

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ КОЛЧЕДАНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ В ОСТРОВОДУЖНЫХ ОБСТАНОВКАХ РУДНОГО АЛТАЯ И ЮЖНОГО УРАЛА

© 2015 г. И. В. Гасков

*Институт геологии и минералогии СО РАН,
630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3
E-mail: gaskov@igm.nsc.ru*

Поступила в редакцию 01.07.2014 г.

В статье приводятся данные по геологическому строению и особенностям развития вулканизма и колчеданного оруденения Рудноалтайского и Южно-Уральского металлогенических поясов. Показаны отдельные черты их сходства и различия. Общим для месторождений этих регионов является то, что они тесно связаны с островодужным вулканизмом и образуют крупнейшие в мире колчеданосные провинции, сопоставимые между собой и с колчеданосными поясами разных регионов мира. Развитие месторождений в этих регионах имеет узловый характер и они образуют обособленные рудные районы, контролируемые размещением вулканических построек центрального типа и субвулканических тел. Рудные залежи месторождений характеризуются в основном многоярусным распределением и представлены линзовидными, реже пластообразными телами, часто залегающими среди гидротермально-измененных пород кварц-серицит-хлоритового и кварц-серицитового состава. Все месторождения рассмотренных регионов относятся к колчеданной формации и включают близкие по составу минеральные типы – халькопирит-сфалерит-пиритовый и золото-барит-полиметаллический. Большая часть месторождений в этих регионах имеет многостадийное образование и близкий механизм рудоотложения со сходными физико-химическими условиями рудообразования. Специфика рассматриваемых регионов связана с развитием вулканизма и связанного с ним оруденения в разных типах островодужных систем. Месторождения Магнитогорской мегазоны образовались в пределах энсиматических островных дуг, развивающихся на океанической коре, а Рудноалтайские – в энсиалических островных дугах, заложенных на коре континентального типа, что обусловило их различие в составе вулканизма и оруденения.

Ключевые слова: *Южный Урал, Рудный Алтай, колчеданные месторождения, островодужный вулканизм.*

ВВЕДЕНИЕ

Колчеданные месторождения широко распространены по всему миру: они образуют крупные колчеданосные провинции на Северо-Американском континенте (Аппалачи, южная часть Канадского щита, Северо-Американские Кордильеры), в Европе (Средиземноморский пояс, Скандинавские страны), а также в Австралии и Японии (Hutchinson, 1973; Barrett et al., 1991; Large, 1992; Halbach et al., 1993). В нашей стране к наиболее крупным колчеданосным поясам относятся Урал и Рудный Алтай. Кроме того, колчеданные месторождения широко развиты на Северном Кавказе и в Закавказье, Центральном Казахстане и в ряде районов Сибири. Колчеданные месторождения, связанные с вулканогенными формациями (VMS), большинство исследователей разделяют на четыре типа: кипрский, бесси-тип, уральский, куроко (рудноалтайский), которые проявляются в разных кол-

чеданосных провинциях и формируются в разных геодинамических обстановках. В срединно-океанических спрединговых зонах, а также в рифтогенных структурах задуговых бассейнов в связи с недифференцированным базальтоидным вулканизмом формируются месторождения кипрского типа (месторождения Кипра, Ньюфаундленда и Британской Колумбии) и типа бесси (месторождения Японии, Иберийского пояса, Южных Аппалачей, Британской Колумбии и Северного Кавказа).

С обстановками островных дуг и задуговых бассейнов связаны месторождения уральского типа и типа куроко. В обстановках энсиматических островных дуг, в связи с последовательно дифференцированными базальт-андезит-дацит-риолитовыми формациями, формируются месторождения уральского типа (Южный Урал, районы Британской Колумбии, Северо-Восточные Аппалачи, Ньюфаундленд, Филиппины, Зап. Шоста). В энсиалических островных дугах в связи с

бимодальными базальт-риолитовыми формациями образуются месторождения типа куроко (Япония, Австралия, Рудный Алтай и полиметаллический район Батерст-Ньюкасл в Канаде). Сравнение четырех выделенных типов колчеданного оруденения показало, что месторождения уральского и куроко типов обладают намного более крупными запасами; к ним относятся практически все гигантские фанерозойские месторождения (Рио-Тинто, Гайское, Брансуик, Риддер-Сокольное и др.). Кроме того, более высокие содержания в них цветных и благородных металлов делает эти типы месторождений более значимыми в практическом отношении. В представленной статье мы попытаемся на примере двух крупнейших колчеданосных поясов России и мира – Рудного Алтая и Южного Урала, сформировавшихся в разных геодинамических обстановках, – показать особенности их формирования.

РУДНО-АЛТАЙСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

На территории Рудноалтайского металлогенического пояса сосредоточено более 50 промышленных и большое количество мелких медно-свинцово-цинковых месторождений (рис. 1), содержащих целый ряд других полезных компонентов (Au, Ag, Cd, Ge, In, Ga и др.). Рудный пояс имеет протяженность более 500 км при ширине около 100 км и граничит с юго-запада со структурами Калба-Нарымской зоны, а на северо-востоке – Горного Алтая. Большая часть этого пояса расположена в Республике Казахстан, на северо-западе он продолжается на территории России, а на юго-востоке – в Китае.

В средне-верхнедевонский период территория Рудного Алтая представляла собой островодужную область, сформированную на энциалической коре пассивной континентальной окраины (Ротараш и др., 1982; Зоненшайн и др., 1990). В структурном плане в пределах Рудного Алтая выделены Алейское и Синюшинское геантиклинорные поднятия и Быструшинский и Белоубинский синклинорные прогибы. В геологическом строении региона выделяются каледонский структурный ярус, сложенный интенсивно дислоцированными кварц-серицитовыми и серицит-хлоритовыми сланцами (Pz_1) и герцинский структурный ярус, представленный в основном вулканогенно-осадочным ком-

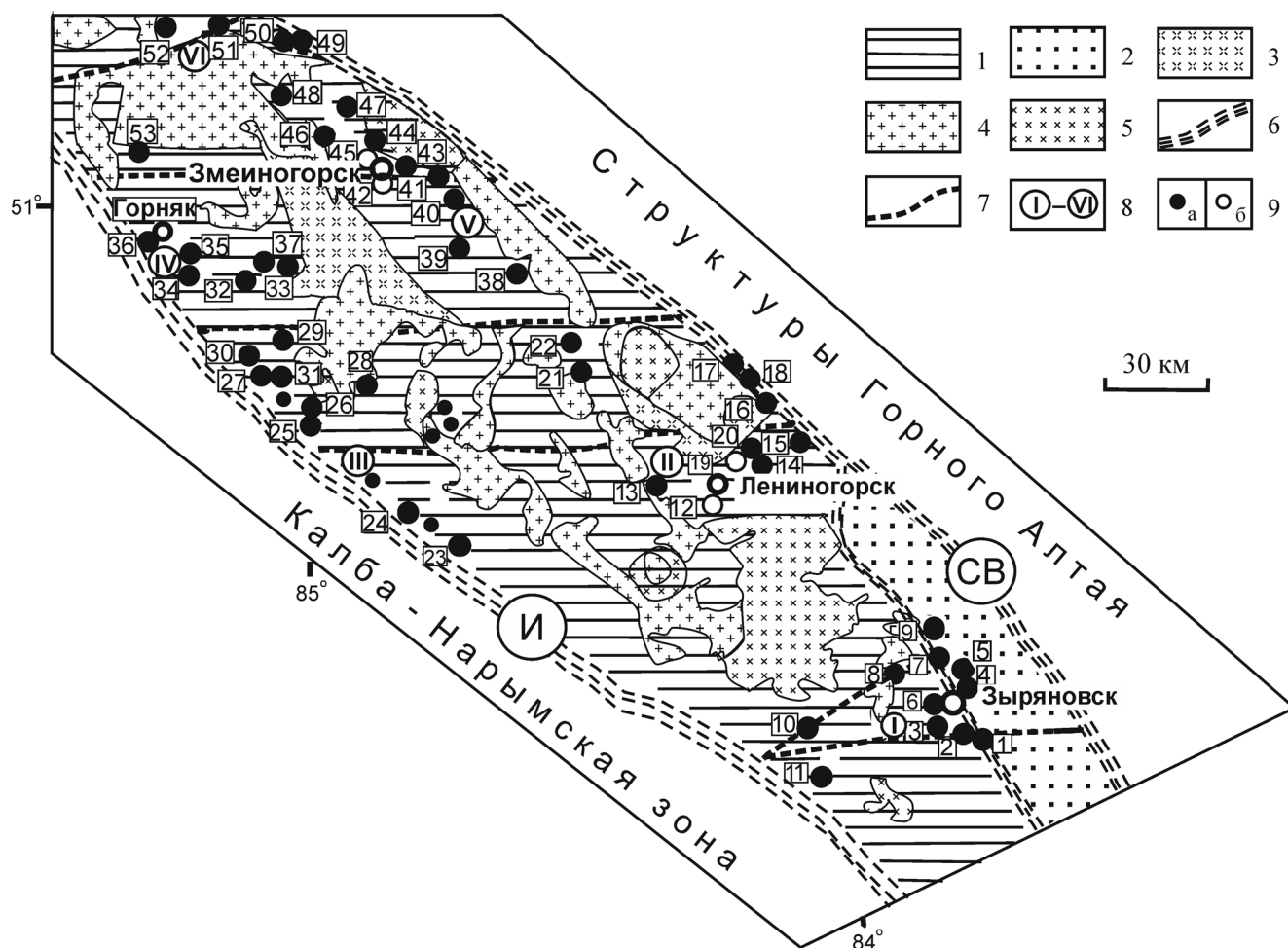
плексом девона, который резко несогласно перекрывает каледонское складчатое основание (Щерба и др., 1984). Терригенно-осадочные отложения состоят преимущественно из алевропесчаников, а вулканогенные породы относятся к островодужной контрастной базальт-риолитовой формации. Для региона характерны вулканические аппараты центрального типа, размещение которых контролируют субширотные разломы и узлы их пересечения со структурами северо-западного простирания (Иртышская и Северо-Восточная зоны смятия) (см. рис. 1). Колчеданно-полиметаллическое и полиметаллическое оруденение тесно связано с базальт-риолитовой формацией девонского возраста. Распределение оруденения имеет четко выраженный узловый характер. В пределах рассматриваемой территории выделяются шесть рудных районов, три из которых расположены в Казахстане (Зыряновский, Лениногорский, Прииртышский) и три – на территории России (Змеиногорский, Золотушинский и Рубцовский).

Зыряновский рудный район, расположенный на юго-востоке Рудноалтайского металлогенического пояса, включает восемь промышленных месторождений и целый ряд рудопроявлений. В разрезе района выделяются рудоносные ревнюшинская ($D_{1e2}-D_{2ef1rv}$) и маслянская ($D_{2ef2}-zv_1ms$) свиты, сложенные переслаиванием риолит-дацитовых и андезит-базальтовых лав, их туфов, туфопесчаников, алевролитов и известняков. Подстилает эти отложения существенно осадочная толща подревнюшинской свиты (D_{1e1prv}), а перекрывают верхнедевонские и карбоновые отложения (рис. 2). Все промышленные месторождения приурочены к Ревнюшинской антиклинальной структуре, сложенной отложениями рудоносных свит. В пределах этой структуры колчеданно-полиметаллическое оруденение образует несколько уровней.

Нижний уровень, охватывающий нижние и средние части ревнюшинской свиты, включает преимущественно бедные прожилково-вкрапленные руды Зыряновского и Греховского месторождений и ряд рудопроявлений. В верхней части ревнюшинской и низах маслянской свит расположены основные рудные залежи Зыряновского, Греховского месторождений и рудные тела Майского месторождения. Руды здесь представлены согласными и комбинированными залежами сплошных и реже прожилково-вкрапленных колчеданно-полиметаллических

Рис. 1. Структурно-формационная схема Рудного Алтая. Составлена с использованием материалов Рудно-Алтайской экспедиции.

1 – средне-верхнедевонские островодужные вулканогенно-осадочные образования Рудного Алтая; 2 – отложения Белоубинско-Маймырского задугового прогиба; 3 – доэйфельский комплекс (D_2): диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты; 4 – средне-верхнекаменноугольные (C_{2-3}) гранодиориты, диориты, плагиограниты и адемелиты (змеиногорский комплекс); 5 – верхнепермские–нижнетриасовые (P_2-T_1) порфировидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты (калбинский комплекс); 6 – основные разломы, разделяющие складчатые системы (И – Иртышская, СВ – Северо-Восточная зоны смятия); 7 – поперечные разломы; 8 – рудные районы; 9 – месторождения;



а – колчеданно-полиметаллические и медноколчеданные, б – барит-полиметаллические. I – Зырянский рудный район, месторождения: 1 – Греховское, 2 – Снегиревское, 3 – Зырянское, 4 – Богатыревское, 5 – Осочихинское, 6 – Майско-Зырянское, 7 – Путищевское, 8 – Парыгинское, 9 – Малеевское, 10 – Заводинское, 11 – Бухтарминское; II – Лениногорский район, месторождения: 12 – Ридер-Сокольное, 13 – Тишинское, 14 – Шубинское, 15 – Старковское, 16 – Стрижковское, 17 – Гуслияковское, 18 – Чекмарь, 19 – Новолениногорское, 20 – Успенское, 21 – Анисимов ключ, 22 – Снегерихинское; III – Прииртышский рудный район, месторождения: 23 – Белоусовское, 24 – Иртышское, 25 – Березовское, 26 – Новоберезовское, 27 – Николаевское, 28 – Покровское, 29 – Шемонаихинское, 30 – Камышинское, 31 – Артемьевское; IV – Золотухинский рудный район, месторождения: 32 – Юбилейное, 33 – Крючковское, 34 – Золотухинское, 35 – Новозолотухинское, 36 – Орловское, 37 – Гериховское, 53 – Локтевское; V – Змеиногорский рудный район, месторождения: 38 – Воровское, 39 – Семеновское, 40 – Масляное, 41 – Лазурское, 42 – Змеиногорское, 43 – Корбалихинское, 44 – Среднее, 45 – Зареченское, 46 – Стрижковское, 47 – Майское, 48 – Тушканихинское; VI – Рубцовский рудный район, месторождения: 49 – Степное, 50 – Таловское, 51 – Захаровское, 52 – Рубцовское.

Fig. 1. The structural-formational scheme of Rudny Altai (based on data of Rudny Altai expedition).

1 – Middle-Upper Devonian island-arc volcano-sedimentary formations of Rudny Altai; 2 – deposits of Belaya Uba-Maymyr back-arc trough; 3 – Pre-Eifelian complex (D_2): diorites, quartz diorites, granodiorites, plagiogranites; 4 – Middle-Upper Carboniferous (C_{2-3}) granodiorites, diorites, plagiogranites, and adamellites (Zmeinogorsk complex); 5 – Upper Permian–Lower Triassic (P_2-T_1) porphyritic biotite and biotite-hornblende granites (Kalba complex); 6 – major faults separating the fold system (I – Irtysh, CB – North-East shear zones); 7 – transverse faults; 8 – ore districts; 9 – deposits: a – pyrite-polymetallic and copper-pyrite, b – barite-polymetallic. I – Ziryansk ore district, the deposits: 1 – Grekhovskoye, 2 – Snegirevskoye, 3 – Zyryanovskoye, 4 – Bogatyrevskoye, 5 – Osochikhinskoye, 6 – May-Zyryanovskoye, 7 – Putintsevskoye, 8 – Paryginskoye, 9 – Maleevskoye, 10 – Zavodinskoye, 11 – Bukhtarminskoye; II – Leninogorsk area, deposits: 12 – Ridder-Sokolnoye, 13 – Tishinskoye, 14 – Shubinskoye, 15 – Starkovskoye, 16 – Strizhkovskoye, 17 – Guslyakovskoye, 18 – Chekmar, 19 – Novoleninogorskoye, 20 – Uspenskoye, 21 – Anisimov Kluch, 22 – Snegirikhinskoye; III – Priirtysh ore district: 23 – Belousovskoye, 24 – Irtyshskoye, 25 – Berezovskoye, 26 – Novoberezovskoye, 27 – Nikolaevskoye, 28 – Pokrovskoye, 29 – Shemonaikhinskoye, 30 – Kamyshinskoye, 31 – Artem'evskoye; IV – Zolotushino ore district: 32 – Jubileynoye, 33 – Kryuchkovskoye, 34 – Zolotukhinskoye, 35 – Novozolotukhinskoye, 36 – Orlovskoye, 37 – Gerihovskoye, 53 – Loktevskoye; V – Zmeinogorsk ore district, deposit: 38 – Vorovskoye, 39 – Semenovskoye, 40 – Maslyanskoye, 41 – Lazurnoye, 42 – Zmeinogorskoye, 43 – Korbalikhinskoye, 44 – Sredneye, 45 – Zarechenskoye, 46 – Strizhkovskoye, 47 – Mayskoye, 48 – Tushkanihinskoye; VI – Rubtsovsk ore district: 49 – Stepnoye, 50 – Talovskoye, 51 – Zaharovskoye, 52 – Rubtsovskoye.

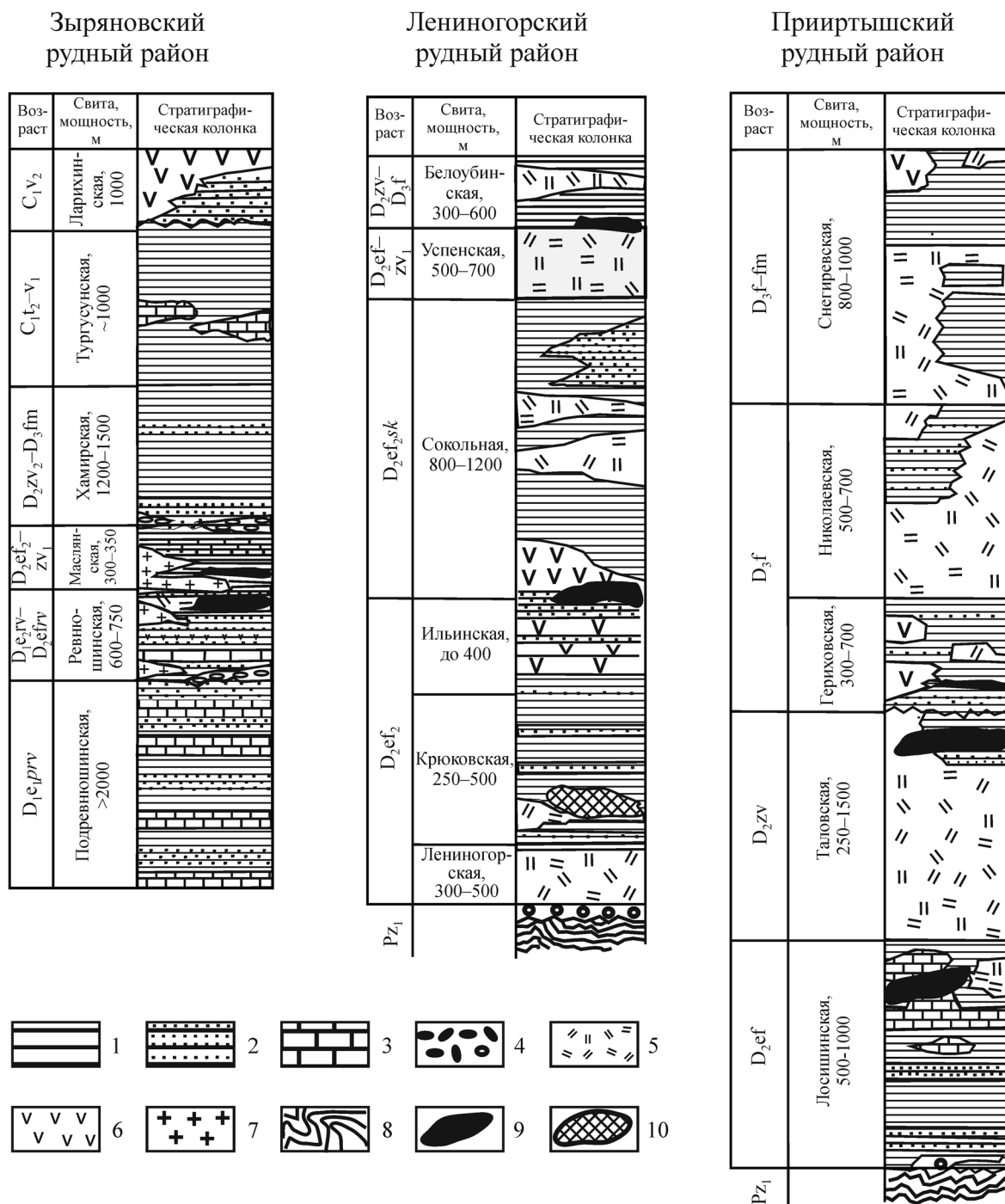


Рис. 2. Стратиграфические колонки рудных районов Казахской части Рудного Алтая.

1 – аргиллиты, алевролиты и алевропесчаники; 2 – песчаники и туфопесчаники разнозернистые; 3 – известняки и извест-
ковистые породы; 4 – базальные конгломераты и гравелиты; 5 – туфы и лавы риолитовых и риолито-дацитовых порфи-
ров; 6 – туфы и лавы базальтовых и андезито-базальтовых порфиров; 7 – субвулканические тела риолитовых и риолит-
дацитовых порфиров; 8 – метаморфические сланцы; 9 – колчеданно-полиметаллическое оруденение; 10 – золото-серебро-
барит-полиметаллическое оруденение.

Fig. 2. Stratigraphic columns of the Kazakh part of Rudny Altai.

1 – argillites, aleurolites and silty sandstones; 2 – sandstones and inequigranular tuff sandstones; 3 – limestones and calcareous
rocks; 4 – basal conglomerates and gritstones; 5 – tuffs and lavas of rhyolitic and rhyolite-dacite porphyries; 6 – tuffs and lavas of
basalt and andesite-basalt porphyries; 7 – subvolcanic bodies of rhyolite and rhyolite-dacite porphyries; 8 – metamorphic schists;
9 – pyrite-polymetallic mineralization; 10 – gold-silver-barite-polymetallic mineralization.

руд. В средней части маслянской свиты расположен верхний рудоносный уровень, вмещающий основные рудные зоны Малеевского медно-колчеданно-полиметаллического месторождения. Вертикальный диапазон каждого уровня локализации оруденения в среднем составляет 110–130 м.

Лениногорский рудный район расположен в центральной части Рудного Алтая, в 100 км к северо-западу от Зыряновского, и включает девять промышленных колчеданно-полиметаллических и барит-полиметаллических месторождений и ряд рудопроявлений. В строении района принимают участие вулканогенно-осадочные отложения эйфель-живетского возраста, выделенные в лениногорскую (D_{2ef_2ln}), крюковскую (D_{2ef_2kr}), ильинскую (D_{2ef_2il}), сокольную (D_{2ef_2sk}), успенскую ($D_{2ef_2-zv_{1us}}$) и белоубинскую ($D_{2zv}-D_{3fbl}$) свиты (см. рис. 2). Все месторождения и рудопроявления локализуются на трех литолого-стратиграфических уровнях этой вулканогенно-осадочной толщи. Нижний стратиграфический уровень, расположенный в отложениях крюковской свиты, включает в себя месторождения Лениногорского рудного поля: Риддер-Сокольное, Ново-Лениногорское, Долинное и др. Месторождения приурочены к кальдерообразной депрессии, сложенной песчано-сланцевыми отложениями с горизонтами пород риолито-дацитового состава. По составу здесь преобладают барит-полиметаллические месторождения с повышенным содержанием золота и серебра. В средней части разреза, на контакте ильинской и сокольской свит, в сводовой части крупного Тишинско-Белолуговского стратовулкана, расположено Тишинское колчеданно-полиметаллическое месторождение. В верхней части разреза на контакте успенской свиты с флишoidalными образованиями белоубинской свиты располагаются месторождения Гусляковское, Чекмарь, Стрежанское, Шубинское, Старковское, также относящиеся к колчеданно-полиметаллическому и медноколчеданно-цинковому типам. Установлено, что вверх по разрезу происходит смена барит-полиметаллических руд медноколчеданно-полиметаллическими.

Прииртышский рудный район расположен на западном окончании Рудноалтайского металлогенического пояса вблизи Иртышской зоны смятия и приурочен к юго-западному крылу Алейского антиклинория. В пределах этого района выделяется два обособленных рудных поля Николаевское и Березовско-Белоусовское, протягивающиеся вдоль Иртышской зоны на несколько десятков километров при ширине до 5 км (см. рис. 1). В строении Николаевского рудного поля принимают участие средне-верхнедевонские вулканогенно-осадочные отложения, выделенные в лосишинскую (D_{2efls}), таловскую (D_{2zvtl}), гериховскую (D_{3fgr}), николаевскую (D_{3fnk}) и снегиревскую ($D_{3f-fmsn}$) свиты

(см. рис. 2) Рудное поле включает медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Камышинское, Николаевское, Покровское, Ново-Шемонаихинское и ряд рудопроявлений. Все указанные месторождения локализуются в отложениях лосишинской, таловской и гериховской свит и тесно ассоциируют с субвулканическим образованиями риолитовых порфиров.

В геологическом строении Березовско-Белоусовского рудного поля участвуют вулканогенно-осадочные отложения, выделенные в орловскую (D_{2efor}), шипуновскую ($D_{2ef-zvsp}$) и иртышскую ($D_{2zv}-D_{3fir}$) свиты, которые пронизаны субвулканическими телами и дайками риолитового и реже базитового состава. В пределах рудного поля расположены Березовское, Ново-Березовское, Иртышское, Белоусовское, Прогнозное и Карьерное колчеданно-полиметаллические месторождения и около 30 рудопроявлений, которые локализуются преимущественно в отложениях шипуновской и иртышской свит.

Змеиногорский рудный район охватывает северо-западное окончание Быструшинского синклинория и область его сопряжения с северо-восточным крылом Алейского антиклинория. Рудоносный разрез района представлен чередованием осадочных и вулканогенных отложений ниже-верхнедевонского возраста, выделенными в березовскую ($D_{1e_2}-D_{2efbr}$), таловскую (D_{2zv_1}), шипуновскую (D_{2zvsp}) и давыдовскую (D_{3fdv}) свиты (рис. 3). Проявление вулканизма базальт-риолитовой формации фиксируется в разрезе на двух уровнях – нижеживетском (таловская свита) и франском (давыдовская свита), причем первый уровень характеризуется развитием только кислых образований, а второй – чередованием кислых и основных пород с антидромной направленностью.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение в районе представлено двумя минеральными типами – золото-барит-полиметаллическим (месторождения Зареченское, Змеиногорское, Карамышевское, Петровское), локализующимся на нижнем стратиграфическом уровне в отложениях березовской свиты, и колчеданно-полиметаллическим (месторождения Корбалихинское, Среднее, Лазурское, Семеновское, Майское), приуроченным к отложениям шипуновской (D_{2zvsp}) и давыдовской (D_{3fdv}) свит. Эти разные минеральные типы месторождений имеют также обособленные ареалы развития по латерали, образуя Змеиногорское и Корбалихинское рудные поля.

Золотушинский рудный район расположен в северо-западной части Рудного Алтая и приурочен к юго-западному крылу Алейского антиклинория. Рудоносный разрез района слагают ниже-верхнедевонские вулканогенно-осадочные отложения, выделенные в березовскую ($D_{1e_2}-D_{2efbr}$), таловскую (D_{2zvtl}) и каменевскую (D_{3fkm}) свиты

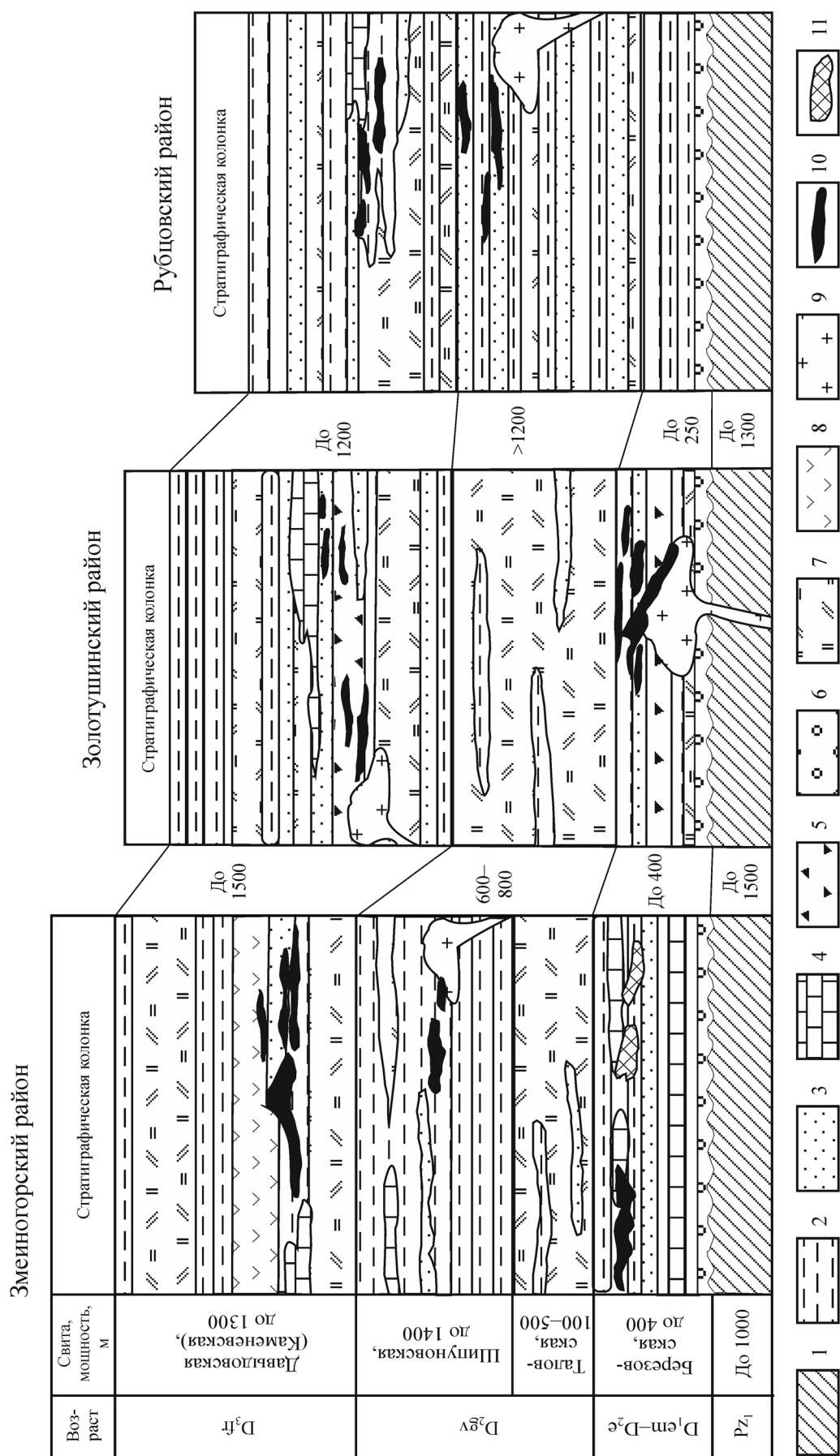


Рис. 3. Стратиграфические колонки и положение оруденения в разрезах рудных районов северо-западной (русской) части Рудного Алтая.

1 – нижнепалеозойские сланцы и песчаники; 2 – аргиллиты и алевропесчаники; 3 – песчаники и туфопесчаники разномощности; 4 – известняки и известково-высыпные породы; 5 – брекчии смешанного состава; 6 – базальные конгломераты и гравелиты; 7 – туфы и лавы риолитовых и риолит-дацитовых порфиров; 8 – туфы и лавы базальтовых и андезит-базальтовых порфиров; 9 – субвулканические тела риолитовых и риолито-дацитовых порфиров; 10 – колчеданно-полиметаллическое оруденение; 11 – золото-серебро-барит-полиметаллическое оруденение.

Fig. 3. Stratigraphic columns and location of the mineralization in the ore sections of north-western (Russian) part of Rudny Altai.

1 – Lower Paleozoic shales and sandstones; 2 – argillites and silty sandstones; 3 – inequigranular sandstones and tuff sandstones; 4 – limestones and calcareous rocks; 5 – breccias of mixed composition; 6 – basal conglomerates and grits; 7 – tuffs and lavas of rhyolitic and rhyolite-dacite porphyries; 8 – tuffs and lava of basalt and andesite-basalt porphyries; 9 – subvolcanic bodies of rhyolite and rhyolite-dacite porphyries; 10 – pyrite-polymetallic mineralization; 11 – gold-silver-barite-polymetallic mineralization.

(см. рис. 3). Колчеданное оруденение локализуется на двух литолого-стратиграфических уровнях. Более значимым по масштабу оруденения является нижний эйфельский уровень, включающий медно-цинково-колчеданные месторождения Орловское, Золотушинское, Новозолотушинское и Локтевское. Все эти месторождения локализируются вблизи контакта существенно терригенно-осадочных отложений березовской свиты и перекрывающих риолит-дацитовых вулканогенных образований таловской свиты, а также в апикальных частях субвулканических порфировых тел. Верхний франский уровень с месторождениями Юбилейное и Сургутановское проявлен среди пестрой вулканогенно-осадочной толщи каменевской свиты, сложенной переслаиванием брекчий, песчаников, алевролитов, туфов и лав риолит-дацитового состава. Рудные залежи тяготеют к грубообломочным осадочным горизонтам и ореолам развития субвулканических тел риолит-дацитовых порфиров.

Рубцовский рудный район расположен на северо-восточном фланге Рудного Алтая и приурочен к Рубцовской вулканической депрессии, развитой на северо-восточном крыле Алейского антиклинория. В разрезе Рубцовского района выделяются березовская ($D_{1e2}-D_{2efbr}$), шипуновская (D_{2zvsp}) и давыдовская (D_{3fdv}) свиты, сложенные вулканогенно-осадочными отложениями (см. рис. 3). Вулканогенные образования кислого состава фиксируются в отложениях франского и живетского уровней. Все выявленные месторождения относятся к колчеданно-полиметаллическому типу и локализируются на двух стратиграфических уровнях. Месторождения Таловского рудного поля (Талавское и Степное) приурочены к живетским существенно осадочным отложениям шипуновской свиты (D_{2zvsp}), а Рубцовского рудного поля (Рубцовское и Захаровское) – к вулканогенно-осадочным отложениям давыдовской свиты (D_{3fdv}) верхней части разреза.

Общие черты островодужного вулканизма Рудного Алтая

Колчеданно-полиметаллическое оруденение Рудного Алтая тесно связано с вулканогенными образованиями базальт-риолитовой формации, которая широко проявилась в пределах среднего и верхнего девона. Вместе с тем вулканические процессы носили дискретный характер и развивались на фоне общего терригенно-вулканогенного осадконакопления в пределах мелководного шельфа. Отмечается пространственная связь вулканизма и рудных узлов с субширотными структурами, что дает основание рассматривать их как основные магмо- и рудоподводящие каналы и связывать их формирование с субдукционными процессами, проявившимися в это время на Рудном Алтае. Формирование

базальт-риолитовой вулканогенной формации охватывает широкий временной интервал от позднего эмса до фамена и характеризуется многоэтапным проявлением и антидромным развитием при существенном (до 90%) преобладании риолитовой группы пород. В развитии вулканизма этой формации можно выделить три основных этапа: позднеэмский–раннеэйфельский, позднеэйфельский–раннеживетский и позднеживетский–франский. Причем с юго-востока на северо-запад региона отчетливо отмечается смещение периодов активного вулканизма и стратиграфических уровней максимального проявления оруденения вверх по разрезу с эмс-эйфельского яруса до живет-франского (Филатов, 1986; Авдонин, 1987).

Позднеэмский–раннеэйфельский этап вулканизма наиболее широко развит на юго-востоке Рудного Алтая (Лениногорский и Зыряновский рудные районы), в пределах Ревнюшинского и Синюшинского поднятий (ревнюшинская, лениногорская, крюковская, свиты) и в меньшей степени – в осевой части Алейского антиклинория. Здесь преобладает вулканизм кислого состава, представленный лавами и лавобрекчиями риолитов, их туфами и игнимбри-топодобными образованиями. Позднеэйфельский–раннеживетский этап вулканизма охватывает уже значительно большие площади и проявлен во всех рудных районах за исключением Рубцовского. Вулканогенные породы этого этапа слагают толщи маслянской, ильинской, сокольной, березовской и лошишинской свит в разных рудных районах. Отличительной особенностью этого комплекса является, наряду с широко распространенными кислыми образованиями, развитие в верхних частях разрезов базальтов и их туфов.

Позднеживетский–франский вулканический этап имеет наиболее широкое развитие и практически проявлен на всей площади Рудного Алтая. Однако более интенсивное развитие он получил на северо-западе региона в Змеиногорском, Золотушинском, Рубцовском и Прииртышском рудных районах. В целом в развитии этого этапа выделяется два комплекса: ранний – риолитовый (таловская свита, D_{2gv}) – и поздний – риолит-базальтовый (давыдовская и каменевская свиты, D_{3fr}). Риолитовые породы этих комплексов распространены на всей территории Алейского поднятия и представлены в основном обломочными образованиями – туфами, туфобрекчиями, лавобрекчиями. Породы основного состава, главным образом андезито-базальты и их туфы, сопровождаются довольно многочисленными субвулканическими дайковыми телами долеритов. При этом вулканы основного состава обычно концентрируются в локальных депрессиях, контролируемых разломами северо-восточного и субширотного простирания.

Главные петрохимические особенности базальт-риолитовой формации достаточно полно освещены

Таблица 1. Химический состав вулканитов разных этапов вулканизма Рудного Алтая (мас. %)**Table 1.** Chemical composition of volcanic rocks of different stages in Rudny Altai (wt %)

Этап вулканизма	Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	K ₂ O/Na ₂ O
Позднеэмский–раннеэйфельский	Риолиты	75	72.09	0.25	12.89	1.58	1.24	0.06	2.08	1.56	1.21	3.57	2.95
Позднеэйфельский–раннеживетский	Риолиты	206	74.57	0.22	13.03	0.94	1.84	0.07	1.54	1.31	2.42	3.08	1.27
	Дацинты	19	65.57	0.55	15.20	1.61	3.46	0.11	2.94	1.78	3.04	1.96	
	Андезито-базальты	11	50.64	1.25	16.55	3.28	6.53	0.21	5.72	5.45	3.89	1.22	
Позднеживетский–франский	Риолиты	230	75.41	0.20	11.76	1.02	2.55	0.07	1.38	0.62	2.89	2.69	0.93
	Андезито-базальты	17	46.87	1.09	14.50	2.91	6.53	0.20	7.76	6.75	2.56	1.03	
В целом по разрезу	Риолиты	511	74.46	0.22	12.56	1.15	1.77	0.07	1.49	1.20	2.45	2.97	1.21

Примечание. Использованы собственные данные и химические анализы из (Чернов, 1974; Филатов, 1986; Авдонин, 1987).

Note. We used our data and chemical analyzes of (Чернов, 1974; Филатов, 1986; Авдонин, 1987).

щены в работах Е.Б. Яковлевой (1962), В.И. Чернова (1974), Е.И. Филатова (1986), В.В. Авдонина (1987), И.В. Гаськова с соавторами (1991, 1999) и многих других исследователей. Общей отличительной особенностью кислых вулканитов Рудного Алтая является весьма высокая кремнистость, содержание SiO₂ составляет в среднем 74.46 мас. %, причем закономерно возрастает вверх по разрезу от 72.09 до 75.41 мас. % (табл. 1). На фоне роста SiO₂ вверх по разрезу отмечается снижение магнезиальности и известковистости пород. Сумма щелочей в среднем 5.42%, при этом породы изменяются от натриево-калиевых до калиево-натриевых разновидностей (рис. 4, табл. 1), установлена определенная закономерность изменения состава щелочей по разрезу вулканогенной толщи, выраженная в повышении вверх по разрезу содержания Na₂O от 1.21 до 2.89% и уменьшении концентрации K₂O от 3.57 до 2.69%. Смена состава щелочности пород особенно отчетливо фиксируется по изменению величины K₂O/Na₂O (см. табл. 1).

В геохимическом плане кислые породы характеризуются повышенным содержанием (в 2–10 раз выше кларка) свинца, цинка, меди и бария. Для пород отмечаются довольно высокие значения Rb/Sr и широкие их вариации. По содержанию редкоземельных элементов сами риолитовые порфиры и расплавные включения в них близки риолитовым порфирам Камчатки и отвечают островодужным условиям образования (рис. 5). Основные породы также характеризуются средней и низкой щелочностью с существенно натриевым уклоном. По содержанию щелочей они относятся к нормальным и субщелочным разновидностям, при этом преобладают калиево-натриевые и натриевые маложелезистые и низкотитанистые породы.

Типы колчеданного оруденения и особенности его развития в островодужных образованиях Рудного Алтая

Как было показано, колчеданно-полиметаллическое оруденение всех рудных районов локализуется на разных стратиграфических уровнях девонских вулканогенно-осадочных отложений, охватывая возрастной диапазон от эмса до франа включительно. Рудные залежи разных месторождений образуют в основном стратифицированные рудные тела пластообразной и линзовидной морфологии среди горизонтов туфогенно-осадочных пород и совместно с вмещающими породами участвуют в складчатости. Руды характеризуются гнездово-прожилково-вкрапленными, массивными и редко слоистыми текстурами и сложены тонко- и мелкозернистыми агрегатами с колломорфными и глобулярными структурами. Рудные залежи месторождений сопровождаются асимметричными ореолами гидротермально-метасоматических пород кварц-серицитового, серицит-кварц-хлоритового состава с более широким развитием этих пород в подрудной части. Все месторождения Рудного Алтая относятся к единой вулканогенной колчеданно-полиметаллической формации (Горжевский, Яковлев, 1979). В пределах этой формации выделяются два минеральных типа – собственно колчеданно-полиметаллический и барит-полиметаллический, различающиеся по минеральному составу и условиям образования.

Колчеданно-полиметаллический минеральный тип объединяет месторождения, в минеральном составе которых более 25% составляет пирит. Месторождения этого типа имеют преимущественное развитие в регионе и характеризуются различными масштабами. Они локализируются на трех литолого-

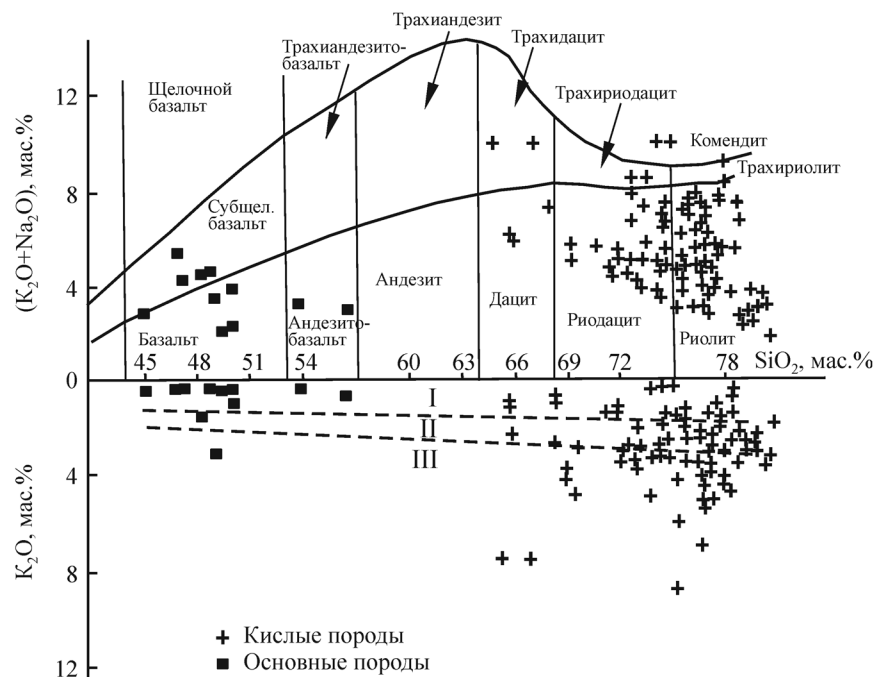


Рис. 4. Положение вулканогенных пород Рудного Алтая на диаграммах $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ и $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$.

I–III – поля типов пород: I – низкокалийные, II – среднекалийные, III – высококалийные.

Fig. 4. The position of the Rudny Altai volcanic rocks on the $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ and $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ diagrams.

I–III – fields of rock types: I – low-K, II – medium-K, III – high-K.

стратиграфических уровнях – эмс-эйфельском, живетском и франском – среди вулканогенно-осадочных отложений в тесной пространственной и генетической связи с субвулканическими образованиями и их эффузивными аналогами базальт-риолитовой формации. Оруденение на отдельных месторождениях имеет зональное строение со сменной снизу вверх колчеданных и медноколчеданных руд колчеданно-полиметаллическими и полиметаллическими. Промышленная важность этих месторождений определяется содержанием сфалерита, галенита и халькопирита. В качестве второстепенных минералов отмечаются блеклая руда, марказит, магнетит. Концентрации главных рудных элементов характеризуются широкими вариациями и разными соотношениями Cu, Pb и Zn (табл. 2), что обусловлено в основном составом рудогенерирующих вулканитов. Руды содержат повышенное количество Cd, As, Bi, Co, Se, относительно невысокие концентрации золота и серебра, изменяющиеся на разных месторождениях от 0.25 до 1 г/т и от 12 до 148 г/т соответственно. Изотопный состав серы сульфидов руд ($\delta^{34}\text{S} = +2.2\%$) близок к метеоритному стандарту и свидетельствует об ее эндогенном источнике (рис. 6). Формирование мелких и средних месторождений, как правило, происходило в одну стадию, а крупных – связано с многостадийным рудным процессом, обусловленным многоак-

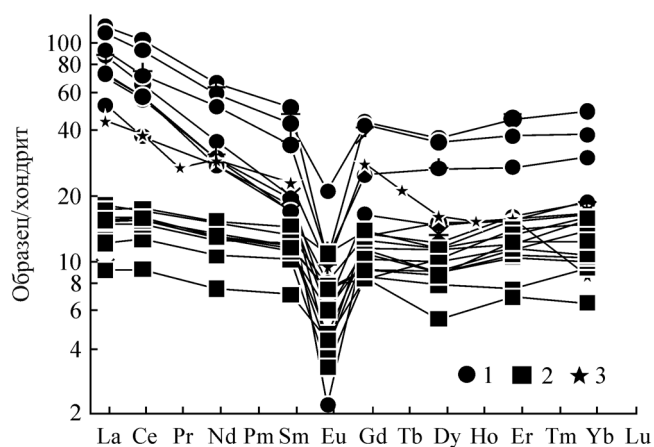


Рис. 5. Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (Тейлор, МакЛеннан, 1988).

1 – расплавные включения рудоносных риолитовых порфиров Юбилейного месторождения, 2 – рудоносные риолитовые порфиры Юбилейного месторождения, 3 – риолитовые порфиры Курило-Камчатской островной дуги.

Fig. 5. Distribution of REE normalized by chondrite after (Тейлор, МакЛеннан, 1988).

1 – melt inclusions of ore-bearing rhyolite porphyries at the Jubileynoye deposit, 2 – ore-bearing rhyolite porphyries of the Jubileynoye deposit, 3 – rhyolitic porphyries of the Kuril-Kamchatka island arc.

Таблица 2. Пределы вариации (в числителе) и средние содержания (в знаменателе) основных рудных компонентов Cu, Zn, Pb (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая

Table 2. The limits of variation (numerator) and the average contents (denominator) of the major ore components Cu, Zn, Pb (wt %) and trace elements (ppm) at the Rudny Altai pyrite-polymetallic deposits

Тип месторождения	Кол-во месторождений и проб	Cu	Pb	Zn	Au	Ag	Cd	As
Колчеданно-полиметаллический	9, 145	<u>0.4–4.6</u> 1.8	<u>1–6.3</u> 2.8	<u>4.2–11</u> 6.7	<u>0.25–1</u> 0.6	<u>12–148</u> 55	<u>320–890</u> 580	<u>200–9300</u> 2900
Барит-полиметаллический	3, 32	<u>0.1–0.3</u> 0.2	<u>1–1.8</u> 1.5	<u>2–3.5</u> 2.7	<u>4–40</u> 6.5	<u>43–390</u> 100	<u>10–1500</u> 640	<u>100–5200</u> 1700
Тип месторождения	Кол-во месторождений и проб	Sb	Bi	In	Te	Se	Co	
Колчеданно-полиметаллический	9, 145	<u>100–1400</u> 900	<u>20–90</u> 70	<u>0.1–35</u> 6.2	<u>2–40</u> 14	<u>27–230</u> 86	<u>50–130</u> 50	
Барит-полиметаллический	3, 32	<u>300–6300</u> 2500	<u>0–30</u> 10	<u>2.4–26</u> 13	<u>10–80</u> 42	<u>10–100</u> 45	<u>10–37</u> 34	

Примечание. Таблица составлена по собственным материалам с привлечением данных Рудно-Алтайской экспедиции.

Notes. The table is compiled based on authors data and the data of Rudny Altai expedition.

ным проявлением вулканизма. Средние температуры рудного процесса не превышали 250–350°C (Гаськов и др., 1991).

Барит-полиметаллические месторождения установлены лишь в Лениногорском (Риддер-Сокольное, Ново-Лениногорское) и Змеиногорском (Зареченское, Змеиногорское) рудных районах. Месторождения этого типа локализуются на нижних литолого-стратиграфических уровнях в отложениях крюковской (D_{2ef1kr}) и березовской ($D_{1e2}-D_{2efbr}$) свит. Отличительной особенностью этих месторождений являются низкая колчеданность, повышенное содержание барита, золота (4.3–40.3 г/т) и серебра (43–390 г/т) (см. табл. 2). Эти месторождения характеризуются более сложным минеральным составом, включающим до 40 рудных и нерудных минералов. Наиболее распространенными рудными минералами являются сфалерит, галенит и халькопирит. В меньшем количестве (до 5% суммарно) развиты блеклая руда, марказит, пирит, дигенит, алтаит, магнетит, гематит, аргенит, электрум, самородное золото, серебро и др. Основные нерудные минералы представлены баритом, кальцитом и кварцем. В рудах установлены повышенные содержания Cd, Sb, In и Te (см. табл. 2).

Изотопный состав серы руд ($\delta^{34}S = -2.8\%$) также свидетельствует об ее эндогенном источнике (см. рис. 6). Несколько облегченный ее состав связан, вероятно, с более окислительной обстановкой их образования в приповерхностных условиях (Рай, Омото, 1977). Формирование месторождений характеризуется многостадийностью и относительно невысокими температурами (200–300°C) (Гаськов и др., 1991). Причем заключительные стадии рудообразования характеризовались более высокими температурами, чем начальные.

ПОЛОЖЕНИЕ МАГНИТОГОРСКОЙ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ В ЮЖНО-УРАЛЬСКОМ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

Южно-Уральский металлогенический пояс протягивается в субмеридиональном направлении на более чем 900 км при ширине до 100 км. Он расположен в висячем боку Главного Уральского разлома в пределах Тагило-Магнитогорского прогиба и включает более 100 промышленных колчеданных месторождений и рудопроявлений (Контарь, Либарова, 1997; Зайков и др., 2001; Викентьев, 2004). Тагило-Магнитогорский прогиб состоит из северной, тагильской, части (Тагильская мегазона), и южной – Магнитогорской мегазоны, пространственно совпадающей с Магнитогорским синклинием. Последний рассматривается как фрагмент энсиматической девонской островной палеодуги и включает основные колчеданные месторождения (Коротеев, Нечеухин, 1989; Пучков, 2000; Филатов, Ширай, 1988; Зайков и др., 2001; Серавкин, Знаменский, 2007). Он имеет длину более 600 км и ширину до 100 км (рис. 7). Западной границей Магнитогорской островодужной системы является Главный Уральский разлом, с востока она ограничена Восточно-Уральским поднятием, на юге перекрыта мезо-кайнозойскими осадками, а на севере срезана швом Главного Уральского разлома. По простиранию Магнитогорской островодужной системы выделяются скрытые поперечные разломы, разделяющие ее на отдельные блоки, которые различаются по основности земной коры и концентрации колчеданных месторождений (Червяковский, 1972; Прокин, 1977; Зайков, 2006). В широтном направлении она делится на три зоны: Западно-Магнитогорскую, Центральную

Магнитогорскую и Восточно-Магнитогорскую. Западная и Восточная зоны отвечают двум ветвям островодужных вулканогенных образований, а Центральная зона рассматривается как междуговой палеобассейн, развитый в осевой части прогиба (Зайков и др., 2001). В целом Магнитогорская островодужная система характеризуется наиболее широким развитием колчеданного оруденения. Здесь установлено 13 колчеданосных рудных районов с суммарными запасами меди и цинка 46 млн т. По масштабу развития оруденения Западная и Восточная островные дуги сопоставимы, но отмечена асимметрия в распределении рудных районов, выраженная в развитии основного оруденения в южной части Западно-Магнитогорской палеодуги (Баймакский, Бурибайский, Гайский районы) и в северной части Восточно-Магнитогорской ветви (Учалинский, Верхне-Уральский и Александринский районы) (Зайков, 2006).

Однако независимо от пространственного положения, масштабов и состава оруденения практически все месторождения имеют палеовулканический контроль. Размещение месторождений связано с локальными депрессионными структурами (троги и кальдеры) в пределах длительно развивающихся вулканических поднятий (Кривцов, 1979; Прокин, 1977; Серавкин, 1986; Система..., 1992; Филатов, Ширай, 1988; и др.). На примере Магнитогорской островодужной системы рассмотрим особенности развития колчеданного оруденения, его связи с островодужным вулканизмом и сопоставим эти данные с данными по Рудноалтайскому региону.

Западно-Магнитогорская зона по своему составу и строению представляет собой фрагмент энсиматической островной дуги шириной до 50 км, протягивающийся вдоль Главного Уральского разлома на 500 км и ограниченный им на западе (Серавкин, 1986; Зайков и др., 2001). В ее пределах выделяется две структурно-формационных подзоны: Баймак-Бурибайская (Таналыкская) на юге и Иренидская на севере (Медноколчеданные месторождения..., 1985, 1988). Основное колчеданное оруденение приурочено к вулканогенным отложениям Баймак-Бурибайской подзоны. Она охватывает линейное поднятие вулканогенных пород протяженностью около 150 км, в ее пределах выделяются три главных рудных района – Бурибайский, Баймакский и Гайский, включающие более двух десятков промышленных месторождений разного состава и масштаба. В геологическом строении этой зоны участвуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, которые, по последним данным стратиграфического расчленения на основе конодонтов (Маслов, Артюшкова, 2010), относятся к девонским отложениям. Среди них выделяются нижнедевонские образования в объеме лохковского, пражского и эмского ярусов, ко-

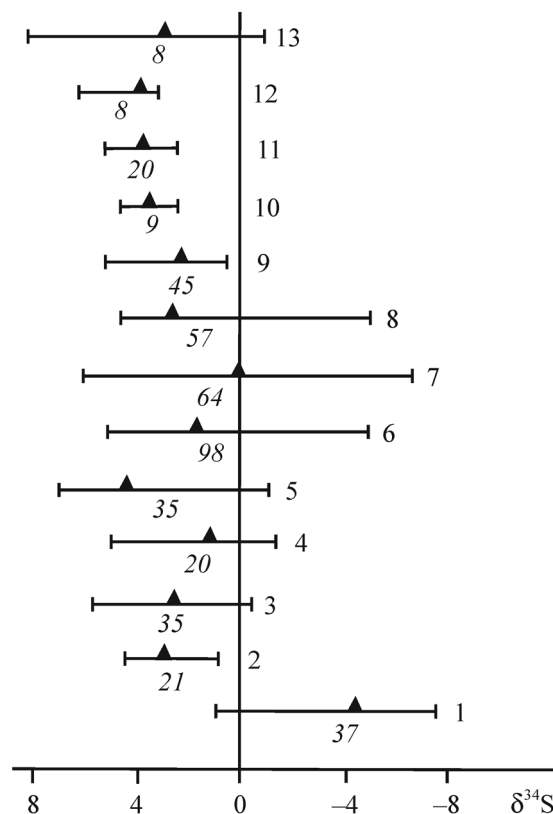


Рис. 6. Изотопный состав серы сульфидов колчеданных месторождений Рудного Алтая. На основе собственных данных и данных из (В.А. Гриненко, Н.Л. Гриненко, 1974).

Месторождения: 1 – Зареченское, 2 – Корбалихинское, 3 – Юбилейное, 4 – Захаровское, 5 – Габриэловское, 6 – Тишинское, 7 – Риддер-Сокольное, 8 – Старковское, 9 – Зырянское, 10 – Греховское-2, 11 – Снегиревское, 12 – Александровское, 13 – Богатыревское. Ограниченная линия – диапазон вариаций изотопного состава. Треугольник на линии – среднее значение изотопного состава. Цифры под линией – количество проб.

Fig. 6. Sulfur isotope composition of sulfide in the Rudny Altai pyrite deposits. Some data took over (В.А. Гриненко, Н.Л. Гриненко, 1974).

Deposits: 1 – Zarechenskoye, 2 – Korbalikhinskoye, 3 – Jubileynoye, 4 – Zakharovskoye, 5 – Gabriellovskoye, 6 – Tishinskoye, 7 – Ridder-Sokolnoye, 8 – Starkovskoye, 9 – Zyryanovskoye, 10 – Grekhovskoye-2, 11 – Snegirevskoye, 12 – Alexandrovskoye, 13 – Bogatyrevskoye. A limited line represents a range of the isotopic compositions. A triangle denotes the mean value of the isotopic composition. The numbers under the line show an amount of samples.

которые формируют *мазовскую свиту* (D_{1ms}), *рыскужинскую* (D_{1rs}), *ускульскую* (D_{1us}) и *мансуровскую* (D_{1ms}) толщи (рис. 8). Вулканиды в этих толщах отсутствуют, и они сложены в основном терригенно-осадочными отложениями: конгломераты, гравелиты, песчаники, туфопесчаники, известняки с прослоями углисто-глинисто-кремнистых сланцев.

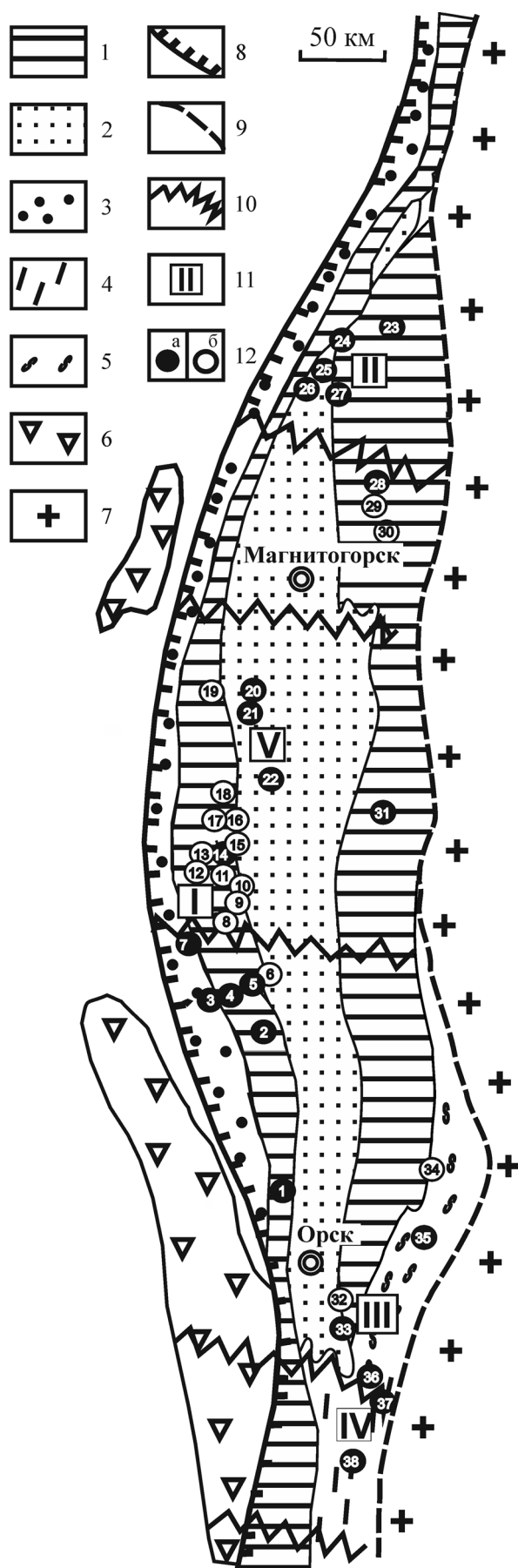


Рис. 7. Структурно-формационная схема Магнитогорского прогиба. Составлена по материалам В.В. Зайкова, (2006), И.Б. Серавкина и С.Е. Знаменского (2007).

1 – палеостровные дуги; 2 – междуговой бассейн; 3–5 – офиолитовые зоны: 3 – Присакмарская, 4 – Западно-Мугоджарская, 5 – Домбаровская; 6 – краевые аллохтоны, включая Сакмарскую зону, фрагменты спредингового бассейна; 7 – Восточно-Уральский микроконтинент; 8–9 – сuture зоны: 8 – Главного Уральского разлома, 9 – Кацбахского разлома; 10 – скрытые поперечные разломы, ограничивающие сегменты палеостроводужной системы; 11 – Рудные зоны: I – Баймак-Бурибайская, II – Учалинско-Александринская, III – Ащебутакско-Джусинская, IV – Домбаровская, V – Сибайская; 12 – рудные месторождения: а – медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические (1 – Гайске, 2 – Мамбетовское, 3 – Бурибайское, 4 – Маканская группа, 5 – Подольское, 7 – Юбилейное, 14 – Южное Таш-тау, 20 – Бакр-Узяк, 21 – Южный Бакр-Узяк, 22 – Сибайское, 23 – Таш-Яр, 24 – Учалинское, 25 – Озерное, 26 – Узельгинское, 27 – Молодежное, 28 – Сабановское, 31 – Амурское, 33 – Западно-Ащебутакское, 35 – Барсучий Лог, 36 – Летнее, 37 – Осеннее, 38 – Весеннее); б – золото-серебро-барит-полиметаллические (6 – Восточно-Подольское, 8 – Майское, 9 – Балта-тау, 10 – Югалинское, 11 – Туба-Каин, 12 – Горная Байкара, 13 – Бакр-тау, 15 – Семеновское, 16 – Таналык-Баймакское, 17 – Уваряж, 18 – Куль-Юрт-тау, 19 – Тубинская группа, 29 – Габарыкинское, 30 – Александринское, 32 – Иссиргузинское, 34 – Джусинское).

Fig. 7. The structural-formational scheme of the Magnitogorsk trough, based on the data (Зайков, 2006; Серавкин, Знаменский, 2007).

1 – paleo-island arc; 2 – inter-arc basin; 3–5 – ophiolite zones: 3 – Prissakmarian, 4 – western Mugojar, 5 – Dombarovka; 6 – marginal allochthons, including Sakmarian zone, the fragments of a spreading basin; 7 – eastern-Uralian micro-continent; 8–9 – suture zones: 8 – Main Ural Fault, 9 – Katsbakh fault; 10 – hidden transverse faults bounding segments of the paleo-island system; 11 – ore zones: I – Baimak-Buribay, II – Uchaly-Alexandrinsk, III – Aschebutak-Dzhusa, IV – Dombarovka, V – Sibai; 12 – ore deposits: a – copper-pyrite and pyrite-polymetallic (1 – Gaikoye, 2 – Mambetovskoye, 3 – Buribayskoye, 4 – Makan group, 5 – Podolskoye, 7 – Jubileynoye, 14 – southern Tash-tau, 20 – Bakr-Uzyak, 21 – Southern Bakr Uzyak, 22 – Sibai, 23 – Tash-Yar, 24 – Uchalinskoye, 25 – Ozeroye, 26 – Uzelginskoye, 27 – Molodezhnoye, 28 – Sabanovskoye, 31 – Amurskoye; 33 – Western Aschebutakskoye, 35 – Barsuchiy Log, 36 – Letneye, 37 – Osenneye, 38 – Vesennyye); б – gold-silver-barite-polymetallic (6 – eastern Podolskoye, 8 – Mayskoye, 9 – Balta-Tau, 10 – Yugalinskoye, 11 – Tuba-Kain, 12 – Gornaya Bayqara, 13 – Bakr-Tau, 15 – Semenovskoye, 16 – Tanalyk-Baimak, 17 – Uvaryazh, 18 – Kul-Yurt-Tau, 19 – Tubin group, 29 – Gabarykinskoye, 30 – Alexandrovskoye, 32 – Issirguzhinskoye, 34 – Dzhusinskoye).

Исключение составляет лишь мостостроевский комплекс трахибазальтов, развитый в верхней части мазовской свиты, который является переходной частью к вулканитам баймак-бурибайской свиты (D_{1ebb}), слагающей верхнюю часть нижнего девона (верхи эмского яруса) и с которой собственно на-

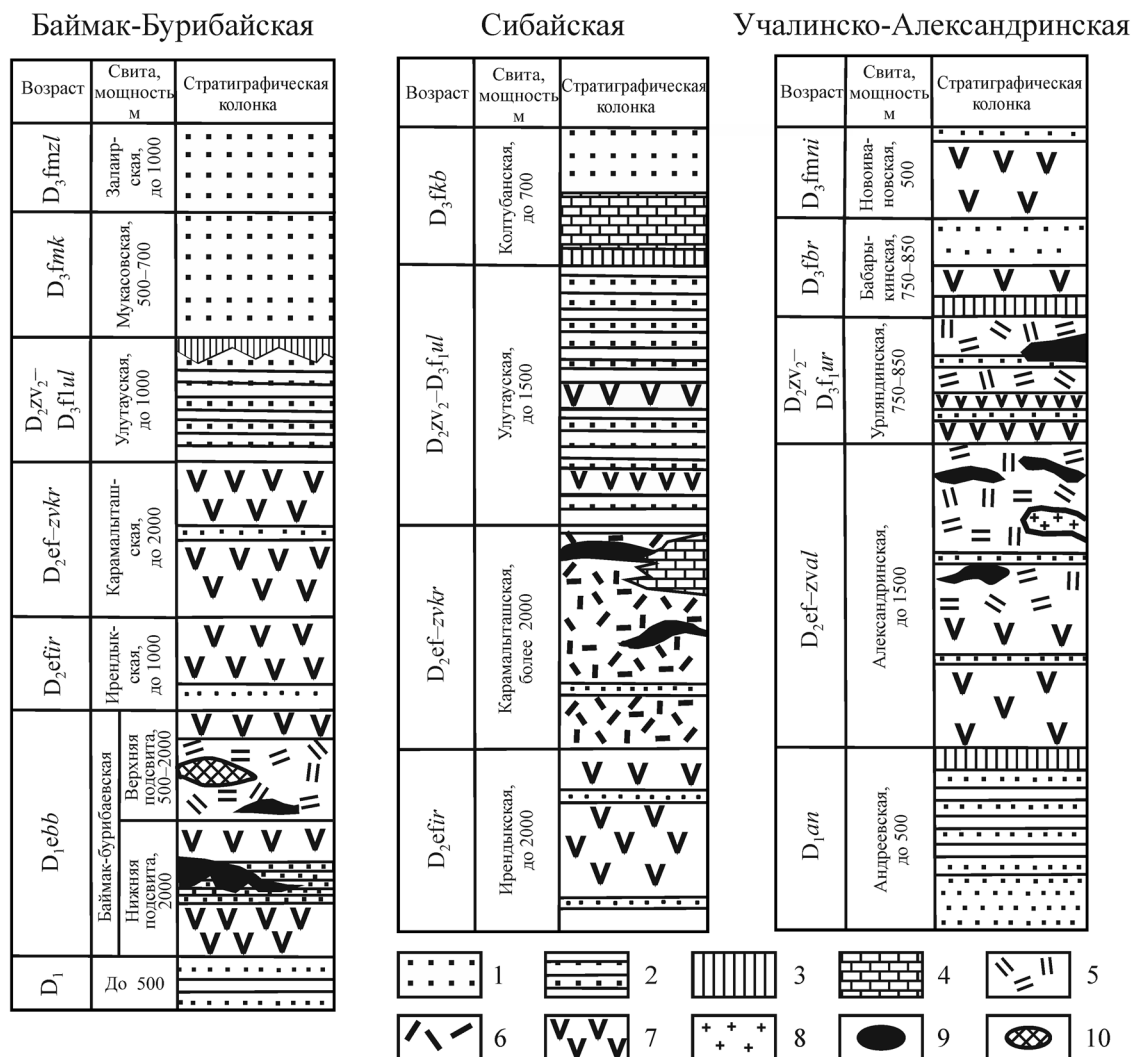


Рис. 8. Стратиграфические колонки и положение колчеданного оруденения в разрезах разных структурно-формационных зон Южного Урала.

1 – песчаники и туфопесчаники разномеристые; 2 – переслаивание алевролитов, аргиллитов, песчаников и туфопесчаников; 3 – силицистые породы; 4 – известняки и известковистые породы; 5 – туфы и лавы риолитовых и базальт-андезит-дацит-риолитовых порфиров; 6 – туфы и лавы риолит-дацит-андезит-базальтовых порфиров; 7 – туфы и лавы андезит-базальтовых и базальтовых порфиров; 8 – субвулканические тела риолитовых и риолит-дацитовых порфиров; 9 – колчеданно-полиметаллическое оруденение; 10 – золото-серебро-барит-полиметаллическое оруденение.

Fig. 8. Stratigraphic columns and the position of pyrite mineralization in different sections of the structure-formational zones of the Southern Urals.

1 – inequigranular sandstones and tuff sandstones; 2 – interbedded aleurolites, argillites, sandstone and tuff sandstones; 3 – siliceous rocks; 4 – limestones and calcareous rocks; 5 – tuffs and lavas of rhyolitic and basalt-andesite-dacite-rhyolitic porphyries; 6 – tuffs and lavas of rhyolite-dacite-andesite-basalt porphyries; 7 – tuffs and lavas of andesite-basalt and basalt porphyries; 8 – subvolcanic bodies of rhyolite and rhyolite-dacite porphyries; 9 – pyrite-polymetallic mineralization; 10 – gold-silver-barite-polymetallic mineralization.

чинается эпоха девонского островодужного вулканизма. Толщи нижнего девона согласно перекрываются среднедевонскими вулканогенно-осадочными отложениями ирендыкской свиты (D_2efir) мощностью до 1000 м. Стратиграфически выше выделяются вулканиды карамалыташской свиты ($D_2ef-zvkr$) мощностью до 2000 м, представленные ба-

зальтами, андезито-базальтами, дацитами, риолитами, в меньшей степени тефроидами и туффидами с прослоями яшм. Перекрывает эти отложения толща улутаской свиты ($D_2zv_2-D_3f_{1ul}$), сложенная преимущественно ритмично-слоистыми вулканомиктовыми образованиями. Стратиграфически выше развита толща верхнего девона, среди ко-

торой выделяются франские отложения *мукасовской свиты* (D_3fmk), представленные кремнистыми, кремнисто-глинистыми сланцами и известняками, а также франско-фаменские образования (D_3f-fm), выделенные в *бугодакскую* существенно вулканогенную и *биягодинскую* терригенно-осадочную свиты. Мощность этих свит составляет 500–1300 м. Венчает девонский разрез *зилаирская свита* фаменского яруса (D_3fmzl), сложенная граувакковым флишем, которым выполнены синклинальные структуры разного порядка. Мощность ее от 300 до 1000 м.

Основная часть колчеданного оруденения локализуется в отложениях баймак-бурибаевской свиты, которая фиксирует начало эпохи девонского островодужного вулканизма в этом регионе. В строении этой свиты выделяются нижняя существенно андезит-базальтовая толща мощностью около 2000 м и верхняя толща мощностью до 2000 м, представленная сочетанием риолитов, дацитов, андезитов и базальтов с вулканогенно-осадочными породами (Серавкин, 1986). Колчеданное оруденение приурочено к разным стратиграфическим горизонтам баймак-бурибаевской свиты. На границе нижней и верхней толщ среди горизонтов базальтоидов и вулканомиктовых отложений локализуются Бурибайское и Юбилейное медно-цинково-колчеданные месторождения (уральский тип). В верхней толще в связи с кислыми стратифицированными и субвулканическими образованиями преобладают Au-Ag-барит-полиметаллические месторождения (баймакский тип).

К горизонтам вулканомиктовых и кремнистых отложений средней части разреза приурочены рудные тела Октябрьского рудного поля и месторождения Бакр-Тау, Таш-Тау, Куль-Юрт-Тау, Тубинская группа. Ближе к кровле верхней толщи локализуются рудные тела Восточно-Подольского, Семеновского и Балтатауского месторождений. Смена состава оруденения отмечается и по латерали Баймак-Бурибайской зоны. В северной ее части, в Баймакском рудном районе, преобладают золотосодержащие колчеданно-полиметаллические и барит-полиметаллические месторождения (Тубинская группа, Уваряж, Таналык-Баймакское, Семеновское, Куль-Урт-Тау Горная Байкара и Туба-Каин) (Медноколчеданные месторождения..., 1985). В южной части (Бурибайский рудный район), напротив, развиты медно-цинково-колчеданные (Юбилейное, Бурибайское, Подольское, Гайское) и медно-колчеданно-полиметаллические (Мамбетовское, Маканская группа) месторождения (см. рис. 8).

Рудные тела разных типов месторождений представлены двумя морфологическими разновидностями. К первому относятся залежи сплошных руд в виде пластов, линз, холмов, имеющие черты гидротермально-осадочного происхождения

(месторождения Юбилейное, Подольское, Маканское, Таш-Тау). В подошве таких тел обычно развиты прожилково-вкрапленные руды. Второй тип залежей представлен телами неправильной, линзовидной и жильной формы среди линейных и трубообразных зон метасоматитов кварц-серицитового и пропилитового состава и имеет гидротермально-метасоматическое происхождение. Сложены рудные тела сплошными и прожилково-вкрапленными рудами. Рудоносные структуры представлены в основном синвулканическими депрессиями, мульдами (Бурибайское месторождение), кальдерами (Юбилейное месторождение), околожерловыми зонами (Бакр-Тау, Майское, Абей-Саз), и вулканокупольными сооружениями (Тубинская группа, Куль-Юрт-Тау).

Центрально-Магнитогорская зона занимает осевую часть прогиба и рассматривается как междугорной палеобассейн (Зайков и др., 2001). Она протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 500 км и выполнена в основном контрастным риолит-базальтовым комплексом. На юге этой структуры выделяют Западно-Мугоджарскую рудно-формационную подзону, а на севере – Сибайскую, с которой связано основное колчеданное оруденение Центрально-Магнитогорской структуры (Медноколчеданные месторождения..., 1985). Островодужные рудоносные отложения в Сибайской подзоне большей частью перекрыты и обнажаются лишь в ядерных частях брахиантиклиналей. Наиболее отчетливо это проявлено в Сибайском рудном районе, где они вскрыты в трех брахиантиклиналях, расположенных с запада на восток в таком порядке – Карамалыташская, Сибайская и Бакр-Узякская (Медноколчеданные месторождения..., 1985; Серавкин, 1986). В геологическом строении этой зоны участвуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, которые, по данным стратиграфических исследований В.А. Маслова и О.В. Артюшковой (2010), относятся к средне-верхнедевонским отложениям. По их данным, в разрезе этих отложений выделяются ирендыкская (D_2eir), карамалыташская ($D_2e_2-zv_1kr$), улутауская (D_2zv_2ul) и колтубанская (D_3fkb) свиты (см. рис. 8).

Ирендыкская свита распространена лишь на западе рудной зоны и представлена брекчиями и туфобрекчиями, реже лавами базальтовых и андезитобазальтовых порфиритов с редкими прослоями кремнистых туффов. Мощность свиты достигает 2000 м. Более широкое распространение имеет карамалыташская свита, которая слагает крупные вулканические постройки центрального типа. По составу она относится к риолит-базальтовой формации и представлена чередованием лав, лавокластитов базальтов, дацитов, риолитов, их туфов и кремнистых отложений. Мощность свиты более 2000 м. Улутауская свита, перекрывающая эти от-

ложения, сложена ритмичным чередованием туфопесчаников, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, маломощных прослоев туфов и лав андезитового и андезит-базальтового состава и яшм. Венчают девонский разрез терригенно-осадочные отложения колтубанской свиты (возрастной аналог мукасовской свиты (D_3fmk), включающие конгломераты, известняки кремнистые сланцы и туфопесчаники). Мощность свиты около 600 м.

Все известные на этой территории колчеданные месторождения и рудопроявления приурочены к вулканогенным породам риолито-базальтовой формации карамалыташской свиты. В восточном крыле Сибайской горст-антиклинали к контакту дацит-риолитовой толщи с вышележащими брекчиями андезито-базальтового состава приурочено Сибайское медно-цинковое месторождение. Оруденение образует пластообразные тела мощностью до 20–30 м. Руды имеют преимущественно брекчиевидную, реже массивную текстуру и сложены агрегатом медно-цинково-колчеданного состава. Выше по разрезу карамалыташской свиты в брекчиях андезито-базальтов, локализуется небольшие колчеданно-полиметаллические месторождения Камаганское и Бакр-Узякское. Их оруденение приурочено к зонам серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов и представлено пиритом, халькопиритом, сфалеритом. Руды имеют в основном прожилково-вкрапленные и вкрапленные текстуры и мелкозернистую структуру.

Восточно-Магнитогорская зона выделяется в восточной части Магнитогорской мегазоны и протягивается почти на 500 км вдоль Восточно-Уральского поднятия. Она также представляет собой фрагмент энсиматической островной дуги с гомодромным развитием вулканизма и характеризуется сложным строением, обусловленным большой радиальной изменчивостью вулканических комплексов и присутствием гранитоидных массивов (Зайков и др., 2001). В пределах Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги с севера на юг выделяется три структурно-формационных подзоны – Учалинско-Александринская, Ащебутакско-Джусинская и Домбаровская (Медноколчеданные месторождения..., 1985).

Учалинско-Александринская подзона, расположенная в северной части Восточно-Магнитогорской дуги, объединяет полосу вулканогенных пород, вытянутую в меридиональном направлении почти на 150 км. Эта зона является наиболее продуктивной в отношении колчеданного оруденения и вмещает около 30% запасов цветных металлов Южного Урала. В ее строении выделяется сочетание крупных базальтовых поднятий и риолит-дацитовых куполов нескольких циклов. В пределах вулканических поднятий установлены линейные депрессии, где в большей части локализованы колчеданные месторождения.

В геологическом строении Восточно-Магнитогорской зоны, по данным В.А. Маслова и О.В. Артюшковой (2010), принимают участие в основном девонские вулканогенно-осадочные отложения. Среди них выделяют нижнедевонские отложения в объеме лохковского, пражского и эмского ярусов, представленные разными по составу возрастными аналогами в разных рудных районах (см. рис. 8). *Андреевская толща* (D_{1an}) откартирована в Джусинском рудном районе и представлена глинисто-углистыми сланцами, кварцитами, эпидот-хлоритовыми и филлитовидными сланцами мощностью до 500 м. *Субутакская толща* (D_{1sb}) выделена в Верхнеуральском районе и сложена вулканомиктовыми породами с биогермами известняков. На юге этой зоны в Домбаровском рудном районе выделена *киембаевская свита* (D_{1km}), сложенная лавами и лавобрекчиями базальтов с прослоями яшм и туфогенно-осадочных пород. Мощность этих отложений достигает 2000 м.

Возрастные аналоги среднедевонской ирендыкской свиты (D_{2efir}) в Восточно-Магнитогорской зоне не выявлены. Возрастным аналогом карамалыташской свиты ($D_{2ef-zvkr}$) здесь является *александринская толща* ($D_{2ef-zval}$), сложенная в нижней части базальтами с прослоями яшм, а сверху – чередованием лав, туфов кислого состава, туфитов и яшм. Мощность свиты до 1500 м.

Выше александринской залегает *урлядинская толща* ($D_{2zv_2-D_3f_{1ur}}$), в строении которой принимают участие базальты, андезибазальты, дациты, риолиты, тефроида и известняки. Она является возрастным аналогом *улутауской свиты* ($D_{2zv_2-f_{1ul}}$) и переходной к верхнедевонской толще.

Собственно верхнедевонские отложения представлены здесь *бабарыкинской* толщей франского возраста (D_3f) (аналог мукасовской свиты), *аблязовской* вулканогенно-осадочной толщей, отвечающей франско-фаменскому возрастному интервалу (D_3f-fm) (аналог бугодакской свиты), и вулканитами *новоивановской* толщи фаменского возраста (D_3fm), аналога *зилаирской свиты*.

Распределение колчеданного оруденения в Учалинско-Александринской рудной подзоне неравномерное. Наибольшее количество колчеданных месторождений, включая довольно крупные (им. XIX партсъезда, Узельгинское, Озерное, Молодежное), сосредоточены в центральной ее части, в Верхнеуральском рудном районе, где они образуют единое Узельгинское рудное поле. Большинство месторождений приурочены к брахиантиклинальным складкам, сложенным вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами диабазового и риолито-дацитового составов александринской и урлядинской толщ. Рудные залежи, как правило, приурочены к сводовым частям этих положительных структур и контролируются разрывными нарушениями. Они представлены серией этажно-

расположенных пластовых и линзовидных рудных тел, часто согласных с вмещающими породами. Руды имеют преимущественно медно-цинково-колчеданный состав массивные и прожилково-вкрапленные текстуры.

Месторождения Учалинского рудного района (Учалинское, Таш-Ярское) и рудопоявления локализуются в отложениях александринской толщи, слагающих ядро Учалинской антиклинали. Руды этих месторождений в основном медно-цинково-колчеданного состава в большей части приурочены к контактам субвулканических риолитовых порфиров и образуют пластообразные рудные тела. Среди кислых эффузивов александринской толщи, как правило, в экзоконтактовых зонах субвулканических тел плагиориолитов локализуются Александринское медноколчеданное месторождение и ряд полиметаллических рудопоявлений в Александринском рудном районе. Рудные тела Александринского месторождения сложены в основном сплошными мелкозернистыми массами с соотношением $\text{Cu} : \text{Zn} = 15 : 1$.

Ащебутако-Джусинская рудная зона находится в южной части Восточно-Магнитогорской островодужной системы. В ее пределах выделяются два обособленных рудных района – Ащебутацкий и Теренсайский. Разрез стратифицированных вулканогенных отложений этой зоны представлен в нижней части базальтами и микродиабазами с прослоями их туфов, на которых залегают породы риолит-дацит-андезит-базальтовой формации александринской свиты, выше залегают игнимбрииты и туфы риолит-дацитов с прослоями туффиитов, туфопесчаников и известняков урлядинской свиты. В пределах этой зоны широко развиты субвулканические породы, которые и по составу, и по времени формирования часто соотносятся со стратифицированными вулканогенными образованиями и представлены телами диабазовых порфиритов, андезитов, андезито-дацитов, дацитов и риолитов. Наиболее насыщены субвулканическими телами верхние части разреза.

Колчеданно-полиметаллические месторождения Ащебутацкого рудного района (Западно-Ащебутацкое и Иссиргужинское) залегают в верхних частях разреза, в кислых вулканитах урлядинской свиты, вблизи тектонических зон. Руды Западно-Ащебутацкого месторождения имеют преимущественно колчеданный состав и образуют маломощные пластообразные и линзовидные тела, с развитием в лежащем боку кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов с пиритом, реже с карбонатом и баритом. Иссиргужинское барит-полиметаллическое месторождение залегает стратиграфически выше и приурочено к пирокластическим породам кислого состава. Руды имеют в основном прожилково-вкрапленные текстуры и по составу подразделяются на медно-

цинковые и свинцово-цинковые с баритом. В Теренсайском рудном районе выявлены колчеданно-полиметаллические месторождения Джусинокое и Барсучий Лог, залегающие среди кислых вулканитов александринской толщи. Оруденение Джусинокое месторождения представлено линзовидными залежами в зонах расщеливания. На месторождении Барсучий Лог установлены две грибообразные линзовидные рудные залежи, расположенные друг над другом. По минеральному составу руды этих месторождений разделяются на полиметаллические, медно-цинковые, медноколчеданные и серноколчеданные.

Домбаровская подзона находится на южном продолжении Ащебутако-Джусинской подзоны и включает два рудных района Домбаровский и Средне-Орский. В нижней части разреза этой зоны выделяются нижнедевонские вулканогенно-осадочные отложения (андреевская толща), на которых с несогласием залегают породы александринской и урлядинской свит. Нижняя александринская толща сложена подушечными лавами диабазов с горизонтами кремнистых пород, а верхняя – урлядинская – переслаиванием подушечных лав базальтов, андезито-базальтов их туфов, реже риолитов, туфов кислого состава и осадочных пород. Общая мощность этих образований 1300–1600 м. К верхней части разреза тяготеют субвулканические дайковые и штокообразные тела, сложенные микродиабазами, диабазовыми порфиритами и липарито-дацитовыми порфирами. Колчеданное оруденение этой зоны проявлено на двух стратиграфических уровнях – нижнедевонском (киембаевская свита $D_1\text{km}$) и среднедевонском (александринская свита). В Домбаровском рудном районе в верхних частях базальтоидов киембаевской свиты выявлено три месторождения – Летнее, Осеннее и Весенне-Аралчинское, рудные залежи которых имеют преимущественно линзообразную или пластообразную форму и залегают в основном согласно с вмещающими породами. По составу преобладают медно-цинково-колчеданные руды массивной текстуры. В Средне-Орском рудном районе колчеданные месторождения Авангард, Приорское, 50 лет Октября, Кзылкибачи локализуются уже среди отложений липарит-базальтовой формации александринской свиты. По составу преобладают колчеданные и медно-колчеданные руды прожилково-вкрапленной, реже массивной текстуры, локализующиеся среди метасоматитов кварц-хлорит-серицитового и кварц-серицитового состава.

Общие черты островодужного вулканизма Магнитогорского прогиба

Приведенная информация по разным рудным зонам Магнитогорской островодужной системы показывает, что рудоносный вулканизм здесь представ-

лен в широком возрастном диапазоне, начиная с эмского яруса нижнего девона и заканчивая фаменом верхнего девона. Однако развитие вулканизма имело дискретный характер и проявилось в два этапа: позднеэмско-раннеэйфельский и эйфель-живет-раннефранский (Косарев, 2010). К позднеэмско-раннеэйфельскому времени приурочены ранняя биомодальная базальт-риодацитовая, более поздняя – непрерывная базальт-андезит-дацит-риодацитовая и гибридная базальт-андезит-базальт-кварцево-андезит-дацит-риодацитовая формации (*бурибайский, верхнетаналыкский, киембаевский, акжарский вулканические комплексы*). В эйфель-живет-раннефранский вулканический цикл происходило накопление базальт-риолитовой и базальт-андезит-дацит-риолитовой формаций (*карамалыташский, александринский и урлядинский комплексы*).

В целом девонский разрез островодужного вулканизма, представленный чередованием разновозрастных вулканических циклов, сложен гомодромной последовательностью базальтов, андезитов, дацитов и кислых эффузивов. По химизму вулканические породы относятся к известково-щелочным и толеитовым островодужным сериям с существенно натриевым уклоном, низкими содержаниями калия и близким соотношением основных петрогенных элементов для однотипных пород разных вулканических циклов и различных геологических структур (табл. 3). Для каждого вулканического цикла установлены различные сочетания пород разного состава с преобладанием в нижних частях разреза контрастной базальт-риолитовой формации, а вверху – непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой (Кривцов, 1979). С запада на восток отмечается некоторое увеличение кислой составляющей, а вверху по разрезу – увеличение щелочности пород и доли терригенных осадков. Стратифицированные отложения прорваны комагматичными субвулканическими образованиями и интрузиями нескольких возрастных комплексов (D_2 – D_3 fr, C_1 , P_1) (Салихов, Бердников, 1985), среди которых выделяются многочисленные малые интрузии пород основного и среднего состава.

Химизм вулканогенных пород Магнитогорского синклиория рассматривался многими исследователями (Кривцов, 1979, Серавкин, 1986, 1992; Кабанова, Зайков, 1987; Косарев, 2010; и др.). Сопоставление пород риолит-базальтовых комплексов с типовыми сериями выполнено Е.П. Шираем в коллективной монографии (Металлогения..., 1999). Геохимические особенности базальтов и андезитобазальтов свидетельствуют о сходстве пород с аналогами энсиматических островных дуг. В большей части контрастные формации разных вулканических циклов относятся к известково-щелочной серии. Практически все базальтоиды низкотитанистые, низкокалиевые, среднеглиноземистые (см. табл. 3). Среди них в небольшом количестве при-

сутствуют породы бонинитового ряда и пикритобазальты (Зайков и др., 2001). Многими авторами (Кривцов, 1979; Серавкин, 1986; Среднепалеозойский вулканизм..., 1983) отмечается неоднородность разновозрастных вулканических комплексов по латерали. Так, для баймак-бурибайского комплекса характерно увеличение кислой составляющей в восточном направлении. Если на западе развита контрастная формация с преобладанием базальтоидов над риолитами в соотношении 5 : 1, то на востоке уже проявлена непрерывная формация, включающая полный ряд пород: базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты, риолиты. Здесь породы имеют повышенное содержание K_2O , возрастающее в перечисленном ряду с 0.8 до 2.1. Для базальтов карамалыташского комплекса при общей невысокой титанистости для многих структур (Карамалыташская, Сибайская) отмечается понижение содержания TiO_2 вверх по разрезу с 0.7–1 до 0.4–0.7%. Вместе с тем вулканогенные породы риолитового состава в разных структурах имеют устойчивые низкие содержания K_2O (0.51–1.14%), и устойчивые значения SiO_2 (73.65–75.17%) (Серавкин, 1986; Фролова, Бурикова, 1979). По данным В.В. Зайкова (2006), породы этого комплекса по соотношению K_2O – TiO_2 – P_2O_5 и Fe_2O_3 – K_2O – MgO соответствуют вулканитам энсиматических островных дуг. Соотношение изотопов стронция (около 0.7040) также близко к значениям, установленным для современных энсиматических дуг Тонга-Кермадек, Южно-Сандвичевой, Марианской (Металлогения..., 1999).

Типы колчеданного оруденения и особенности его развития в островодужных образованиях Магнитогорского синклиория

Возрастной диапазон развития колчеданно-полиметаллического оруденения в Магнитогорской мегазоне четко коррелирует с островодужным вулканизмом и охватывает период с эмского яруса нижнего девона до низов франа верхнего девона. В этот период проявились два рудно-магматических цикла, с которыми связано формирование колчеданных месторождений, двух главных минеральных типов – медно-цинково-колчеданный (уральский) и Au-Ag-барит-полиметаллический (баймакский). Более широкое развитие имеют месторождения уральского типа, которые распространены по всему рудоносному разрезу региона. Они установлены в наиболее раннем рудоносном уровне в отложениях баймак-бурибаевской свиты (D_1ebb) в пределах Западно-Магнитогорской островной дуги (месторождения Юбилейное, Бурибайское, Подольское, Гайское) и в Домбаровском рудном районе в верхних частях базальтоидов киембаевской свиты (D_1km) Восточно-Магнитогорской островодужной ветви (месторождения Летнее, Осеннее и

Таблица 3. Химический состав вулканогенных пород островодужной системы Магнитогорского синклинория**Table 3.** Chemical composition of volcanic rocks of the island arc system of the Magnitogorsk synclinorium

Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Баймак-Бурибаевский комплекс Баймак-Бурибаевской подзоны Западно-Магнитогорской зоны												
Базальт	32	49.64	0.64	16.18	3.05	7.26	0.11	6.55	4.61	4.15	1.59	0.07
Андезит	35	59.94	0.64	15.58	3.16	4.03	1.08	3.65	3.53	4.50	0.83	1.18
Дациит	135	67.06	0.44	13.75	2.22	3.57	0.16	2.09	2.28	4.29	0.76	1.10
Риолит	187	72.28	0.29	12.22	1.22	2.54	0.15	1.03	1.33	4.77	0.80	0.16
Карамалыташский комплекс Баймак-Бурибаевской подзоны Западно-Магнитогорской зоны												
Базальт	58	49.14	0.55	15.22	3.64	8.21	0.18	6.87	7.78	3.10	0.40	0.07
Андезит	8	59.48	0.75	14.38	3.47	6.12	0.14	2.79	3.61	5.10	0.67	0.15
Дациит	38	66.75	0.51	13.21	2.16	4.67	0.10	1.85	2.23	5.06	0.34	0.14
Риолит	66	74.26	0.28	11.42	1.42	3.71	0.08	1.94	1.37	4.60	0.51	0.10
Александринский (Карамалыташский) комплекс Учалинско-Александринской подзоны Восточно-Магнитогорской зоны												
Базальт	275	51.58	0.86	17.42	4.27	7.71	0.20	6.27	7.80	3.31	0.45	0.13
Андезит	100	59.92	0.76	16.67	2.81	6.22	0.17	3.34	5.85	3.70	0.44	0.12
Дациит	28	65.89	0.51	15.26	2.18	4.71	0.15	1.98	4.41	4.08	0.74	0.09
Риолит	174	73.65	0.34	13.16	1.56	2.58	0.07	0.88	1.56	5.30	0.83	0.06
Урлядинский (Улутауский) комплекс Учалинско-Александринской подзоны Восточно-Магнитогорской зоны												
Базальт	123	51.71	0.86	17.06	3.35	7.02	0.17	6.73	9.65	2.80	0.53	0.13
Андезит	144	60.61	0.57	16.95	2.65	5.48	0.15	3.33	5.71	3.54	0.85	0.16
Дациит	35	67.21	0.56	15.22	2.47	3.60	0.09	2.09	3.24	4.30	1.06	0.16
Риолит	275	72.11	0.37	13.85	2.07	2.33	0.08	1.84	2.48	3.66	1.14	0.07
Баймак-Бурибаевский комплекс Сибайской подзоны Центрально-Магнитогорской зоны												
Базальт	3	50.10	0.49	14.86	3.06	6.55	0.19	8.86	7.13	3.36	0.54	0.12
Карамалыташский комплекс Сибайской подзоны Центрально-Магнитогорской зоны												
Базальт	13	48.34	0.60	16.81	4.33	7.61	0.17	6.76	5.76	3.98	0.21	0.09
Андезит	11	56.3	0.58	15.03	3.44	5.49	0.13	5.12	3.23	3.99	0.16	0.13
Дациит	12	68.6	0.33	13.40	1.68	3.60	0.12	1.21	1.97	4.57	0.58	0.18
Риолит	14	75.17	0.20	10.74	1.23	1.83	0.05	0.68	1.82	4.22	0.82	0.11

Примечание. Таблица составлена по материалам (Зайков, 2006; Зайков и др., 2001; Кабанова, Зайков, 1987; Серавкин, 1986; Медноколчеданные месторождения..., 1985; Кривцов, 1979).

Note. The table is compiled based on the data (see above).

Весенне-Аралчинское). Наиболее продуктивным на этот тип месторождений является стратиграфический уровень карамалыташской свиты ($D_2e_2-gv_2kr$), с которой связаны месторождения Центральной части синклинория (Сибайское, Камаганское и Бакр-Узякское), северной части Восточно-Магнитогорской островной дуги (Учалинское, Таш-Ярское, им. XIX партсъезда, Узельгинское, Озерное, Молодежное) и южной – месторождения (Авангард, Приорское, 50 лет Октября, Кзылкиба-

чи, Джусинокое и Барсучий Лог). Месторождения этого типа установлены также и в вышележащих отложениях улутауской свиты (D_2zv_2ul) (Западно-Ащевутакское).

Месторождения баймакского типа имеют более ограниченное распространение, но также развиты на разных стратиграфических уровнях. Как правило, в пределах одной стратиграфической единицы медно-цинково-колчеданные месторождения уральского типа локализируются в нижней части толщи, а

Таблица 4. Пределы вариации (в числителе) и средние содержания (в знаменателе) основных рудных компонентов Cu, Zn, Pb (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в колчеданных месторождениях Южного Урала**Table 4.** The variation limits (numerator) and the average contents (denominator) of the major ore components Cu, Zn, Pb (wt %) and trace elements (ppm) at the Southern Urals pyrite deposits

Тип месторождений	Cu	Zn	Pb	Au	Ag	Cd	As
Сu-Zn-колчеданный (уральский)	<u>0.8–5.7</u> 3	<u>0.4–7.7</u> 4	<u>0.1–0.2</u> 0.15	<u>0.5–2.2</u> 1.6	<u>14–89</u> 22	<u>15–900</u> 146	<u>200–9700</u> 1400
Аu-Ag-барит-полиметаллич. (баймакский)	<u>0.7–4.5</u> 2.0	<u>2.1–5.7</u> 3.2	<u>0.1–1.5</u> 0.8	<u>0.4–10.5</u> 4.7	<u>28–160</u> 33	<u>80–800</u> 300	<u>100–5200</u> 1700
Тип месторождений	Sb	Bi	In	Tl	Te	Se	Co
Сu-Zn-колчеданный (уральский)	<u>100–670</u> 76	<u>15–300</u> 74	<u>0–22</u> 3.8	<u>0–120</u> 8	<u>3–90</u> 31	<u>3.3–360</u> 65	<u>5–1100</u> 50
Аu-Ag-барит-полиметаллич. (баймакский)	<u>30–630</u> 250	<u>0.1–30</u> 1.5	До 30	До 40	До 150	<u>1–113</u> 18	До 80

Примечание. Таблица составлена по материалам (Медноколчеданные месторождения..., 1985, 1992; Викентьев, 2004; Зайков, 2006).

Note. The table is compiled based on the data (see above).

золотосодержащие колчеданно-полиметаллические и барит-полиметаллические месторождения баймакского типа приурочены к ее верхней части. Наиболее характерным примером такого распределения является Баймак-Бурибаевская зона, где в отложениях нижней части баймак-бурибаевской свиты локализуются месторождения уральского типа (Бурибайское и Юбилейное), а в верхней толще развиты месторождения баймакского типа (Бакр-Тау, Таш-Тау, Куль-Юрт-Тау, Тубинская группа). Также в восточной островодужной ветви синклиниория в Учалинско-Александринской рудной подзоне на многих месторождениях уральского типа в верхних частях рудных тел увеличивается содержание сфалерита, галенита, барита и они по составу близки рудам баймакского типа. В Ащевутаском рудном районе в кислых вулканитах нижней части урлядинской толщи ($D_2ZV_2-f_{1ur}$) выявлено существенно колчеданное Западно-Ащевутаское месторождение, а вверху – Исиргужинское барит-полиметаллическое месторождение.

В целом месторождения уральского типа разных стратиграфических уровней и разных рудно-формационных зон связаны преимущественно с вулканогенными формациями, в которых преобладают базальт-андезитовые составляющие. Рудные залежи месторождений этого типа, как правило, локализуются среди гидротермально-измененных пород кварц-серицит-хлоритового, кварц-хлоритового и реже карбонат-хлоритового состава. Зоны околорудных метасоматитов более широко развиты в лежачем боку рудной зоны. Рудные залежи образуют в основном многоярусное распределение и представлены линзовидными, реже пластообразными телами. Руды имеют массивные, прожилково-вкрапленные, брекчиевидные и редко слоистые текстуры и колломорфные, глобулярные аллотриоморфнозернистые структуры. Главными минерала-

ми руд являются пирит, халькопирит и сфалерит, в качестве второстепенных установлены магнетит, блеклые руды, галенит, редко отмечаются пирротин, арсенопирит, борнит, халькозин, алтаит, тетрадимит, самородное золото и некоторые другие. Содержание меди и цинка в рудах изменяется в широких пределах – от долей процента до 5.7 и 7.7% соответственно, а содержание свинца не превышает десятых долей процента (табл. 4). Отношения Cu/Zn изменяются от 1 : 1 до 1 : 3, что ниже по сравнению с кипрским и беси типами (2 : 1–5 : 1). Большая часть месторождений уральского типа содержит промышленные концентрации Au и Ag, которые изменяются в достаточно широких пределах в разных месторождениях и типах руд. Преобладают самородные выделения золота размером до первых сотен микрон. Пробность Au в основном составляет 700–850%. Характерной особенностью руд этого типа являются повышенные содержания Se и Te, которые в рудах отдельных месторождений могут достигать сотен г/т (Озерное). Кроме того, эти руды отличаются повышенными содержаниями As, Sb, Cd, Tl (см. табл. 4) (Авдонин, Сергеева, 1999).

Изотопный состав серы руд на разных месторождениях близок и в целом δS^{34} изменяется от –6.8 до +7.5 ‰. (рис. 9). Значения δS^{34} для отдельных главных сульфидных минералов и конкретных месторождений имеют еще более узкие пределы изменений, что указывает на эндогенный источник серы (В.А. Гриненко, Н.Л. Гриненко, 1974; Буславев и др., 1992). Отклонения изотопного состава в ту или другую сторону от нулевых значений, вероятно, связаны с процессами преобразования руд и частичным заимствованием экзогенной серы вмещающих пород. Главной особенностью формирования этого типа месторождений является сочетание гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического механизмов рудоотложения,

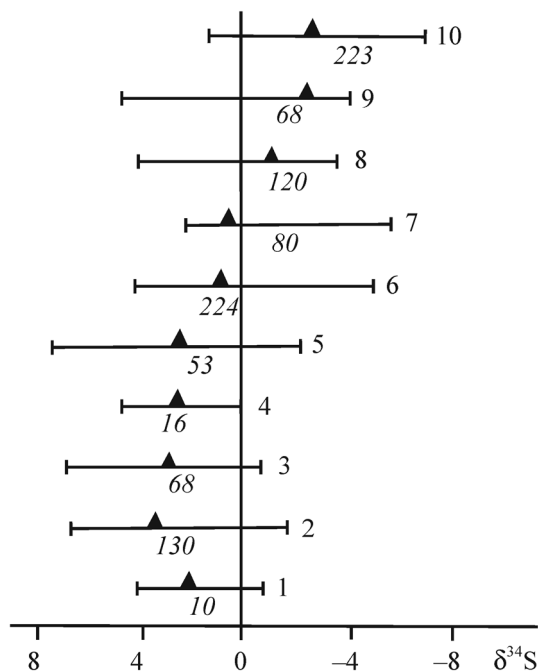


Рис. 9. Изотопный состав серы сульфидов колчеданных месторождений Южного Урала. Используются данные В.А. Гриненко, Н.Л. Гриненко, (1974) и (Медноколчеданные месторождения..., 1992).

Месторождения: 1 – Бурибайское, 2 – Сибайское, 3 – Озерное, 4 – Молодежное, 5 – Юбилейное, 6 – Узельгское, 7 – Учалинское, 8 – Гайское, 9 – Маканское, 10 – Подольское. Ограниченная линия – диапазон вариаций изотопного состава. Треугольник на линии – среднее значение изотопного состава. Цифры под линией – количество проб.

Fig. 9. Sulfur isotope composition of sulfides from pyrite deposits of the southern Urals. On the data B.A. Гриненко, Н.Л. Гриненко (1974) and (Медноколчеданные месторождения..., 1992).

1 – Buribayskoye, 2 – Sibaiskoye, 3 – Ozernoye, 4 – Molodezhnoye, 5 – Jubileynoye, 6 – Uzelgiyskoye, 7 – Uchalsinskoye, 8 – Gaiskoye, 9 – Makanskoye, 10 – Podolskoye. Limited line represents the range of isotopic compositions. A triangle shows a mean value of the isotopic composition. The numbers under the line indicate the amount of samples.

что выражается в наложении и преобразовании ранних гидротермально-осадочных руд последующими порциями гидротермальных растворов после их перекрытия вулканогенными отложениями (Медноколчеданные месторождения..., 1985, 1992). Температуры формирования таких руд, по данным изучения флюидных включений и различных геотермометров, для большинства уральских месторождений составляли 160–320°C (Буслаев и др., 1992), давление не превышало первые килобары, что свидетельствует о приповерхностных условиях их формирования (Медноколчеданные месторождения..., 1985, 1988). Баймакский тип включает

Au-Ag-барит-колчеданно-полиметаллические месторождения. Они также локализуются на разных стратиграфических уровнях и связаны преимущественно с вулканогенными формациями сложного состава, где увеличивается роль кислых стратифицированных и субвулканических образований. Это месторождения Бакр-Тау, Таш-Тау, Куль-Юрт-Тау, Тубинская группа, Майское, Александринское, Балта-тау, Туба-Каин, Горная Байкара и др. (см. рис. 7), развитые в большей степени в Западно-Магнитогорской зоне в пределах баймакбурибаевской свиты и меньше – в ее восточном аналоге (киембаевская свита).

Рудные залежи часто локализуются среди гидротермально-измененных пород, развитых преимущественно в лежачем боку рудной зоны. По составу это кварц-серицит-хлоритовые и кварц-серицитовые метасоматиты. Рудные тела имеют в основном сложную морфологию, включающую сочетание различных лентообразных и линзовидных образований, холмов, труб и пластов. Руды имеют полосчатые, пятнистые, брекчиевидные, а также массивные и прожилково-вкрапленные текстуры и колломорфные, аллотриоморфные структуры. Главными минералами руд являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и барит. В качестве второстепенных минералов установлены блеклые руды, борнит, халькозин, арсенопирит, самородное золото, электрум, и в виде редких отмечаются алтаит, гессит, тетрадимит, германит и некоторые другие. В рудах отмечается повышенное (0.8%) содержание свинца, высокие средние содержания цинка (3.2%) и меньше меди (2%), что отличает их от руд уральского типа. Кроме того, для этого типа месторождений характерно повышенное содержание золота (4.7 г/т) и серебра (33.3 г/т) (см. табл. 4). Руды обогащены рядом других элементов-примесей, главными из которых являются Cd, In, As, Sb, Se, Te, Tl (Зайков и др., 2001). В отдельных месторождениях содержания редких элементов In, Te, Se, Tl достигают промышленных концентраций (Таш-Тау). Изотопный состав серы руд этого типа в целом близок, но изменяется в более узком пределе, чем в рудах уральского типа (δS^{34} = от +3 до +5‰), что также отвечает эндогенной природе серы (Медноколчеданные месторождения..., 1992).

Большая часть месторождений этого типа представляет собой сложное многостадийное образование, ранняя стадия представлена, как правило, гидротермально-осадочными рудами, сформировавшимися в локальных депрессиях на склонах кислых экстрезивных куполов при невысоких температурах рудоотложения, которые, по данным изучения флюидных включений, не превышали 250°C, а руды более поздних гидротермально-метасоматических стадий формировались при 300–350°C (Медноколчеданные месторождения..., 1985, 1992).

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
РУДНОАЛТАЙСКОЙ И МАГНИТОГОРСКОЙ
ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ

Сравнение колчеданных месторождений Рудно-алтайской и Магнитогорской островодужных систем показало многие черты их сходства и различия. Общим для месторождений этих регионов является то, что они тесно связаны с островодужным вулканизмом и образуют крупнейшие в мире колчеданосные провинции, сопоставимые между собой и с колчеданосными поясами разных регионов мира (Австралия, Япония, Аппалачи (США), Канадский щит, Северо-Американские Кордильеры и Иберийский пояс в Европе). Распределение колчеданных месторождений в этих регионах имеет узловой характер, и они образуют обособленные рудные районы, контролируемые размещением вулканических построек центрального типа и субвулканических тел. Рудные залежи месторождений часто имеют многоярусное распределение и представлены линзовидными, реже пластообразными телами, часто локализующимися среди гидротермально-измененных пород кварц-серицит-хлоритового и кварц-серицитового состава. Все месторождения рассмотренных регионов относятся к колчеданной формации и включают близкие по составу минеральные типы – халькопирит-сфалерит-пиритовый и золото-барит-полиметаллический. Большая часть месторождений в этих регионах имеет многостадийное формирование и близкий механизм рудоотложения со сходными физико-химическими условиями образования руд.

Специфика же рассматриваемых регионов связана с развитием вулканизма в разных типах островодужных систем. Месторождения Магнитогорской мегазоны образовались в пределах энсиматических островных дуг, развивающихся на океанической коре, а Рудноалтайские – в энсиалических островных дугах, заложенных на коре континентального типа. Это обусловило различие в составе вулканизма и оруденения. В энсиматических островных дугах Урала вулканизм развивался гомодромно с преобладанием магматических пород основного состава, а в энсиалической дуге Рудного Алтая имело место антидромное развитие магматизма с резким преобладанием пород среднего и кислого состава. Поэтому на ранней стадии развития Магнитогорской энсиматической дуги в условиях подводных вулканических поясов, в которых резко преобладали базальты над кислыми породами, формируются медно-цинково-колчеданные месторождения собственно уральского типа. Позднее, уже в субаэральных условиях, при возросшей роли кислых вулканических пород появляются месторождения баймакского типа, обогащенные барием, свинцом, золотом, серебром, кад-

мием. Однако содержание свинца здесь невысокое и очень редко достигает промышленных концентраций.

В пределах Рудного Алтая на ранних этапах развития энсиалической дуги, заложенной на континентальной коре, в процессе воздействия на нее мантийных расплавов и флюидов возникают большие объемы кислых вулканических пород (до 90%), образующих мощные стратифицированные толщи, сопровождаемые субвулканическими телами того же состава. В связи с кислым вулканизмом ранних стадий формируются месторождения барит-полиметаллического состава с промышленными содержаниями свинца, цинка, бария, золота, серебра. Кроме того, для этих руд установлены более высокие содержания рассеянных элементов: кадмия, теллура, галлия, индия и др. В более поздние стадии в связи с проявлением, наряду с коровым кислым вулканизмом, мантийного базальтоидного формирования колчеданно-полиметаллические и медноколчеданные месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдонин В.В. (1987) Ликвация и формирование рудосодержащих вулканогенных комплексов. М.: МГУ, 238 с.
- Авдонин В.В., Сергеева Н.Е. (1999) Редкие металлы в эволюционных рядах колчеданно-полиметаллических месторождений. *Вестн. МГУ. Геология* 4. (4), 40-48.
- Буслаев Ф.П., Игумнов С.А., Прокин В.А., Славина Т.П. (1992) Изотопный состав серы. *Медноколчеданные месторождения Урала (Условия формирования)*. Екатеринбург: УрО РАН, 199-210.
- Викентьев И.В. (2004) Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 338 с.
- Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Калугин И.А., Тикунов Ю.В. (1999) Металлогеническая специализация и петрохимические особенности девонского вулканизма Рудного и Горного Алтая. *Геология и геофизика*. (5), 703-715.
- Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Миронова Н.Ю., Чекалин В.М. (1991) Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона северо-западной части Рудного Алтая. Новосибирск: Наука, 121 с.
- Горжевский Д.И., Яковлев Г.Ф. (1979) Систематика колчеданных месторождений. *Колчеданные месторождения мира*. М.: Недра, 7-15.
- Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. (1974) Зональность распределения изотопов серы. М.: Наука, 274 с.
- Зайков В.В. (2006) Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. М.: Наука, 428 с.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. (2001) Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана, Миасс: ИМин УрО РАН, 313 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 327 с.

- Кабанова Л.Я., Зайков В.В. (1987) Пикриты и марианит-бониниты палеоостроводужной системы Южного Урала. *Типы магматизма Урала*. Свердловск: УрО АН СССР, 108-110.
- Контарь Е.С., Либарова Л.Е. (1997) Металлогения меди цинка и свинца на Урале. Екатеринбург: Уралгеолком, 233 с.
- Коротеев В.А., Нечеухин В.М. (1989) Эволюция геодинамических режимов рудообразования в геосинклинально-складчатых системах уральского типа. *Эволюция рудообразования*. М.: Наука, 126-137.
- Косарев А.М. (2010) Геохимические особенности вулканогенных формаций Южного Урала и их продуктивность на колчеданное оруденение. *Литосфера*. (3), 177-184.
- Кривцов А.И. (1979) Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра, 168 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПоиграфСервис, 288 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала. Геологические условия размещения. (1985) Свердловск: УНЦ АН СССР, 288 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение. (1988) Свердловск: УНЦ АН СССР, 240 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала. Условия формирования. (1992) Екатеринбург: УрО РАН, 307 с.
- Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг. (1999) М.: МПР РФ, 436 с.
- Прокин В.А. (1977) Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 174 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Рай Р., Омото Х. (1977) Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблеме генезиса руд. *Стабильные изотопы и проблемы рудообразования*. М.: Мир, 175-213.
- Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. и др. (1982) Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае. *Геотектоника*. (1), 44-59.
- Салихов Д.Н., Бердников П.Г. (1985) Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегаинклинория. Уфа: БФАН СССР, 96 с.
- Серавкин И.Б. (1986) Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 268 с.
- Серавкин И.Б. (1992) Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 188 с.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е. (2007) Эндогенная металлогения Южного Урала и общая оценка перспектив его Оренбургской части на колчеданное, меднопорфировое и золотое оруденение. *Металлогения, геология рудных месторождений*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 181-204.
- Система геологических наблюдений при прогнозе и поисках месторождений колчеданных руд. (1992) Под ред. М.Б. Борадоевской, Д.И. Горжевского, Г.В. Ручкина. М.: ЦНИГРИ, 225 с.
- Сопко П.Ф., Бобохов А.С., Серавкин И.Б., Уразаев К.А., Бояркин А.П., Кулагина М.А., Родичева З.И. (1975) Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии. М.: Наука, 226 с.
- Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения. (1983) Уфа: БФАН СССР, 207 с.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. (1988) Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 384 с.
- Филатов Е.И. (1986) Полиметаллические месторождения фанерозоя. М.: Недра, 196 с.
- Филатов Е.И., Ширай Е.П. (1988) Формационный анализ рудных месторождений. М.: Недра, 144 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1979) Геосинклинальный вулканизм. М.: Наука, 117 с.
- Чернов В.И. (1974) Вулканогенные формации и порфировые интрузии Рудного Алтая. М.: Наука, 264 с.
- Червяковский Г.Ф. (1972) Среднепалеозойский вулканизм Восточного склона Урала М.: Недра, 258 с.
- Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. (1984) Металлогения рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата: Наука, 238 с.
- Яковлева Е.Б. (1962) Основные черты вулканизма Рудного Алтая. *Вопросы вулканизма*. М.: АН СССР, 43-55.
- Barrett T.J., Cattalani S., MacLean W.H. (1991) Massive sulfide deposits of the Noranda area, Quebec. 1. The Horne mine. *Can. J. Earth Sci.* **28**(4), 465-488.
- Halbach P., Pracejus B., Marten A. (1993) Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the central Okinawa trough, Japan. *Econ. Geol.* **88**(8), 2210-2225.
- Hutchinson R.W. (1973) Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. *Econ. Geol.* **68**(8), 1223-1246.
- Large R.R. (1992) Australian volcanic-hosted massive sulfide Deposits: features, styles and genetic models. *Econ. Geol.* **87**, 471-510.

Рецензент В.М. Нечеухин

Specific features of pyrite ore-magmatic systems development in the island arc environments of Rudny Altai and Southern Urals

I. V. Gaskov

Institute of Geology and Mineralogy, Siberian branch of RAS

The paper provides the geological, mineralogical, and geochemical characteristics and distribution features of pyrite deposits in Rudny Altai and Southern Urals metallogenic belts. Their similar and different features are elucidated. A common feature of these regions is their close relation to island arc volcanism and large scale of mineralization that forms the world's largest pyrite provinces comparable among themselves and with pyrite belts of different regions of the world. Ore deposits in these regions have a node character and form separate ore areas controlled by volcanic central-type structures and subvolcanic bodies. In general ore deposits have multilayer distribution and are represented by lenticular, rarely tabular bodies, often localized among the hydrothermally altered rocks of quartz-sericite-chlorite and quartz-sericite composition. All deposits are attributed to the pyrite formation and include compositionally similar mineral types such as chalcopyrite-sphalerite-pyrite and gold-barite-polymetallic. Most of the deposits in these regions have a multistage origin and nearly the same mechanism of ore deposition with similar physicochemical conditions of mineralization. The specific of the regions is related to different geodynamic conditions of their formation. The Southern Urals deposits formed within the ensimatic island arcs developed on the oceanic crust while the Rudny Altai deposits occur in the ensialic island arcs developed on the crust of the continental type. This fact is responsible for the difference in volcanism and composition of mineralization.

Key words: Southern Urals, Rudny Altai, pyrite deposits, island arc volcanism.