

**МЕДНО-КОЛЧЕДАННОЕ КАРЧИГИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ
В ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОДАХ КУРЧУМСКОГО БЛОКА:
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И МЕТАМОРФИЗМА
(Рудный Алтай)**

К.В. Лобанов, И.В. Гаськов*

Orsu Metals Corporation, Pic Red Place 1, W1K 6PL London

** Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Медно-колчеданное месторождение Карчига находится в Курчумском блоке высокометаморфизованных пород, являющемся составной частью Иртышской зоны смятия, относящейся к крупнейшему в Центральной Азии трансрегиональному разлому. Месторождение приурочено к гнейсово-амфиболитовой средней пачке метаморфического комплекса, хорошо выделяющейся в геохимических полях. Оруденение имеет пространственную и парагенетическую связь с горизонтами амфиболитов, которые совместно с терригенными породами являются рудовмещающими.

В строении месторождения выделяются две пространственно обособленные рудные залежи, в пределах которых сосредоточены все выявленные промышленные запасы. Они залегают согласно с вмещающими породами и имеют пластовую и лентообразную форму. Оруденение находится в тесной пространственной связи с высокомагнезиальными антофиллитсодержащими породами. По текстурно-структурным особенностям выделяются вкрапленные и массивные сульфидные руды. Минеральный состав руд — пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, магнетит. Химический состав руды цинковисто-медный, при значительном преобладании Cu над Zn, средние содержания соответственно 2 и 0.4 %, отношение Cu/(Cu + Zn) — 0.83. Руды имеют повышенные концентрации Co (до 0.16 %, среднее 0.02 %), невысокие содержания Au и Ag (0.3 и 7.2 г/т соответственно), практически при полном отсутствии Pb и Ba.

Все породы и руды метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации. В процессе метаморфизма руды месторождения претерпели перекристаллизацию и частичную регенерацию, однако первоначальный контур залежей не изменился.

Существенно медно-колчеданный состав руд, вулканогенно-осадочный характер рудоносной формации, пространственная и генетическая связь оруденения с недифференцированными базальтоидными образованиями дают основание отнести это месторождение к типу «бессии» (Besshi type), которое сформировалось в обстановке задуговых прогибов вблизи крупных поднятий.

Проведенные исследования показывают, что медно-колчеданные месторождения типа «бессии» по составу вулканогенных пород и геодинамическим обстановкам формирования отличаются от большинства полиметаллических (тип «куроко») месторождений Рудного Алтая, но составляют с ними единый эволюционный ряд этой колчеданоносной провинции. Предполагается, что месторождения обоих типов сформировались в течение крупнейшего в истории планеты пика колчеданообразования в среднем и позднем палеозое.

Медно-колчеданное месторождение, Иртышская зона смятия, Курчумский блок, Рудный Алтай.

**THE KARCHIGA COPPER MASSIVE SULFIDE DEPOSIT IN THE HIGH-GRADE METAMORPHOSED
ROCKS OF THE KURCHUM BLOCK: GEOLOGIC STRUCTURE,
FORMATION, AND METAMORPHISM (Rudny Altai)**

K.V. Lobanov and I.V. Gas'kov

The Karchiga copper massive sulfide deposit is located in the Kurchum block of high-grade metamorphosed rocks. This block is part of the Irtysh shear zone, which belongs to the largest transregional fault in Central Asia. The deposit is associated with the gneiss–amphibolite middle unit of the metamorphic complex, which is distinct in the geochemical fields. The mineralization is spatially and paragenetically related to the amphibolite beds, which are ore-bearing together with terrigenous rocks.

The deposit contains two spatially isolated ore lodes, in which all the discovered commercial reserves concentrate. They conformably overlie the host rocks and are tabular and ribbon-like. The mineralization has a close spatial relationship with Mg-rich anthophyllite-containing rocks. The sulfide ores are disseminated or massive and comprise pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite, sphalerite, and magnetite. The ore is of Zn–Cu composition, in which Cu dominates considerably over Zn (average contents 2 and 0.4%, respectively; Cu/(Cu + Zn) = 0.83). The ores are rich in Co (up to 0.16%, averaging 0.02%), poor in Au and Ag (0.3 and 7.2 ppm, respectively), and almost free of Pb and Ba.

All the rocks and ores experienced epidote–amphibolite metamorphism. Meanwhile, the ores experienced recrystallization and partial regeneration, but the initial shape of the accumulations remained unchanged.

The essentially chalcopyritic ores, the volcanosedimentary ore-bearing rocks, and the spatial and genetic relationship of the mineralization with undifferentiated basaltoids suggest that this deposit belongs to the Besshi type, formed in a back-arc environment, near large uplifts.

The studies show that Besshi-type chalcopyrite deposits differ from most of the complex (Kuroko-type) deposits in Rudny Altai in the composition of volcanic rocks and geodynamic settings but belong to the same evolutionary series in this pyrite-bearing province. Both types of deposits might have formed in the Middle–Late Paleozoic, during the longest peak of pyritization in the Earth's history.

Chalcopyrite deposit, Irtysh crumpled zone, Kurchum block, Rudny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Выявленное в середине прошлого столетия Карчигинское медно-колчеданное месторождение находится в высокометаморфизованных породах Курчумского блока в южной части Рудного Алтая. Оно постоянно привлекает внимание исследователей своим необычным положением, составом руд и вмещающих пород, которые в значительной степени отличаются от традиционных рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений. Однако до настоящего времени вопрос возраста и генезиса этого месторождения остается дискуссионным. Это связано в основном с существованием различных точек зрения на саму природу метаморфического комплекса Курчумского блока. Б.Я. Хорева [1963] и ряд последователей [Ермолов, Полянский, 1980; Беспаяев и др., 1997; Щерба и др., 1998; Ермолов, 2003, 2005] рассматривают его как докембрийский выступ фундамента. Н.А. Берзин [1996], М.М. Буслов [2011] и А.Г. Владимиров [2005, 2008] с соавторами считают его фрагментом Алтае-Монгольского микроконтинента, а В.П. Нехорошев [1939] и Г.В. Назаров с соавторами [1982] относили его к палеозойскому возрасту. Также с палеозойским временем (360—395 млн лет) связывают образование Курчумского блока в пределах Южно-Алтайского метаморфического пояса И.К. Козаков с соавторами [2005]. По данным [Куйбида, 2009], по петрохимическому составу метатерригенные породы Курчумского блока соответствуют породам нижней пачки корабалихинской свиты Рудного Алтая, имеющей силурийский возраст.

Проведенные в течение 2007—2010 гг. геолого-разведочные работы на Карчигинском месторождении и поисковые работы на смежной территории позволили получить много новых данных как по самому месторождению, так и по Курчумскому блоку в целом. Полученная в ходе целенаправленного изучения месторождения Карчига информация существенно расширила и в некоторой степени изменила представление о природе колчеданных месторождений этого типа на Южном Алтае, а также позволила выработать надежные критерии для поисков подобных объектов. Целью настоящей статьи является определение на основании новых данных геолого-генетического типа Карчигинского месторождения, характеристика условий его формирования и последующего преобразования.

ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

Медно-колчеданное месторождение Карчига находится в юго-восточной части Курчумского блока глубокометаморфизованных пород (рис. 1), являющегося составной частью Иртышской зоны смятия (ИЗС), которая относится к крупнейшему в Центральной Азии трансрегиональному тектоническому нарушению [Хорева, 1963; Владимиров и др., 2008]. ИЗС прослеживается полосой шириной от первых до десятков километров на расстояние около 1000 км от района Рубцовска до Фуюна и далее в Монголии фигурирует уже как Главный Монгольский линеамент. В настоящее время ИЗС представляется линейной пластинчато-складчатой структурой шовного типа северо-западного простирания (290—310°) вдоль крупного линеамента. Внутреннее ее строение определяется сочетанием многочисленных пластин, линз, чешуй, клиновидных блоков, которые имеют индивидуальные черты внутреннего строения: уровень дислоцированности, интенсивность метаморфизма, степень насыщенности магматитами и другие [Хорева, 1963; Назаров и др., 1982; Беспаяев и др., 1997; Щерба и др., 1998]. Метаморфизм в пределах ИЗС имеет полихронный, полифациальный и полизональный характер. Наиболее крупные блоки глубокометаморфизованных пород (Предгорнинский, Согринский, Чечекский и Курчумский) находятся в окружении менее метаморфизованных пород палеозоя, превращенных в зеленые сланцы облекания (бластомилониты зеленосланцевой фации) [Травин и др., 2001]. По структурно-петрологическим и геохронологическим данным, метаморфизм ИЗС имеет позднепалеозойский возраст, при этом одни исследователи [Травин и др., 2001; Владимиров и др., 2005; Владимиров и др., 2008] оценивают его абсолютный возраст в 285—260 млн лет (два этапа — 285—270 и 270—260 млн лет) (Ar-Ar метод), другие [Козаков и др., 2005] — 362 ± 5 млн лет (U-Pb метод).

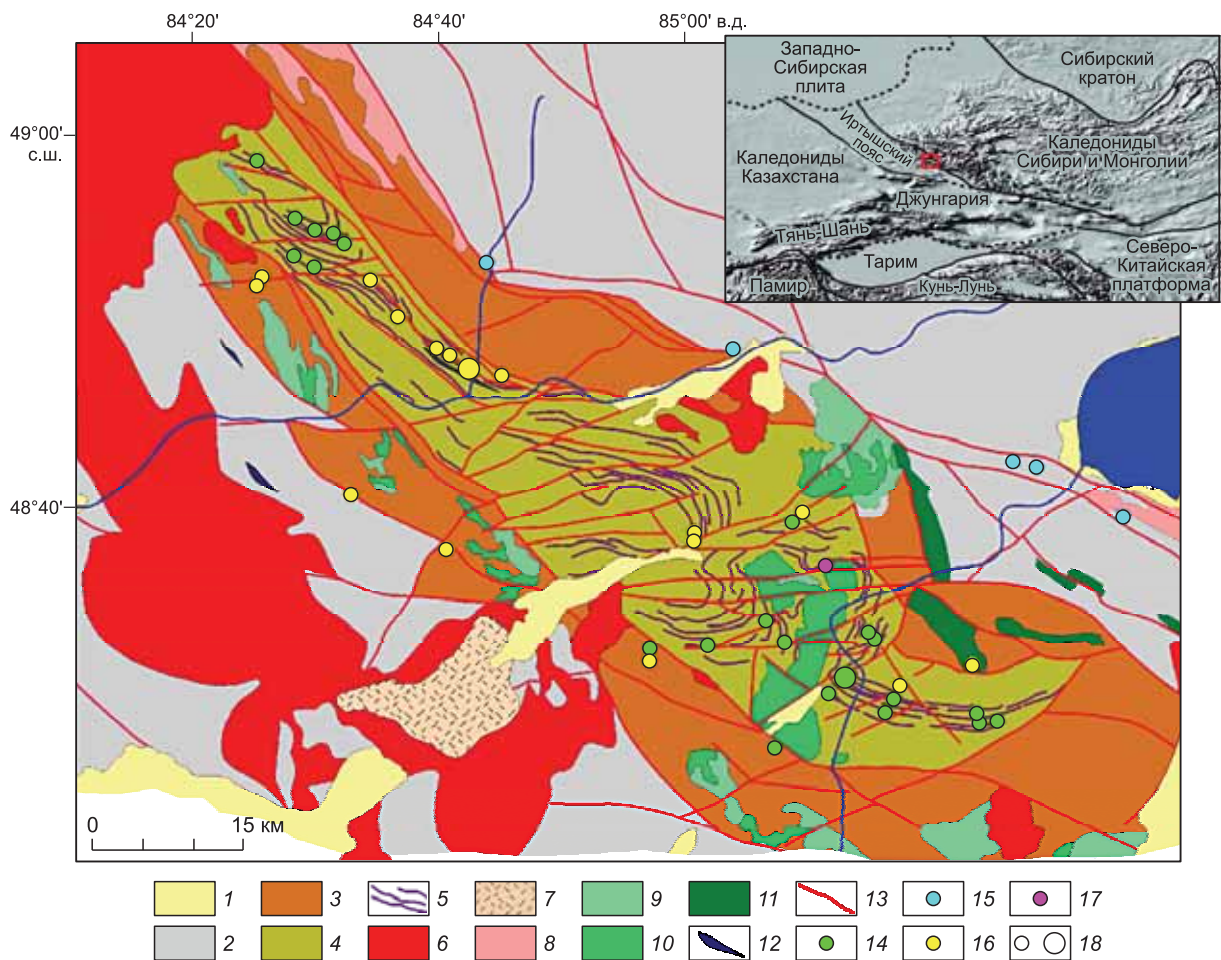


Рис. 1. Геолого-структурная схема Курчумского блока глубокометаморфизованных пород. Составлена с использованием материалов: [Хорева, 1963; Беспаяев и др., 1997; Щерба и др., 1998].

1 — отложения P—Q_{IV}, нерасчлененные; 2 — осадочные и вулканогенно-осадочные отложения D₂—C₁; 3 — терригенно-осадочные отложения S₂—D₁ (текенская свита); 4 — гнейсо-амфиболитовый комплекс, нерасчлененный; 5 — горизонты амфиболитов; 6 — граниты P₁ (калбинский комплекс); 7 — вулканогенный калгутинский комплекс C₃—P₁; 8 — синтетектонические гранито-гнейсы; 9—11 — прииртышский комплекс D₃—C₁: 9 — гранодиориты, плагиограниты, 10 — габброиды; 11 — диабазы; 12 — серпентиниты, маралихинский комплекс; 13 — тектонические нарушения; 14—17 — минеральные типы месторождений и рудопроявлений: 14 — Cu-колчеданные, 15 — Cu-Zn-колчеданные, 16 — золоторудные, 17 — Cu-Ni магматические; 18—19 — рудопроявления, 19 — месторождения (зеленое — Карчигинское месторождение).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ КУРЧУМСКОГО БЛОКА

Курчумский блок расположен в осевой части ИЗС и имеет форму призмы (100 × 25 км), вытянутой в северо-западном направлении вдоль зоны смятия (см. рис. 1). На северо-западе он ограничивается гранитами калбинского комплекса (P₁), а на юго-востоке выклинивается. Описываемый блок сложен комплексом высокометаморфизованных пород, представленных гнейсами и амфиболитами, которые образуют выдержанные на большие расстояния по простиранию горизонты мощностью от 1 до 100 м. Гнейсы представлены биотит-плагиоклазовыми, гранат-биотит-кордиерит-плагиоклазовыми, биотит-амфиболовыми и реже пироксен-амфиболовыми разновидностями. Иногда среди них встречаются линзы мраморов. Амфиболиты в толще образуют контрастные стратифицированные горизонты, которые являются хорошими маркирующими горизонтами, позволяющими выявить внутреннюю структуру гнейсоамфиболитового комплекса. По степени насыщенности амфиболитами вся толща подразделяется на три пачки [Назаров и др., 1982; Полянский и др., 2006]. Нижняя пачка мощностью до 2000 м представлена различными гнейсами с отдельными горизонтами амфиболитов, средняя мощностью около 1800 м отличается резким преобладанием пироксен-амфиболовых гнейсов и амфиболитов над слюдис-

Таблица 1. Химический состав амфиболитов гнейсоамфиболитового комплекса Курчумского блока (мас. %)

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	MORB
SiO ₂	47.76	45.96	45.10	51.56	49.12	48.50	47.28	49.13
TiO ₂	1.60	1.43	1.45	1.19	1.76	1.18	1.20	1.17
Al ₂ O ₃	14.08	14.71	15.20	13.10	13.58	15.23	15.64	15.64
Fe ₂ O ₃	4.06	3.45	4.44	3.68	3.49	3.71	3.71	2.64
FeO	7.04	7.26	7.26	7.83	9.84	7.21	7.19	6.66
MnO	0.20	0.20	0.21	0.07	0.22	0.20	0.19	0.16
MgO	8.95	10.80	11.36	8.50	7.37	9.52	7.52	8.22
CaO	10.90	11.63	9.83	10.94	9.76	8.76	13.97	11.84
Na ₂ O	2.99	2.50	3.04	3.20	3.10	4.00	3.20	2.40
K ₂ O	0.32	0.38	0.16	0.40	1.20	1.12	0.64	0.20
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.16	0.13	0.13	0.09	0.11	0.12
П.п.п.	1.54	1.78	1.97	—	—	—	—	—
Сумма	99.6	100.26	100.18	100.6	99.57	99.52	100.65	98.18

Примечание. 1—3 — амфиболиты в пределах месторождения Карчига; 4—7 — амфиболиты с прилегающей площади [Хорева, 1963]; MORB — средний толеитовый базальт СОХ.

тymi гнейсами и верхняя мощностью около 1200 м почти не содержит амфиболитов и сложена переслаиванием различных слюдястых гнейсов.

Амфиболиты по своему составу отвечают толеитовым базальтам и по петрохимическим характеристикам относятся к нормальному ряду пород натриевой серии (табл. 1). Гнейсы содержат 60—65 % SiO₂ и сформировались по терригенно-осадочным отложениям в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Температурные условия метаморфизма вулканогенно-терригенных образований, рассчитанные по гранату и биотиту, оцениваются в 510—660°C [Беспав и др., 1997].

По периферии комплекс глубокометаморфизованных пород окаймляется зелеными кварц-серицит-хлоритовыми сланцами среднепалеозойского возраста мощностью до 2000 м. Породы метаморфизованы в основном в зеленосланцевой фации и смяты в складки. Причем простирание складок меняется от северо-западного до субширотного, повторяя контуры блока высокометаморфизованных пород [Хорева, 1963]. Соотношения между комплексом глубокометаморфизованных пород и зелеными сланцами повсеместно тектонические, однако петрогеохимический состав гнейсов и сланцев практически идентичен [Куйбида, 2009]. В целом термодинамический диапазон формирования метаморфического комплекса Курчумского блока и непосредственно прилегающих к нему пород определяется в интервале температур 350—750°C и давления 3—6 кбар. Отмечается, что степень метаморфизма нарастала с приближением к крупным зонам смятия [Викентьев, 2004].

Интрузивные образования представлены несколькими возрастными группами пород. Наиболее раннее проявление интрузивного магматизма наблюдается в виде дайкообразных тел и силлов основного и ультраосновного состава, которые тесно ассоциируют с горизонтами амфиболитов и объединены в маралихинский комплекс. Широким развитием в описываемом районе пользуются интрузивы Прииртышского габброидного комплекса (D₃—C_{1p}), которые представлены достаточно крупным Бесбугинским массивом этмолитолополитовой формы и серией более мелких тел. К этому же комплексу, с определенной условностью, может быть отнесен Батпакулакский диабазовый массив, который сопоставляется с образованиями первой фазы Бесбугинского массива. К гранитоидам кунушского комплекса (C_{2-3k}) относится ряд мелких массивов и даек плагиогранитного состава. Эти образования имеют интрузивные контакты с массивами прииртышского комплекса. Граниты калбинского комплекса (P_{1k}) слагают пояс протяженностью более 750 км и шириной 20—50 км, который протягивается вдоль ИЗС. Северо-западное окончание Курчумского блока контактирует непосредственно с Калба-Нарымским батолитовым массивом, а несколько небольших интрузивных тел располагаются по периферии этого блока.

В металлогеническом отношении Курчум-Кальджирский рудный район, выделенный в пределах Курчумского блока, имеет ярко выраженную медную и золотую специализацию, на что обращали внимание многие исследователи [Кузубный, 1975; Назаров, Стучевский и др., 1982; Беспав и др., 1997; Щерба и др., 2000]. Значимые проявления других рудных полезных ископаемых в Курчум-Кальджирском районе неизвестны. К настоящему времени в его пределах выявлено довольно много медно-колчеданных и золоторудных (золото-кварцевых, золото-березитовых и золото-лиственитовых) объектов. В

пределах дифференцированного Бесбугинского массива габброидов выявлено медно-никелевое оруденение (Бесбугинское проявление).

Медно-колчеданные объекты представлены собственно Карчигинским месторождением и многочисленными проявлениями: Спассовское, Южная Антиклиналь, Шандыбулакское, Кок-Кара-Узек, Узун-Булак, Береза, Лотошинское, когдайская группа проявлений и др. Для всех них характерным является размещение в средней пачке глубокометаморфизованных пород, характеризующихся широким развитием амфиболитов, с которыми оруденение тесно ассоциирует, размещаясь или непосредственно в них, или же в зонах их контакта с гнейсами.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАРЧИГИНСКОГО МЕДНО-КОЛЧЕДАНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Исключительное положение месторождения Карчига и других схожих с ним медно-колчеданных объектов в пределах осевой части крупнейшего трансрегионального разлома — Иртышской зоны смятия — обусловило их высокую степень метаморфизма. Тем не менее, как показывают проведенные исследования, они сохранили свои главные особенности геологического строения, которые отличают их от полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Проведенные в 2007—2010 гг. работы являются новым этапом в изучении металлогении всего Курчумского блока и, особенно, Карчигинского месторождения. Полученная информация о геологическом строении и вещественном составе этого месторождения может явиться недостающим звеном для решения ряда дискуссионных вопросов по металлогении Рудного Алтая.

Структурно-геологическая характеристика и морфология рудных залежей. Карчигинское месторождение, расположенное в юго-восточной части Курчумского блока, залегает среди метаморфизованных пород средней пачки, представленных чередованием амфиболитов (до 60 %) с биотит-кварц-плаггиоклазовыми и биотит-плаггиоклаз-кордиеритовыми гнейсами (рис. 2). Общее простирание пород

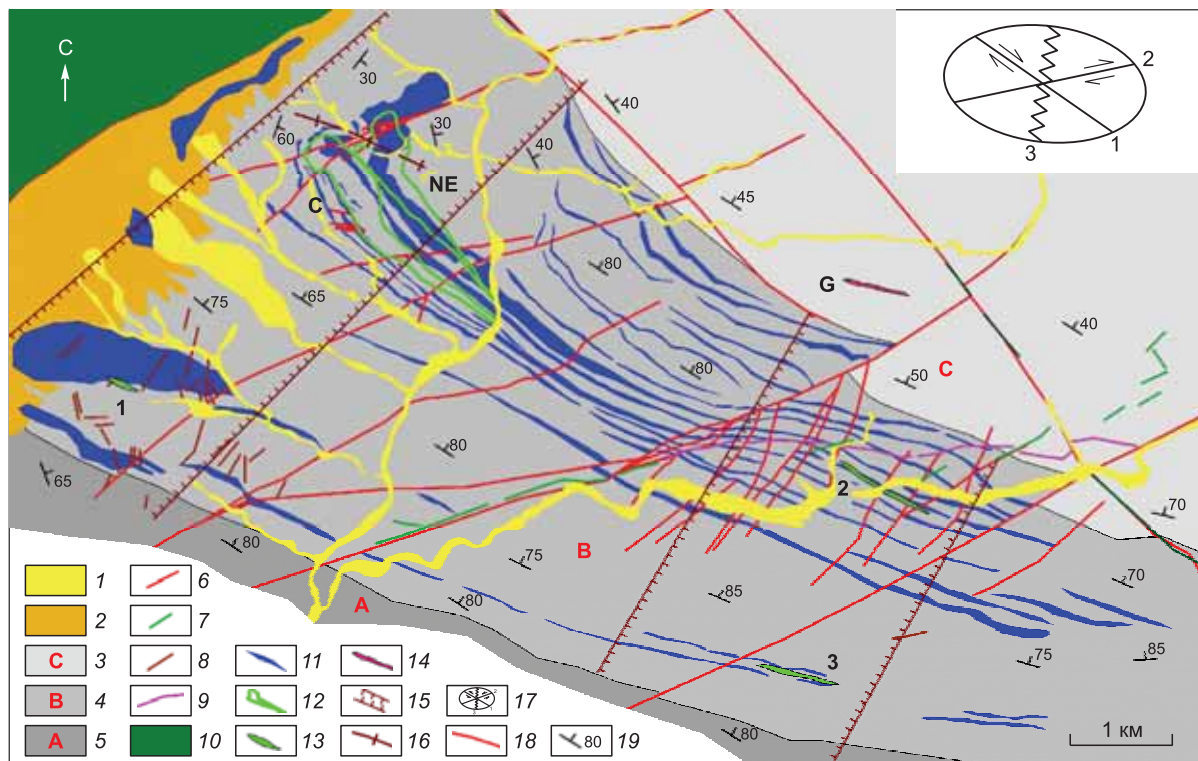


Рис. 2. Геологическая карта Карчигинского рудного поля.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — палеоценовые отложения; 3—5 — породы метаморфического комплекса: 3 — верхняя пачка (С), 4 — средняя пачка (В), 5 — нижняя пачка (А); 6—9 — дайковые серии, без разделения: 6 — плаггиогранит-порфиры; 7 — диоритовые порфиры; 8 — диабазовые порфиры; 9 — гранит-порфиры; 10 — габбро-диориты прииртышского комплекса; 11 — тела амфиболитов; 12 — контур колчеданных залежей месторождения Карчига (С — Центральная залежь, NE — Северо-Восточная залежь); 13 — колчеданные рудопроявления (1 — Южная Антиклиналь, 2 — Шандыбулакское, 3 — Спассовское); 14 — золото-лиственитовое проявление Гроза (G); 15 — зона предполагаемого палеотрансформного разлома; 16 — ось синклинальной складки; 17 — эллипсоид и кинематика сдвиговых деформаций (системы трещин: 1 — 290—310°, 2 — 230—260°, 3 — 190—210°); 18 — разрывные нарушения; 19 — элементы залегания.

составляет 300—310° с крутым (65—80°) северо-восточным падением. В северо-западном направлении падение пород становится все более пологим (до 10—35°) и в крайней северо-западной части месторождения их простирание изменяется на 90°, образуя флексурный изгиб. Шарнир образовавшейся в этом месте синклинальной складки полого (10—15°) погружается в юго-восточном направлении. Кроме того, широко развиты складки более мелких порядков до плейтачности, часто наблюдается явление будинажа. Положение Карчигинского рудного поля в зоне долгоживущего глубинного разлома (ИЗС) определило характер и ориентировку основных разрывных нарушений и зон трещиноватости (см. рис. 2), среди которых можно выделить два типа, играющих достаточно заметную роль. Один из них — это крутопадающие зоны нарушений (230—260°), которые представлены зонами трещиноватости с крутыми углами падения (50—90°) и амплитудами смещения до первых десятков метров. Второй тип нарушений (290—310°) — послойные тектонические срывы на контакте разных по физико-механическим свойствам пород (амфиболиты, гнейсы, породы дайкового комплекса, массивные руды) — проявлен слабее и представлен зонами расщепления, милонитизации и участками трещиноватых пород, в которых трещины нередко заполнены альпийскими жилами кальцита или кварца. Многочисленные другие мелкие нарушения различных направлений имеют незначительные амплитуды смещения и структурно подчинены основной системе трещиноватости.

Колчеданное оруденение в пределах средней рудоносной пачки установлено на четырех стратиграфических уровнях (см. рис. 2). На двух нижних уровнях развита в основном серно-колчеданная минерализация рудопроявлений Южная Антиклиналь и Спассовское, где минералы меди присутствуют в незначительных количествах. Два верхних уровня характеризуются развитием промышленного оруденения соответственно Центральной и Северо-Восточной залежей Карчигинского месторождения. Вся рудовмещающая пачка хорошо выделяется в геохимических полях, при этом сами рудоносные уровни в ее пределах отчетливо фиксируются в виде согласной с простиранием вмещающих пород полосы с аномально высоким содержанием Си на фоне пониженных значений Ва и Рb (рис. 3).

Основные промышленные запасы месторождения Карчига сосредоточены в двух пространственно обособленных рудных залежах — Центральной и Северо-Восточной, разделенных в разрезе пачкой метаморфизованных терригенно-осадочных пород мощностью более 100 м (рис. 4).

Центральная залежь приурочена к контактовой части гнейсов с нижележащим горизонтом амфиболитов, размещающаяся как в пределах амфиболитовой, так и в гнейсовой частях разреза. Она прослежена по простиранию на 2.5 км и по падению — до 260 м при мощности от первых метров до 18 м (средняя 6 м). В пределах этой залежи выделено 10 рудных тел протяженностью от десятков до 1300 м и мощностью от первых метров до 15 м. Форма рудных тел пласто- и лентообразная. Друг от друга рудные тела отделяются пачками безрудных пород. Все рудные тела залегают согласно с вмещающими породами и несут такие же следы складчатых деформаций, как и вмещающие их стратифицированные образования. Более богатые промышленные руды развиты в ее северо-западной части на протяжении 1.3 км, в юго-восточном направлении залежь постепенно погружается и ее мощность сокращается до 2 м. Медно-колчеданные руды представлены вкрапленными, прожилково-вкрапленными и массивными разновидностями. Последние составляют около 13 % от общего объема рудной массы Центральной залежи, но содержат около 40 % запасов меди, что объясняется значительно более высоким средним содержанием Си в массивной руде — 6.7 % по сравнению с вкрапленными рудами — 1.57 %. Массивные руды слагают лентообразное тело мощностью около 1.1 м, которое находится в ореоле вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд.

Северо-Восточная залежь образует самый верхний колчеданоносный стратиграфический уровень и характеризуется как схожими чертами с Центральной залежью, так и рядом существенных различий. В отличие от Центральной, эта залежь располагается главным образом среди гнейсов, в лежачем боку мощного (до 65 м) горизонта амфиболитов, согласно общему простиранию пород. В целом она прослежена по простиранию на 2.2 км, при этом промышленное оруденение выявлено в ее северо-западной половине на отрезке длиной 1.2 км. Максимальные мощности оруденения (до 25 м) и наиболее высокие содержания полезных компонентов установлены в пределах замковой части синклинальной складки, образовавшейся в месте флексурного изгиба. По мере удаления от осевой части синклинали мощность оруденения сокращается и единая рудная залежь распадается на отдельные рудные тела, которые постепенно выклиниваются. В пределах Северо-Восточной залежи оконтурено два рудных тела, но 95 % от всех подсчитанных запасов руды находятся только в одном из них. По простиранию это рудное тело прослежено на 1100 м, в юго-восточной части его ширина составляет в среднем 50 м, а к северо-западу она увеличивается до 250—300 м. Форма рудных тел пласто- и лентообразная, средняя мощность около 5.5 м. Руды также представлены вкрапленными, прожилково-вкрапленными и массивными разновидностями. Однако доля массивных руд здесь существенно выше — 26 % и в них сосредоточено около 60 % запасов меди этой залежи. Среднее содержание меди в массивных рудах — 6.1 %, во вкрапленных — 1.2 %.

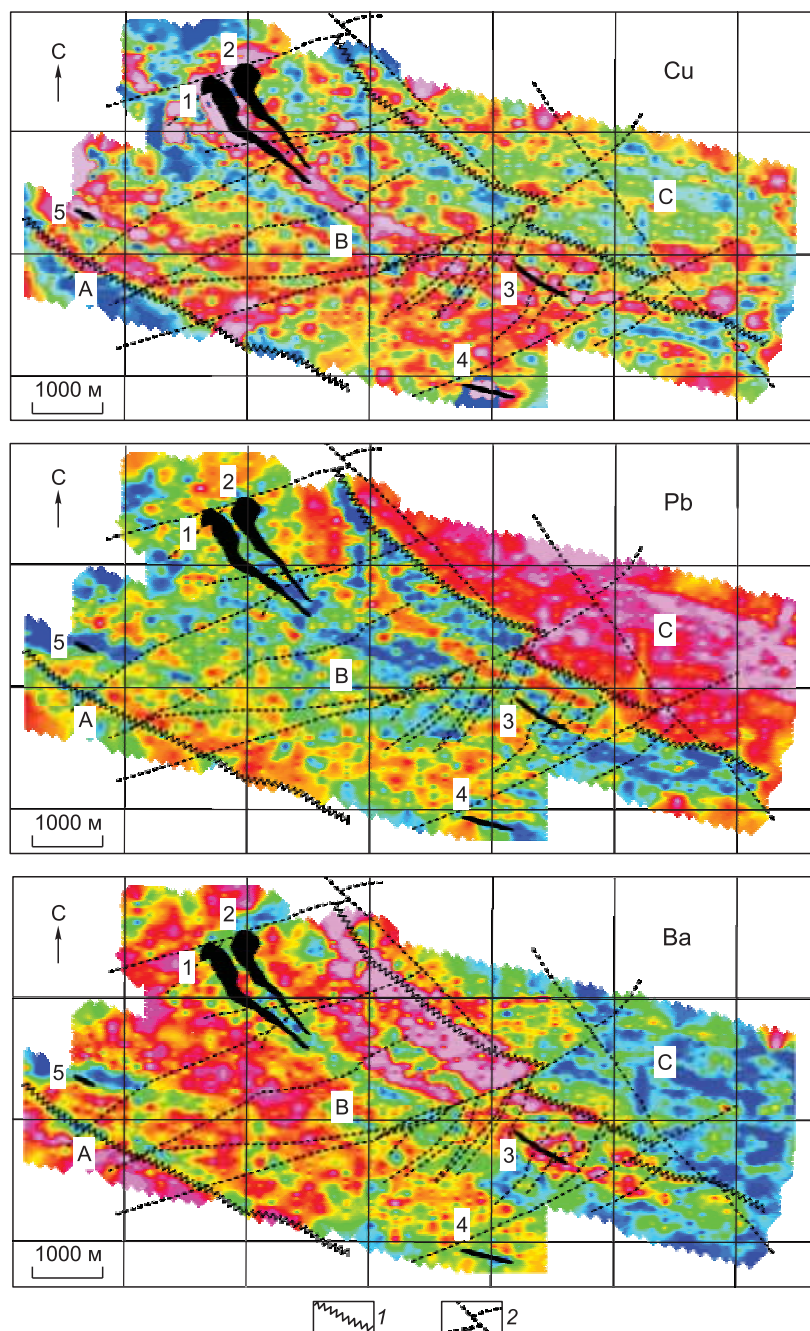


Рис. 3. Рудовмещающая средняя пачка комплекса глубокометаморфизованных пород и положение медно-колчеданных объектов в геохимических полях (вторичные ореолы рассеяния).

Различные пачки метаморфической толщи: А — нижняя, В — средняя, С — верхняя; медно-колчеданные объекты (1 — Центральная и 2 — Северо-Восточная залежи месторождения Карчига; рудопроявления: 3 — Шандыбулак, 4 — Спассовское, 5 — Южная Антиклиналь). Уменьшение концентраций: красный → зеленый → синий. 1 — границы между различными пачками гнейсоамфиболитовой метаморфической толщи; 2 — разрывные нарушения.

Вещественный состав вмещающих пород и руд. Вмещающие породы на месторождении представлены переслаивающимися терригенными и вулканогенными породами, метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации: биотит-кварц-плаггиоклазовые, биотит-кордиерит-плаггиоклаз-кварцевые, биотит-кварц-актинолитовые, актинолит-хлорит-эпидотовые, кордиерит-антофиллит-биотитовые и кварц-хлорит-антофиллитовые кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты. Последние часто интенсивно эпидотизированы и хлоритизированы.

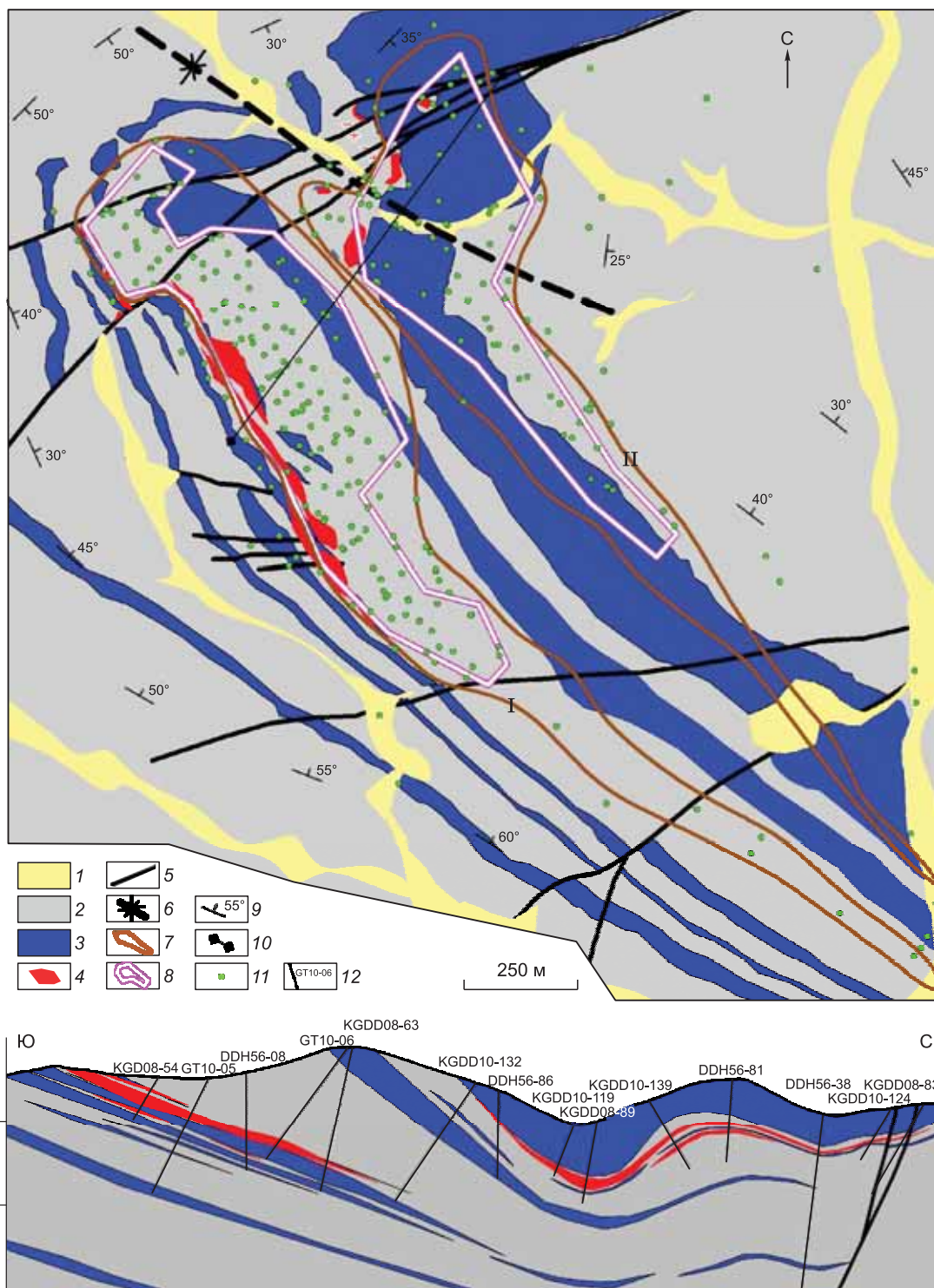


Рис. 4. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Каржиг.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2, 3 — отложения средней пачки метаморфического комплекса (2 — гнейсы; 3 — амфиболиты); 4 — промышленные медно-колчеданные руды (по борту 0.5 % Cu); 5 — разрывные нарушения; 6 — ось синклинали складки; 7 — контур колчеданной залежи (I — Центральная, II — Северо-Восточная); 8 — контур промышленных запасов (проекция на горизонтальную плоскость); 9 — элементы залегания; 10 — линия разреза; 11, 12 — разведочные скважины (11 — на плане, 12 — на разрезе и их номер).

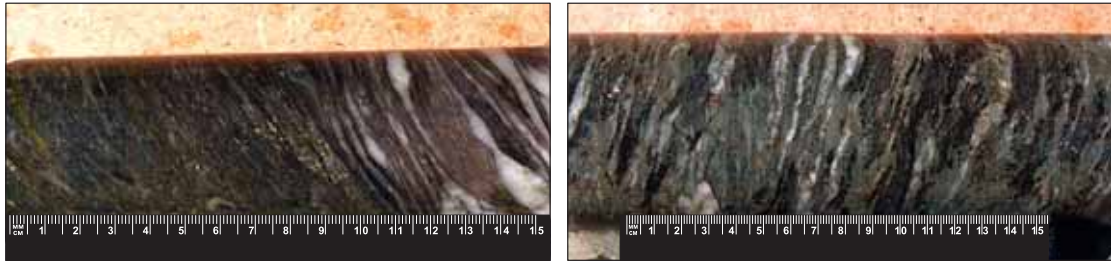


Рис. 5. Рудовмещающие высокомагнезиальные антофиллитсодержащие породы месторождения Карчига.

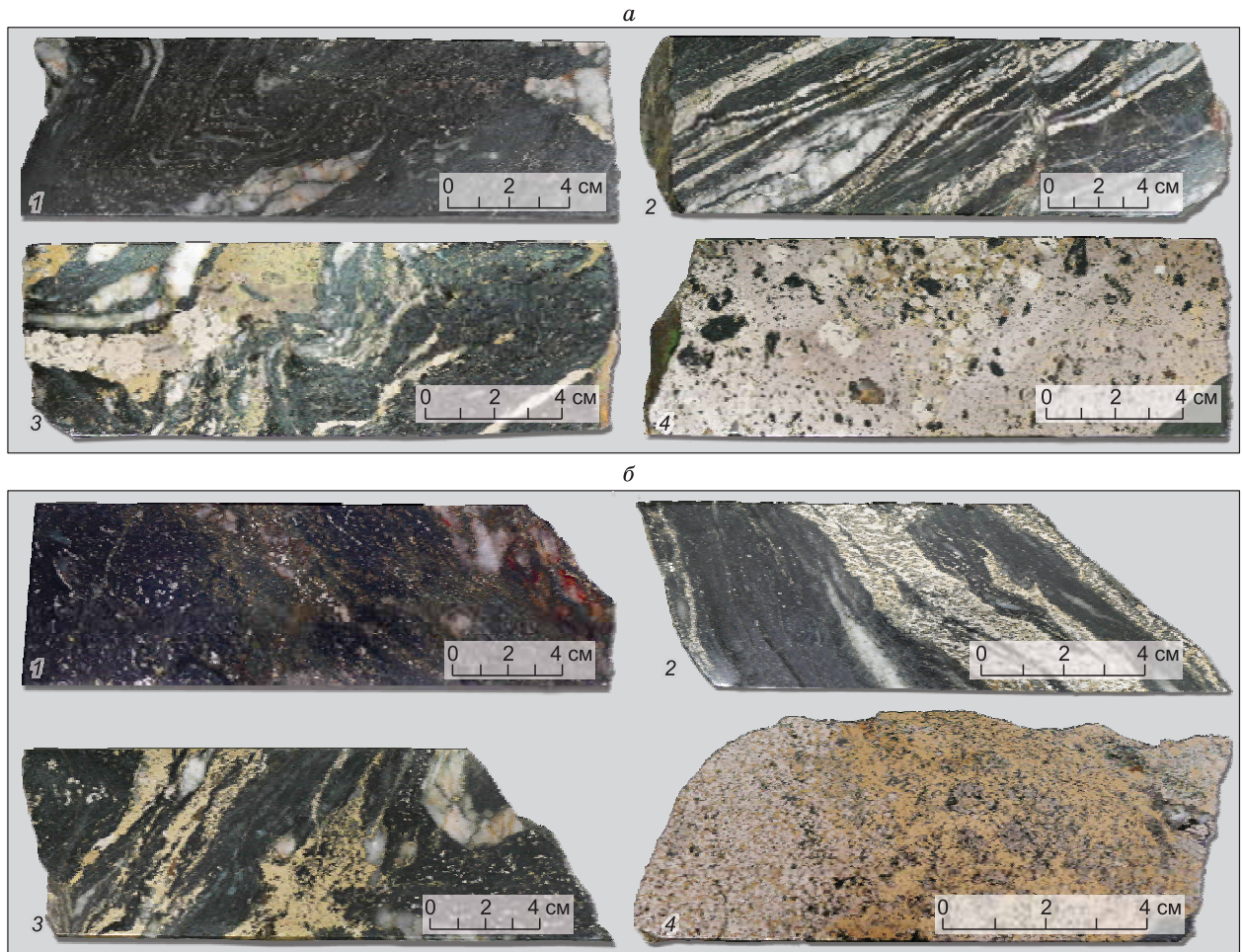


Рис. 6. Текстуры руд Центральной (а) и Северо-Восточной залежей (б).

1 — вкрапленные, 2 — вкрапленно-полосчатые, 3 — гнездово-прожилковые, 4 — массивные.

Особенностью медно-колчеданного оруденения месторождения Карчига, которую отмечали и предыдущие исследователи [Вейц, 1959; Хорева, 1963], является тесная пространственная связь с антофиллитсодержащими высокомагнезиальными породами (антофиллит-кордиеритовые, антофиллит-хлоритовые, кварц-хлорит-антофиллитовые и др.). Эти породы часто являются рудовмещающими, имеют в основном полосчатое строение, пространственную связь с горизонтами амфиболитов и развиты в зоне перехода от них к терригенно-осадочным отложениям (гнейсам) (рис. 5). Тесная пространственная связь оруденения с высокомагнезиальными породами отмечается и на других колчеданных месторождениях подобного типа [Mattinen et al., 1986; Wang et al., 2000; Lotfi et al., 2010]. Также высокомагнезиальные существенно хлоритовые рудовмещающие породы (зоны осадения по В.Б. Чекваидзе) установлены на

слабометаморфизованных месторождениях северо-западной части Рудного Алтая [Чекваидзе, 1981; Гаськов и др., 1991]. Поэтому природа таких высокомагнезиальных антофиллитсодержащих пород может быть связана либо с метаморфизмом первичных околорудных хлоритовых пород, либо с их метаморфогенно-метасоматическим образованием на контакте амфиболитов за счет выноса из амфиболитов магния и железа.

Для геохимической характеристики вмещающих пород были проанализированы 1309 керновых проб из скважин в пределах месторождения Карчига и 224 пробы из скважин, пробуренных на прилегающей площади. Из всего комплекса проанализированных элементов (Cu, Zn, Pb, Au, Ag, As, Sb, Bi, Ba, Cd, Co, Ni, Cr, V, Mn, Mo, Sn, W, Te) в пределах месторождения повышенные содержания имеют Cu, Co, Cr, Cd, Zn, Mn и Te, а содержания Pb, Ba и Mo, напротив, существенно ниже фоновых величин, установленных за пределами месторождения. В амфиболитах, развитых на месторождении, содержание Co составляет 50—78 г/т при фоне 20 г/т, а содержания Ni достигают 175 г/т и V до 324 г/т.

Промышленные руды месторождения Карчига представлены двумя природными типами — окисленными и первичными, последние из которых составляют основную промышленную ценность. Они характеризуются довольно простым минеральным составом: пирит, халькопирит, в меньшей мере — пирротин. В подчиненных количествах встречаются магнетит и сфалерит. Из нерудных минералов в наибольших количествах присутствуют кварц, хлорит, биотит, антофиллит и актинолит (табл. 2). По соотношению главных рудных минералов на месторождении Карчига выделяются три основных типа руд: пиритовые, пирит-халькопиритовые и пирит-халькопирит-пирротиновые. Кроме того, в Северо-Восточной залежи отмечается незначительное количество сфалерит-халькопиритовых руд.

По структурно-текстурным особенностям руды месторождения разделяются на вкрапленные (собственно вкрапленные, гнездово-прожилковые), сплошные (массивные, реже брекчиевые) и вкрапленно-полосчатые разновидности (рис. 6). Объемное соотношение между сплошными и вкрапленными рудами в Центральной залежи 1:7, в Северо-Восточной — 1:3. Массивные пирит-халькопирит-пирротиновые (Центральная залежь) и пирит-халькопиритовые (Северо-Восточная залежь) руды слагают линзовидные и пластообразные тела в центральной части рудных залежей, а вкрапленные и прожилково-вкрапленные разновидности обрамляют их в виде ореолов преимущественно серно-колчеданного состава. Закономерностей в пространственном распределении минеральных типов руд не установлено, а в выделении главных рудных минералов отмечаются специфические особенности.

Пирит представлен, как минимум, тремя генерациями, которые возникли в процессе длительной истории формирования (колломорфный пирит-I) и метаморфогенного преобразования руд (пирит-II и пирит-III). В результате этих процессов первичные колломорфные руды замещаются кристаллически-зернистым пиритом-II, который образует совместные агрегаты с халькопиритом (рис. 7, а). В ходе этого процесса в пирите уменьшается количество включений халькопирита и одновременно увеличиваются размеры зерен халькопирита в интерстициях пирита, что связано с очищением пирита от примесей в процессе перекристаллизации. Также среди мелкокристаллических сульфидных агрегатов массивных руд Центральной залежи установлены крупные (до 2 см) метакристаллы пирита-III (см. рис. 7, б).

Халькопирит является главным ценным минералом сульфидных руд месторождения Карчига. Его количество в руде варьирует от следов до 70 % (см. рис. 7, в, г). В процессе метаморфогенного преобразования руд халькопирит является наиболее подвижным минералом и практически не сохраняет первич-

Таблица 2. Минеральный состав руд месторождения Карчига

Группа минералов	Минералы		
	Основные	Второстепенные	Редкие
Первичные сульфидные руды			
Рудные	Пирит, халькопирит, пирротин	Магнетит, сфалерит	Ильменит, арсенопирит, валлериит, марказит, клокманит, рутил, мельниковит
Нерудные	Кварц, хлорит, биотит, актинолит	Антофиллит, глаукофан, кальцит, кордиерит, пеннин, сидерит, эпидот	Антигорит, гранат, доломит, мусковит, пренит, серицит, тальк, турмалин, альбит, апатит, барит, шпинель, циркон
Зона вторичного сульфидного обогащения			
Рудные	Борнит	Халькозин	Ковеллин
Зона окисления			
Рудные	Лимонит, хризолла	Малахит, гетит	Азурит, ярозит, гематит, куприт, смитсонит, самородная медь
Нерудные	—	—	Гипс, кальцит

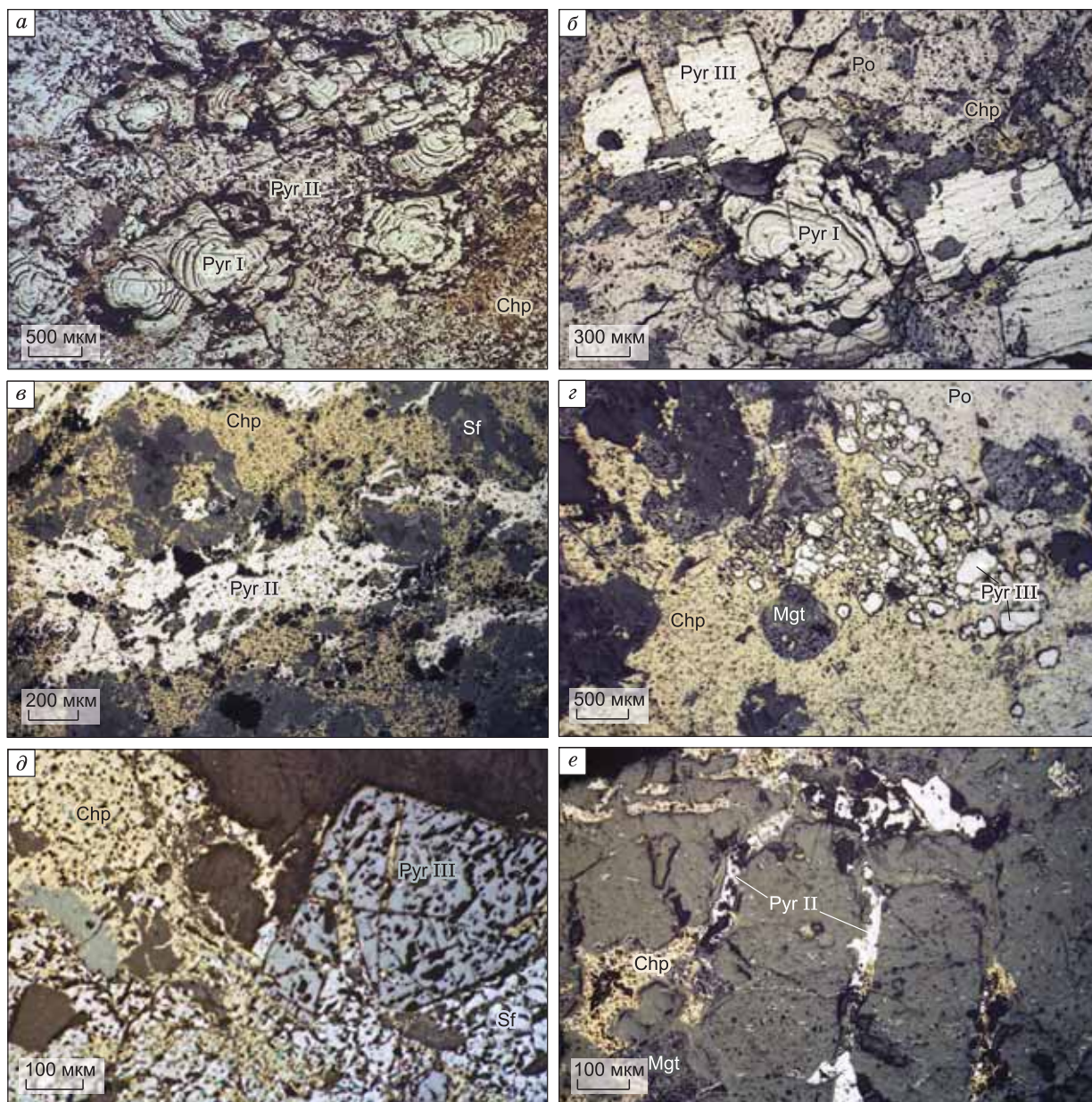


Рис. 7. Структурные особенности медно-колчеданных руд и рудных минералов месторождения Карчига.

a — замещение колломорфных руд (пирит I) кристаллически-зернистым пиритом II, который образует совместные агрегаты с халькопиритом; *b* — выделение крупных метакристаллов пирита III среди мелкокристаллических массивных руд; *в* — перекристаллизованная сфалерит-пирит-халькопиритовая руда; *г* — выделения идиоморфных зерен магнетита и мелкокристаллического агрегата пирротина; *д* и *e* — катаклиз зерен пирита и развитие по трещинам метаморфогенного пирит-халькопиритового агрегата.

ных форм своего выделения. Он всегда ксеноморфен по отношению к пириту, размещаясь в интерстициях пиритовых зерен, проникая в них по трещинам в виде вrostков и прожилков (см. рис. 7, *д*, *e*).

Пирротин также является одним из основных минералов сульфидных руд Карчигинского месторождения, однако развит он неравномерно и главным образом фиксируется в сплошных рудах Центральной залежи, где его количество колеблется от 5 до 50 % (см. рис. 7, *г*). По поводу природы формирования пирротина в колчеданных рудах существуют различные точки зрения. По мнению одних исследователей [Вейц, 1959; Колчеданные месторождения..., 1979, 1983; Еремин и др., 2002], пирротиновая минерализация образуется при метаморфизме колчеданных руд в результате замещения ранних пиритовых руд.

Другие [Herzig et al., 1995; Викентьев, 2004; Масленников, 2006] считают, что пирротин является одним из основных минералов процесса колчеданного рудообразования, что подтверждается его обнаружением в современных рудных образованиях спрединговых зон океанов вблизи рудоподводящих зон. На Карчигинском месторождении, как уже отмечалось, из двух рудных залежей Центральной и Северо-Восточной, метаморфизованных в одинаковых условиях, пирротиновая минерализация установлена лишь в Центральной залежи, образующей нижний рудный горизонт. С другой стороны, в агрегатах пирротина иногда обнаруживаются реликтовые участки первичного колломорфного пирита-I (см. рис. 7, б). Все это указывает, что большая часть пирротина на месторождении Карчига была образована в начальный период его вулканогенно-осадочного формирования, и лишь незначительная часть образовалась на регрессивной стадии метаморфизма в результате замещения ранних пиритовых руд. В пользу дометаморфогенного формирования пирротина в рудах может указывать широкое развитие медно-пирротиновых руд на Вавилонском месторождении в северо-западной части ИЗС, метаморфизованного в зеленосланцевой фации, а также присутствие пирротиновой минерализации на других слабо- и неметаморфизованных колчеданных месторождениях [Mattinen et al., 1986; Preussinger, 1990; Lotfi et al., 2008, 2010], в том числе и на Рудном Алтае [Вейц, 1959; Викентьев, 2004].

Сфалерит имеет ограниченное распространение на месторождении и характеризуется неравномерным распределением. Наибольшие его количества (до 3 %) установлены в Северо-Восточной залежи, где он слагает зерна и гнезда размером до 1.5 мм, образуя нередко сфалерит-халькопиритовые руды. В незначительных количествах сфалерит отмечается и в других рудных телах и в разных типах руд в виде зерен размером от 0.01 до 0.3 мм в ассоциации с халькопиритом, пиритом и магнетитом. Практически все зерна сфалерита содержат эмульсионную вкрапленность халькопирита.

Магнетит наблюдается в виде зерен, иногда идиоморфной формы (см. рис. 7, б, е). Размер зерен от 0.15 до 0.9 мм, они часто интенсивно корродированы, трещиноваты. В зернах магнетита нередко присутствуют вроски нерудных минералов, формируя скелетную структуру, иногда отмечаются сростки зерен магнетита с пирротинном. Наибольшее количество магнетита отмечается во вкрапленных рудах СВ залежи, где его содержание достигает 5—10 %.

По химическому составу руды месторождения Карчига относятся к существенно медным с незначительной примесью цинка, содержание которого в рудах Центральной залежи в среднем составляет 0.20 %, а в Северо-Восточной — 0.83 % (табл. 3). В целом по месторождению в промышленных рудах при бортовом содержании меди 0.5 % среднее содержание Cu составляет 2 %, а Zn — 0.4 %. Для руд характерны повышенные концентрации Co до 0.16 % (среднее 0.028 %), невысокие содержания Au (0.3 г/т) и Ag (7.2 г/т) и практически полное отсутствие Pb, Ba, Cd, As, Sb.

Золото в рудах Карчигинского месторождения имеет неравномерное распределение и его содержание колеблется от следов до 2.2 г/т и в среднем составляет: по Центральной залежи — 0.12 г/т, по Северо-Восточной — 0.30 г/т. Основная часть золота находится в тонкодисперсном виде в сульфидах. Кроме того, в ходе исследований крупнообъемных технологических проб выявлены частицы самородного золота дендритовидной, игольчатой и пластинчатой формы размером до 0.1 мм. Содержание Ag в Центральной и Северо-Восточной залежах составляет соответственно 8.4 и 5.1 г/т. Анализ 150 проб колчеданных руд и рудовмещающих амфиболитов месторождения на Pt и Pd показал их содержание ниже чувствительности анализа (< 0.05 г/т).

Рентгеноспектральный анализ (Camebax-Micro) главных рудных минералов месторождения Карчига показал, что выше предела обнаружения анализа во всех минералах фиксируется лишь Co, причем более высокие его содержания установлены в пирите и они закономерно возрастают от пирита-I к пириту-III (табл. 4). Обогащение более поздних генераций пирита кобальтом, возможно, связано с перераспределением его в процессе метаморфизма из амфиболитов, где кобальт имеет повышенные концентрации. Также в пирите, халькопирите и пирротине на уровне чувствительности анализа фиксируются Se и Ni, а в сфалерите — Ag, Cd, Mn и Ni (см. табл. 4).

При анализе корреляционных связей химических элементов в рудах месторождения Карчига (табл. 5) в большинстве случаев были получены ассоциативные пары и триады, которые являются естественными.

Таблица 3. Химический состав медно-колчеданных руд месторождения Карчига по результатам исследования крупнообъемных технологических проб

Рудная залежь	Cu	Zn	Pb	Mg	Ca	Fe	Co	Ni	Bi	Mo	Se	Au	Ag
Центральная	2.68	0.20	0.01	4.35	0.97	19.52	280	100	8.5	7.2	57	0.12	6.7
Северо-Восточная	2.44	0.83	< 0.01	2.28	1.81	18.47	140	65	9.7	5.1	63	0.30	7.1

Примечание. Содержание Co, Ni, Bi, Mo, Se, Au, Ag в г/т, остальные — в %. Значения As < 0.03 %, Cd < 0.002 %, Tl < 0.0002 %, Te < 0.008 %, BaSO₄ < 0.2 %.

Таблица 4. Химический состав и содержания элементов-примесей в рудных минералах месторождения Карчига (%)

Минерал	Число проб	Cu	Co	Se	Ni	Ag	Cd	S	Fe	Mn
Пирит-I	27	<u>0.00–5.42</u> 1.21	<u>0.03–0.28</u> 0.11	<u>0.00–0.39</u> 0.01	<u>0.00–0.61</u> 0.02	<u>0.00–0.01</u> 0.00	<u>0.00–0.09</u> 0.01	<u>47.45–52.39</u> 50.36	<u>47.45–52.39</u> 44.43	<u>0.00–0.01</u> 0.00
Пирит-II	10	<u>0.02–0.48</u> 0.22	<u>0.03–0.61</u> 0.19	<u>0.00–0.012</u> 0.00	0.00	0.00	0.00	<u>53.33–53.79</u> 53.59	<u>45.64–46.79</u> 46.12	0.00
Пирит-III	53	<u>0.00–2.47</u> 0.06	<u>0.01–2.1</u> 0.35	<u>0.00–0.08</u> 0.01	<u>0.00–0.14</u> 0.01	<u>0.00–0.02</u> 0.00	<u>0.00–0.05</u> 0.01	<u>52.43–53.67</u> 52.42	<u>44.56–46.80</u> 46.18	0.00
Пирротин	39	<u>0.00–3.87</u> 0.27	<u>0.04–0.22</u> 0.08	<u>0.00–0.05</u> 0.02	0.00	<u>0.00–0.05</u> 0.02	<u>0.00–0.03</u> 0.01	<u>37.94–39.40</u> 38.74	<u>57.06–61.94</u> 59.28	0.00
Халькопирит	61	<u>33.75–35.10</u> 34.65	<u>0.00–0.04</u> 0.02	<u>0.00–0.12</u> 0.03	0.00	<u>0.00–0.06</u> 0.00	<u>0.00–0.03</u> 0.01	<u>33.62–34.99</u> 34.44	<u>29.59–30.97</u> 30.31	<u>0.00–0.04</u> 0.01
Сфалерит	31	<u>0.16–9.87</u> 1.08	<u>0.05–0.35</u> 0.11	0.00	<u>0.06–0.11</u> 0.08	<u>0.03–0.15</u> 0.08	<u>0.26–0.57</u> 0.37	<u>32.04–32.98</u> 32.54	<u>1.62–7.57</u> 4.36	<u>0.04–0.18</u> 0.08
Магнетит	10	<u>0.001–0.53</u> 0.06	<u>0.00–0.02</u> 0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	<u>0.00–1.37</u> 0.15	<u>57.10–65.57</u> 62.77	0.00

Примечание. Анализы выполнены на микронзонде Camebax-Micro, аналитик О.С. Хмельникова, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Над чертой — пределы вариаций содержаний; под чертой — средние содержания.

твенными и связанными между собой общим минералом-носителем: Zn-Cd-Ag-Au — сфалерит, Cu-Co-Ag — пирит, пирротин и халькопирит, что является традиционным для большинства колчеданных месторождений. Вместе с тем раздельный корреляционный анализ руд Центральной и СВ залежей показал их существенную разницу, которая в принципе сводится к наличию значительно большего числа сильных связей (коэффициент корреляции более 0.5) между элементами в Северо-Восточной залежи по сравнению с Центральной. Это еще одно из отличий Центральной залежи от Северо-Восточной, которые, являясь производными единой эволюционирующей гидротермальной системы, были сформированы в разных геологических условиях с разрывом во времени, в течение которого сформировалась разделяющая их толща терригенно-осадочных пород мощностью более 100 м. Вероятно, именно с этим связаны значительные различия в минералого-геохимическом составе руд Центральной и Северо-Восточной залежей, наиболее ярко проявившиеся в более высоком среднем содержании Zn в рудах последней (см. табл. 3). Такое закономерное повышение полиметалличности гидротермальных растворов в ходе их эволюции неоднократно фиксировалось на многих колчеданных месторождениях [Hutchinson, 1973; Дергачев и др., 2004; Дергачев, 2010; Авдонин и др., 2010].

Таким образом, проведенные исследования медно-колчеданного месторождения Карчига позволили выявить его главные особенности, часть из которых можно отнести к первичным признакам, связанным с вулканогенно-осадочным его формированием.

1. Колчеданное оруденение Карчигинского рудного поля образует четыре стратифицированных рудоносных горизонта зонального строения. Нижние два горизонта сложены серно-колчеданной минерализацией (Спасовское, Южная Антиклиналь), выше преобладают медно-колчеданные руды (Центральная залежь) и на верхнем горизонте развиты цинково-медные руды (Северо-Восточная залежь).

2. Стратифицированные рудные залежи состоят из серии пластообразных и лентовидных рудных тел мощностью от первых метров до 15 м, прослеженных по простиранию на 2.5 км и по падению до 260 м.

3. Наблюдается тесная пространственная связь медно-колчеданного оруденения с горизонтами вулканитов основного состава (амфиболитами), отвечающих по составу базальтам нормального ряда нагривовой серии (N-MORB).

4. Наличие значительной доли терригенных пород в составе рудовмещающей толщи, преобразованных в гнейсы.

5. Оруденение имеет тесную пространственную связь с высокомагнезиальными породами хлорит-антофиллитового состава, которые могут рассматриваться как зоны первичного околорудного изменения.

6. Оруденение имеет простой минеральный состав руд — пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, магнетит, отвечающий медно-колчеданной рудной формации, сформировавшейся в связи с базитовым вулканизмом.

Таблица 5. Корреляционные связи химических элементов в первичных сульфидных рудах месторождения Карчига

Центральная залежь (n = 478)							
	Cu	Zn	Au	Ag	Cd	Co	Fe
Cu	1.00						
Zn	0.32	1.00					
Au	0.38	0.32	1.00				
Ag	0.80	0.55	0.52	1.00			
Cd	0.37	0.88	0.31	0.57	1.00		
Co	0.50	0.25	0.12	0.33	0.24	1.00	
Fe	0.35	0.24	0.16	0.27	0.24	0.41	1.00
Северо-Восточная залежь (n = 136)							
	Cu	Zn	Au	Ag	Cd	Co	Fe
Cu	1.00						
Zn	0.36	1.00					
Au	0.76	0.57	1.00				
Ag	0.95	0.35	0.80	1.00			
Cd	0.39	0.99	0.62	0.40	1.00		
Co	0.68	0.40	0.57	0.65	0.41	1.00	
Fe	0.56	0.56	0.51	0.49	0.55	0.58	1.00
Месторождение Карчига в целом (n = 614)							
	Cu	Zn	Au	Ag	Cd	Co	Fe
Cu	1.00						
Zn	0.30	1.00					
Au	0.46	0.54	1.00				
Ag	0.82	0.46	0.66	1.00			
Cd	0.34	0.95	0.55	0.50	1.00		
Co	0.51	0.21	0.17	0.35	0.21	1.00	
Fe	0.39	0.28	0.21	0.31	0.29	0.44	1.00

преобразования и перекристаллизацию. Перекристаллизация основной массы первичных сульфидных руд на месторождении Карчига происходила без существенного изменения их минерального состава, что отмечается и на других месторождениях в аналогичной обстановке [Дистанов и др., 1982]. Сульфидные руды в результате метаморфизма в основном утратили свой первоначальный тонкозернистый, колломорфный облик, что способствовало улучшению их обогатительных качеств за счет укрупнения зернистости (рис. 8, в, г, е) и уменьшения количества микрокрасталлов. Вероятно, в процессе перекристаллизации руд и кристаллизационного очищения пирита и халькопирита, содержащих микропримеси золота, произошло его обособление в виде мельчайших самородных выделений с образованием обогащенных золотом (до 2.2 г/т) интервалов в гнейсах висячем боку Центральной залежи.

Метаморфизм второй, регрессивной, стадии сопровождался процессами метасоматоза с частичным переотложением рудного вещества в пределах тектонически ослабленных зон. В этот период в местах, где зоны метасоматоза развивались в контактовых частях амфиболитов и гнейсов, могли образовываться высокомагнезиальные породы с антофиллитом. Также не исключено, что на контакте руд с амфиболитами происходило дополнительное их обогащение кобальтом за счет выноса его из амфиболитов, что отмечалось Н.И. Ереминым с соавторами (2005) на некоторых месторождениях подобного типа.

В целом в процессе метаморфизма первоначальный контур рудных залежей месторождения не изменился, однако внутри них наблюдается частичная регенерация и перемещение части рудного вещества. Особенно это проявилось в Северо-Восточной залежи, на северо-западе которой в пределах замковой части синклинали складки сформировался участок медно-колчеданной минерализации аномально большой мощности — до 25 м, что в 4 раза превышает среднюю мощность залежи. В ходе разведочных работ в локальных тектонических структурах также периодически встречались небольшие

7. В рудах Центральной залежи сохранились следы первичных слоистых текстур и реликты низкотемпературного колломорфного пирита.

8. Значительное преобладание в рудах меди над цинком (отношение $Cu/(Cu + Zn) = 0.83$), повышенные концентрации Co (до 0.16 %), невысокие средние содержания Au и Ag (0.3 и 7.2 г/т соответственно) и практически полное отсутствие Pb, Ba, Cd, As, Sb — характерные геохимические признаки вулканогенной медно-колчеданной формации.

В дальнейшем первоначальный облик Карчигинского месторождения, локализованного в пределах Курчумского блока, был преобразован в результате метаморфических процессов, который испытал этот блок в ходе своей геологической истории.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КАРЧИГИНСКОГО МЕДНО-КОЛЧЕДАНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Многие колчеданные месторождения Рудноалтайской провинции испытали метаморфические преобразования [Викентьев, 2004]. При этом наиболее сильные следы метаморфических процессов наблюдаются на месторождениях, расположенных в пределах основных зон смятия и в первую очередь Иртышской зоны смятия. Как уже отмечалось, Курчумский блок, вмещающий месторождение Карчига находится в осевой части этой зоны и испытал метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации. Исследования показали, что медно-колчеданные объекты Курчум-Кальджирского рудного района, расположенного в пределах Курчумского блока, также испытали процессы метаморфогенного преобразования. В процессе метаморфизма пород и руд месторождения можно выделить прогрессивную и регрессивную стадии. В первую из них вмещающие породы и руды в условиях эпидот-амфиболитовой фации испытали тектонические и минеральные

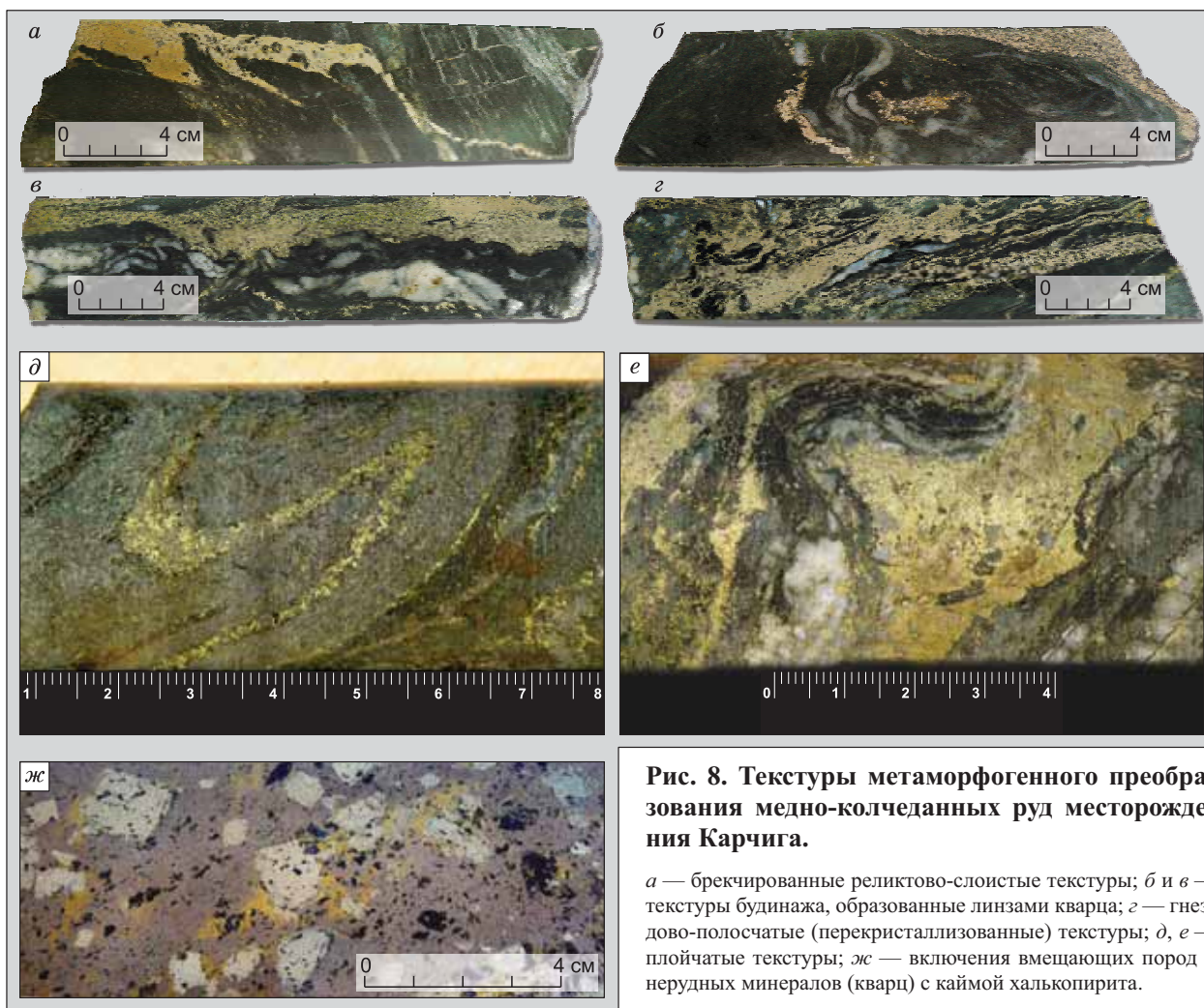


Рис. 8. Текстуры метаморфогенного преобразования медно-колчеданных руд месторождения Карчига.

a — брекчированные реликтивно-слоистые текстуры; *б* и *в* — текстуры будинажа, образованные линзами кварца; *з* — гнездово-полосчатые (перекристаллизованные) текстуры; *д*, *е* — пloyчатые текстуры; *ж* — включения вмещающих пород и нерудных минералов (кварц) с каймой халькопирита.

участки, сложенные исключительно богатыми халькопиритовыми рудами, содержание меди в которых достигало 17,9 %. Появление таких руд является следствием высокой подвижности халькопирита в ослабленных зонах, который легко мобилизуется и перетопляется уже на стадии раннего эпигенеза [Дистанов, 1977]. В некоторых случаях регенерированное оруденение ассоциирует с кварц-карбонатной жильной минерализацией в пределах крутопадающих разломов, рассекающих рудные тела.

На минеральном уровне метаморфизм проявился в образовании новых минеральных форм пирита (см. рис. 7, *a*), появлении двойников давления в пирротине, в развитии пирротина по пириту и в разьедаании рудных минералов (халькопирита, пирита) нерудными (актинолит, антофиллит, хлорит). Часто отмечается катаклаз зерен (см. рис. 7, *д*) и минеральных агрегатов (см. рис. 7, *е*), при этом образовавшиеся трещины заполнены регенерированным в процессе метаморфизма халькопиритом. Более ярко метаморфические процессы отразились в текстурном облике пород и руд. Во вмещающих породах широко развиты полосчатые, пloyчатые, гнейсовые текстуры, а в рудах повсеместно встречаются текстуры будинажа, образованные линзами кварца (см. рис. 8, *в*). Иногда наблюдаются брекчиевые текстуры (см. рис. 8, *a*), отчетливо выражена пloyчатость, которая согласуется с пloyчатостью и рассланцовкой вмещающих пород (см. рис. 8, *д*, *е*). Массивные руды содержат округлые, веретеновидные и линзовидные включения вмещающих пород, при этом часто мелкие включения вмещающих пород и нерудных минералов (кварца) обволакиваются халькопиритовой каймой (см. рис. 8, *ж*). Такие текстуры весьма характерны для сильнометаморфизованных месторождений и получили специальное название — «durchbewegung» [Trygve Hoey et al., 1984; Bailie et al., 2010]; на месторождениях Рудного Алтая и некоторых колчеданных месторождениях Сибирского региона руды со схожими текстурами называют «шариковыми рудами» [Дистанов, 1977; Дистанов и др., 1982; Викентьев, 2004].

Таким образом, процесс метаморфических преобразований на медно-колчеданном месторождении Карчига выразился в изменении структурно-текстурных особенностей, перекристаллизации части

минералов и частичном перераспределении рудного вещества в пределах контура первичных рудных залежей. При этом приведенные данные наглядно демонстрируют, что руды испытали метаморфические преобразования совместно с вмещающими породами.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕНЕЗИСА КАРЧИГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Результаты исследования Карчигинского месторождения дают основание выделить в его образовании два основных этапа: 1 — вулканогенно-осадочный (синвулканический), с которым связано первичное накопление рудного вещества, происходившее сингенетично с формированием вмещающих пород и 2 — метаморфический, обусловивший перекристаллизацию первичных руд и их частичную регенерацию.

На первом этапе образование медно-колчеданных руд Карчигинского рудного поля происходило синхронно с формированием средней пачки толщи Курчумского блока, сложенной терригенно-осадочными отложениями (гнейсами и кристаллическими сланцами) с горизонтами основных вулканитов (амфиболитов). Подобные толщи формировались в зоне локального растяжения в пределах задуговых прогибов, где процессы вулканизма и рудообразования протекали вблизи крупных поднятий (островодужных систем), являвшихся источниками терригенного материала [Еремин и др., 1999; Дергачев, 2010]. При этом наличие зон растяжения являлось неперенным условием функционирования рудоносных гидротермальных систем, которые распределялись вдоль таких зон неравномерно и наибольшая гидротермальная активность проявлялась в местах их пересечения с трансформными разломами. Отложение оруденения происходило практически на протяжении всего периода формирования толщи и носило циклический характер. Наиболее активная деятельность рудообразующих гидротермальных систем отмечается в моменты спада вулканической активности [Гаськов, 2002; Викентьев, 2004]. Многоактное проявление вулканизма в этот период способствовало образованию четырех стратоуровней с колчеданной минерализацией, которые имеют существенные минералого-геохимические отличия. Последнее свидетельствует о том, что вулканогенно-осадочное формирование руд Карчигинского рудного поля эволюционировало во времени. Условно вулканогенно-осадочный этап формирования месторождения можно разделить на три стадии. В раннюю стадию отлагались преимущественно серно-колчеданные руды, представленные в основном колломорфным пиритом, с резко подчиненным количеством халькопирита, сфалерита и других минералов (рудопроявления Южная Антиклиналь и Спассовское). На следующей стадии формировалась преимущественно халькопирит-пиритовая ассоциация, которая представлена главным образом медно-колчеданными рудами Центральной залежи. И в заключительную стадию формировались уже обогащенные цинком медно-колчеданные руды Северо-Восточной залежи.

Отложение медно-колчеданных руд месторождения Карчига происходило в субмаринной обстановке в пределах протяженных конседиментационных впадин (грабен), в результате чего сформировались колчеданные залежи пластообразной и лентовидной формы. Накопление сульфидов происходило за счет их осаждения как на поверхности морского дна (Центральная залежь), так и под покрывкой тела базальтоидов среди терригенных слаболитифицированных осадков (Северо-Восточная залежь) (см. рис. 4).

Осаждение металлов, как показывают исследования современных гидротермальных систем, происходило в результате изменения физико-химических условий во время смешивания холодной (около 2°C) кислородсодержащей морской воды и высокотемпературных богатых металлами гидротермальных флюидов с низким Ph и Eh потенциалом [Herzig et al., 1995]. Температура рудоносных флюидов оценивается от 230—250 до 310—380°C [Викентьев, 2004; Lotfi et al., 2010]. Анализ изотопного состава серы на месторождениях такого типа свидетельствует о ее смешанном составе при заметном преобладании мантийной составляющей [Lotfi et al., 2010; Bailie et al., 2010]. Также, судя по существенно медному составу руд и значимой примеси в них Co, можно говорить о преимущественно мантийном источнике металлов в рудах

Второй этап в формировании современного облика месторождения Карчига связан с его метаморфогенным преобразованием. Процесс метаморфизма, вызванный крупномасштабными сдвиговыми перемещениями вдоль ИЗС вызвал перекристаллизацию и частичное переотложение медно-колчеданных руд в отдельных ослабленных зонах, в том числе в замке складки в северо-западной части Северо-Восточной залежи. Этому предшествовало внедрение интрузий прииртышского комплекса, самая крупная из которых — Бесбугинский массив, которые также внесли свою лепту в преобразование месторождения. Бесбугинский массив деформировал рудовмещающие вулканогенно-осадочные отложения, что хорошо видно по изменению их генерального простирания, маркируемого горизонтами амфиболитов (см. рис. 1). С этим событием связано образование синклинальной складки, в замковую часть которой в процессе метаморфизма была перераспределена часть рудного материала из прилегающего объема рудовмещающих пород.

Гипергенный этап в формировании облика Карчигинского месторождения проявился довольно слабо. Зона вторичного обогащения, имеющая незначительную мощность, сменяется вышезалегающими окисленными рудами, представленными минералами меди, железа и марганца.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все известные на сегодня в пределах Курчумского блока высокометаморфизованных пород медно-колчеданные объекты существенно отличаются от традиционных колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Исследования, проведенные на самом крупном из них — месторождении Карчига, выявили ряд специфических особенностей в его геологическом строении и вещественном составе: 1) тесная пространственная и парагенетическая связь медно-колчеданного оруденения с горизонтами вулканитов основного состава, отвечающих базальтам нормального ряда натриевой серии (N-MORB); 2) значительная доля в составе рудовмещающей толщи метатерригенных пород, субстрат которых соответствует грауваккам; 3) согласная пластовая, лентообразная, реже линзовидная, морфология рудных залежей, имеющих тесную пространственную связь с антофиллитсодержащими высокомагнетизальными породами; 4) относительно простой минеральный состав руд — пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, магнетит при несущественной доле других минералов; 5) значительное преобладание в рудах меди над цинком (отношение $Cu/(Cu + Zn)$ 0.83), повышенные концентрации Co (до 0.16 %), невысокие средние содержания Au и Ag (0.3 и 7.2 г/т соответственно) и практически полное отсутствие Pb, Ba, As, Sb.

Выявленная совокупность особенностей характерна для медно-колчеданных месторождений типа «бесси», которые тесно ассоциируют с продуктами основного вулканизма и формируются в срединно-океанических или задуговых спрединговых зонах вблизи крупных поднятий, включая островодужные системы [Fox, 1984; Mattinen, 1986; Cornell et al., 1996; Еремин и др., 1999; Дергачев, 2010].

Проведенные детальные исследования позволили выявить в истории Карчигинского месторождения два этапа формирования: 1 — вулканогенно-осадочный (синвулканический), с которым связано первичное накопление рудного вещества, и 2 — метаморфический, обусловивший перекристаллизацию первичных руд и их частичную регенерацию.

Исключительное положение месторождения Карчига и других генетически родственных с ним медно-колчеданных объектов в пределах осевой части крупнейшего трансрегионального разлома — Иртышской зоны смятия — обусловило их высокую степень метаморфизма. Тем не менее, как показывают проведенные исследования, они сохранили свои главные особенности геологического строения, которые отличают их от полиметаллических месторождений Рудного Алтая.

Ранее месторождение Карчига и другие медно-колчеданные объекты относились к медно-пирротиновой [Вейц, 1959] или к медно-колчеданной [Щерба и др., 2000] формации, однако при этом они все равно рассматривались в составе единой для всего Рудного Алтая группы формаций. Наши исследования показывают, что медно-колчеданные месторождения принципиально отличаются от других колчеданных месторождений Рудноалтайской провинции. В основе этого отличия находятся различный состав вулканогенных пород и разные геодинамические обстановки развития рудно-магматических систем: условия энсиалической островной дуги с бимодальным базальт-риолитовым вулканизмом и полиметаллическим оруденением на большей части Рудного Алтая и задуговые рифтогенные прогибы с вулканизмом основного состава (недифференцированная базальтоидная формация) и медно-колчеданным оруденением в юго-западной его части. Существование двух таких геодинамических обстановок в пределах единой субдукционной системы вполне естественно и наблюдается в других колчеданоносных провинциях (Япония, Южный Урал). Следовательно, образование двух типов колчеданных месторождений — колчеданно-полиметаллического — «куроко» и медно-колчеданного — «бесси» является закономерным и отражает специфику проявления вулканизма в каждой из этих геодинамических обстановок, которая связана с особенностями развития рудно-магматической системы в процессе субдукции океанической плиты Иртыш-Зайсанского палеоокеана. Предполагается, что оба эти типа месторождений принадлежат к единому эволюционному ряду колчеданных месторождений Рудноалтайской провинции, сформировавшихся в течение крупнейшего в истории планеты пика колчеданообразования в палеозойское время.

В целом полученные результаты позволяют по-иному взглянуть на металлогенический облик Рудноалтайской провинции, которая входит в число крупнейших колчеданоносных провинций мира. В частности, намечается существование зональности в распределении различных типов колчеданных месторождений, которая в конечном итоге связана с различными геодинамическими обстановками, существовавшими в пределах Рудного Алтая. Кроме того, выявленные особенности медно-колчеданных месторождений типа «бесси» позволяют более эффективно вести поиски промышленных объектов подобного типа, о наличии которых свидетельствуют многочисленные медно-колчеданные проявления, известные в настоящее время на Южном Алтае.

ЛИТЕРАТУРА

Авдонин В.В., Сергеева Н.Е., Старостин В.И. Формационные основы эволюции колчеданного рудообразования на Рудном Алтае // Большой Алтай — уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: материалы Межд. конф. Усть-Каменогорск, 2010, с. 25—26.

Беспав Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д., Дьячков Б.А., Евтушенко О.В., Ли Тянь Дэ. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая). Алматы, Гылым, 1997, 288 с.

Вейц Б.И. Минералогия Рудного Алтая. Т. 3. Геолого-минералогическая характеристика полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата, Наука, 1959, 488 с.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.

Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М., Научный мир, 2004, 338 с.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П., Владимиров В.Г., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Анникова И.Ю., Травин А.В., Савиных Я.В., Палесский С.В. Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюмтектоники // Проблемы тектоники Центральной Азии. М., ГЕОС, 2005, с. 277—308.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 621—636.

Гаськов И.В. Колчеданно-полиметаллические месторождения северо-западной части Рудного Алтая: условия образования и закономерности размещения: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2002, 42 с.

Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Миронова Н.Ю., Чекалин В.М. Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона северо-западной части Рудного Алтая. Новосибирск, Наука, 1991, 121 с.

Дергачев А.Л. Эволюция вулканогенного колчеданообразования в истории Земли: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., МГУ, 2010, 60 с.

Дергачев А.Л., Еремин Н.И., Позднякова Н.В., Сергеева Н.Е. Крупнейшие колчеданоносные провинции мира // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 2004, № 4, с. 3—7.

Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири // Новосибирск, Наука, 1977, 351 с.

Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С., Кочеткова К.В., Пономарев В.Г., Бусленко А.И., Гаськов И.В. Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья // Новосибирск, Наука, 1982, 208 с.

Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Е.Н., Позднякова Н.П. Типы колчеданных месторождений вулканических ассоциаций // Вестник ОГГГГН РАН, № 4, М., 1999, с. 49—57.

Еремин Н.И., Сергеева Е.Н., Дергачев А.Л., Позднякова Н.П. Преобразование минерального состава руд колчеданных месторождений при метаморфизме. Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 2002, № 3, с. 49—59.

Еремин Н.И., Сергеева Е.Н., Дергачев А.Л., Позднякова Н.П. Кобальт и никель в колчеданных месторождениях недифференцированных базальтоидных формаций. Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 2005, № 3, с. 22—28.

Ермолов П.В. Возраст и состав континентальной коры Восточного Казахстана и сопредельных территорий в протерозое и палеозое (по данным Sm-Nd изотопных исследований) // Изв. НАН РК. Серия геологическая, 2005, № 6, с. 3—14.

Ермолов П.В., Полянский Н.В. Метаморфические комплексы зоны сочленения Рудного Алтая и редкометалльной Калбы // Геология и геофизика, 1980 (3), с. 49—57.

Ермолов П.В., Мальченко Е.Г. Состав и состояние земной коры Казахстана в фанерозое // Изв. НАН РК. Серия геологическая, 2003, № 4, с. 3—15.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Диденко А.Н. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования кристаллических комплексов восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Проблемы тектоники Центральной Азии. М., ГЕОС, 2005, с. 137—170.

- Колчеданные месторождения мира** / Ред. В.И. Смирнов. М., Недра, 1979, 284 с.
- Колчеданные месторождения СССР** / Ред. С.Н. Иванов. М., Наука, 1983, 221 с.
- Куйбида М.Л.** Петрология плагиогранитоидов Алтая: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2009, 16 с.
- Кузубный В.С.** Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата, 1975, 342 с.
- Масленников В.В.** Литогенез и колчеданообразование. Миасс, ИМин УрО РАН, 2006, 384 с.
- Нехорошев В.П.** О «докембрии» Алтая и о возрасте иртышского метаморфического комплекса // Изв. ВМО, 1939, Сер. 2, Ч. 168, Вып. 3, с. 470—479.
- Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимиров В.Г., Тениссен К., Владимиров А.Г., Мельников А.И., Титов А.В.** Датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия, 2001, № 12, с. 1347—1351.
- Хорева Б.Я.** Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М., Госгеолтехиздат, 1963, 256 с.
- Чекваидзе В.Б.** Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение. М., Недра, 1981, 240 с.
- Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И., Нахтигаль Г.П., Антоненко А.Н., Любецкий В.Н.** Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1. Геологическое строение. Алматы, Гылым, 1998, 304 с.
- Щерба Г.Н., Беспаяев Х.А., Дьячков Б.А., Мыслик А.М., Ганженко Г.Д., Сапаргалиев Е.М.** Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения. Алматы, РИО ВАК РК, 2000, 400 с.
- Baillie R., Gutzmer J., Strauss H., Stueken E., McClung C.** Sulfur isotope characteristics of metamorphosed Zn-Cu volcanogenic massive sulfides in the Areachap Group, Northern Cape Province, South Africa // *Miner. Deposits*, 2010, v. 45, № 45, p. 481—496.
- Cornell D., Thomas R., Bowring S., Armstrong R., Grantham G.** Protolith interpretation in metamorphic terranes: a back-arc environment with Besshi-type base metal potential for the Quha Formation, Natal Province, South Africa // *Precamb. Res.*, 1996, v. 77, № 3—4, p. 243—271.
- Fox J.S.** Besshi-type volcanogenic sulfide deposits — a review // *CIMM Bull.*, 1984, v. 77, № 864, p. 57—68.
- Herzig P., Hannington M.** Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor: a review // *Ore Geol. Rev.*, 1995, v. 10, № 2, p. 95—115.
- Hutchinson R.W.** Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance // *Econ. Geol.*, 1973, v. 68, p. 1223—1246.
- Lotfi F., Belkabar A., Brown A., Marcoux E., Brunet S., Maacha L.** Geology and mineralogy of the Hercynian Koudiat Aïcha polymetallic (Zn-Pb-Cu) massive sulfide deposit, Central Jebilet, Morocco // *Explor. Min. Geol.*, 2008, v. 17, p. 145—162.
- Lotfi F., Belkabar A., Brunet S., Brown A., Marcoux E.** Litho-geochemical, mineralogical analyses and oxygen-hydrogen isotopes of the Hercynian Koudiat Aïcha massive sulphide deposit, Morocco // *J. African Earth Sci.*, 2010, v. 56, № 4—5, p. 150—166.
- Mattinen P., Bennett G.** The green mountain massive sulphide deposit. Besshi-style mineralization within the California foothills copper-zinc belt // *J. Geochem. Expl.*, 1986, v. 25, № 1—2, p. 185—200.
- Nozaki T., Kato Y., Suzuki K.** Re—Os geochronology of the Iimori Besshi-type massive sulfide deposit in the Sanbagawa metamorphic belt, Japan // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2010, v. 74, № 15, p. 4322—4331.
- Preussinger H.** Host-rock geology of the metamorphosed massive sulfide deposits at Gorob in the Pan-African Damara Orogen, Namibia // *J. African Earth Sci. (and the Middle East)*, 1990, v. 10, № 4, p. 717—732.
- Trygve Hoey., Gibson G., Berg N.W.** Copper-zinc deposits associated with basic volcanism, Goldstream area, southeastern British Columbia // *Econ. Geol.*, 1984, v. 79, № 5, p. 789—814.
- Wang Y., Qin K., Tan Y., Hou Z.** The Derni Cu-Co massive sulfide deposit, Qinghai Province, China: ultramafic volcanic-hosted submarine-exhalative mineralization // *Explor. Min. Geol.*, 2000, v. 9, p. 253—264.