4}\%$	1,109	1,78	2,394	1,311
Au	$10^{-6}\%$	0,014	0,025	0,008	0,015
Pt	$10^{-6}\%$	0,110	0,104	0,068	0,108
Pd	$10^{-4}\%$	0,017	0,010	0,008	0,015
Ag	$10^{-6}\%$	0,0003	0,0001		0,0002
Re	$10^{-7}\%$	0,714			

Таблица 29

Содержание Ni, Co (%), Pt, Pd, Ir, Os, Rh, Ru, La, Ce (ppm) в железомарганцевых образованиях разного генезиса и глубин формирования на дне океана [по Бехтольду, 1992; Анисеевой и др., 1999]

Элемент	Корки подводных гор и вулканических поднятий			Конкреции абиссальных котловин			Корки гидротермального генезиса		
	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S
Ni (%)	384	0,528	0,188	339	0,655	0,35	30	0,074	0,075
Co (%)	384	0,629	0,270	329	0,207	0,083	30	0,059	0,086
Pt (ppm)	449	0,4596	0,4767	383	0,0964	0,0709	30	0,0405	0,0497
Pd (ppm)	145	0,0146	0,0135	258	0,0506	0,114	30	0,0032	0,0031
Ir (ppm)	29	0,0077	0,018	56	0,0041	0,0045			
Os (ppm)	21	0,0596	0,1139	28	0,013	0,016			
Rh (ppm)	119	0,0157	0,0148	3	0,0243	0,0248	8	0,001	
Ru (ppm)	76	0,0138	0,0181	27	0,0054	0,0066			
La (ppm)	103	205,42	45,82	62	236,79	184,83	11	116,65	130,88
Cl (ppm)	112	677,58	230,32	60	363,62	150,92	29	152,07	216,28

Таблица 30

Содержание Au и МПГ в корках и конкрециях, нормированные к кларкам в земной коре (по Юшко-Захаровой, 1975)

Пробы	Au	Pd	Pt	Rh	Ru	Ir	Os
Корки: $\bar{x}_{\text{ср}}$	0,24	0,26	23,15	3,67	2,11	0,42	9,04
$\bar{x}_{\text{макс}}$	0,4	0,43	72,5	16,67	12,78	0,8	67,7
Конкреции: $\bar{x}_{\text{ср}}$	0,48	0,49	5,3	3,33	0,71	0,34	1,89
$\bar{x}_{\text{макс}}$	2,16	0,54	8,0	20,0	2,11	0,8	10,86

Co, Ni, Cu, Mo, V, Au, МПГ не образуют собственных минеральных форм. Они или сорбированы гидроксидами железа и марганца, или находятся в межплоскостном пространстве кристаллической решетки. Согласно термодинамическим расчетам [Анисеева и др., 1999], в окислительных условиях вод океана при pH < 8,0 устойчив, например, тетрахлорид платины $[\text{PtCl}_4]^{-2}$, $[\text{Pt}(\text{H})\text{Cl}_4]^{-2}$, $[\text{Pt}(\text{OH})_2\text{Cl}_2]^{-2}$, $[\text{PtCl}_3(\text{OH})]^{-2}$. Фиксация платины в осадках осуществляется в форме нерастворимого комплекса с аммиаком – $[\text{Pt}(\text{NH}_3)_2\text{Cl}_2]$, $(\text{NH}_4)_2(\text{PtCl}_6)$. При этом положительно заряженные комплексы $[\text{Pt}(\text{NH}_3)_4]^{+2}$, $[\text{Pt}(\text{NH}_3)_6]^{+4}$ соосаждаются с отрицательно заряженными ионами MnO^{-2} . Подобным путем шло отложение и других металлов.

В геолого-аналитическом центре “Золото-платина” Томского политехнического университета проанализированы пробы железо-марганцевых образований Тихого океана на Pt, Pd, Os. Результаты анализов приведены в таблице 31. В этой же таблице приведены инверсионно-вольтамперметрические анализы проб из сульфидных построек тех же регионов Мирового океана.

Сравнивая результаты анализов на МПГ железо-марганцевых корок и конкреций разных лабораторий, приходим к выводу о близком характере распределения

Таблица 31

Параметры распределения платины, палладия, осмия в железо-марганцевых конкрециях и сульфидных образованиях Мирового океана*

Название горной породы, минералы и место отбора проб	Число проб	Содержание, г/т			S	V, %	A/S _A	E/S _E
		Min	max	\bar{x}				
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Платина								
<i>Район Клариион-Клиппертон</i>								
Конкреции	9	0,005	5,8	0,97	1,89	102	0,72	1,4
<i>Перуанская котловина</i>								
Конкреции	6	0,004	0,006	0,005	0,001	100	0,85	1,74
<i>Магеллановы горы</i>								
Корки	12	0,005	5,2	1,43	1,82	101	0,64	1,23
<i>Шельфовые зоны морей</i>								
Конкреции Баренцева моря	1	-	-	0,005	-	-	-	-
Конкреции Моря Лаптевых	1	-	-	0,005	-	-	-	-
Конкреции Карского моря	1	-	-	0,004	-	-	-	-
<i>Район Уэйк-Неккер</i>								
Корки и гравелиты	6	0,004	0,011	0,006	0,003	100	0,85	1,74
<i>Южная котловина</i>								
Конкреции	5	0,005	1,3	0,33	-	-	-	-
<i>Атлантический океан</i>								
Корки и гравелиты	5	0,005	2,54	0,59	1,1	102	0,91	2,0
<i>Восточно-Тихоокеанское поднятие</i>								
Сульфиды построек курильщиков	5	0,005	1,8	0,68	0,75	101	0,91	2,0
<i>Срединно-Атлантический хребет</i>								
Сульфиды построек курильщиков	10	0,005	14,0	5,6	4,7	101	0,69	1,33
<i>Гидротермальное поле ТАГ Срединно-Атлантического хребта</i>								
Сульфиды построек курильщиков	6	0,1	3,2	1,14	1,35	101	0,85	1,74
Конкреции и корки в среднем	41	0,004	5,2	0,54	1,2	102	0,40	0,72
Сульфиды построек курильщиков в среднем	12	0,004	11,6	2,27	3,68	102	0,64	1,23
Палладий								
<i>Район Клариион-Клиппертон</i>								
Конкреции	5	0,55	35,0	12,9	13,2	101	0,91	2,0
<i>Перуанская котловина</i>								
Конкреции	6	0,014	0,19	0,1	0,07	101	0,85	1,74
<i>Магеллановы горы</i>								
Корки	6	0,01	0,12	0,034	0,04	101	0,84	1,7
<i>Шельфовые зоны морей</i>								
Конкреции Баренцева моря	1	-	-	0,025	-	-	-	-
Конкреции Моря Лаптевых	1	-	-	0,011	-	-	-	-
Конкреции Карского моря	1	-	-	0,090	-	-	-	-
<i>Район Уэйк-Неккер</i>								
Корки и гравелиты	6	0,001	0,06	0,021	0,02	101	0,85	1,74
<i>Южная котловина</i>								
Конкреции	4	0,01	0,17	0,056	-	-	-	-
<i>Атлантический океан</i>								
Корки и гравелиты	5	0,005	2,54	0,60	1,1	102	0,91	2,0
<i>Восточно-Тихоокеанское поднятие</i>								
Сульфиды построек курильщиков	3	0,1	34,0	12,1	-	-	-	-
<i>Срединно-Атлантический хребет</i>								
Сульфиды построек курильщиков	4	1,8	8,2	5,26	2,9	100	1,0	2,62

Таблица 31 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Гидротермальное поле ТАГ Срединно-Атлантического хребта</i>								
Сульфиды построек курильщиков	3	0,98	6,4	4,19	2,84	101	-	-
Конкреции и корки в среднем	34	0,001	6,4	0,67	1,54	102	0,4	0,79
Сульфиды построек курильщиков в среднем	19	0,007	82,0	12,0	22,0	102	0,69	1,33
Осмий								
<i>Район Кларин-Клиппертон</i>								
Конкреции	5	0,001	0,068	0,042	0,03	101	0,91	2,0
<i>Перуанская котловина</i>								
Конкреции	6	0,0004	0,59	0,099	0,24	102	0,85	1,74
<i>Магеллановы горы</i>								
Корки	6	0,0005	0,164	0,047	0,07	101	0,84	1,7
<i>Шельфовые зоны морей</i>								
Конкреции Баренцева моря	1	-	-	0,04	-	-	-	-
Конкреции Моря Лаптевых	1	-	-	0,0005	-	-	-	-
Конкреции Карского моря	1	-	-	0,022	-	-	-	-
<i>Район Уэйк-Неккер</i>								
Корки и гравелиты	6	0,0005	0,027	0,009	0,01	101	0,84	1,74
<i>Южная котловина</i>								
Конкреции	4	0,0005	0,072	0,022	-	-	-	-
<i>Атлантический океан</i>								
Корки и гравелиты	4	0,03	0,065	0,044	0,015	100	1,01	2,62
<i>Восточно-Тихоокеанское поднятие</i>								
Сульфиды построек курильщиков	3	0,0005	0,02	0,007	-	-	-	-
<i>Срединно-Атлантический хребет</i>								
Сульфиды построек курильщиков	4	0,0054	0,021	0,013	0,007	101	1,01	2,61
<i>Гидротермальное поле ТАГ Срединно-Атлантического хребта</i>								
Сульфиды построек курильщиков	3	0,005	0,005	0,005	-	-	-	-
Конкреции и корки в среднем	34	0,0004	0,59	0,043	0,10	102	0,4	0,79
Сульфиды построек курильщиков в среднем	10	0,0004	0,021	0,007	0,01	101	0,69	1,33

*По данным инверсионно-вольтамперометрического анализа ступенчатых проб в лаборатории Томского политехнического университета, аналитики О.В. Каминская, З.С. Михайлова, Е.В. Яговкина. Чувствительность метода $1 \cdot 10^{-7}$ мас. %, воспроизводимость – 90%; навеска пробы – 5-1 г.

Пробы для анализа любезно предоставлены Л.И. Аникеевой (ВНИИОкеангеология).

Pt, Pd, Os в этих океанских образованиях. Лишь для палладия инверсионно-вольтамперометрическим методом анализа в ТПУ были определены повышенные на порядок его концентрации (см. табл. 31).

Итак, железо-марганцевые образования Мирового океана представляют собой перспективный тип промышленных полезных ископаемых на благородные и редкие металлы. В 1987 г. России был выделен сертификат на участок морского дна площадью 75 тыс. км², расположенный в Тихом океане, между разломами Кларин и Клиппертон [Аникеева и др., 1999]. Рентабельное освоение таких месторождений возможно лишь при ежегодной добыче не менее 3 млн. т. сухой рудной

массы. В этом случае годовая квота металлов составит 360 кг платины, 90 кг золота, 3,3 т. серебра. При разработке кобальтоносных железомарганцевых корок на глубинах 1,4-3 км в 1 млн. т. сухой рудной массы годовые ресурсы в недрах оцениваются для Pt в 550 кг, Au – 60 кг, Ag – 2 т [Аникеева и др., 1999].

Сульфидные образования вулканогенно-гидротермальных построек Мирового океана

Массивные и вкрапленные сульфидные руды выявлены в гидротермальных полях срединно-океанических хребтов, зон спрединга и впадин Мирового океана [Рона, 1986; Вихтер, 1993 и др.]. К настоящему времени установлено более 20 участков с такой сульфидной минерализацией. Во многих сульфидных проявлениях определены высокие концентрации золота, серебра, платины, палладия, повышенные количества осмия, а также кобальта, селена. Основное количество гидротермально-сульфатно-сульфидных построек выявлено в структурах Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) – 10 гидротермальных полей: хребтов Эксплорер, Эндивор, Хуан-де-Фука, 21° с.ш., г. Осевая, бассейнов Гуймас, Джейд в трого Окинава, 11° с.ш., трого Эсканаба. Все они несут повышенные концентрации золота, платины, палладия, осмия, кобальта, никеля и являются типичными гидротермально-сульфидными образованиями рифтогенного типа.

Например, массивные и вкрапленные сульфидные руды гидротермальных построек в зонах океанического спрединга хребта Эксплорер ВТП размещены в активно раздвигающемся рифте (6 см/год) с двумя продольными долинами в центре, шириной 500-700 м каждая [Вихтер, 1993]. На склонах этих долин и в хребте высотой 100 м располагаются сульфидные холмы высотой 5-15 м и диаметром 10-200 м. Температура образующих их гидротерм колеблется от 25 до 306°С. Зрелые холмы состоят из аморфного кремнезема (30%), марказита (25%), вюрцита (15%), халькопирита (10%), барита (10%), пирита (3%), галенита (1%), оксидов железа (1%), кубанита, сульфосолей Pb, As, Sb, Ag, ковеллина, атакамита, ярозита, оксидов марганца. Основания холмов и их шпили сложены крупнокристаллическими перекристаллизованными халькопиритом и марказитом. Сульфосоли и другие редкие минералы совместно с аморфным кремнеземом образуют внешние части холмов.

Сульфидные холмы-залежи встречены вблизи стенок кальдеры у подводной горы Осевой хребта Хуан-де-Фука. Площадь кальдеры составляет 21 км². Здесь действуют источники горячих растворов и возникают кремне-сульфатно-сульфидные образования – холмы. Трубы черных курильщиков (1,7-8 м высотой) сложены ангидритом, гипсом с халькопиритом, пиритом, вюрцитом и примесью марказита, гетита, кубанита, ковеллина, изредка галенита, пирротина.

Более 120 сульфатно-сульфидных холмов размещены в донных осадках Южного трого Гуаймасской котловины Калифорнийского залива, образованной в

процессе рифтинга. Шпили и трубы имеют размеры от долей до 30 метров и более. Некоторые шпили размещены не на холмах, а на дне бассейна. Аморфный кремнезем и барит, ангидрит составляют основную массу холмов и спилей. Арагонит замещается кальцитом, который преобладает в неактивных шпилях. В активных шпилях из первичных сульфидов преобладает пирротин. В центре труб он замещается халькопиритом, а по периферии – сфалеритом, галенитом. Колломорфный пирит и марказит замещают пирротин и ассоциируют с аморфным кремнеземом, баритом, Mg-смектитом.

В гидротермальном поле Снейк Пик расположены сульфидные холмы и трубы высотой до 11 м и высокотемпературные источники гидротерм. Эти “черные курильщики” и массивные залежи сульфидов находятся в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта на глубине 3,62-3,67 км, вблизи гидротермального поля ТАГ (рис.46). Сульфидные холмы до 250 м в поперечнике и высотой 50 м венчаются трубами-проводниками терм, температура последних 305°C. Первичные сульфиды – марказит, пирит, сфалерит, халькопирит – находятся в ассоциации с баритом, кремнеземом, арагонитом. Вторичные сульфиды представлены дигенитом, ковеллином, борнитом, которые развиваются по халькопириту.

Как показали работы многих исследователей, наиболее обогащенными благородными металлами оказываются зрелые подводные сульфидные постройки океанов, в которых проявились поздние низкотемпературные замещающие минеральные ассоциации. Ранние пирит, сфалерит, халькопирит, марказит могли служить промежуточными источниками Au, Ag, Pt, Pd, Os (табл. 32). Наиболее высокие концентрации золота (до 5-10 г/т и более) в подводных сульфидных рудах установлены в поле Вудларк (гора Осевая) Западно-Тихоокеанской островодужной системы. Здесь проявились низкотемпературные “белые курильщики”, а это свидетельствует о высокой зрелости сульфидных руд.

Обычно первичные сульфиды содержат 0,6-4,6 г/т Au, а вторичные сульфиды – 11,2 г/т Au. Золото невидимое тонкодисперсное в сульфидах, с размерами выделений менее 0,0001 мм. Лишь в дигените обнаружены золотины размером 0,015 мм. Золото имеет пробу 900%, несет примеси Cu до 10%, не содержит Ag.

Отмечается корреляционная связь золота и серебра, иногда свинца, сурьмы и нередкое отсутствие корреляции между золотом и мышьяком.

В отдельных гидротермальных холмах и трубах содержания благородных металлов в сульфидах различаются многократно (до 5-10 раз).

Сульфидные постройки ТАГ Срединно-Атлантического хребта

Активная гидротермальная постройка ТАГ находится в 2,5 км к востоку от осевой части дна рифтовой долины на глубине 3630-3670 м (рис. 45) [Мозгова и др., 1998]. Рудный холм и вулканические постройки приурочены к пересечению разрывов, параллельных и перпендикулярных оси долины. Высота остроконеч-

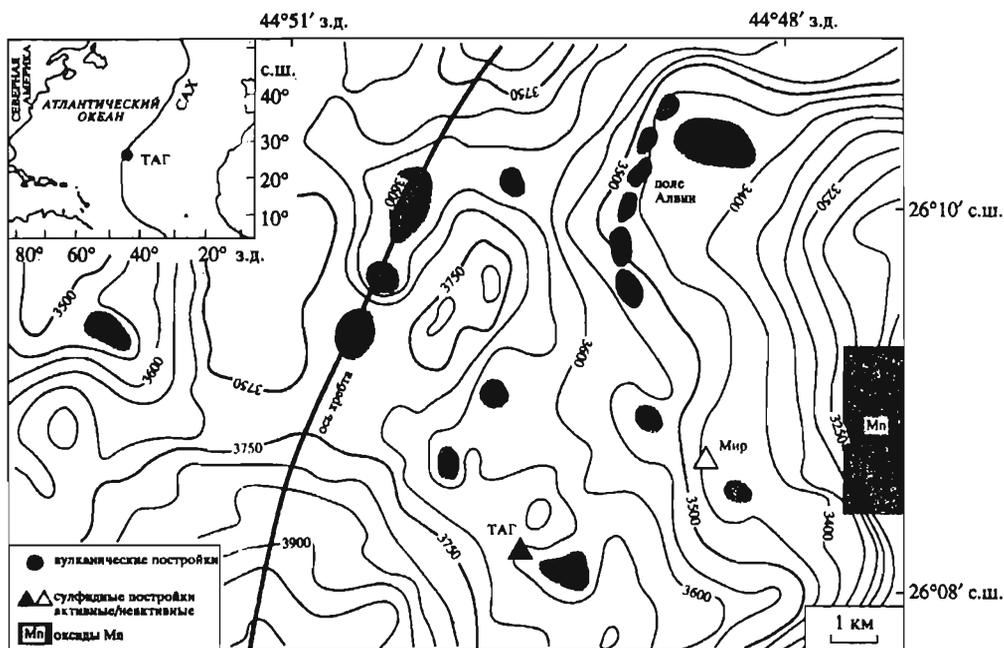


Рис. 46.

Схема расположения гидротермальной постройки ТАГ (по данным П. Рона, с дополнениями Н.Н. Мозговой и др.)

Таблица 32

Содержание Au и Ag (г/т) в сульфидных рудах «черных курильщиков» срединно-океанических хребтов и рифтогенных впадин [по Вихтеру, 1993]

Место отбора проб	Элементы	Число проб	Океан		
			Тихий	Индийский	Атлантический
Хребет Эксплорер Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП)	Au, 10 ⁻⁴ %	15	0,64		
	Ag, 10 ⁻⁴ %	15	103,46		
Хребет Хуан-де-Фука ВТП	Au, 10 ⁻⁴ %	12	3,96		
	Ag, 10 ⁻⁴ %	12	184,76		
Бассейн Гуаймас, Калифорнийский залив	Au, 10 ⁻⁴ %	23	0,127		
	Ag, 10 ⁻⁴ %	23	61,09		
Галапагосский рифт	Au, 10 ⁻⁴ %	7	0,408		
	Ag, 10 ⁻⁴ %	7	93,78		
Гидротермальное поле ТАГ САХ	Au, 10 ⁻⁴ %	18			0,774
	Ag, 10 ⁻⁴ %	18			33,388
Гидротермальное поле Джейд, трог Окинава	Au, 10 ⁻⁴ %	6	4,6		
	Ag, 10 ⁻⁴ %	6	2113,33		
Красное море	Au, 10 ⁻⁴ %	1		0,50	
	Ag, 10 ⁻⁴ %	1		54,0	
Атлантика –II	Au, 10 ⁻⁴ %	2			1,45
	Ag, 10 ⁻⁴ %	2			180,0
Хребет Герда, ВТП (трот Эскахаба)	Au, 10 ⁻⁴ %	1	2,0		
	Ag, 10 ⁻⁴ %	1	57,0		

ных труб черных курильщиков достигает 15-20 м, при диаметре в основании 50 м. Из высокотемпературных флюидов (360-366⁰С) при смешении с морской водой осаждаются халькопирит и ангидрит. Белые курильщики характеризуются температурами истекающих флюидов 273-301⁰С, из которых образуются залежи Fe-Zn сульфидов и кремнезема. Размеры таких труб – 1-2 м. Эпизодическая активность постройки протекает 40-50 тыс. лет и связана с прерывистыми поступлениями лавовых базальтовых потоков из вулканического центра.

Минералы постройки – пирит, халькопирит, сфалерит и ангидрит. Примеси: в пирите – Co до 0,68 мас. %, Se – до 0,28; в халькопирите – Se до 0,28; в сфалерите – Ag до 0,35. Высокие концентрации золота (свыше 10 г/т) установлены в валовых пробах с доминирующим сфалеритом (табл. 33). Платина отмечена в единичных пробах – до 0,41 г/т. Максимальные концентрации палладия (1000 мг/т) выявлены в сфалерите, а иридия – в халькопирите. Минерализация имеет концентрическое распределение, а температура минеральных фаз и растворов снижается от центра к краю постройки. Выделены типы рудных отложений, сменяющих друг друга с глубиной: Si-Fe гидроксиды, массивная пиритовая брекчия, пирит-ангидритовая брекчия, пирит-ангидрит-кварцевая брекчия, пирит-кварцевая брекчия, брекчия окварцованного базальта и брекчия хлоритизированного базальта. На поверхности постройки уменьшается количество сфалерита. Пирит, кварц, ангидрит и халькопирит составляют более 90% рудного вещества; сфалерит и марказит распространены локально; в следовых количествах обнаружены борнит, идаит, дигенит, ковеллин и единичные находки золота. Пирит в рудах присутствует повсеместно, халькопирит и сфалерит – преимущественно на глубинах до 10-15 м. На глубине 38 м отмечена палеоповерхность океанского дна.

Для поверхности пористых сульфидов характерны сфероидальные колломорфные структуры. Золото в керновых пробах сульфидов отмечено до 0,5 г/т.

Распределение элементов-примесей в минералах построек: пирит – Au 30-63,5%; Ag – 18,8-83,5%; Pt – 5,9-50%; Pd – 51,8%; Co – 87,1%; Se – 18-77,5%; халькопирит – Au 18,8-35,9%; Ag – 14,1-75,7%; Pt – 12,5-71,9%; Pd – 52,5%; Co – 57,8%; Se – 28-68,8%; марказит – Ag – 7,1-71,4%; Pt – 14,3-71,4%; Pd – 57,1%; Co – 71,4%; Se – 71,4%; Co – 50%; Se – 64,3.

Самостоятельных минеральных фаз под микроскопом не обнаружено. Все крайние содержания элементов отмечаются спорадически – от нулевых до высоких.

Основным носителем “невидимого” золота является пирит (51 анализ из 170); менее – халькопирит (в 12 из 64 анализов) и марказит (2 из 14 анализов). Сфалерит явился основным носителем МПП: Pt в 2-х пробах из 14, Pd – из 8 анализов. При этом в пирите из центральных скважин постройки количество дисперсного золота возрастает. В халькопирите отмечаются более высокие содержания золота, чем в пирите (в три раза). Концентрации Ag и Pt минимальны в пирите и халькопирите скважины 957Н и максимальны в образцах из скважин 957М и 957С. В халькопирите повышенные концентрации Au до 0,1 мас. %, 0,5 Ag и 0,8 Pt наблюдались как в верхних, так и нижних частях скважин.

Колломорфные выделения пирита были наиболее ранними. В концентрически-зональном пирит-халькопиритовом агрегате в образцах с глубин 8,7 м скв. 957Н Au отсутствует во всех фазах; в халькопирите больше Se, чем в пирите, при близких содержаниях Co и Hg; в халькопирите содержатся Hg – 0,19; Co – 0,03; Se – 0,07 мас. %; в пирите – Hg 0,15; Co – 0,02; Se – следы; в розетковидном ядре крупнокристаллического пирита отмечены повышенные концентрации Au, в мелкокристаллической внешней зоне его количество уменьшается, а в гнезде халькопирита золота нет. В оторочке пирита и в халькопирите отмечен Se. В крупнокристаллическом пирите Au – до 0,17; Hg – 0,15; Co – 0,02 мас. %; в мелкокристаллическом пирите Au – 0,12; Se – 0,06; Co – 0,001; в халькопирите Co – 0,04; Se – 0,06 мас. %. В сфалерите установлена Pt, а в пирите Ag; в крупнокристаллическом пирите – Hg 0,1; Co – 0,03; Ag – 0,05; в сфалерите – Pt 0,12; Hg – 0,23; в халькопирите – Au 0,15; Hg 0,23; Co 0,02.

Процессы перекристаллизации приводили к возникновению концентрически-зональных пирит-кварцевых агрегатов: в центре находится крупное выделение пирита с зоной чистого кварца, а вокруг – ореол более мелких зерен пирита. Отмечалось переотложение раннего пирита – крупнокристаллический агрегат корродируется халькопиритом и обрастает мелкими кубическими кристаллами пирита. В мелких кристаллах пирита золото отсутствует. Наблюдались зональные кристаллы пирита с центральным пористым ядром и внешней зоной чистого пирита. В ядре зафиксированы Au, Ag, Pt, Hg, Co, а во внешней зоне кристалла – лишь Ag и Co: в ядре Au 0,2; Ag 0,05; Pt 0,07; Hg 0,27; Co 0,04; во внешней зоне – Ag 0,06; Co 0,05 мас. %.

Интервалы содержаний Au в валовых пробах сульфидов с поверхности составляют 0,1-20,75 г/т, а в керне скважин – 0,005-3,2 г/т ($\bar{x}=0,5$ г/т) и 0,01-2,8 г/т. То есть, на глубине постройки концентрации золота уменьшаются на порядок. Максимальные концентрации Au (> 10 г/т) присущи ассоциациям со сфалеритом ($\geq 90\%$). В керне скважин основным носителем золота является пирит, а в сфалерите установлены лишь его следы. В отличие от золота, МПГ сохраняют устойчивую приуроченность к сульфидам цинка как на поверхности, так и на глубине.

Источниками металлов являются: 1) мантия при ее дегазации и 2) океаническая кора, из которой они извлекаются под воздействием потока высокотемпературных гидротерм.

Присутствие повышенных концентраций ртути в образцах скважин и тесная связь ассоциации с золотом, вероятно, указывают на мантийные источники благородных металлов.

Измененные базальты несут 60 мг/т Au, а неизмененные – 1 мг/т. В сульфидных образцах с поверхности постройки отношение Au/Ir в 100 раз выше, чем то же отношение в базальтах – 1700-4100 в океанских рудах против 10-30 в базальтах.

Сравнение результатов анализов на МПГ железо-марганцевых корок, конкреций с таковыми для сульфидных образований черных курильщиков Тихоокеанского и Атлантического хребтов, поднятий, впадин, приводит к следующему зак-

лучению: в сульфидных ассоциациях океанских подводных гидротермальных построек концентрации Pt и Pd существенно выше, чем в железо-марганцевых образованиях (1-82 г/т МПГ вместо 0,005-13 г/т) (табл. 33, 34). Это связано с неодинаковыми содержаниями металлов в исходных растворах и с разными условиями их отложения.

Таблица 33

Содержания Au, Ag, Pt, Pd, Rh (г/т) в сульфидных рудах Срединных хребтов, областей задугового спрединга и «горячих точек» [по Лисицыну и др., 1999]

Тип руды и место отбора проб	Число проб	Au	Ag	Pt, мас. %	Pd, мг/т	Rh, мг/т
<i>Срединно-Атлантический хребет, зона разлома 15°21'</i>						
Колчеданно-полиметаллические руды	3	0,5	0,42	< 10	< 1	5
Халькопиритовая руда	2	0,8	25,0	< 10	3,3	5
Пирит-халькопиритовая руда	1	6,2	18,6	< 10	1,8	5
Халькопиритовая руда	1	5,7	0,68	< 10	1,9	6
Сфалерит-халькопиритовая руда	5	5,0	45,6	< 10	1,4	9,6
Окисленная колчеданно-полиметаллическая руда	2	0,3	0,5	< 10	1,0	< 5
Пирит-сфалеритовая руда	1	0,68	39,8	< 10	2,1	5
Пирит-сфалеритовая руда	1	0,17	0,76	< 10	< 1,0	< 5
Пирит-сфалеритовая руда	1	0,48	27,8	< 10	1,8	< 5
<i>Восточно-Тихоокеанское поднятие, 9°43'</i>						
Марказит-пиритовая руда	1	0,30	3,30	< 10	< 1,0	23
<i>Южная Атлантика, район «горячей точки» Буве</i>						
Кварц-пирит-халькопиритовая руда	1	0,42	0,44	< 10	1,9	< 5
<i>Задуговые бассейны</i>						
Бассейн Лау: полиметаллическая руда	1	0,5	95,7	280	1,3	5
халькопирит-сфалеритовая руда	2	0,6	61,5	< 10	2,2	11
халькопиритовая руда	1	0,7	7,6	< 10	< 1,0	10
Бассейн Вудларк	2	3,8	130,0			
	2	21,1	545,0			

Таблица 34

Содержание Pt, Pd, Os (ppm) в сульфидных образованиях океанских черных курильщиков, по данным инверсионной вольтамперометрии. (Аналитики О.В. Каминская, З.С. Михайлова, Е.В. Ягвокина, Томский политехнический университет)

№ пробы	Материал пробы	Pt	Pd	Os
<i>Восточно-Тихоокеанское поднятие</i>				
706-7	Сульфиды	0,005	1-34,0	0,020
706-10	Сульфиды	0,570	1,8-2,2	0,0005
706-25	Сульфиды	0,005	0,1	0,0005
<i>Срединно-Атлантический хребет</i>				
СТ5Ф-158-8	Сульфиды	0,005	1,8-2,8	0,0054
СТ2/6	Сульфиды	0,9-11,6	8,8-82,0	0,016
СТ9	Сульфиды	2,3-4,8	0,007-13,0	0,010
СТ12	Сульфиды	0,54	4,2-41,0	0,021
<i>Гидротермальное поле ТАГ Срединно-Атлантического хребта</i>				
СТ5	Сульфиды	0,200	2,5-52,0	0,0005
СТ6	Сульфиды	0,270	3,2-6,4	0,0005
СТ7	Сульфиды	0,100	0,57-0,98	0,0005

Месторождения океанских сульфидных руд могут служить аналогами месторождений колчеданной формации более древних структур земной коры. Об этом свидетельствуют сходные минералого-геохимические данные по современным и древним сульфидным образованиям Земли.

ГЛАВА 10.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НЕТРАДИЦИОННЫХ КОМПЛЕКСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

Наиболее крупные и уникальные месторождения комплексных руд формировались осадочно-гидротермальными и магматогенно-гидротермальными процессами: месторождения Сухой Лог в Забайкалье, Бақырчик в Западной Калбе, Мурунтау, Кумтор в Тянь-Шане, Олимпиадинское в Енисейской краже, Нежданинское в Якутии, Воронцовское на Урале, Любин в Польше, Цзуньи в Южном Китае и др.

В разновозрастных складчатых поясах, окраинных островодужных системах, в эпикратонных рифтогенных впадинах платформ российских и зарубежных территорий находятся нетрадиционные комплексные золото-платиноидные и золото-платиноидно-редкометалльные месторождения осадочно-гидротермального, метаморфогенно-гидротермального и магматогенно-гидротермального типов. Распространенные в разновозрастных орогенно-рифтогенных структурах черносланцевые толщи несут крупные, уникальные и рядовые комплексные золото-платиноидные рудные объекты. Нетрадиционные рудные поля и месторождения располагаются в сводово-глыбовых, террейновых структурах в зонах орогенеза, незавершенного и завершенного рифтогенеза, тектоно-магматической активизации (в областях активного проявления мантийно-корового палеодиапиризма и объемного метасоматизма). Рудные пояса, рудные поля и месторождения преимущественно локализованы в зонах крупнейших (трансрегиональных) глубинных разломов и обнаруживают генетическую связь с процессами мантийно-корового палеодиапиризма, магматизма, глубинного метасоматизма и обычно проявляют независимость от верхнекоровых региональных формаций (рис. 47, 48).

Такие глубинные магмо-рудно-метасоматические системы связаны общностью эндогенных (внутренних) и внешних геодинамических режимов, обусловивших парагенезисы (сообщества) осадочных, метаморфических, магматических, рудно-метасоматических формаций и объемных геохимических ореолов. Рудоносные геологические формации тяготеют к внутригеосинклинальным поднятиям, зонам глубинных разломов (трогам), горсто-грабеновым структурам и комплекс-

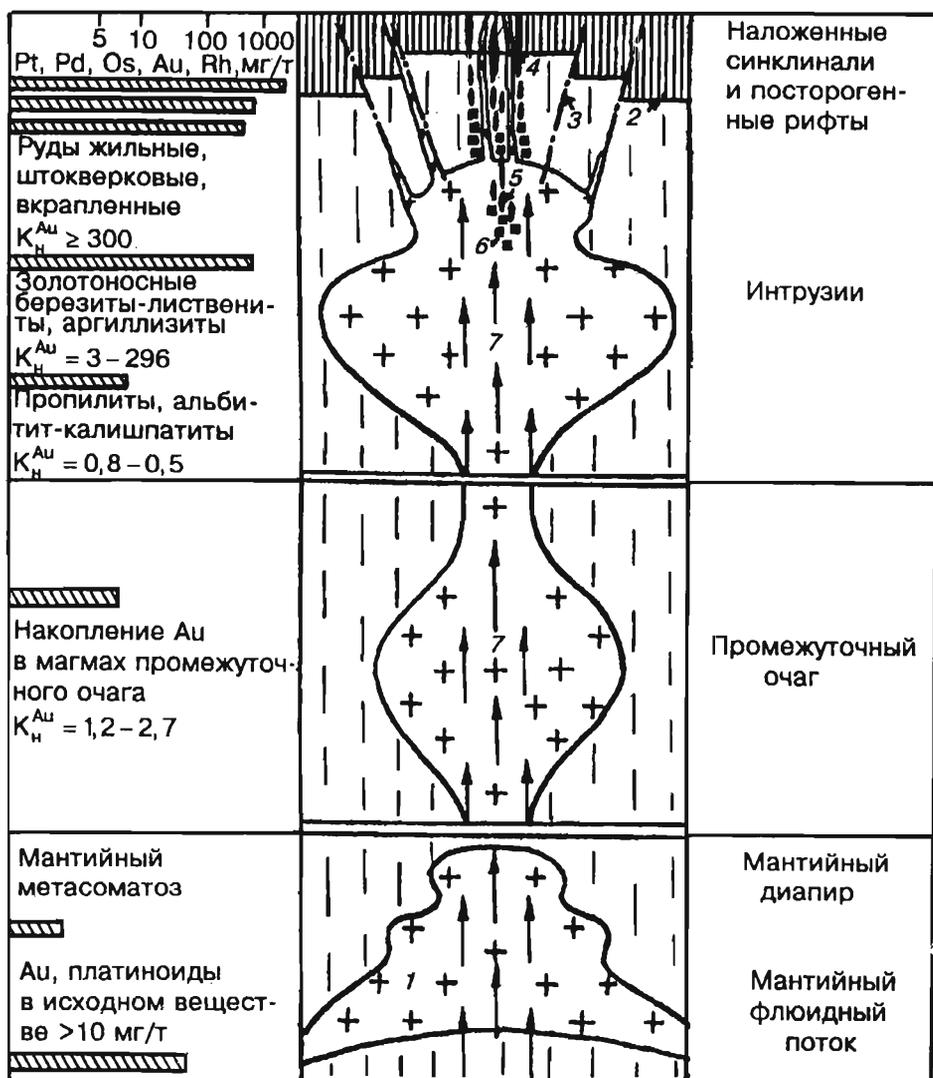


Рис. 47.

Мантийно-коровая модель формирования золото-платиноидных месторождений в офиолитовых поясах

1 – гипербазит-базит-плагิโอгранитные интрузии; 2 – компенсационные синклинали и посторогенные рифты; 3 – региональные разломы; 4-6 – руды: 4 – жильные, 5 – штокерковые, 6 – вкрапленные; 7 – флюидный мантийный поток

ным синклиналиям, к рифтогенным впадинам на участках активного разуплотнения пород земной коры под воздействием тектонических деформаций и гидротермального метасоматоза. Комплексные месторождения возникали и оформлялись в различных геодинамических обстановках – в окраинно-континентальных,

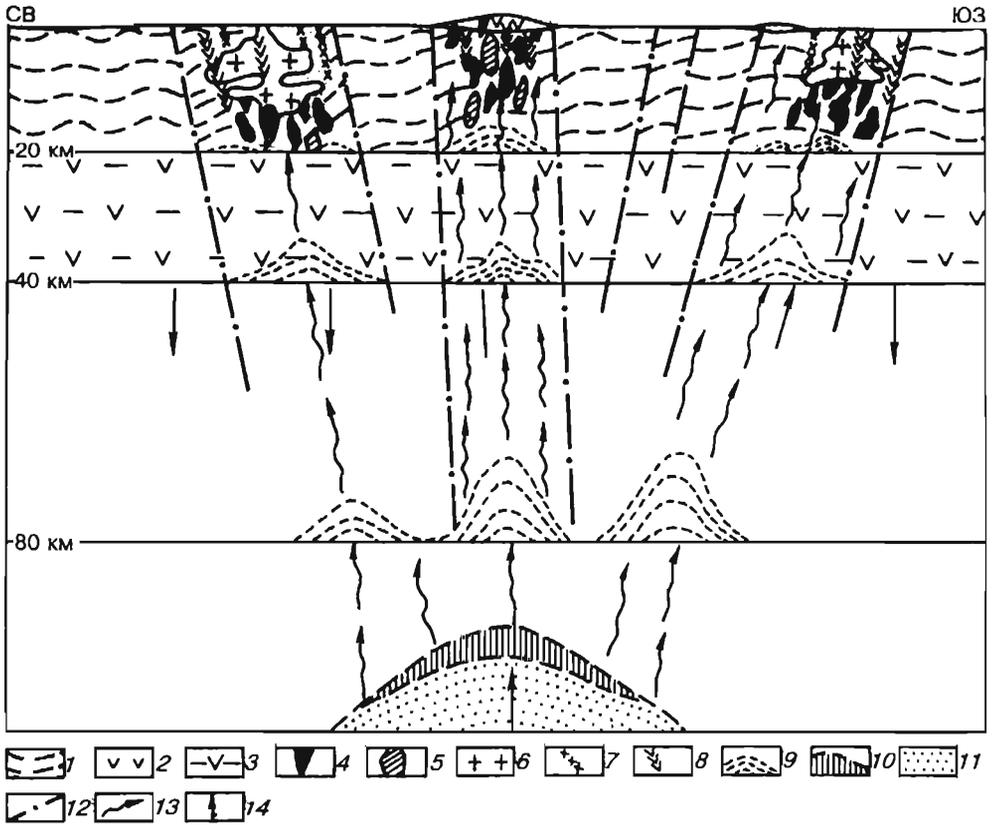


Рис. 48.

Модель формирования комплексных золото-платино-платиноидных руд в черносланцевых горизонтах Чарского офиолитового пояса Северо-Восточного Казахстана
 1 – седиментная кора; 2 – излившиеся андезитобазальты; 3 – комплекс высокометаморфизованных пород; 4 – гипербазиты; 5 – габброиды; 6 – гранитоиды; 7 – дайки диорит-лампрофиров, плагиогранит-порфиров; 8 – дайки диабазов, долеритов, порфиров; 9 – внутрикоровые диапиры зоны формирования средних, кислых и основных расплавов; 10 – глубинные расплавы диапиров; 11 – зоны частичного плавления образований диапира; 12 – глубинные разломы I-II порядков; 13 – глубинные флюидопотоки; 14 – направление движения магмогенерирующей области диапира.

островодужных, в орогенных, начально-рифтогенных, завершено-рифтогенных, в зонах ТМА. Формирование нетрадиционных комплексных рудных объектов обеспечивалось процессами седиментации, дислокаций, метаморфизма, магматизма, метасоматизма на фоне длительно развивавшихся мантийно-коровых палеодиапиров под воздействием последовательных неоднократных флюидных потоков в зонах глубинных расколов земной коры и мантии. В начальный период рифтогенеза происходило заложение компенсационных впадин – синклиналей в бортах и апикальных частях палеодиапиров. В этих компенсационных синклиналях фор-

мировались углеродистые терригенные формации. Под воздействием поступающих глубинных металлоносных флюидов эти горизонты черносланцевых пород насыщались металлами. При завершеном рифтогенезе формировались гипербазит-базитовые и габбро-плагиогранитные, щелочно-гранитные интрузии и сопровождающие их крупные колонны благородных металлов, вынесенных глубинными гидротермами.

Накопление Au, Ag, МПГ, RE, REE в благоприятных локальных структурах происходило с образованием крупных, уникальных или рядовых по запасам руд месторождений. Для формирования терригенных толщ, обогащенных $C_{орг}$, требовалось регулярное поступление в осадочный бассейн по глубинным расколам глубинных углекислых флюидов, обеспечивающих массовую гибель микроорганизмов и накопление горизонтов металлоносных углеродистых пород. Пути дегазации мантии в рудных районах, рудных полях фиксируются очаговыми или линейными региональными минимумами силы тяжести, иногда совпадающими с кольцевыми структурами и глубинными рифтогенными расколами земной коры и мантии. Следовательно, осадконакопление, диагенез, катагенез и тектогенез при постоянном поступлении металлоносных флюидов в осадочный бассейн приводили к неоднократному перераспределению и привносу Au, Ag, МПГ, RE мантийными флюидами, что и обеспечивало формирование крупных скоплений рудного вещества.

Индикаторами той или иной геологической обстановки служили характер проявления разломной тектоники, фиксация малых кольцевых структур, заложение и формирование рифтогенных впадин, образование продуктов глубинного магматизма и метасоматизма. Размещение рудных полей и месторождений в отдельных блоках земной коры контролировалось разломами, зонами трещиноватости, дробления, милонитизации и метасоматического замещения пород на участках проявления штоков, дайковых тел диабазового, диорит-лампрофирового, габбро-плагиогранитного, гранит-сиенит-порфирового рядов. Гидротермально-метасоматические процессы, протекавшие в верхних частях земной коры при распаде глубинной флюидной системы над мантийными палеодиапирами, обеспечивали разуплотнение исходных пород благодаря явлениям их гидратации, с увеличением объемов измененных пород на 12-22% [Коробейников, 1990, 1992, 1995, 1996, 1999; Додин, Коробейников, 1998]. Это способствовало заложению разломов и горсто-грабенных структур компенсационного типа. Краевые участки развивавшихся диапировых куполов представляли собой приразломные компенсационные прогибы, в которых и оформлялись рудоносные черносланцевые формации. Рифтогенные внутригеосинклинальные поднятия и компенсационные впадины, прогибы возникали в боковых участках крупных блоков при максимальном подъеме мантийного диапира. Основными причинами проявления палеодиапиров явились периодически повторяющиеся деформации мантии (деформации упругого последствия, по Е.Д. Глухманчуку [1992]), которые служили энергетическими источниками глубинных флюидов и магм. В компенсационных структурах рудные

поля и месторождения формировались под влиянием палеофокальных зон, палеодиапиризма, мантийно-корового магматизма и метасоматизма. Рудно-метасоматические системы такого типа возникали и развивались благодаря флюидным потокам при процессах растяжения и распада глубинной флюидной системы над мантийными палеодиапирами.

Магматические процессы (ультрабазит-базитовые, плагиогранитные, гранодиорит-монцит-сиенитовые, гранитные интрузии) сопровождались метасоматическими явлениями, с образованием крупных магмо-рудно-метасоматических колонн вертикальной протяженностью до 3-5 и 7-15 км и более. Длительно существовавшие термофлюидопотоки обеспечивали перераспределение, обмен, вынос и привнос компонентов боковых пород в разные части палеоколонны по пути продвижения флюидов. Формирование комплексных месторождений происходило в крупных структурах, путем синхронного с метасоматозом рудоотложения при распаде глубинных флюидных систем благодаря смещению глубинных флюидов с трещинными водами верхних частей земной коры. Об этом свидетельствуют устанавливаемые признаки смены по вертикали таких колонн разноминеральных фаций метасоматитов и сопряженных руд, образованных в более восстановительных условиях в нижних горизонтах колонн по сравнению со средними и верхними их уровнями.

На этапе формирования флюидонасыщенных магм и сопровождающих флюидов в пределах мантии происходили процессы внутримантийного метасоматизма с выщелачиванием и выносом из мантии Au, Ag, Pt, Pd, Ir, Os, Rh магмами и особенно глубинными флюидами. Вынос благородных металлов из мантийного вещества мог достигать 50%, а насыщение ими флюидов – до 21-410 раз (коэффициент накопления $K_n=21-410$) [Коробейников, 1981; 1992; 1999]. Можно выделить глубинные области (≥ 60 км), где преобладали процессы экстракции рудных элементов восходящими потоками глубинных флюидов, и области “разгрузки” флюидов (15-3 км), где расплавы и флюиды, насыщенные Au, МПГ, RE, отлагали их в зонах рудолокализации.

Геохимические особенности проявления свойств благородных металлов в разных геологических обстановках и приводили к их совместным промышленно важным концентрациям в специфических структурно-формационных зонах. Поэтому золото, платиновые, редкие элементы и выделялись в разных парагенезисах и термодинамических условиях, иногда вне зависимости от концентрации сульфидов. Формы нахождения благородных металлов разных месторождений отвечают минеральным (20-30%) и ультрадисперсно-примесным (кластерным) (20-80%). Минеральные формы представлены самородными, сульфидно-висмутидо-теллуридно-селенидными и оксидными группами.

Изложенные представления последовательности геологического и геохимического формирования крупных и уникальных комплексных золото-платиноидных месторождений развивают ранее предложенные мантийно-коровые и эмационно-диапировые геологические модели [Коробейников, 1990, 1992, 1995, 1996, 1999; Додин, Коробейников, 1998; Додин и др., 2001].

Приведем основные показатели этих моделей.

Этапу образования флюидонасыщенных магм и сопровождающих металлоносных флюидов в пределах верхней мантии предшествовали явления внутримантийного метасоматизма и накопления Au, МПГ в возникавших флюидизированных магмах и особенно во флюидах. Коэффициенты фракционирования золота между расплавом и флюидом составляли 1:53-300. При этом широко проявившийся высокотемпературный внутримантийный метасоматизм (в частности, широко проявившаяся амфиболитизация мантийных пород) обеспечивал перераспределение благородных металлов во внутренних и внешних геосферах Земли, в возникавших магмах и металлоносных флюидах. В земной коре магматические процессы сопровождалась метасоматизмом, с образованием крупных магмо-рудно-метасоматических колонн в рифтогенных глубинных разломах. Длительно существовавшие термофлюидопотоки обеспечивали широкий фронт перераспределения и выноса металлов боковых пород по пути продвижения флюидов. Ремобилизация благородных металлов из базит-гипербазитов, углеродистых сланцев происходила при щелочном метасоматозе, с коэффициентами накопления Au, МПГ $K_n = 0,8-0,4$ и 1,3-300 при лиственитизации-березитизации, грейзенизации, эти метасоматиты являлись рудоподготовленными для золота и платиновых металлов. Выделены глубинные зоны-области ($\geq 60-80$ км), где преобладали процессы экстракции рудных элементов восходящими потоками глубинных высокотемпературных флюидов ($K_n^{Au,MPG} = 0,5-0,6$), и области разгрузки флюидов (15-3 км), где расплавы и флюиды, насыщенные Au, Ag, МПГ, RE ($K_n^{Au,MPG} = 21-410$), отлагали их в зонах рудолокализации.

На этой основе предложены новые геологические и геохимические модели формирования комплексных месторождений: мантийно-коровая и эманационно-диапировая.

Инъективные дислокации, связанные с диапиризмом и проникновением глубинного вещества в земную кору, отражаются на поверхности Земли (на космофотоснимках) кольцевыми структурами и системами кольцевых, линейных структур разных размеров – от 0,5 до 60 км в диаметре. Они относятся к малым структурам и связаны с развитием палеодиапиров, сопровождающих магматитов, метасоматитов, возникавших при распаде магмо-флюидных глубинных систем в верхних частях земной коры (на уровнях 60-15 и 5-3 км). Сейсмическими методами в рудоносных районах подтверждается активизация верхней мантии до глубин 300-400 и 220 км.

В возникавших магмо-рудно-метасоматических колоннах проявилось зональное размещение разнотипных метасоматитов и руд: внизу скарны, щелочные метасоматиты, грейзены, пропициты с вкрапленной золото-платино-вольфрам-молибденовой или золото-берилл-колумбитовой минерализацией; в средней части – березиты, листвениты с штокверковой золото-платина-молибден-висмут-теллуридной минерализацией; вверху – листвениты или аргиллизиты с жильными телами золото-сульфидно-теллуридно-палладиевой ассоциации.

Геохимические исследования показали, что совмещенные золотые, платиноидные и редкометалльные ассоциации комплексных месторождений формировались при близких соотношениях основных минерализаторов Cl и F в рудообразующих флюидах, что подтверждено изучением состава газожидких, расплавных, рассольных включений в минералах магматитов, руд, околорудных метасоматитов и содержаний Cl и F в магматических биотитах различных металлоносных интрузий. Основными геохимическими причинами образования нетрадиционных комплексных руд золота, платиновых и редких металлов следует считать определенные соотношения хлора и фтора в магмах и послемагматических или трансмагматических флюидах. Комплексные золото-редкометалльные и золото-платиноидно-редкометалльные руды формировались при участии минералообразующих растворов, имевших соотношения Cl:F от 5:1 до 1:1. Напротив, собственно золоторудные объекты характеризовались отношением Cl:F во флюидах от 5 до 100:1. По соотношениям Cl к F в интрузивных биотитах выделились поля габбро-плагиогранитных, гранитоидных, габро-сиенитовых, гранитных интрузий с сопутствующим золото-сульфидно-кварцевым, золото-медно-молибден-порфировым, оловянным и бериллий-тантал-ниобий-литиевым оруденением. Но и эти геохимические поля Cl и F на построенных диаграммах существенно перекрываются. Это свидетельствует о возможности формирования комплексных золото-редкометалльных, золото-платиноидно-редкометалльных руд из единых послемагматических флюидов, несущих близкие концентрации этих ионов-минерализаторов. Близкие соотношения Cl и F в биотитах гранитоидов (от 1:1 до 1:30) свойственны комплексным рудам, а для биотитов гранитов собственно редкометалльных месторождений этот геохимический показатель превышает значения 1:30-1:60 и более.

Выявлен закономерный ряд различных типов нетрадиционных комплексных месторождений – от собственно золоторудных к редкометалльносодержащим Bi, Te, Mo, W, через редкометалльноносные с Bi, Te, Se, Re, Tl золото-платиноидные к комплексным золото-Be-Sn-Nb-W-Mo-Pd-Pt.

Золото и платиновые металлы в комплексных месторождениях выявлены в ранних скарновых (5-30 г/т Au, 1-7,2 г/т Pt), альбит-калишпатовых (1-5 г/т Au, 0,1-1,3 г/т Pt, Os), в поздних грейзеновых, березит-лиственитовых, аргиллизитовых (1-3 г/т Au, 1-9,3 г/т Pt, Pd) метасоматитах и особенно в мышьяково-сульфидных, висмут-теллуридных ассоциациях. Для них установлена ступенчато-последовательная природа накопления Au, Ag, МПГ, RE, REE в зонах рудолокализации (первоначально отлагались МПГ, затем остальные компоненты) в периоды седиментогенеза, метаморфизма, метасоматизма и рудоотложения. Коэффициенты накопления Au, МПГ K_n изменялись от 0,5 до 9150. Благородные металлы в рудах находятся в формах тонкодисперсных атомарно-молекулярных (кластерных) примесей (70-80%) в сульфидах, оксидах, силикатах, и самородных элементов, их сплавов, теллуридов, селенидов (20-30%). Размер таких выделений обычно составляет 0,00001-0,01 и 0,1-0,3 мм. Ультратонкие выделения металлов существенно затрудняют их диагностику и последующее извлечение из комплексных руд.

Предложены следующие индикаторы комплексных руд:

- для золоторудных тел с сопутствующей Bi-Te-Mo-Pt-Pd минерализацией – арсенопирит, теллуrowисмутит, молибден, сперрилит, платина самородная; элементы-примеси Cu, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Re, Se, Cd, Mo, W, Pt, Pd, Rh в скарнах, альбититах-калишпатитах, березитах-лиственитах, пропилитах, аргиллизитах;

- для золоторудных тел с сопутствующей W-Mo-Sn минерализацией – шеелит, вольфрамит, молибденит, станнин, касситерит, золото, серебро; элементы-примеси W, Sn, Mo, Pt, Pd, Sb в скарнах, лиственитах, пропилитах, аргиллизитах;

- для скарнов-магнетитовых с сопутствующей Au-Ag \pm Pd, Pt, Mo минерализацией – золото, серебро, пирротин, пирит, халькопирит, молибденит, галенит золотосодержащие (Казское рудное поле и др.); элементы-примеси Ti, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Au, As, Sb, Sn, W;

- для золото-(платиноидно)-медно-порфировых – шеелит, теллуrowисмутит, молибденит, золото, касситерит, станин; элементы-примеси Bi, Te, Se, Re, Sn, Pd, Pt, W, Sb;

- для золото-(платиноидно)-редкометалльных – берилл, колумбит, касситерит, танталит, вольфрамит, шеелит, молибденит, висмутин, арсенопирит, золото, сперрилит; элементы-примеси Be, Nb, Ta, Sn, Zr, W, Mo, Bi, Te, Au, Pd;

- для золото-платиноидно-редкоземельных в карбонатитах – бадделеит, паризит, бастнезит, монацит, пирротин, халькопирит, борнит, золото, электрум, гессит, сперрилит, монцеит, рутенбергит, мертиит, атокит, соболевскит; элементы-примеси – Cu, Bi, Te, Sb, Zr, Mo, Hf, Ce, Y, Th;

- для золото-платиноидно-висмутовых в уртитах, нефелиновых сиенитах – пирротин, пентландит, халькопирит, кобальтин, галенит, никелин, касситерит, бадделеит, шеелит, молебденит, золото, электрум, кюстелит, акантит, гессит, сперрилит, висмут самородный; элементы-примеси Cu, Pb, Zn, Bi, Te, As, Sb, Au, Pt, Pd, Rh, Hg, Sn, Se;

- для медно-золото-серебро(платиновых) в медистых песчаниках и сланцах – халькопирит, борнит, халькозин, магнетит, серебро, аргентит, золото, валлериит, молибденит, галенит, пентландит, кобальтин; элементы-примеси Cu, Pb, Zn, Mo, Co, Ni, Ag, Au, Pd, Pt, Sb, Cd, Ce, Se, Te, Re;

- для золото-платиноидно-уран-ванадиевых – пирит, антраксолит, халькопирит, борнит, халькозин, пентландит, дигенит, электрум, палладит, золото; элементы-примеси Cu, Mo, Bi, Te, Ni, Ag, Au, Pt, Pd, Rh, Hg, Co;

- для колчеданных с сопутствующей Bi-Te-Se-Re-Au-Pt-Pd-Os минерализацией – золото, серебро, аргентит, висмутин, теллуrowисмутит, эмплектит, гессит, алтаит, сильванит, пираргирит, берцелианит, науманнит; элементы-примеси Bi, Te, Se, Re, Cd, Sn, W, Pt, Pd, Os, Au, Ag.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ оригинальных и опубликованных работ по проблеме формирования, размещения и прогнозирования комплексных золото-платинометалльных месторождений в различных структурах земной коры позволяет выделить следующие группы рудных объектов:

I – нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения в углеродистых толщах фанерозоя; II – месторождения золото-платиноидно-уран-ванадиевых руд в зонах несогласий и метасоматоза черносланцевых толщ фанерозоя; III – золото-платиноидное оруденение в скарнах и скарново-магнетитовых залежах; IV – золото-платиноидно-редкометалльные месторождения в метасоматических альбититах-калишпатитах, грейзенах; V – золото-платиноидно-медно-порфировые месторождения; VI – золото-платиноидно-редкометалльные месторождения в карбонатитах; VII – золото-платиноидно-висмут-сульфидные руды в сульфидизированных сиенитах и уртитах; VIII – золото-серебряно-платиноидная минерализация в колчеданных месторождениях; IX – золото-платиноидно-кобальтовые руды в железо-марганцевых и сульфидных образованиях Мирового океана. Из них крупные и уникальные по ресурсам комплексные руды выявлены в I, II, V, VIII группах рудных объектов. В генетическом отношении они относятся к осадочно-гидротермальным, магматогенно-гидротермальным и полигенным образованиям.

Эти комплексные рудные месторождения включают единый рудно-формационный ряд: монометалльные золотые, затем комплексные золото-редкометалльные и золото-платиноидные, золото-платиноидно-редкометалльно-редкоземельные и, наконец, собственно редкометалльные объекты. Тем самым существенно расширяются возможности прогнозирования, поисков и оценки новых нетрадиционных комплексных рудных объектов благородных и редких металлов в различных структурах земной коры.

Комплексная золото-платиноидная и золото-платиноидно-редкометалльная минерализация проявлена как в древних, так и в молодых структурах земной коры среди осадочных, метасоматических, метаморфических, магматических образований. Намечаются глобальные генераторы такого комплексного оруденения: рифтогенные структуры среди платформ, щитов, ядерных выступов, складчатых.

офиолитовых, зеленокаменных, терригенных поясов, зон ТМА и океанических рифтов с черносланцевыми толщами компенсационных синклиналей, с железомарганцевыми и сульфидными образованиями. Рудные пояса, рудные поля и месторождения преимущественно локализованы в зонах крупнейших (трансрегиональных) разломов и обнаруживают связь с явлениями мантийно-корового диапиризма и глубинного метасоматизма. Они проявляют независимость от существующих региональных геологических аномалий.

Рудоносные геологические формации тяготеют к внутригеосинклинальным поднятиям, зонам глубинных разломов, горсто-грабеновым структурам, компенсационным синклиналям с черносланцевыми горизонтами, к рифтогенным впадинам на участках активного разуплотнения пород под воздействием метасоматоза на путях движения гидротерм и распада глубинных флюидных систем. Проявилась региональная рудно-метасоматическая зональность: внизу магмо-рудно-метасоматических колонн находятся кварц-альбит-калишпатовые метасоматиты с Os, Ir, Pt, Mo, W, Sn; в средней части – грейзены, березиты-листвениты с Au, Pt, Pd, Rh, Bi, Te, As, W; вверху – листвениты, пропилиты, аргиллизиты, кварциты с Te, Ag, Sb, Au, Pd, Pt. В зонах объемного метасоматоза устанавливаются перераспределение и привнос рудного вещества – до 70% от общей массы благородных металлов в рудах, и только 20-30% их количества заимствовалось из боковых пород. Вертикальная протяженность магмо-рудно-метасоматических колонн достигает 15-5 км, а отдельных рудно-метасоматических зон – 1,2-3,8 км.

Важное потенциальное значение для выявления золото-платиноидно-редкометалльного оруденения приобретают рудные объекты черносланцевых формаций, колчеданные, медно-порфировые и скарновые образования орогенно-рифтогенных, окраинно-континентальных и островодужных систем земной коры разного возраста становления. Здесь возникали крупные концентрации золота, платины, палладия, серебра, селена, висмута, теллура, таллия и других редких элементов.

Таким комплексным рудным объектам свойственна ступенчато-последовательная природа накопления Au, Ag, Pt, Pd, Bi, Te, Mo, W, Be, Sn, Ta, Mn, As, Sb, Hg в рудолокализирующих структурах. Эти геохимические особенности следует учитывать при прогнозно-поисковых работах и при интерпретации получаемого фактического материала. Кроме того, для традиционных однометалльных месторождений с сопутствующей сульфидной и углеродистой минерализацией рекомендуется выполнять ревизионно-оценочные работы на возможное золото-платинометалльное оруденение.

Формы нахождения благородных металлов в рудных ассоциациях комплексных месторождений отвечают дисперсно-примесным (атомарно-молекулярным или кластерным) – до 70-80%, и минеральным – до 20-30% от общего количества золота и МПГ в рудах. Минеральные формы представлены самородными, оксидными и сульфидно-селенидно-висмута-теллуридными группами. Размер таких выделений составляет 0,00001-0,01 и реже 0,1-0,3 мм. Ультратонкие выделения металлов (кластеры) существенно затрудняют их диагностику и последующее из-

влечение из комплексных руд. Золото и МПГ в комплексных месторождениях содержатся в количествах 5-30 г/т Au, 0,5-9,3 г/т Pt, а коэффициенты накопления (K_H) золота и МПГ изменяются от 0,5 до 9150.

Геохимические особенности проявления свойств благородных, цветных и редких металлов в разных геологических обстановках и приводили к их совместным промышленно значимым концентрациям в общих структурно-формационных зонах. Геохимические исследования показали, что золото-платиноидно-редкометалльные ассоциации формировались при близком соотношении основных минерализаторов – Cl и F – в магмах и во флюидах комплексных месторождений и 5-110:1 в растворах собственно золоторудных объектов. Близкие соотношения Cl и F от – 1:1 до 1:30 – в биотитах гранитоидов свойственны комплексным месторождениям, а для биотитов гранитоидов редкометалльных полей этот геохимический показатель превышает значения 1:30-1:60 и более [Коробейников, 2003].

Выполненный научно-аналитический обзор нетрадиционных комплексных рудных объектов показал, что мы еще далеки от действительно комплексного изучения и освоения таких природных объектов. Поэтому ближайшей задачей геологов, по мнению автора, является систематическое количественное комплексное изучение подобных комплексных проявлений с целью их последующего промышленного освоения. Прежде всего необходимо количественно исследовать сульфидные и другие концентраты и отходы переработки различных типов руд на золото, платиновые, редкие и редкоземельные металлы. Такие исследования следует распространить на техногенные и все нетрадиционные рудные объекты.

ЛИТЕРАТУРА

Авдонин В.В. Принципы геолого-промышленной типизации рудных месторождений. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. 40 с. (Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых: Обзор).

Ажгирей Д.Г., Чекваидзе В.Б. Перспектива выявления благороднометалльных месторождений нетрадиционных типов на востоке Русской платформы // Руды и металлы. 1999. № 1. С. 6-7.

Алпатов В.В., Гамянин Г.Н., Коробейников А.Ф. Нежданнинское уникальное (платиноидно-)золоторудное месторождение // Российская Арктика: геохимическая история, минералогия, геохимия. Санкт-Петербург, 2002. С. 730-740.

Ананьев А.А., Сазонов А.М., Сараев В.А. К стратиграфии рифейских отложений Татарского куполовидного поднятия (Енисейский кряж) // Материалы по геологии Сибири. Томск: Изд. ТГУ, 1983. С. 30-42.

Аникеева Л.И., Андреев С.И., Александров П.А. и др. Платиноносность железо-марганцевых образований Мирового океана // Платина России. Т.III. Кн.2. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI веке. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. С. 338-345.

Анищенко А.М., Масленников В.В. Кольцевые структуры как производные гидротермально-флюидных инъекций // Колыма. 1990. № 11. С. 1-5.

Арифуров Ч.Х., Романов В.И., Вишневская Н.А. Регенерированные золоторудные месторождения «кызылумского типа» // Руды и металлы. 1994. № 3-5. С. 46-56.

Артеменко В.М. Прогнозно-металлогеническое значение платиносодержащего самородного золота в гранит-зеленокаменных областях Украинского щита // Наукові основи прогнозування, пошуків та оцінки родовищ золота. Львів, 1999. С. 7-8.

Арутюнян Е.В. Морфологические типы сульфидов и углеродистого вещества в золото-платиноносных высокоуглеродистых стратифицированных образованиях раннего докембрия ВКМ // Вестник Воронеж. ун-та. сер. геол. 1999. № 8. С. 199-202.

Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф., Миклишанский А.З. Геохимическая характеристика вольфрамового оруденения Олимпиадинского золото-сульфидного месторождения (Енисейский кряж) // Геохимия. 1995. № 1. С. 29-47.

Бадалов С.Т., Терехович С.Л. К геохимии элементов платиновой группы в Алмалыкском рудном районе (УзбССР) // Докл. АН СССР. 1966. Т. 168. №6. С. 1397-1400.

Баранова Н.Н., Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф. и др. Характеристика процессов рудообразования на Au-(Sb-W) месторождении Олимпиада (по данным изучения минеральных парагенезисов и флюидных включений) // Геохимия. 1997. № 3. С. 282-293.

Беневольский Б.И., Зубатарева Л.И., Мишиева Н.В. Благородные металлы в комплексных рудах зарубежных месторождений. М.: ВИЭМС, 1991. 47 с.

Бернатонис П.В., Кныш С.К. Минералого-химические особенности продуктов переработки руд золота Зун-Холбинского месторождения // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых. Томск: Изд. ТПУ, 2001. С. 188-196.

Беспаяв Х.А., Пронин А.П., Николаев Л.Г., Тилепова З. Золото и серебро в рудах и измененных породах Орловского полиметаллического месторождения на Рудном Алтае // Изв. АН Каз. ССР. Серия геол. 1974. № 1. С. 30-42.

Бетхер М.Я., Ананьев А.А., Чечулин Р.И. Этапы формирования структуры кварцево-жильных месторождений на примере одного из районов Сибири // Геологические и геохимические критерии золотого оруденения. Новосибирск: Наука, 1990. С. 108-114.

Бехтольд А.Ф. Платиноиды в железо-марганцевых корках и конкрециях некоторых районов Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1992. № 4.

Билибина Т.В., Мельников Е.К., Савицкий А.В. О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33 № 6. С. 3-14.

Булах А.Г., Рудашевский Н.С., Карачевский П.И. Золото, серебро, сульфиды и редкоземельные минералы в карбонатитах месторождения Люлекоп (ЮАР) // Зап. Всерос. минерал. об-ва. 1998. Ч. 77. № 3. С. 45-54.

Булин Н.К., Афанасьева Н.А., Проняева Е.А., Эремис Е.И. Глубинные строения территории юго-западного Алтая по сейсмологическим данным // Советская геология. 1969. № 4. С. 97-109.

Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений Мира. Владивосток: Дальнаука, 1997.

Бухарин А.К., Брежнев В.Д., Масленников И.А. и др. Тектоника Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1989. 152 с.

Вихтер Б.Я. Золото в современных геологических процессах. М.: Недра, 1993. 106 с.

Володин Р.Н., Чечоткин В.С., Богданов Ю.В. и др. Удоканское месторождение медистых песчаников (Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 1. С.3-30.

Ворошин С.В., Сидоров В.А., Тюкова Е.Э. и др. Геология, геохимия, минералогия и перспективы платиноносности Наталкинского золоторудного месторождения (Северо-Восток России) // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АОЗТ "Геоинформмарк", 1995. Т. 2. С. 161-176.

Галанкина О.Л., Гавриленко В.В., Гайдамако И.М. Новые данные о минералогии золото-платиноидного оруденения Приполярного Урала // Зап. Всерос. минерал. об-ва. 1998. Ч. 77. № 3. С. 72-78.

Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданнинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2001. 252с.

Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Ковалев Г.Р., Акимцев В.А. Золото и серебро в полиметаллических месторождениях северо-западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика, 2001. Т. 42. № 6. С. 900-916.

Генкин А.Д., Лопатин Б.А., Савельев Р.А. и др. Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский край, Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 2. С. 111-136.

Геология и золотоплатиноносность нефелиновых пород Западной Сибири / А.М. Сазонов, С.И. Леонтьев, О.М. Гринев и др. Томск: Изд-во ТПУ, 2000. 218 с.

Геология и метаморфизм Восточного Саяна // Беличенков В.Г., Бутов Ю.П., Добрецов Н.Л. и др. Новосибирск: Наука, 1988. 127 с.

Геология и рудоносность Восточного Саяна // Добрецов Н.Л., Беличенков В.Г., Боос Р.Г. и др. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.

Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 459 с.

Глухманчук Е.Д. Деформации упругого последействия в верхних слоях земной коры как индикатор движения магм и флюидов // Геология и геофизика. 1992. № 6. С. 32-36.

Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. и др. Платиноносность золоторудных месторождений в черносланцевых толщах Северо-Востока России: проблемы и перспективы // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1995. Т. 2. С. 156-161.

Горячкин Н.И., Чиненов В.А., Хорошилов В.Л., Ермолаев Н.П. Золото и металлы платиновой группы в метаморфогенных углеродистых сульфидно-вкрапленных рудах, локализованных в черных сланцах // Новые идеи в науках о Земле: Тез. докл. М.: «Полимаг», 1999. Т. 2. С. 138.

Грабежев А.И., Молошаг В.П. Zn-Cu-Ag-Au-оруденение Томинского медно-порфинового рудного узла (Южный Урал) // Докл. РАН. 1993. Т. 330. № 3. С. 349-351.

Грабежев А.И., Коробейников А.Ф., Молошаг В.П. Золото в медно-золото-порфиновых месторождениях Урала // Геохимия. 1995. № 10. С. 1465-1471.

Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: УГГГА, 1998. 172 с.

Гребенщикова В.И., Шмотов А.П. Этапы формирования Зун-Холбинского золоторудного месторождения // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 4. С. 756-764.

Грязнов О.В. Рудоносные метасоматические формации зон тектоно-магматической активизации Урала // Геология метаморфических комплексов. Екатеринбург: УГИ. 1991. С. 57-66.

Грязнов О.В., Вахрушев С.Н. Золото-аргиллизитовая формация Урала // Руды и металлы. 1997. № 2. С. 73-84.

Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.

Давлетов И.К. Поведение золота в эндогенных процессах (на примере Тянь-Шаня). Фрунзе: Илим, 1975. 350 с.

Денисенко В.К., Гапошин И.Г. Сравнительный металлогенический анализ Южно-Тяньшаньской вольфрамоносной провинции // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XIII. М.: Наука, 1981. С. 225-232.

Дергачев В.Б., Тимофеев Н.И., Ладыгина И.Н. Зональность Калгутинского молибдено-вольфрамового месторождения Горного Алтая // Зональность рудных месторождений. Новосибирск. 1981. С. 84-91.

Дженчураева Р.Д. Скарны Срединного Тянь-Шаня. Закономерности размещения и рудоносность. Фрунзе: Илим, 1983. 307 с.

Дистлер В.В., Митрофанова Г.Л., Немеров В.К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467-486.

Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. СПб.: Наука, 2002. 822 с.

Додин Д.А., Изойтко В.М., Чернышов Н.М. Платинометалльные месторождения России: минералогия, геохимия, модели формирования // Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге XXI века. СПб.: МО при РАН, 2000а. С. 107-109.

Додин Д.А., Коробейников А.Ф. Особенности размещения и генезиса крупных и уникальных месторождений платиновых металлов России // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб.: СПбГИ, 1998. С. 193-209.

Додин Д.А., Ланда Э.А., Лазаренков В.Г. Платинометалльные месторождения мира. Т. II. Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения. М.: ООО «Геоинформцентр», 2003. 409 с.

Додин Д.А., Оганесян Л.В., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов России на пороге XXI века. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. 121 с.

Додин Д.А., Савицкий А.В. Платиноносные углеродсодержащие формации в геологической истории // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. С. 167-179.

Додин Д.А., Чернышов Н.М. Платина России. Программа комплексных исследований по развитию и рациональному освоению минерально-сырьевой базы платиновых металлов России. М.: Роскомнедра, 1993. 88 с.

Додин Д.А., Чернышов Н.М., Полферов Д.В., Тарновецкий Л.Л. Платинометалльные месторождения мира. Т. I, кн. I. Малосульфидные платинометалльные месторождения в ритмично расслоенных комплексах. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1994. 279 с.

Додин Д.А., Чернышов Н.М., Чередникова О.И. Минерагения платиноидов крупных регионов России. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 357 с.

Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000б. 755 с.

Еремин Н.И. Золотоносность вулканогенных колчеданных месторождений // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Т. 2. Рудная минерализация и петрогенезис. Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 110-121.

Ермолаев Н.П., Никифоров А.В., Хорошилов В.Л. Баланс масс золота и сопутствующих компонентов при формировании сульфидно-вкрапленных руд месторождений Кумтор (Восточная Киргизия) // Руды и металлы. 1994. № 1. С. 37-44.

Железородная база России // Под ред. В.Н. Михина. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. 848 с.

Звягинцев О.Е. Геохимия платины. Л.: ОНТИ. Химтеорет, 1936. 93 с.

Калинин С.К., Файн Э.С., Егизбаева К.Е. Стабильный изотоп Осмий-87. Алма-Ата: Наука, 1976, 95 с.

Клаповская Л.И. Теллур в золоторудных месторождениях архея // Редкие элементы. Сырье и экономика. М., 1983. № 17. С. 72-77.

Коваленкер В.А., Мызников И.К., Кочетков А.Я., Наумов В.Б. Платиноносное золото-сульфидное оруденение Рябинового щелочного массива (Центральный Алдан, Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 4. С. 345-356.

Конников Э.Г., Миронов А.Г., Цыганков А.А. и др. Генезис плутоногенного золотого оруденения в позднем докембрии Саяно-Байкальской складчатой области // Геология и геофизика. 1995. Т.36. № 4. С. 37-52.

Константинов В.М., Заварзин А.В., Шульгин А.С. Нетрадиционные типы рудопроявлений металлов платиновой группы и золота в Восточной части Русской платформы и Уральском регионе // Руды и металлы. 1999. № 1. С. 53-54.

Коробейников А.Ф. Фракционирование золота в магматическом расплаве при его кристаллизации // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258. № 5. С. 1200-1204.

Коробейников А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1987. 177 с.

Коробейников А.Ф. Мантийно-коровая модель формирования эндогенных месторождений золота // Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Иркутск: ИПИ, 1990. С. 29-40.

Коробейников А.Ф. Новый тип золото-платиноидных месторождений в черносланцевых толщах офиолитовых поясов Северо-Восточного Казахстана / Томский политехнический институт, 1991. Деп. в ВИНТИ № 1187-В91. 90 с.

Коробейников А.Ф. Геолого-геохимическая модель формирования золоторудных месторождений в офиолитовых поясах // Геохимия. 1992а. № 2. С. 178-188.

Коробейников А.Ф. Геохимическая зональность золоторудных месторождений палеозойских складчатых структур // Колыма. 1992б. № 4. С. 7-13.

Коробейников А.Ф. Закономерности образования, размещения и прогнозная оценка нетрадиционных комплексных золото-платиноидных месторождений. Томск: Изд-е ТПУ, 1995. 88 с.

Коробейников А.Ф. Геолого-геохимическая модель нового нетрадиционного золото-платиноидного оруденения в черносланцевых горизонтах складчатых поясов / Известия Урал. гос. горно-геол. академии. Серия геология и геофизика. Екатеринбург, 1996. Вып. 2. С. 19-24.

Коробейников А.Ф. Классификация платиноносных золоторудных месторождений складчатых поясов // Известия ВУЗ-ов. Геология и разведка. 1998а. № 2. С. 82-89.

Коробейников А.Ф. Классификация нетрадиционного комплексного золото-редкометалльного оруденения складчатых поясов // Руды и металлы. 1998б. № 6. С. 5-14.

Коробейников А.Ф. Нетрадиционное комплексное золото-платиноидное, золото-редкометалльное оруденение и возможности их обнаружения в структурах Горного Алтая // Минерально-сырьевая база республики Алтай. Горно-Алтайск: Изд-во ун-та, 1998в. С. 25-34.

Коробейников А.Ф. Нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения складчатых поясов. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1999а. 237 с.

Коробейников А.Ф. Нетрадиционные золото-редкометалльные месторождения складчатых поясов: условия образования и критерии прогнозирования. Обзор. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1999б. 72 с.

Коробейников А.Ф. Классификация нетрадиционных комплексных золото-платиноидных и золото-редкометалльных месторождений // Металлогения и полезные ископаемые Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Томск, 2000а. С. 38-41.

Коробейников А.Ф. Комплексное золото-редкометалльное оруденение складчатых поясов // Стратегия использования и развития минерально-сырьевой базы руд редких металлов России в XXI веке. М.: Изд-е ВИМС, 2000б. С. 41-47.

Коробейников А.Ф. Комплексные золото-платиноидно-редкометалльные месторождения – резерв XXI века // Известия Томск. политех. ун-та. 2001. Т. 304. Вып. 1. С. 169-182.

Коробейников А.Ф. Условия образования и размещения комплексных золото-платиноидно-редкометалльных месторождений // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М.: ООО «Связь-Принт», 2002. С. 39-42.

Коробейников А.Ф. Геохимические условия совмещения золотой, платиноидной и редкометалльной минерализаций в комплексных месторождениях // Вестник Томского политех. ун-та. 2003. № 3. С. 74-77.

Коробейников А.Ф., Ворошилов В.Г., Пшеничкин А.Я., Зыков Ю.Е. Платиноносность месторождений золото-скарновой формации Сибири // Руды и металлы. 1997. № 3. С. 39-49.

Коробейников А.Ф., Ворошилов В.Г., Пшеничкин А.Я. Золото-платиноидные скарновые месторождения – новые перспективные объекты платиносодержащего сырья (Южная Сибирь) // Платина России. Т. III. Кн. 2. проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI веке. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. С. 295-300

Коробейников А.Ф., Гамянин Г.Н., Олейников Б.В. Платиноносность Нежданнинского золоторудного месторождения (Якутия) // Платина России. Т. III. Кн. 1, 2. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI веке. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. С. 274-277.

Коробейников А.Ф., Грабежев А.И., Молошаг В.П. Поведение платины, палладия, золота при формировании медно-порфировой рудообразующей колонны (Томинско-Мичуринский рудный узел, Урал) // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 5. С. 668-671.

Коробейников А.Ф., Грязнов О.Н., Бобров В.Н. Платиноносность Воронцовского золото-березит-аргиллизитового полихронного месторождения // Докл. РАН. 1998а. Т. 360. № 1. С. 89-98.

Коробейников А.Ф., Ерофеев Л.Я., Номоконова Г.Г. и др. Эндогенная зональность кварцево-жильного поля в черносланцевой толще нижнепалеозойского возраста // Геология рудных месторождений. 1986. Т. 28. № 4. С. 61-71.

Коробейников А.Ф., Масленников В.В. Закономерности формирования и размещения месторождений благородных металлов Северо-Восточного Казахстана. Томск: Изд. ТГУ, 1994. 337 с.

Коробейников А.Ф., Масленников В.В., Ермолаев А.Е. Золотоносные интрузивные комплексы черносланцевых толщ Северо-Восточного Казахстана // Геология и геофизика. 1994. № 4. С. 75-85.

Коробейников А.Ф., Масленников В.В., Микитченко В.Я. Закономерности размещения золоторудных полей и месторождений в черносланцевых толщах герцинской складчатой структуры // Изв. АН СССР. Серия геол. 1990 б. № 2. С. 103-115.

Коробейников А.Ф., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Колпакова Н.А. Нетрадиционные золото-платиновые месторождения Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1998б. Т. 39. № 4. С. 432-444.

Коробейников А.Ф., Номоконова Г.Г., Ерофеев Л.Я. Закономерности проявления золотого оруденения в геолого-геохимических и физических полях контактовых ореолов гранитоидных интрузий // Геология рудных месторождений. 1987. № 2. С. 58-79.

Коробейников А.Ф., Олейников Б.В. Золото в магнетитах траппов, гранитоидов и контактово-метасоматических образований Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 1. С. 83-87.

Коробейников А.Ф., Пшеничкин А.Я., Кильчицаков К.М. Эндогенная зональность рудного поля офиолитового пояса Алтае-Саянской складчатой области // Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Иркутск: Изд. ИПИ, 1987а. С. 18-33.

Коробейников А.Ф., Пшеничкин А.Я., Фомин Ю.А. Минералогическая и изотопно-геохимическая зональность кварцево-жильного поля в черносланцевой толще кембрия Кузнецкого Алатау // Зап. всес. мин. об-ва. 1993. Ч. 213. № 1. С. 68-80.

Коробейников А.Ф., Санин В.Н. Распределение платины и паллидия в скарново-магнетитовых рудах Казского месторождения // Проблема золотоносности Южной Сибири. Новокузнецк, 2001. С. 73-79.

Королева Н.Н., Тимофеева Т.С., Романенко Д.Я. Формы выделений золота в сульфидных эндогенных месторождениях Средней Азии // Зап. Всес. минер. о-ва. 1971. Ч. 100. № 1. С. 49-54.

Коткин В.В. Влияние вмещающих пород на размещение золоторудных проявлений центральной части Ленского района // Вопросы геологии и золотоносности Ленского района. Иркутск, 1969. С. 165-170.

Котов Н.В., Порицкая Л.Г. Особенности геологического строения, минеральные ассоциации метасоматитов и вопросы генезиса золоторудного месторождения Мурунтау (Центральные Кызылкумы) // Зап. Всес. минерал. о-ва. 1991. № 4. С. 59-69.

Кочетков А.Я. Молибденово-медно-золото-поффиговое месторождение Рябиновое // Отечественная геология. 1993. № 7. С. 50-58.

Кочетков А.Я., Аношин Г.Н., Коваленкер В.А., Мызник И.К. Новые данные о платиноносности мезозойских щелочных комплексов Центрального Алдана // Докл. РАН, 1998. Т. 363. № 3. С. 383-385.

Кравченко В.М., Пикареня Д.С., Поповченко С.Е., Кузина М.В. Факторы накопления и критерии оценки минерализации благородных металлов в железистых кварцитах // Наковий вісник НГА України. 1998. № 2. С. 47-52.

Кривцов А.И. Вопросы золотоносности зарубежных месторождений медно-порфирирового типа. М.: ВИЭМС, 1981. Вып. 9. С. 1-9 (Экспресс-информация).

Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Зональность и золотоносность руд медно-порфирировых месторождений. М., 1985. 47 с., ил. (Геол., методы поисков, разведки и оценки м-ний метал. полезн. ископаемых: Обзор / ВИЭМС).

Кунаев А.М., Калинин С.К., Ли И.В. и др. Распределение изотопа ^{187}Os в продуктах Джезказганского и Балхашского медеплавильных заводов // Химия и технология осмия. Алма-Ата, 1985. С. 195-200.

Кучеренко И.В., Коробейников А.Ф. Металлы платиновой группы в рудах Удоканского серебро-медного месторождения // Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых Сибири. Томск: Изд-е ТПУ, 2000. С. 145-158.

Лаверов Н.П., Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л. и др. Платина и другие самородные металлы в рудах месторождения Сухой Лог // Докл. РАН. 1997. Т. 355. № 5. С. 664-668.

Лазаренков В.Г., Петров С.В., Таловина И.В. Геохимия элементов платиновой группы. Санкт-Петербург, 2001. 298 с.

Лапухов А.С., Бортникова С.Б., Гаськов И.В. и др. Благородные металлы в колчеданно-полиметаллических месторождениях России и Казахстана // Металлогее-

ния и полезные ископаемые Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Томск, 2000. С. 126-129.

Левитан М.А. Некоторые особенности постседиментационных преобразований океанических отложений (по данным глубоководного бурения) // Литология и полезн. ископ. 1979. № 5. С.3-18.

Легедза В.Я., Федорова И.А., Ковальчук Л.Н. Использование отходов обогащительных фабрик Кривбасса как сырья для получения благородных металлов // Наукові основи прогнозування, пошуків та оцінки родовищ золота. Львів, 1999. С. 43-44.

Ли Л.В., Даценко В.М. Положение гранитоидных формаций и место золотого оруденения в истории развития Енисейского кряжа // Изв. Томского политех. ин-та, 1970. Т. 239. С. 60-65.

Ли Л.В., Нелюбов В.А., Куцаенко В.А. Типы золотооруденения Енисейского кряжа и некоторые закономерности размещения // Изв. Томск. политех. ин-та, 1968. Т. 134. С. 101-105.

Лисицын А.П., Лапухов А.С., Симонов В.А. и др. Благородные металлы в рудообразующих гидротермальных системах современных океанов // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 2. С. 254-257.

Листков А.Г., Проскурнин В.Ф. Новые эндогенные проявления благородных металлов архипелага Северная Земля // Элементы и минералы платиновой группы в ультрамафических массивах: Тез. докл. конф. Санкт-Петербург, 1981. С. 9.

Лобанов М.П., Радченко К.М., Чернецкая Н.И. и др. Рудоносные углистые пелитоиды линейного смятия Патомского нагорья // Геология и геофизика. 1976. № 9. С. 35-45.

Лузгин Б.Н. Экономическая геология Русского Алтая. Барнаул: Алт. Госуниверситет, 1998. 243 с.

Любецкий В.Н. Глубинные критерии локализации золотого оруденения в Казахстане (по геофизическим данным) // Опыт прогнозирования и оценки золоторудных месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1985. С. 10-19.

Макарьев Л.Б., Былинская Л.В., Павлов М.В. Платиноносность Кодаро-Удоканского меднорудного района // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке. М.: АЗОТ «Геоинформмарк», 1999. Т. 2. Кн. 2. С. 300-306.

Мейнард Д. Геохимия осадочных рудных месторождений (пер с англ.). М.: МИР, 1985. Т. III. С. 367.

Миронов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны // Геология рудных месторождений. 1999. № 1. С. 37-51.

Миронов А.Г., Рошкетаяев П.А., Жмодик С.М. и др. Зун-Холбинское золоторудное месторождение // Месторождения Забайкалья. М.: «Геоинформмарк», 1995. Т. II. С. 56-66.

Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Коробейников Н.К., Семейкина Л.К. Платиноносность позднекембрийских углеродистых формаций Байкало-Патомского на-

горья // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: «Геоинформмарк», 1994. С. 150-154.

Мозгова Н.Н., Краснов М.Г., Бородаев Ю.С. и др. Строение, минеральные ассоциации и благородные металлы Океанской рудной постройки МИР гидротермального поля ТАГ (Срединно-Океанический хребет, 26⁰ с.ш.) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 3. С. 256-277.

Морозов О.А. Калий-аргоновое датирование разнофазовых образований Калгутинского гранитного массива (Горный Алтай) // Изв. АН СССР. Серия геологич. 1986. № 10. С. 145-149.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н. Золотоносные минеральные ассоциации медно-железоскарновых месторождений Турьинско-Ауэрбаховского рудного поля и условия их формирования (Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 4. С. 341-350.

Нарсеев В.А., Матвиенко В.И., Фролов В.А., Захаров А.В. Новый тип золото-платиновой минерализации // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., 1992. С. 48.

Немеров В.К. Геохимическая специализация позднекембрийских черносланцевых толщ Байкало-Патомского нагорья: Автореферат дисс. канд. геол. мин. наук. Иркутск, 1989. 19 с.

Нетрадиционная платиноидная минерализация Средней Сибири / Сазонов А.М., Гринев О.М., Шведов Г.И., Сотников В.И. Томск: Изд. ТПУ, 1997. 148 с.

Никонов И.И. Вольфрам // Геология СССР. XIV. Западная Сибирь. Полезные ископаемые. Кн.1. М., 1982. С. 269-282.

Новые вещественные типы руд благородных металлов и редких металлов в углеродистых сланцах / Ермолаев Н.П., Созинов Н.А., Флизиан Е.С. и др. М.: Недра, 1992. 188 с.

Орлов А.М. Борбышев В.Ф., Гедгагова И.Н. Производство металлов платиновой группы за рубежом. Обзор и информ. М.: ЦНИИЦветМет, 1975. 64 с.

Платонов А.Н., Санин В.Н. Золотоносность скарново-магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Руды и металлы. 1998. № 2. С. 57-66.

Полевоский Ю.С., Волошин А.В. Новые природные системы платиноидов в метасоматитах Южной Карелии. ДАН СССР, 1990. Т. 315. № 3. С. 700-702.

Поляков Г.В., Федосеев Г.С., Телешев А.Е., Николаев С.М. Шиндинский гранитоидный плутон (Восточный Саян) // Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965. С. 84-120.

Прохоров А.В., Ванюшин Н.В., Турлычкин В.М. Первые данные о золото-платино-палладиевом оруденении на острове Большевик // Геол. изучение и использование недр. Научно-технич. информац. сб. Вып. 1. М.: ЗАО "Геонформмарк", 1999. С. 16-25.

Развозжаева Э.А., Прокофьев В.Ю., Спиридонов А.М. и др. Благородные металлы и углеродистое вещество в рудах месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 2. С. 116-124.

Развозжаева Э.А., Спиридонов А.М., Вилор Н.В. и др. Тонкодисперсное золото и углерод в рудах Сухого Лога // Геология и разведка. 1999. Т. 40. № 9. С. 1324-1330.

Рафаилович М.С. Платиноносность недр Казахстана // Руды и металлы. 2003. № 2. С. 19-29.

Рахматуллаев Х. Р. Некоторые особенности распределения платины и палладия Центральных Кызылкумов // Узб. геол. ж., 1984. № 4. С. 76-79.

Риндзюнская Н.М., Поялков Т.П., Бобров В.Н. Геолого-минералогическая характеристика зоны гипергенеза Воронцовского золоторудного месторождения // Руды и металлы. 1995. № 4. С. 43-52.

Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986.

Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Грефощко Е.А. и др. Девонская активная континентальная окраина Юго-Западного Алтая // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44-59.

Рудашевский Н.С., Кнауф В.В., Чернышов Н.М. Минералы платиновой группы из черных сланцев КМА // Докл. РАН. 1995. Т. 334, № 1. С. 91-95.

Рудашевский Н.С., и др. Платинометалльная и золото-серебрянная минерализация в рудах и карбонатитах щелочно-ультраосновного комплекса: Ковдорский массив, Россия // Записки ВМО. 1995. Часть 124. № 5. С. 1-15.

Рудашевский Н.С., Крецер Ю.Л., Булах А.Г., и др. Минералы платины, палладия, золота и серебра в карбонатитовых рудах месторождения Люлекоп (массив Палабора, ЮАР) // Записки ВМО, 2001. Часть 130. № 5. С. 21-25.

Рябов В.В. Платина Сибирских траппов. Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО РАН, 1994. 31 с. (Препр. № 5).

Рябов В.В., Шевко А.Я., Симонов О.Н., Аношин Г.Н. Состав платиноносных высокохромистых скарнов Талнаха (Норильский район) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 7. С. 60-75.

Савицкий А.В., Титов В.К., Афанасьева Е.Н. и др. Платиноносность докембрийских черносланцевых толщ Карелии // Платина России. М.: АО "Геонформ-марк", 1994. С. 55-65.

Савицкий А.В., Былинская Л.В., Зайцев В.С., Титов В.К. Стратиформное золото-платиноидное оруденение в черных сланцах Онежского рудного района – новый перспективный нетрадиционный источник благородных металлов // Платина России. Т. III. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI веке. М.: ЗАО "Геоинформ-марк", 1999. С. 241-259.

Сазонов А.М., Ананьев А.А., Власов В.С. Об условиях пространственного совмещения золоторудной и сурьмяной минерализаций в сланцевых толщах одного из районов Сибири // Геологические и геохимические критерии золотого оруденения. Новосибирск: Наука, 1990. С. 84-96.

Сазонов А.М., Гринев О.М., Шведов Г.И. и др. Благороднометалльная рудоносность Кия-Шалтырского габбро-уртитового плутона // Руды и металлы. 1996. № 1. С. 17-24.

Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А. Воронцовское золоторудное месторождение – пример минерализации Карлинского типа на Урале, Россия // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 2. С. 157-170.

Сазонов А.М., Шведов Г.И., Гринев О.М., Погодаев А.М. Платиноидно-золотоносные нефелиновые фойдолиты Кузнецкого Алатау в связи с проблемами создания нового глобального источника благородных металлов XXI в. // Платина России. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI в. М.: Геоинформмарк. 1999. Т. III. С. 277-288.

Силичев М.К. Геологическое положение и особенности структуры Нежданинского золоторудного месторождения // Геология рудных месторождений. 1970. Т. 12. № 2. С. 96-102.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие чехлы Западно-Сибирской плиты. М.: Наука, 1981. 141 с.

Тальвирский Б.Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. М.: Недра, 1982.

Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В. и др. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 11-25.

Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулит-флогопитового месторождения. Л., 1969.

Тимофеева Т.С. Минералы платины и палладия в рудах золото-колчеданного месторождения // Зап. ВМО. 1968. Т. 97. Вып. 4. С. 461-470.

Тимофеева Т.С. Особенности минерального состава руд месторождения Куру-Тегерек // Зап. Узб.отд. ВМО. 1976. Вып. 29. С. 33-35.

Тимофеева Т.С., Зеленская Н.В. Сульфиды меди в зоне твердофазных превращений Куру-Тегерека // Зап. Узб. отд. ВМО. 1981. Вып. 34. С. 74-76.

Тодоров Т.А. Минералы и минерализация платиновых металлов в Болгарии: состояние изученности проблемы // VII Международный платиновый симпозиум: Тез. докл. М., 1994. С. 111.

Турсебеков А.Х., Каширский С.А. Технологическая минералогия и оценка руд в связи с комплексным освоением медно-молибденовых и других месторождений Республики Узбекистан // Тез. докл. ВМО. СПб., 2001. С. 104-106.

Фарамазян А.С., Калинин С.К., Терехович С.Л. Особенности геохимии платины в рудах медно-молибденовых месторождений Армении // ДАН СССР. 1970. Т. 190. № 6. С. 1455-1457.

Феофилактов Г.А. О генетической связи золотого оруденения с гранитоидными массивами Китойско-Урикского рудного узла (Восточный Саян) // Рудоносность и структуры рудных месторождений Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1970. С. 90-99.

Фролов А.А. Формация комплексных месторождений в карбонатитах // Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1977. Т. 2. С. 43-82.

Чайкин В.Г., Глебашев С.Г., Закирова Ф.А. и др. Металлогения Вятской зоны Восточно-Европейской платформы // Руды и металлы. 1997. № 6. С. 13-21.

Чекалин В.М. Основные закономерности размещения и принципиальная модель формирования колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части рудного Алтая // Геол. и геофизика. 1991. № 10. С. 75-89.

Чернышов Н.М. Новый тип золото-платинометалльного оруденения в стратифицированных черносланцевых комплексах ВКМ (закономерности размещения, минералого-геохимические особенности и геолого-генетическая модель формирования) // Вестник Воронежского университета. Серия геологическая. 1996. № 1. С. 114-132.

Чернышов Н.М. Золото-платинометалльное оруденение в докембрийских черносланцевых толщах и метасоматитах Воронежского кристаллического массива – основа создания Центрально-Российской минерально-сырьевой базы благородных металлов XXI в. // Платина России. Т. III. Кн. 2. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI в. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. С. 226-241.

Чернышов Н.М. Типы, минеральный состав и генетические особенности золото-платинометалльного оруденения в высокоуглеродистых стратифицированных комплексах раннего докембрия ВКМ // Углеродистые формации в геологической истории. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. С. 179-190.

Чернышов Н.М., Изоитко В.М., Петров С.В., Молотков С.П. Первые находки минеральных форм элементов платиновой группы в железистых кварцитах КМА // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 1. С. 104-107.

Чернышов Н.М., Коробкина Т.П. Новый тип платинометалльного оруденения Воронежской провинции: платиноносные высокоуглеродистые стратифицированные комплексы // Платина России. Проблемы развития МСБ платиновых металлов. М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1995. С. 55-83.

Чернышов Н.М., Молотков С.П. Минералогические критерии золото-платинометалльного рудообразования эндогенного и техногенного типов в эксплуатируемых месторождениях железистых руд КМА // Матер. 3-го Межд. семинара «Новые идеи в концепции минералогии». Сыктывкар, 2002. С. 124-125.

Черняев Е.В., Черняева Е.И. Генетическая модель золоторудного поля (Кузнецкий Алатау) // Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 57-68.

Шелехов А.Н. Золото- и платиноносность железистых кварцитов Русской платформы и пути их практического использования // Руды и металлы. 1999. № 1. С. 123.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975.

Bache J.J. Les gisements d'or dans le Monde. Essai de Typologie quantitative // Memories du Baraav das re Chances geologiques et mineves. P., 1982. 254 p.

Bendersen P. Mineralization potential along the trend of the Keweenawan-age Central North American rift system in Iowa, Nebraska, Kansas (USA) // Mining Eng. 1989. V. 41. N 8. P. 845-848.

Carville D.P., Lecke J.F., Moorthean J.G., a.o. Hill gold-platinum-palladium deposit // Geology at mineral deposits of Australia and Papua New Guinea. 1990. Vol. 1. P. 759-762.

Coveney R.M., Chen N. Nickel-molibdenum-platinum-gold deposits in black shales of Southern China – new ore type with possible analogs in Pensilwanian rocks of the USA // US Geol. Survey, 1989. Circ. # 1058. P. 9-11.

Coveney R.M., Chen N. Ni-Mo-PGE-Au-rich ores in Chinese black shales and speculations on possible analogues on the United States // Mineral. Deposita. 1991. Vol. 26. N 2. P. 83-88.

Eriksson S.C. Plalaborwa: a saga of magmatism, metasomatism and miscibility // Carbonatites: Genesis and Evolution (Keith Bell, ed.). London, Boston, Sydney, Wellington: Unwin Hyman, 1989. P. 221-250.

Fan Delian, Yang Ruiying, Huang Zhongziand. The Lower Cambrian black shale series and iridium anomaly in South China // Contribution to the 27th International Geological Congress, Moscow, 1984. P. 215-224.

Goodfellow W.D. Anoxic stratified oceans as a source of sulphur in sediment-hosted stratiform Zn-Pb deposits (Selwyn Basin, Yukon, Canada) // Chemical Geology. 1987. Vol. 65. № 3-4. P. 359-382.

Hodge V.P., Stallard M., Koide M., Goldberg E.D. Platinum and palladium anomaly in the marine environment. Earth Planetary Science Letters, 1985, vol. 72, N 2-3, P. 158-162.

Hsu L.C. Lechler P.J., Nelson J.H. Hydrothermal solubility of palladium in chloride solutions from 300⁰ to 700⁰ C: preliminary experimental results // Econ. Geol. 1991. V. 86. N 2. P. 442-427.

Kucha H. Platinum-group metals in the Zechstein copper deposits in Poland // Egon. Geol. 1982. V. 77. N. 6. P. 1578-1591.

Kucha H. Precious metal bearing shale from Zechstein copper deposits, Lower Silesia, Poland // Min. and Met. Sec. B. V. 92. N 5. 1983.

Kucha H. Platinum minerals in the Zehshtein copper deposits in Poland // Chem. Erde. 1984. Vol. 43. N 1. P. 27-43.

Kucha H. Geochemistry of the Kapferschiefer, Poland // Geologische Rundschau. 1990. Bd. 79. Ht. 2. P. 387-399.

Osikar (ed.) Geology of Poland. Vol. VI - Mineral Deposits. 1990. 314 p.

Раљава J. Comparison between the distribution of PGE in black shales from the Bohemian Massit and other black shale occurrences // Miner. Deposita. 1991. V. 26. N 2. P. 99-103.

Раљава J. Anoxic sediments -an important environment for PGE: an over-view // Ore Geology Reviews, 1993. V. 8. N 5. P. 425-446.

Salamon W. Precious metals in black shales of the Fore-Sudetic Monocline // Rudy metale niezee. 1976. Vol. 21. N 12. P. 472-477.

Sparrow G.J., Woodcock J.T. Some mineralogical and metallurgical factors in the recovery of platinum-group elements from ores // Abstr. VI th Internation Platinum sympos. Perth, W. Australia. 1991. P. 48-49.

Tarkian M., Koopman G. Platinum-group minerals in the Santo Tomas II (Philex) porphyry copper-gold deposit, Luzon Island, Phillipines // Mineral. Deposita. 1995. Vol. 30. P. 39-47.

Werle J.L., Ikramuddin M., Mutshler F.E. Allaeed stock, La Plata Mountains, Colorado – peralkaline rock-hosted porphyry copper-precious metal district // *Canad. J. Earth. Sci.* 1984. Vol. 21. N 6. P. 630-641.

Александр Феопенович Коробейников

**КОМПЛЕКСНЫЕ
ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ПЛАТИНОИДНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

«Научный мир»

Тел./факс (007) (095) 291-28-47

E-mail: naumir@ben.irex.ru. Internet: http://195.178.196.201/N_M/n_m.htm

ЛП № 03221 от 10.11.2000.

Подписано к печати 05.04.2004.

Формат 70×100/16

Гарнитура Таймс. Печать офсетная.

Усл. печ. л. 19.2

Тираж 400 экз. Заказ 211

Отпечатано в типографии

ООО «Галлея-Принт»

Москва, 5-я Кабельная. 26