

## ПАЛЕОВУЛКАНИЗМ И КОЛЧЕДАНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА

**И.Б. Серавкин**

*Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук  
450000 Республика Башкортостан, Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2  
E-mail: ig@anrb.ru*

*Статья поступила 30 ноября 2001 г.*

В статье с плейтктонических позиций рассмотрена тектоно-магматическая зональность Южного Урала и представлена модель развития вулканизма на разных стадиях его геологической истории: континентального рифтогенеза ( $\epsilon$ -O), океанической (O-S), островодужной ( $O_3$ - $D_3$ ) и коллизийной ( $C_1$ -P). Охарактеризован макро- и микроэлементный состав вулканогенных пород, показана эволюция вулканизма, установлены геодинамические режимы формирования вулканогенных комплексов и связанных с ними колчеданных месторождений. Наиболее детально рассмотрены процессы и продукты островодужного вулканизма, выделены 4 генерации островодужной системы (I –  $O_3$ -S; II –  $D_1$ - $D_2$  e; III –  $D_2$  e-zv; IV –  $D_3$ ), формировавшихся в субдукционном режиме при восточном падении палеозоны Беньофа-Заварицкого. Ранне-среднедевонские колчеданосные вулканические пояса обладают зональностью  $2^x$  типов (поперечной и продольной). Она выражается в закономерной смене базальтовых, риолит-базальтовых и базальт-андезит-риолитовых комплексов и соответствующем изменении профиля колчеданного оруденения от медноколчеданного к медно-цинковоколчеданному и золото-колчеданно-полиметаллическому. Основные проблемы дальнейшего изучения палеовулканизма Южного Урала связаны с выяснением первичного состава метаморфизованных вулканитов и конвергентностью признаков различных геодинамических обстановок.

Ключевые слова: *палеовулканизм, островная дуга, колчеданное месторождение, геодинамический режим, субдукция, вулканический пояс, базальт, риолит, медноколчеданные, золото-колчеданные руды.*

## PALEOVOLCANISM AND MASSIVE SULPHIDE DEPOSITS OF THE SOUTH URALS

**I.B. Seravkin**

*Institute of Geology, Ufimian Science Centre Russian Academy of Sciences*

The tectonic-magmatic zonality of the South Urals based on plate tectonics conception is described in the article and different stages of its geological history: continental rifts ( $\epsilon$ -O), ocean (O-S), island arcs ( $O_3$ - $D_3$ ) and collisions ( $C_1$ -P). are characterized by the model of volcanism development. In the article, macro- and microelement composition of volcanic rocks and the evolution of volcanism are shown, together with geodynamic regimes under which volcanic complexes with massive sulphide ore deposits were formed. The processes and products of island arcs volcanism have received the most study. Among them four generations are distinguished (I -  $O_3$ -S; II -  $D_1$ - $D_2$  e; III -  $D_2$  e-zv; IV -  $D_3$ ), forming under the subduction regime at the east dip of the Benioff-Zavaritsky paleozone. Early-middle Devonian volcanic belts bearing massive sulphide deposits have zonation across and along the strike of volcanic belt. It is expressed in a regular change of basalt, rhyolite-basalt and basalt-andesite-rhyolite complexes and in the corresponding change of ores composition from copper-pyrite to copper-zink-pyrite and then to gold-polymetallic-pyrite. The further investigations of the South Urals paleovolcanism include ascertaining the primary composition of metamorphosed volcanic rock and the decision of problems connected with the convergence of signs of different geodynamic environments.

Key words: *paleovolcanism, island arcs, massive sulphide deposit, geodynamic regimes, subduction, volcanic belt, basalt, rhyolite, copper-pyrite, gold-pyrite ores.*

Современные представления об эволюции вулканизма Урала, в том числе и его южной части, базируются на идеях тектоники литосферных плит. Теоретические и проблемные вопросы приложения этих идей к тектонике, магматизму и металлогении Урала изложены в ряде работ [Иванов и др., 1974; Эволюция металлогении ..., 1988; Формирование земной ..., 1986; Коротеев, Нечухин, 1989; Коротеев, 1996; Коротеев и др., 1996; Нечухин, 1996, 1996а; Прокин, Пучков, 1996; Металлогения ..., 1996; Магматизм и геодинамика, 1998 и др.]. Проблемы геодинамики и палеовулканизма с плейтктонических позиций рассмотрены в монографиях, вышедших в последнее десятилетие [Вулканизм Южного ..., 1992; Язева, Бочкарёв, 1998; Иванов, 1998; Бочкарёв, Язева, 2000; Пучков, 2000; Семёнов, 2000]. Охарактеризованы также различные аспекты изучения вулканогенных формаций, в том числе их рудоносности [Вулканогенная металлогения ..., 1994; Контарь, Либрова, 1997; Медноколчеданные месторождения .... 1992; Зайков и др., 1993; Масленников, 1999; Серавкин и др., 2001].

### **Тектоно-магматическая зональность Южного Урала**

Южный Урал – весьма благоприятный объект для изучения магматизма, как в связи с его хорошей геологической изученностью, так и вследствие наиболее полной обнаженности домезозойских структурно-формационных зон Уральского складчатого пояса, а также меньшей их деформированности, по сравнению со Средним и Северным Уралом. Особенно детально изученными оказались вулканогенные формации Главной зеленокаменной зоны Южного Урала, тематические исследования которых, начиная с А.Н.Заварицкого [1936], проводились попутно с геологическими съёмками, поисками и разведкой колчеданных руд и послужили эталонами при разработке формационных схем [Штейнберг, 1969; Бородаевская и др., 1977; Фролова, Бурикова, 1977; Коротеев и др., 1979; Среднепалеозойский вулканизм ..., 1983] и выяснении закономерностей локализации колчеданного оруденения [Структурный ..., 1975; Прокин, 1977; Серавкин, 1986].

В современной структуре Южного Урала выделяются 2 крупные тектонические и минералогические провинции, принципиально различающиеся геодинамическими обстановками

проявления вулканизма: Западно- и Восточно-Уральская, разделённые зоной Главного Уральского разлома.

Состав структурно-вещественных комплексов закономерно меняется в соответствии с изменением геодинамических обстановок по латерали с запада на восток. Континентальные авлакогенные и рифтогенные вулканогенные комплексы Западной провинции (мегазоны), сформировавшиеся на окраине Восточно-Европейского континента, сменяются океаническими и островодужными формациями и далее комплексами вулканоплутонических поясов, из которых восточные принадлежат уже активной окраине Казахстанского континента (рис. 1). В деталях зональность является более сложной, как в связи со складчатой и чешуйчатого-надвиговой структурой Урала [Камалетдинов, 1974; Казанцев и др., 1992; Пучков, 2000; Серавкин и др., 2001], так и вследствие геодинамической эволюции территории и совмещения в ряде зон продуктов вулканизма различных режимов и обстановок. Колчеданосные островодужные комплексы (в широком смысле этого термина, включающем предостроводужные, собственно островодужные, задуговые, внутридуговые образования) сосредоточены, главным образом, в Магнитогорской мегазоне, где среди них выделяются локальные вулканические пояса. За пределами Центральной мегазоны также известны ареалы колчеданосных формаций, такие как Блявинский, Айдырлинский, Буруктальский и другие (см. рис. 1).

Чётко выраженная общая асимметричная тектоно-магматическая и металлогеническая зональность обусловлена, главным образом, однонаправленным восточным падением древней сейсмофокальной зоны, следы которой предполагаются в зоне меланжа Главного Уральского разлома [Серавкин, 1997].

### **Состав и геодинамические условия формирования вулканогенных комплексов**

История геологического развития Южного Урала традиционно разделяется на дорифейскую, рифейско-кембрийскую, ордовикско-пермскую и мезозойско-кайнозойскую эпохи, отвечающие тектоно-магматическим циклам. В дорифейскую эпоху формировался фундамент Русской платформы. Рифейско-кембрийской эпохе отвечают периоды формирования авлакогенов, эпиконтинентального рифтогенеза (R-V<sub>1</sub>)

и, по данным В.Н.Пучкова [1997], последующего орогенеза и складчатости ( $V_2-e_1$ ). В позднем кембрии-раннем ордовике началось раскрытие Уральского палеоокеана и формирование коры океанического типа. В ордовикско-пермскую эпоху Восточно-Уральская провинция прошла океаническую (O-S), островодужную ( $O_3-D_3$ ) и коллизионную (C-P) стадии развития, а Западно-Уральская провинция находилась в режиме пассивной континентальной окраины. Мезозойско-кайнозойская эпоха отвечает платформенному этапу развития всего региона.

**Докембрийский континентальный вулканизм** проявился в доуралидах Западной мегазоны. Продукты интрузивного магматизма и вулканизма известны, главным образом, в её восточной части, где они тяготеют к зоне Юрюзано-Зюраткульского разлома. Вулканогенные породы залегают среди осадочных толщ Башкирского антиклинория и Уралтауской зоны: в составе Тараташского гранулитового ( $AR-PR_1$ ) и Александровского амфиболитового ( $PR_{1,2}?$ ) комплексов, среди отложений айской ( $R_1$ ), машакской и кувашской ( $R_2$ ), аршинской ( $V$ ) и мазаринской ( $R-V$ ) свит, в максютовском эклогит-глаукофановом комплексе ( $R_1?$ ,  $PZ?$ ). Состав метавулканитов (щелочные базальты и трахириолиты, оливиновые толеиты повышенной железистости и титанистости), спектр микроэлементов и фациальные особенности пород свидетельствуют о проявлении докембрийского вулканизма в целом в континентальной обстановке, а рифейского вулканизма - на периферии континента, в условиях авлакогенов и континентальных рифтовых зон [Ротарь, Швецов, 1973; Румянцев, 1974; Иванов, 1977; Ленных, 1977, 1981; Парначев, 1981; Алексеев, 1984].

Формирование Уральского палеоокеана началось в ордовике [История развития ..., 1984]. Образованию коры океанического типа предшествовал раскол континента и образование континентальных рифтогенных структур, с накоплением в них грабеновых фаций. Одни из них (Магнитогорская и Денисовская) впоследствии переросли в океанические рифты и более обширные океанические бассейны, в других (Сакмарской или Кракинско-Медногорской и Восточно-Уральской) раскол континентальной коры был неполным и кора океанического типа, как полагают С.Н.Иванов с соавторами, формировалась параавтохтонным способом [Формирование земной ..., 1986].

**В континентальную рифтогенную ста-**

**дию** ( $E-O_3$ ), непосредственно предшествующую океанической, на фоне терригенной седиментации проявлялся трещинный вулканизм и формировались трахибазальтовые, оливин-базальтовые и базальтовые комплексы [Вулканизм Южного ..., 1992]. В отличие до докембрийского континентального вулканизма, в преокеанических рифтогенных комплексах индикаторные для них субщелочные базальтоиды пространственно тесно связаны с субокеаническими толеитами, местами переслаиваясь с последними. В Кракинско-Медногорском поясе континентальной рифтогенной обстановке отвечают трахибазальтовый медногорский ( $E$ ) и баулуский оливин-базальтовый ( $O_{1,2}$ ), в западном крыле Магнитогорского пояса - субщелочной диабазовый ( $O?$ ), в восточном крыле того же пояса - высокотитанистый базальтовый ( $PZ_1?$ ), а в Восточно-Уральском и Денисовском поясах - фрагментарно развитые трахибазальтовые и базальтовые комплексы ( $O$ ,  $PZ_1$ ), выделенные А.М. Косаревым в трахибазальтовую формацию [Косарев, Лазаренко, 1991]. При значительных вариациях состава базальтов всех этих комплексов по железистости, титанистости и содержанию микроэлементов, в целом для них характерны высокие суммарные содержания железа, повышенная щёлочность, высокая титанистость, повышенные содержания циркония, сочетающиеся с относительно низкими содержаниями Ni, Cr, Co, Rb, Sr и La, что свидетельствует о формировании этих пород в континентальной обстановке, но, вместе с тем, и о чертах, переходных к океаническим и островодужным образованиям. Петро-геохимические особенности вулкаников детально рассмотрены в работе [Вулканизм Южного ..., 1992].

**В океаническую стадию** (O-S) в результате спрединга, по представлениям автора и его коллег [Вулканизм Южного ..., 1992], происходило образование щелевого Уральского палеоокеана и обрамлявших его с запада и востока рифтогенных структур, впоследствии оформившихся в 4 палеовулканических пояса: I - Кракинско-Медногорский, II - Магнитогорский, соответствующий основной океанической структуре, III - Восточно-Уральский и IV - Денисовский. Их автономное развитие уже на ранней стадии формирования подчёркивается не только резкими различиями мощностей океанических комплексов, составляющих в Магнитогорской зоне в сумме около 4 км, а в краевых поясах не превышающих 1-2 км, но и заметными разли-

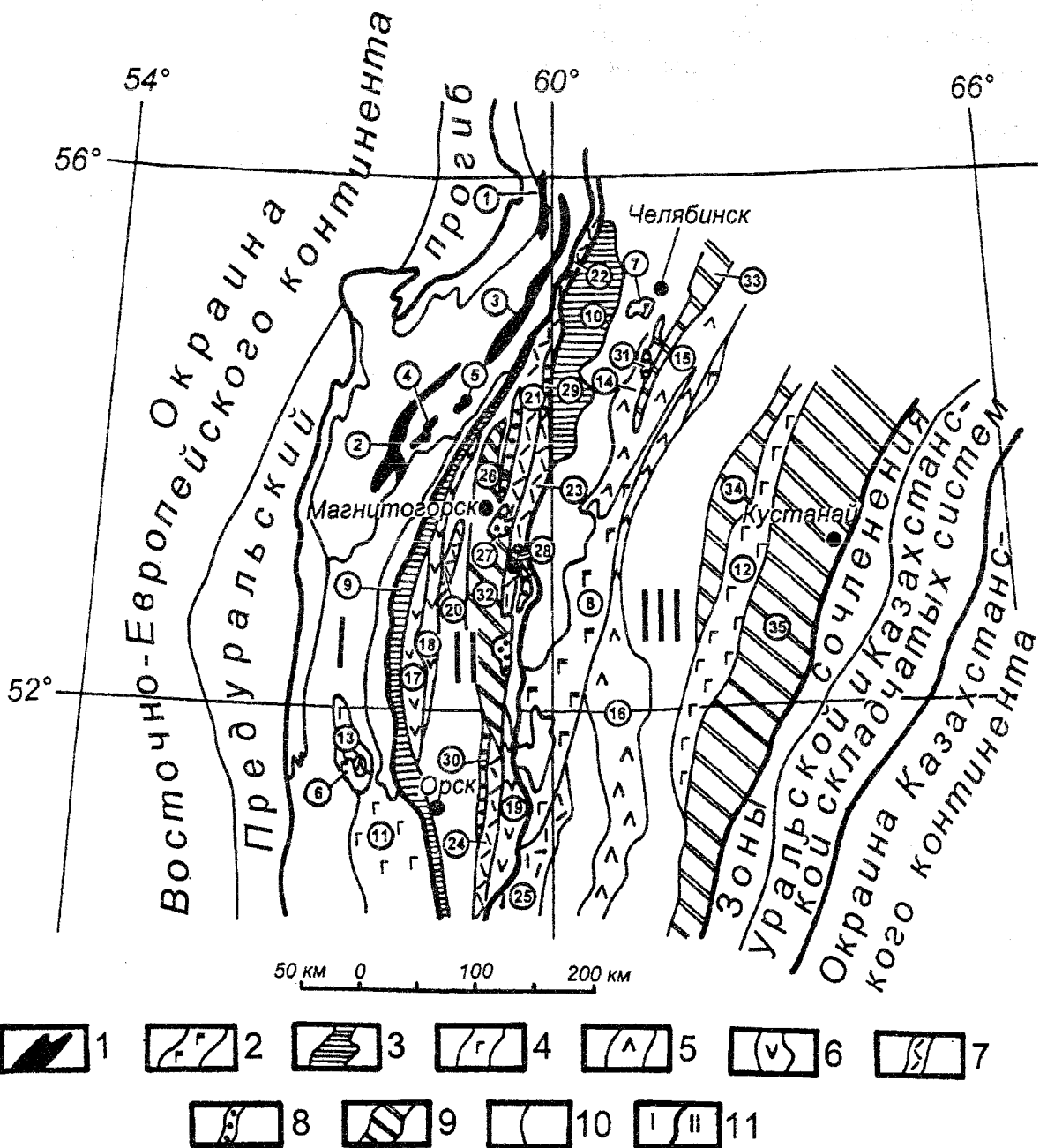


Рис. 1. Схема размещения главных вулканогенных комплексов различных геодинамических режимов в современной структуре Южного Урала.

1-9 – ареалы распространения вулканогенных комплексов (цифры в кружках). **1 – докембрийские континентальные комплексы:** 1 – Навышский трахибазальтовый ( $R_1$ ) (Румянцева, 1974; Алексеев, 1984) или щелочных оливиновых базальтов (Ленных, Петров, 1974); 2-4 – риолит-базальтовые ( $R_2$ ): 2 – Машакский (Ротарь, Швецов, 1973; Алексеев, 1984), 3 – Кувашский ортогнейсо-амфиболитовый (Алексеев, 1984), 4 – Яндыкский амфиболитовый (Алексеев, 1984); 5 – Аршинский трахибазальтовый (V) (Парначев и др., 1981; Алексеев, 1984). **2-9 – палеозойские предокеанические, океанические, островодужные и коллизионные комплексы** (Вулканизм..., 1992): 2 – *предокеанические континентальные рифтогенные*: 6 – Медногорский ( $\epsilon$ -O) трахибазальтовый и Баулуский ( $O_{1,2}$ ) субщелочной оливин-базальтовый; 7-8 – базальт-трахибазальтовые: 7 – Полетаевский ( $O_{1,2}$ ), 8 – Троицко-Карталинской зоны (PZ). **3 – океанические:** 9 – зоны Главного Уральского разлома (O-S) – толеитовых базальтов офиолитовой ассоциации; 10 – Сухтелинского аллохтона (S) – толеит-базальтовый. **4 – субокеанические** (толеитовых базальтов траппоидного типа): 11 – Сугралинский ( $S_{1,2}$ ) и Карамолинский ( $S_1$ ) Сакмарской зоны; 12 – Денисовской зоны (O-S). **5-8 – островодужные комплексы (S-D):** 5 – I генерации ( $S-D_1-D_2?$ ); 13 – Блявинский ( $S-D_1$ ) риолит-базальт-

товый; 14 – Кособродский базальт-андезибазальтовый (S?), андезибазальт-риолитовый (S-D<sub>2</sub>?) и риолит-базальтовый (D<sub>2</sub>); 15 – Петровско-Катенинский андезибазальт-риолитовый (S<sub>1,2</sub>) и базальтовый (D<sub>1</sub>); 16 – Буруктальский (D<sub>2</sub>?) базальт-андезибазальтовый и базальт-андезит-риолитовый. **6 -II генерации** (D<sub>1</sub> ems-D<sub>2</sub>e): 17 – Баймак-бурибаевский (D<sub>1</sub> ems) риолит-базальтовый и базальт-андезит-риолитовый; 18 – Ирендыкский (D<sub>1</sub> ems-D<sub>2</sub> e) андезито-базальтовый (порфиритовый); 19 – Джусинско-Домбаровской зоны (D<sub>1</sub> ems) - Домбаровский базальтовый, Акжарский риолит-базальтовый, Барсучьего лога и Джусинский базальт-андезит-риолитовые. **7 -III генерации** (D<sub>2</sub> e-zv): 20 – Карамалыташский (D<sub>2</sub> e) риолит-базальтовый Бакрузьякской, Карамалыташской и Сибайской структур; 21 – Учалинско-Александринской зоны – Карамалыташский риолит-базальтовый (D<sub>2</sub> e) и Улутауский (D<sub>2</sub> zv) базальт-андезит-риолитовый; 22 – Карабашский риолит-базальтовый (D<sub>2</sub> e); 23 – Гумбейский (D<sub>2</sub>) андезит-базальтовый (порфиритовый); 24 – Ащebutакский (D<sub>2</sub>) андезито-базальтовый и андезибазальт-андезит-риолитовый; 25 – Еленовско-Кумакский (D<sub>2</sub>) риолит-базальтовый и андезибазальт-риолитовый. **8 -IV генерации**: 26 – Верхнеуральский базальт-трахибазальтовый (D<sub>3</sub> f) и андезитовый (D<sub>3</sub> fm); 27 – Магнитогорско-Аблязовский базальт-трахибазальтовый (D<sub>3</sub> f) и трахит-трахиандезит-трахиандезибазальтовый (D<sub>3</sub> fm); 28 – Сахаринский (D<sub>3</sub> fm) шошонитовый (Бочкарёв, Язева, 2000); 29 – Шелудивогорский (D<sub>3</sub>) трахибазальт-трахиандезибазальтовый (абсарокит-шошонитовый, D<sub>3</sub> fm, по Бочкарёву, Язевой, 2000); 30 – Западно-Ащebutакский (D<sub>3</sub> fm) трахиандезибазальт-трахидацит-трахириолитовый; 31 – Чабанский (D<sub>3</sub>) базальт-андезибазальтовый K-Na. **9 – коллизионные комплексы** (C<sub>1</sub>): 32 – Центрально-Магнитогорского пояса - трахириолит-базальтовый; 33-34 – андезибазальт-андезитовые комплексы окраинно-континентального Восточно-Уральского пояса: 33 – Нижнесанарский, 34 – Александровский; 35 – Валерьяновского пояса – андезито-базальтовый, C<sub>1</sub><sup>у-сп</sup> (Полтавец, 1990). **10** – границы ареалов распространения вулканогенных комплексов. **11** – границы мегазон Уральского складчатого пояса и их названия: I – Западная, II – Центральная (Магнитогорская), III – Восточная.

чиями в составе базальтов. Последние слагают основной формации натриевых базальтов объём индикаторной для океанической стадии, содержащей также прослой глинистых сланцев и фтанитов. Фрагменты этой формации развиты в серпентинитовом меланже зоны Главного Уральского разлома (силурийские - лландоверийский и лудловский комплексы сакмарской и среднеордовикский комплекс поляковской свит) и образуют эффузивные поля Арамилско-Сухтелинской зоны, рассматриваемые в последнее время в качестве аллохтонных образований [Вулканизм Южного ..., 1992; Бочкарёв, Язева, 2000; Пучков, 2000]. В наиболее детально изученных разрезах поляковской и сакмарской свит базальты часто представлены пиллоулавами, переслаивающимися с фтанитами, в которых были найдены ордовикские конодонты [Пучков, Иванов, 1987]. Сохранность текстурных особенностей вулкаников в поляковском разрезе не даёт оснований сомневаться в эффузивной природе большинства базальтов, смятых вместе с прослоями кремней в складки [Серавкин и др., 2001], и категорически не позволяют согласиться с И.В.Семёновым, считающим, что все вулканики поляковского разреза “развиты

исключительно в дайковой фации” [Семёнов, 2000, с. 84].

По петро-геохимическому составу рассматриваемые базальты варьируют от низкокальциевых умеренно титанистых толеитов, близких к базальтам СОХ и осевой зоны Красного моря [Коротеев и др., 1985], до субщелочных высокотитанистых базальтов (траппоидов) с умеренными и высокими содержаниями Zr (70-480 г/т) и Sr (200-700 г/т) [Вулканизм южного ..., 1992; Косарев, 1997]. Промежуточным является “субокеанический” тип (по терминологии А.М.Косарева) с содержаниями TiO<sub>2</sub> 1-2%, Zr 90-160 г/т, Sr 120-200 г/т, La 1,1-36,1 г/т, Sm 0,5-9,8 г/т [Косарев, 1997]. В зоне меланжа Главного уральского разлома, в Хабарнинском фрагменте [Семёнов, 1990, 2000] и Поляковском блоке [Знаменский, 1994] встречаются также низкотитанистые базальты островодужного типа с содержаниями TiO<sub>2</sub> < 1%, Zr 30-70 г/т, Cr 10-100 г/т, Ni 32-100 г/т, Sr 120-400 г/т. С.Е. Знаменским [1994] эти базальты и ассоциирующие с ними вулканики более кислого состава выделены в самостоятельный (“красножильский”) островодужный комплекс. Примечательно, что в изменении состава базальтов

океанической стадии прослеживается отчётливая эволюционная тенденция: базальты ордовика обладают субщелочными Na-составами с несколько повышенными содержаниями  $K_2O$  (0,52-0,73%), суммарного Fe (9,7-11,72%) и  $TiO_2$  (1,28-2,14%), близкими к базальтам стратойдной серии Афара, а по титану – к траппам Сибирской платформы; базальты силура имеют нормальную щелочность, умеренные содержания  $TiO_2$  (0,88-1,64%) и по сумме петрохимических параметров отвечают составам океанических толеитов, занимая промежуточное положение между базальтами COX и осевой зоны Красного моря, при этом базальты Sln ближе к первым, а базальты Sld – ко вторым [Вулканизм Южного ..., 1992]. Та же тенденция установлена в поляковском разрезе по вариациям PЗЭ [Салихов, Бабуров, 1999]: снизу вверх по разрезу базальты с высоким La/Yb отношением (3,97-24,71), характерным для субщелочных пород, сменяются базальтами с низким La/Yb отношением (0,97-7,39), присущим океаническим толеитам. Приведённые данные свидетельствуют о плавном перерастании континентального рифта в щелевой океанический бассейн и, возможно, в несколько более обширный океан, ширина которого, как предполагает И.В. Семёнов [2000], достигала в среднем 2500 км.

Базальты океанической стадии в краевых рифтогенных поясах в основном принадлежат к “субокеаническому” типу, отличающемуся от “океанического” несколько повышенными содержаниями  $K_2O$ , Zr, Sr и суммарного Fe. Кроме того, в этих структурах базальты подстилаются и, местами, переслаиваются с кварцевыми песчаниками. В Кракинско-Медногорском поясе в океаническую стадию формировались базальты сугралинской и карамолинской свит. Базальты сугралинского комплекса на диаграмме AFM отличаются от поляковских базальтов, лежащих в поле океанических толеитов, а по содержанию и соотношению редкоземельных элементов занимают промежуточное положение между составами океанических толеитов и континентальных базальтов, располагаясь ближе к последним [Коротеев и др., 1985].

Базальты карамолинской свиты близки к типу толеитовых базальтов современных окраинных морей с несколько повышенной, по отношению к ним, общей щелочностью и железистостью. В Восточно-Уральском поясе, по данным В.А. Коротеева с соавторами [1979]; океанической стадии отвечает спили-

товая формация раннего силура, сложенная афировыми и микропорфировыми пиллоулавами с прослоями кремней, большинство базальтов которой принадлежит к умеренно титанистому ( $TiO_2$  ср. 1,8%), малокалиевому ( $K_2O$  ср. 0,3%) типу с повышенным содержанием суммарного железа ( $\Sigma Fe$  ср. 12,1%). По содержанию микроэлементов базальты Восточно-Уральского пояса отличаются от стандартов современных океанических пород, приближаясь к составу ассоциаций континентальных рифтов. Об этом свидетельствуют повышенные содержания в них Rb, Zr, La, Sm и широкий разброс значений содержания Ni, Co, Cr [Вулканизм Южного ..., 1992]. Базальты Денисовского пояса (O-S) варьируют от траппоидов и океанических толеитов до известково-щелочных базальтов, характеризуясь, в целом, субщелочными натриевыми составами с несколько повышенными количествами  $K_2O$  (в ср. 0,54, до 1,1%), устойчиво повышенными концентрациями Sr, Rb, La, Sm и, нередко, пониженными содержаниями Cr, Co и Ti, отражающими отклонения в сторону континентальных и островодужных составов [Вулканизм Южного ..., 1992].

**Островодужная стадия ( $O_3-D_3$ )** сыграла особую роль в формировании современной структуры Южного Урала, так как образовавшиеся в течение этой стадии среднепалеозойские формации имеют наилучшую сохранность, занимая около 70% площади Магнитогорского пояса, и богаты разнообразными полезными ископаемыми. Р.Г. Язевой и В.В. Бочкаревым на Урале выделяются две островные дуги: силурийская и девонская [Язева, 1989; Язева, Бочкарев, 1998; Бочкарев, Язева, 2000 и др.], что представляется вполне обоснованным при общем взгляде на проблему в пределах всего Урала. Однако, анализ размещения разновозрастных вулканогенных комплексов Южного Урала, выполненный при составлении Палеовулканологической карты в масштабе 1: 500 000 [Вулканизм Южного ..., 1992], показал, что во многих ареалах Восточной мегазоны силурийские комплексы непрерывно нарастаются ранне- и среднедевонскими вулканитами, а в Магнитогорской мегазоне в последнее время выделяются предположительно ордовик-силурийские комплексы островодужного типа. Представляется, что в этой ситуации, усложняющейся дискуссией возрастных датировок многих комплексов и нередко их аллохтонным залеганием

нием, пространственное обособление силурийской и девонской островных дуг корректно провести весьма затруднительно. Неверно, с точки зрения автора, и выделение самостоятельных Западно- и Восточно-Магнитогорской островных дуг, по мнению В.А. Прокина, Е.С. Контаря, Т.Н. Сурина, Е.П. Ширая, соответствующих западному и восточному бортам Магнитогорского мегасинклиория. В северном центриклинальном замыкании этой структуры видно, что островодужные формации представляют общий эволюционный ряд и разделить их на “западную” и “восточную” зоны невозможно. Вулканогенные комплексы островодужной стадии нами рассматриваются в рамках общей южноуральской островодужной системы. В ее развитии выделяется несколько генераций – на основании ранее проведенного формационного анализа и выводов о цикличном характере проявления вулканизма, обоснованном в работах Д.С. Штейнберга [1969], Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [1977 и др.], М.Б. Бородаевской с соавторами [1977], П.Ф. Сопко и др. [1983], автора с коллегами [Серавкин, 1986; Вулканизм Южного ..., 1992 и др.], Т.Т. Казанцевой [1987]. Как известно, крупные циклы островодужного вулканизма, которым соответствуют ряды формаций, характеризуются гомодромной последовательностью излияний со сменой состава пород от основных к кислым, увеличением щелочности и калиевоности вулканитов, как в каждом цикле, так и в общем эволюционном ряду.

Определяющим при формировании островодужных комплексов был субдукционный геодинамический режим, контролируемый сейсмофокальной палеозоной восточного падения. Поглощение океанической коры в зоне субдукции происходило импульсивно, обуславливая перескоки (джампинг) зоны Беньофа-Заварицкого и ритмичное развитие процессов надсубдукционного вулканизма. На протяжении островодужной стадии проявилось несколько импульсов джампинга, разделяющих четыре генерации островодужной системы: I –  $O_3-S_1$ , II –  $D_{1,2}$ , III –  $D_2$ , IV –  $D_3$  [Вулканизм Южного ..., 1992]. Импульсы наиболее интенсивных движений зафиксированы в среднепалеозойском разрезе Башкирского Зауралья олистостромовыми горизонтами и локальными структурными несогласиями. В схематическом виде эволюция островодужной системы Южного Урала представляется следую-

щей.

I. Формирование ранней островной дуги ( $O_3-D_1$ ), небольшие фрагменты которой находятся в зоне меланжа Главного Уральского разлома (в виде красножильского комплекса поляковской свиты –  $O_3-S_1$ ) и представленной лучше сохранившимися комплексами Еманжелинско-Варненской зоны ( $S-D_1$ ) Восточно-Уральского пояса [Коротеев и др., 1979; Вулканизм Южного ..., 1992; Язева, Бочкарёв, 1993; Бочкарёв, Язева, 2000].

Импульс сжатия и тектонических деформаций, отмеченный Байгускарской олистостромой [Серавкин и др., 2001], локальными структурными несогласиями в основании ирендыкской свиты и флишоидными толщами нижнего девона (Ишкининской, Мансуровской, Мазовской) [Маслов и др., 1985].

II. Формирование эмско-эйфельской островной дуги. В западном крыле Магнитогорской мегасинформы она представлена баймак-бурибаевской ( $D_{1em}$ ), верхнетаналыкской ( $D_{1em}$ ) и ирендыкской ( $D_{1,2}$ ) свитами. Вначале происходило образование предостроводужных субмеридиональных (в современных координатах) рифтовых зон, контролировавших субмаринный риолит-базальтовый вулканизм, с последующим проявлением северо-западных склонов и связанного с ними вулканизма непрерывной серии. Позднее произошло смещение вулканической активности в соседнюю к востоку зону и формирование ирендыкской островной дуги. В восточном крыле Магнитогорской зоны второй генерации островодужной системы соответствуют спрединговые киембаевский (базальтовый), акжарский (риолит-базальтовый), джусинский (базальт-андезит-дацит-риолитовый) и островодужный андезито-базальтовый (верхнекокбуктинский и кутебайский) комплексы [Вулканизм Южного ..., 1992].

Тектонические деформации сжатия, зафиксированные Гадилёвской олистостромой и локальными предбугулыгырскими структурными несогласиями.

III. Формирование эйфельско-живетской островодужной системы (карамалыташская –  $D_{2e}$  и улутауская –  $D_{2zv}-D_{3f}$  свиты): а) образование базальтового основания карамалыташской формации в результате спрединга в задуговом бассейне (к востоку от ирендыкской островной дуги); б) формирование субмаринных риолит-базальтовых колчеданосных палеовулканических гряд по схеме, аналогичной эмско-



ко-эйфельскому циклу вулканизма; в) смещение вулканической активности на восток и формирование живетской, возможно более молодой, андезит-базальтовой островной дуги.

Тектонические деформации сжатия, отмеченные Биягодинской олистостромой.

IV. Образование верхнедевонских (франских и фаменских) островодужных комплексов, представленных калий-натриевой базальт-андезитбазальтовой ( $D_3 f$ ) и трахидацит-трахиандезит-трахибазальтовой ( $D_3 fm$ ) формациями, отвечающими зрелой островодужной обстановке.

**Ранние островодужный комплекс Восточно-Уральского пояса** впервые описаны В.А. Коротеевым, Т.В. Диановой и Л.Я. Кабановой [1979]. Этими исследователями выделен латерально-возрастной ( $S-D_1$ ) ряд формаций: базальтовая порфирито-туфовая ( $S_1$ ), базальт-андезит-дацит-липаритовая ( $S_{1,2}$ ) и андезитовая ( $S_{1,2}-D_1$ ). Позднее эти комплексы (катенинский, кособродский, еманжелинский), а также комплексы более южных районов того же вулканического пояса (кундыбаевский и буруктальский) А.М. Косаревым были отнесены к андезит-базальтовой формации, в которой выделялись андезит-базальтовая ( $S_{1,2}$ ) и базальт-андезитбазальт-андезит-риолитовая ( $S-D_1$ ) субформации [Вулканизм Южного ..., 1992]. В.В. Бочкарёв и Р.Г. Язева считают, что силурийская островная дуга прошла полный цикл развития, включая в неё толеиты лландовери (аккреционный клин), вулканы андезит-дацитово-формации (барьерная зона) и жильные субщелочные породы чабанского комплекса (тыловодужная зона), радиологические датировки которых соответствуют границе пржиждолия и лохкова [Бочкарёв, Язева, 2000]. Нам представляется, что включение в силурийскую (позднеордовикско-раннедевонскую) островную дугу пород чабанского комплекса ( $D_{2,3}$ ) является недостаточно обоснованным.

Несмотря на различия в точках зрения на формационное расчленение рассматриваемых комплексов, все исследователи сходятся в мнении, что они по составу принадлежат к островодужной ассоциации, относясь к известково-щелочной серии по содержанию макро- и микроэлементов [Вулканизм Южного ..., 1992]. Близкие петрохимические характеристики имеют и вулканы выделенного С.Е. Знаменским [1994] красножильского комплекса в составе поляковской свиты. В целом породы ранних островодужных комплексов характеризуются низ-

кими содержаниями  $TiO_2$ , высокими значениями  $MgO$ , преобладанием низкокальциевых пород [Серавкин, 1997] и по сумме петрохимических критериев вполне сопоставимы с островодужными образованиями. По соотношениям петрогенных, малых и редкоземельных элементов, отражённых на индикаторных диаграммах  $Zr/Ti$ ,  $Ti/Cr$ ,  $Cr/Ni$ ,  $Co/Ni$ ,  $La/Yb$  [Вулканизм Южного ..., 1992], они близки к вулканитам юных островных дуг типа Идзу-Бонинской и Марианской. Например, средние содержания малых элементов в базальтах поляковского островодужного комплекса по 15 анализам составляют (в г/т):  $Co - 37$ ,  $Ni - 62$ ,  $Cr - 127$ ,  $Zr - 70$ ,  $Sr - 167$ ,  $La - 7,3$ ,  $Ce - 26,8$ ,  $Sm - 5,4$ ,  $Eu - 1,0$ ,  $Tb - 0,42$ ,  $Yb - 2,13$ ,  $Lu - 0,3$  [Знаменский, 1994].

Типичные колчеданные месторождения Кракинско-Медногорского пояса (Блявинское, Комсомольское, Яманкасинское, Разумовское) формировались в связи с риолит-базальтовой (спилит-кератофировой) формацией. Их геодинамическая позиция дискуссионна, так же как и возраст. По данным автора, риолит-базальтовая формация, вмещающая эти месторождения, имеет нижнесилурийский возраст и образовалась не в островодужной обстановке, а в автономной рифтогенной структуре [Вулканизм Южного ..., 1992; Вулканогенная металлогения ..., 1994], подобно тому, как в современных условиях формируется сульфидное оруденение Калифорнийского залива [Лисицын и др., 1989].

**Раннедевонско-эйфельские островодужные комплексы** широко распространены в южной части Магнитогорского пояса. Они представлены двумя формациями: риолит-базальтовой (спилит-кератофировой или натриевых базальтов-риолитов) и андезит-базальтовой. Первая из них, как установлено ранее [Серавкин, 1986; Вулканогенная металлогения ..., 1994], формировалась в рифтогенных условиях в обстановке интрадугового спрединга, проявившегося в результате раскола ранней островной дуги. Андезит-базальтовая формация представляет собственно островодужные надсубдукционные образования. Показательно, что тренды составов базальтов этих формаций на диаграмме  $MgO/FeO+Fe_2O_3$  имеют противоположную направленность [Серавкин, 1997], что, по-видимому, связано с различными типами генерации и дифференциации расплавов в обстановке растяжения и сжатия. В режиме растяжения эти процессы приводили к обратной



зависимости содержаний Mg и Fe в вулканитах, а в режиме сжатия – к прямой корреляции количеств этих элементов. В западном крыле Магнитогорского пояса эйфельский ряд представлен контрастным (баймак-бурибаевская свита) и непрерывным (верхнетаналыкская свита) комплексами риолит-базальтовой формации, базальт-андезит-дацит-риолитовым, базальт-андезит-дацит-риолитовым и трахидацитовым комплексами андезит-базальтовой формации (ирендыкская свита). Раннедевонско-эйфельский возраст этих комплексов установлен по конодонтам [Маслов и др., 1993], а геологические соотношения между ними свидетельствуют о том, что контрастный и непрерывный комплексы отчасти фациально замешают друг друга при более раннем, в целом, формировании контрастных толщ, а ирендыкская андезит-базальтовая формация перекрывает оба комплекса, местами с постепенными переходами и переслаиванием вулканитов различной формационной принадлежности [Среднепалеозойский вулканизм ..., 1983; Серавкин, 1986]. В восточном борту Магнитогорского пояса, в Джусинско-Домбаровской рифтогенной структуре, был сформирован аналогичный латерально-возрастной ряд, в котором с юга на север, по простирацию рифта, базальтовый комплекс (киембаевская свита) сменяется акжарским базальт-риолитовым и джусинским базальт-андезит-риолитовым комплексами. Все три комплекса перекрыты отложениями эйфельско-живетской андезит-базальтовой формации и подстилаются эффузивами трахибазальтового состава (O?). Детальные исследования М.В. Рыкуса [1992] и автора [Вулканизм Южного ..., 1992] показали, что в этой локальной рифтогенной структуре субщелочной базальтовый вулканизм континентального типа сменился в эмсе толеитовым, бимодальным и известково-щелочным.

В риолит-базальтовой (баймак-бурибаевской) формации базальты нижних горизонтов в целом характеризуются высокой магнезиальностью, низкими содержаниями  $TiO_2$  (в среднем около 0,5%), резко натриевым типом щелочности ( $K_2O$  ср. < 0,5%), низкими содержаниями Rb, Sr, Zr и P3Э и сравнительно высоким уровнем содержания Ni (порядка 100-200 г/т) и Cr (около 200-250 г/т). Присутствуют базальты 2-х типов: 1) порфиоровые, с повышенными содержаниями MgO, Ni, Cr, ассоциирующиеся с пикрито-базальтами и 2) афировые, более железистые, с относительно пониженными коли-

чествами Ni. Эти группы пород принадлежат к 2-м петрохимическим сериям: магнезиальной и толеитовой. По сумме геохимических признаков базальты толеитовой серии занимают промежуточную позицию между составами базальтов COX и толеитов островных дуг, а базальты магнезиальной серии близки к марианит-бонинитовому тренду. На отдельных участках, наиболее характерным из которых является разрез по ручью Шанхай [Серавкин и др., 2001], наряду с базальтами развиты пиллоу-лавы бонинитового состава [Spadea et al., 1998, 1999]. На более высоких стратиграфических уровнях отмеченные петрохимические тенденции сохраняются, но вулканиты приобретают черты химизма пород более зрелого островодужного типа. Содержания Ni, Cr, Co в них постепенно убывают, а Zr – увеличиваются, так что базальты контрастной толщи вполне соответствуют толеитам современных островных дуг. Непрерывный комплекс, выделяемый нами в верхнетаналыкскую свиту, принадлежит уже к магнезиальной известково-щелочной серии, отличаясь от контрастного комплекса повышенными содержаниями глинозёма, Zr, Rb, Sr и пониженными – Ni и Cr [Вулканизм Южного ..., 1992; Серавкин, 1997]. По сравнению с риолит-базальтовой формацией западного борта Магнитогорского пояса, аналогичные комплексы восточного борта являются менее магнезиальными, сохраняя в остальном рассмотренные выше черты состава и тенденции эволюции.

Островодужная раннедевонско-эйфельская андезит-базальтовая формация (ирендыкская свита), выходы которой протягиваются вдоль западного борта Магнитогорского пояса почти на 400 км, изучалась многими исследователями [Червяковский, Коротеев, 1968; Фролова, Бурикова, 1977; Среднепалеозойский вулканизм ..., 1983; Горожанина, 1991; Вулканизм Южного ..., 1992 и др.]. Главные петрографические типы вулканитов – пироксеновые, плагиоклаз-пироксеновые, реже плагиоклазовые порфириты – распространены в эффузивных, пирокластических и тефрондных фациях. Особенно типичны агломератовые и туфовые брекчии. По составу выделяются базальты, дифференциаты (андезит-базальты, андезиты, дациты) и кумуляты (пикрито-базальты, пироксенофировые базальты). Наиболее распространены базальт-андезит-базальтовые, но местами развиты дифференцированные и трахидацитовые, толщи. Базальты обладают нормальной щелочностью и содержа-

ниями глинозёма, повышенными в лейкократовых типах пород ( $Al_2O_3$  ср. до 17,5%). Тип щелочности – натриевый, но содержания  $K_2O$  заметно выше, чем в базальтах риолит-базальтовой формации (в среднем 1,11%), содержания суммарного железа и магния умеренные, в кумулятах – значительно повышенные количества  $MgO$ . Дифференциаты дают типичный известково-щелочной тренд. По петрографическим особенностям и микроэлементному составу (повышенные содержания  $K_2O$  (в среднем 1,11%),  $Zr$ , иногда  $Rb$  – в дифференцированных сериях, пониженным количеством  $Ni$ , относительно высоким значениям  $Zr/Ti$ ,  $Cr/Ni$ ,  $La/Sm$ ) ирендыкские базальты отвечают составам пород современных островных дуг, от их примитивных до развитых типов. По другим данным, они несут черты юных островодужных образований [Язева, Бочкарев, 1998].

В юго-западной части Южного Урала и в Западных Мугоджарах известны эйфельские комплексы формации субщелочных базальтов-трахитов: чанчарский (в Сакмарской зоне) и шуддакский (в Зап. Мугоджарах), выделенные В.Г. Кориневским [1971, 1984], и нижнедевонский мостостроевский (в западном крыле Магнитогорского мегасинклиория), установленный В.Т. Тищенко [1971]. Высокая щелочность К-типа и низкая железистость резко выделяют базальты этих комплексов среди других формаций, в том числе и субщелочной. Образование субщелочных комплексов, судя по их составу и тектонической позиции, происходило в условиях окраинно-континентальных рифтовых структур, хотя В.В. Бочкаревым высказывались иные представления: он считал эти комплексы производными вулканизма океанической “горячей точки” [Бочкарев, Язева, 2000].

**Эйфельско-живетские комплексы III островодужной генерации** широко развиты в обоих бортах Магнитогорского пояса. Они представлены двумя надёжно датированными формациями: риолит-базальтовой карамалыташской ( $D_2e$ ) и базальт-андезит-риолитовой улутауской ( $D_2zv-D_3f$ ). Третий “стандартный” член формационного ряда – андезит-базальтовая порфирировая формация – развита на восточном крыле Магнитогорского пояса. В южной его части (верхнекокбуктинская, кутыбайская толщи) формация датируется живетом, а на севере (горбуновская, куйбышевская толщи) раньше считалась аналогом ирендыкской формации [Фролова, Бурикова, 1977], но по-

зднее Е.П. Шираем и автором [Серавкин, 1986] было показано её более высокое стратиграфическое положение. В последнее время возраст порфирировых толщ Гумбейской зоны по конодонтам датируется эйфелем-живетом (зингейская или гумбейская свита) и живетом-ранним франом (андреевская толщи) [Артюшкова, Маслов, 1998].

Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев включают горбуновскую, куйбышевскую и остроленскую толщи (гумбейский комплекс Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой) во франскую базальт-андезит-базальтовую формацию развитой островной дуги. По их мнению, общие петрохимические особенности пород гумбейского комплекса – слабая вариабельность по  $SiO_2$ , низкая титанистость, умеренно высокая суммарная щелочность, повышенные содержания  $K_2O$ ,  $Rb$  и  $Sr$  – соответствуют наиболее калиевым разностям известково-щелочной базальт-андезит-базальтовой (колтубанской) формации [Язева, Бочкарев, 1998]. Вместе с тем, эти авторы подчеркивают различия химизма толщ гумбейского комплекса с эталонными для франской формации вулканитами нововоронинской толщи, объясняя эти различия латеральной зональностью. Разделяя мнение названных исследователей о принадлежности пород гумбейского комплекса к формации развитых островных дуг, трудно согласиться с отнесением этого комплекса к франской формации. По нашим данным, толщи гумбейского комплекса, обладающие повышенными щелочностью и содержаниями  $K_2O$  логично завершают эйфельско-живетский формационный ряд.

Карамалыташская риолит-базальтовая формация представлена тремя комплексами (субформациями): базальтовым, базальт-риолитовым и базальт-андезит-базальт-риодацитовым, в общем сменяющими друг друга снизу вверх. Базальтовый комплекс слагает основание формации и представлен толеитовыми пиллоу-лавами, продуктами трещинных излияний, образующими лавовые плато. Базальт-риолитовый комплекс, наращивающий базальтовый, также обязанный преимущественно трещинному вулканизму, развит в Карамалыташской, Сибайской, Узункыр-Кураминской, Учалинской и Сафаровской структурах, где образует лавовые базальт-риолитовые плато и эффузивно-экструзивные постройки центрального типа. Верхний базальт-андезит-базальт-риодацитовый комплекс слагает палеовулканические постройки Учалин-

ского и Верхнеуральского рудных районов [Вулканизм южного ..., 1992].

Базальты карамалыташской формации, по сравнению с эйфельскими базальтами Таналыкского поднятия, более богаты железом, титаном и щелочами, в частности, калием ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  ср. = 11,02%;  $\text{TiO}_2$  ср. = 0,76%;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  ср. = 4,08%;  $\text{K}_2\text{O}$  ср. = 0,46%), а также Rb, Sr и обеднены Cr, Ni, Co. По всем параметрам они соответствуют толеитам островных дуг и окраинных морей. При этом в базальтах более зрелых комплексов усиливаются известково-щелочные тенденции – увеличиваются содержания глинозёма ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  ср. = 17,29%), уменьшаются концентрации железа ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  ср. = 10,46%) и значения отношений Cr/Ni, Co/Ni, Zr/Ti, Ti/Cr, Rb/Sr [Вулканизм Южного ..., 1992; Серавкин, 1997]. Т.Н. Суриным установлено, что карамалыташская формация Учалинско-Александринской зоны состоит из двух серий: толеитовой и известково-щелочной. Последняя из них является палингенной, сформировавшейся в результате фракционного плавления мафического субстрата [Сурин, 1992].

Улутауская базальт-андезит-риолитовая формация в вулканогенных фациях фрагментарно развита в северной части Магнитогорского палеовулканического пояса, где вулканогенные комплексы по латерали и вверх по разрезу сменяются вулканогенно-осадочными фациями. Южнее вулканические проявления живетского возраста полностью фациально замещаются флишоидными толщами улутауской свиты, в составе которых, наряду с пирокластическим материалом улутауских вулканов, широко развиты продукты перемыва подстилающих вулканогенно-обломочных пород и кремнистый материал. Вулканиды улутауской формации по составу принадлежат к типичной известково-щелочной серии, что хорошо видно на петрохимических диаграммах и по содержанию элементов-примесей [Фролова, Бурикова, 1977; Серавкин, 1997]. Высокие количества глинозёма в базальтах ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  ср. = 17,68%), несколько повышенные содержания калия ( $\text{K}_2\text{O}$  ср. = 0,85%) и Rb, при сравнительно низких содержаниях Fe общ., Ti, Cr, Ni, Co – определяют принадлежность пород к типу развитых островных дуг [Фролова и др., 1985; Вулканизм Южного ..., 1992].

Среднедевонская порфиритовая формация (зингейская или гумбейская свита), по дан-

ным А.В. Ярковой [1996 г.], сложена пироксеновыми, плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами, аглмератами, туфами базальтового и андезибазальтового состава с прослоями яшм и кремнистых туффитов.

Петрология и геохимия живетского порфиритового комплекса Гумбейской зоны изучены Т.Н. Суриным [1999], объединяющим эффузивы, имеющие, по его данным, не только основную, но и средний и кислый состав, и интрузивные породы Краснинского массива, в вулканоплутонический комплекс развитой островной дуги.

**Комплексы зрелых островных дуг IV генерации** представлены тремя формациями позднего девона: базальт-андезибазальтовой К-На колтубанской ( $D_3f$ ), трахидацил-трахиандезит-трахибазальтовой ( $D_3fm$ ) и формацией калиевых базальтов-трахитов ( $D_3?$ ). Все они распространены, главным образом, в восточном крыле Магнитогорского пояса и залегают на подстилающих отложениях со стратиграфическим несогласием, которое местами отмечено конгломератами. В западном крыле Магнитогорского мегасинклиория франские эффузивы постылаются олистостромовыми отложениями (Биягодинская олистострома).

Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев отделяют франские комплексы от фаменских, относя первые к развитой, а вторые – к зрелой островным дугам [Язева, Бочкарев, 1998]. Такое разделение, выполненное, главным образом, на основании петро-геохимических данных, представляется недостаточно обоснованным. Основными аргументами отнесения обоих (франского и фаменского) комплексов к генерации зрелых островных дуг являются: 1) общность ареалов их развития; 2) отсутствие перерывов между франскими и фаменскими комплексами [Салихов и др., 1990]; 3) общий эволюционный ряд франско-фаменских формаций, начинающийся с основных магнезиальных известково-щелочных пород и завершающийся калиевыми субщелочными вулканидами, дифференцированными по кремнезему.

Базальт-андезибазальтовую формацию слагают оливин-пироксеновые, пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы, выше сменяющиеся трахибазальтами, базальтами, андезибазальтами и трахиандезибазальтами лавовой и пирокластической фаций [Фролова, Бурикова, 1977; Вулканизм Южного ..., 1992]. По петрохимическому составу разли-

чаются магнезиальные известково-щелочные и глинозёмистые субщелочные породы К-Na типа. По содержанию Ti и микроэлементов – Zr, Rb, Sr, Ni, Co, PЗЭ – вулканы обеих серий сопоставимы с породами современных и четвертичных островных дуг, а из южноуральских формаций – отчасти с породами ирендыкской свиты [Горожанина, 1991]. Сходство ограничивается петрографическими и петрохимическими чертами вулкаников нормальной щелочности, слагающих преимущественно нижние части разреза франских комплексов, что для Магнитогорского палеовулканического центра признаётся Р.Г. Язевой и В.В. Бочкаревым [1998].

Фаменская трахидацит-трахиандезит-трахибазальтовая формация пространственно тесно связана с франской, наращивая её в ряде разрезов. По данным Д.Н.Салихова [Вулканизм Южного ..., 1992], наиболее характерными породами являются туфы плагиоклазовых трахибазальтов, местами стратиграфически выше они сменяются туфами, реже – эффузивами андезитового, трахиандезитового и трахидацитового состава. Всей серии пород свойственна повышенная щелочность К-Na типа (в базальтах  $K_2O+Na_2O$  ср.= 6,4%;  $K_2O$  ср.=2,6%), сравнительно высокая глинозёмистость ( $Al_2O_3$  ср.=17,5%), низкие содержания железа ( $FeO+Fe_2O_3$  ср.=8,3%), умеренные – титана ( $TiO_2$  ср. в базальтах =1,3%). По этим параметрам породы отчётливо обособляются от вулкаников других верхнедевонских формаций. Индивидуальность состава проявляется и в содержании элементов-примесей (высоких концентрациях Zr, Rb, Sr и PЗЭ и низких – Co и Ni, преобладании лёгких лантаноидов – La, Ce). Всё это сближает фаменскую формацию с шошонитовыми сериями.

Формацию калиевых базальтов-трахитов ( $D_3?$ ) представляет верхний комплекс Шелудивых гор, расположенных на границе Магнитогорского пояса и Сухтелинской зоны. По данным В.Л.Кабанова [1981], в составе комплекса преобладают пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые трахибазальты, слагающие эффузивные потоки массивного, иногда подушечного строения, меньше развиты грубообломочные пирокластические образования. Характерные петрохимические черты пород – высокая магнезиальность ( $MgO$  ср.=8,77%, в отдельных пробах до 13,73%) и резкое преобладание К над Na ( $K_2O$  ср.=3,23%,  $Na_2O$  ср.=2,35%, в отдельных образцах  $K_2O$  до 5,92% при  $Na_2O=1,05%$ ),

что петрографически выражается в обилии моноклинного пироксена, содержащего 14-16,5%  $MgO$  и составе основной массы, сложенной преимущественно калиевым полевым шпатом. По последним данным, “это типичные вулканы калиевой низкотитанистой субщелочной серии с повышенным содержанием  $P_2O_5$ , Rb, Sr, Y и легких PЗЭ, индикаторные для надсубдукционных обстановок зрелых островных дуг” [Бочкарев, Язева, 2000, с. 113]. Различные фациальные и петрографические типы пород шелудивогорского комплекса – тефро-турбидиты (по определению В.А.Коротеева с соавторами [1978]) абсарокит-шошонитового состава, обломки аналогичных вулкаников в олистостромовых отложениях, агглютинаты и лавы миндалекаменных абсарокитов – образуют пластины шарьяжа восточной вергентности [Язева, Бочкарев, 1998; Бочкарев, Язева, 2000].

**Коллизионная стадия ( $C_1$ -P),** наступившая после поглощения океанической коры в зоне субдукции восточного падения и столкновения островодужной литосферной плиты с краем Восточно-Европейского континента, подразделяется на 2 подстадии: раннеколлизионную  $C_1$ - $C_2$  (мягкой косо́й коллизии по В.Н.Пучкову [1996], раннеколлизионная стадия косо́й коллизии по Д.Н.Салихову [1997]) и позднеколлизионную ( $C_2$ m-P), в которой выделяются этапы: а) шарьирования ( $C_2$ m) – образования надвигов, взбросов и шарьяжей значительной амплитуды в условиях горизонтального субширотного сжатия; б) сдвигообразования ( $C_3$ -P<sub>1</sub>) – формирования сдвиговых разрывных нарушений в условиях северо-западной близгоризонтальной ориентировки оси сжатия; в) косых разломов (P<sub>1</sub>) – образования взбросо-сдвигов в условиях близгоризонтального субширотного сжатия [Серавкин и др., 2001].

В раннюю коллизионную подстадию ( $C_1$ ) происходило формирование наложенных (по определению Г.Ф.Червяковского и В.М.Нечухина [1980]) вулcano-плутонических поясов: Центрально-Магнитогорского, восточных – Биргильдинско-Еленовского (в пределах Восточно-Уральского поднятия), Нижнесанарско-Буруктадьского (в Восточно-Уральском прогибе), Александровского (на границе Зауральского поднятия и прогиба) и Валерьяновского (в Тюменско-Кустанайском прогибе). Перечисленные локальные восточные пояса объединяются в общий протяжённый вулcano-плутонический пояс [Бочкарев, Язева, 2000].

Возраст локальных вулканоплутонических поясов в целом омолаживался с запада на восток от  $D_3-C_1$  в Биргильдинско-Еленовском до  $C_{1-2}$  в Валерьяновском поясе, хотя спорность многих датировок и вулканитов, и интрузивных массивов не позволяет говорить об этом более определённо. В начале коллизионной стадии, как предполагается [Косарев, Пучков, 1999], произошло изменение полярности и перескок на восток сейсмофокальной палеозоны, контролировавшей коллизионный магматизм. По другим представлениям [Бочкарёв, Язева, 2000] выход палеосейсмофокальной зоны на поверхность переместился из сутурной зоны ГУРа на запад, в Предуральский прогиб.

Вулканогенные комплексы Центрально-Магнитогорской зоны представлены трахириолит-базальтовой формацией берёзовской ( $C_1 t_2-v_3$ ) и кизильской ( $C_1 v_{2-3}$ ) свит, которая, по данным Д.Н. Салихова и А.В. Ярковой [1992], накапливалась в грабенах, сформировавшихся в условиях "косой коллизии". Главными типами пород этой, в целом бимодальной, серии являются, с одной стороны, толеитовые базальты и субщелочные, отчасти - щелочные, лейкобазальты К-На типа, с другой стороны - лейкориолиты, трахириолиты и, в небольшом объёме, андезиты. Характерные петрохимические черты всех пород формации – повышенная щелочность ( $Na_2O+K_2O$  ср. в толеитах =3,9-4,29%, в трахибазальтах =5,17-5,84%), относительно высокие содержания титана (в базальтах разных типов  $TiO_2$  ср.=1,67-2,06%) и высокие значения коэффициента F. В основных породах характерны высокие содержания Sr, значительно превышающие концентрации этого элемента в базальтах современных рифтов и островных дуг, повышенные, по отношению к островодужным, значения содержаний Co, Cr, Ni и P3Э. Вообще, по распределению микроэлементов, основные вулканиты тяготеют к составам континентальных образований, в частности, к траппам Сибирской платформы [Вулканизм Южного ..., 1992].

Восточные вулканоплутонические пояса, формировавшиеся на сиалических террейнах и перекрывавших их рифтогенных и островодужных отложениях, сложены андезибазальт-андезитовой (андезитовой, по [Р.Г.Язева, 1989]) вулканогенной формацией, сопровождаемой разнообразными диоритовыми и гранитоидными интрузивными комплексами, принадлежащими к тоналит-гранодиоритовому формационному

типу [Ферштатер, 1987; Ферштатер, Рапопорт, 1988 и др.].

Андезибазальт-андезитовая формация, по данным В.А. Коротеева с соавторами [1979], Р.Г. Язевой [1989], А.М. Косарева [Вулканизм Южного ..., 1992], сложена плагиофировыми, реже пироксен-плагиофировыми андезитами, андезибазальтами и их туфами, при подчинённых объёмах основных и кислых вулканитов. Основные и большинство средних пород имеют субщелочные составы ( $Na_2O+K_2O$  ср. в базальтах=4,94-6,43%) при содержании  $K_2O$  ср.=1,13-2,12%, являются высокоглинозёмистыми ( $Al_2O_3$  ср. в базальтах=15,42-18,6%,  $al' = 1,29-1,91$ ), лейкократовыми ( $f = 10,1-16,1$ ) и низкожелезистыми ( $Fe_2O_3+FeO$  ср. в базальтах=7,19-7,94%). Кислые породы в одних комплексах имеют повышенную щелочность ( $Na_2O+K_2O$  ср. =9,5%), в других – нормальное содержание щелочей, тип щелочности К-На. Всем вулканитам присущи высокие концентрации Sr (от 2497 г/т в андезибазальтах до 845 г/т в риодацитах), а основным породам – La и Zr. В общем, по петрохимическим параметрам и соотношениям микроэлементов с Ti и между собой, породы формации близки к сериям окраинно-континентальных поясов андийского типа. Характерна антидромная направленность эволюции расплавов [Бочкарёв, Язева, 2000]. Субщелочные породы умеренно кислого, среднего, умеренно основного и основного состава на примере Александровского комплекса, определяются В.В. Бочкарёвым и Р.Г. Язевой [2000], соответственно, как трахидациты, латиты, шошониты и абсарокиты.

В Валерьяновской зоне, которую В.В. Бочкарёв и Р.Г. Язева считают тыловым прогибом каменноугольного вулканоплутонического пояса, сформировались андезито-базальтовая вулканогенная ( $C_1 v-sp$ ), габбро-диорит-гранодиоритовая и габбро-диорит-сиенитовая интрузивные формации. Породы вулканогенной формации по петрохимическим характеристикам занимают промежуточное положение между островодужными и окраинно-континентальными образованиями [Полтавец, 1991].

Поздняя коллизионная (орогенная) подстадия ( $C_2-P$ ) характеризуется широким развитием гранитоидного магматизма в восточных зонах с развитой сиалической корой. Крупные орогенные плутоны относятся к гранодиорит-гранитной и гранитной формациям, но многие из них являются многофазными и включают

комплексы более ранних этапов (тоналит-гранодиоритовые, монцодиорит-гранитные, монцодиорит-граносиенитовые) [Орогенный гранитоидный ..., 1994]. Более поздняя фаза орогенного магматизма представлена субщелочным гранитпорфировым (Балбукский – Башкирского Урала), лейкократовым (Позднеадамовский – Оренбургского Урала) и щелочным сиенитовым (в Мугоджарах) комплексами даек, малых интрузивов и небольших массивов.

### Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала

В результате исследований, проведённых производственными и научными организациями в течение последних десятилетий на Южном Урале, выяснены основные черты генезиса колчеданных руд и главные закономерности их размещения. Наиболее фундаментальными являются следующие разработки.

1. Выявлена закономерная приуроченность колчеданных месторождений к На-риолит-базальтовой формации, образованной гомотромной последовательностью базальтовых, контрастных базальт-риолитовых и непрерывных базальт-андезит-риолитовых комплексов [Штейнберг, 1969; Структурный и магматический ..., 1975; Бородаевская и др., 1977; Прокин, 1977; Фролова, Бурикова, 1977; Среднепалеозойский вулканизм ..., 1983 и др.]. Детализацией этой закономерности является схема типовых формационных рядов Магнитогорского мегасинклиория. В Тубинско-Гайской зоне ряд имеет следующий вид: формация натриевых базальтов ( $n_b, D_1 em$ ) → базальт-риолитовая формация ( $D_1 em$ ) с контрастной субформацией натриевых базальтов-риолитов ( $nbr$ ) и непрерывной базальт-андезит-риодацитовой ( $bar$ ) субформацией → гибридная непрерывная субформация ( $abr'$ ) → андезит-базальтовая (порфирировая) формация ( $D_1 - D_2 e$ ) [Вулканизм Южного ..., 1992]. Принципиально аналогичные формационные ряды проявились в западном крыле мегасинклиория в Бакрузяк-Сибайской зоне, но уже на среднедевонском возрастном уровне, на восточном борту мегасинклиория, в Учалинско-Александринской зоне – также в среднем девоне и в Джусинско-Домбаровской зоне, в нижнем девоне [Вулканизм Южного ..., 1992]. В различных зонах отмечаются некоторые вариации состава конкретных комплексов, но их генеральная последовательность сохраняется не

только для Урала, но и для всех колчеданонных провинций мира [Колчеданные месторождения мира, 1979].

2. Установлена корреляция состава рудомещающих вулканогенных комплексов с составом колчеданных руд: медные месторождения тяготеют к недифференцированным базальтовым комплексам, а по мере увеличения разнообразия вмещающих пород и возрастания роли кислых дифференциатов усложняется и состав руд за счёт увеличения в них доли цинка, свинца, золота, серебра и ряда минералов, таких как блёклые руды, борнит, барит и другие [Типы рудных ..., 1973; Структурный и магматический ..., 1975; Медноколчеданные месторождения ..., 1992]. Эта корреляция дала возможность выделить три основных минералого-геохимических типа колчеданных месторождений Урала: Уральский (медно-цинково-колчеданный), Домбаровский, близкий к Кипрскому, (существенно медноколчеданный с повышенным содержанием кобальта) и Баймакский, сопоставимый с Куроко (колчеданно-полиметаллический с золотом и баритом) [Медноколчеданные месторождения ..., 1988].

3. Палеовулканологические реконструкции показали, что колчеданное оруденение контролируется палеовулканами центрального типа с характерными для рудоносных построек субмаринными кальдерами и кислыми эффузивно-экструзивными аппаратами [Серавкин, 1970, 1986; Прокин, 1977; Среднепалеозойский вулканизм ..., 1983; Вулканогенная металлогения ..., 1994 и др.]. Была выяснена рудогенерирующая роль вулканических построек.

4. Выяснены главные черты генезиса колчеданного оруденения – преобладающее вулканогенно-осадочное образование колчеданных залежей, формировавшихся на морском дне (или вблизи него) на значительных глубинах (> 2000 м). Создана геолого-геохимическая модель формирования колчеданного месторождения Уральского типа, включающая раннюю гидротермально-осадочную и последующую гидротермально-метасоматическую стадии. Выполнена систематика рудоносных вулканогенных структур, выяснена зональность рудных тел, околорудных метасоматитов и эндогенных геохимических ореолов, подтверждающие предложенную модель [Иванов, 1964; Смирнов, 1968; Франклин и др., 1984; Медноколчеданные месторождения ..., 1992; Минеральные ресурсы..., 1994]. Дальнейшему развитию представ-

лений о вулканогенно-осадочном колчеданообразовании на Урале способствовало открытие и изучение их современных аналогов в океанах – “чёрных курильщиков”. Эти аналогии блестяще подтвердились находками сульфидных труб и замещённых сульфидами вестиментифер, выполненными В.В.Масленниковым на ряде южноуральских месторождений. Были изучены основные черты строения и зональности палеогидротермальных полей Южного Урала, разработана модель разрушения сульфидных построек и образования за их счёт горизонтов кластогенных сульфидов и рудокластов [Масленников, Зайков, 1998 и др.]. Приложение к колчеданным месторождениям Уральского типа модели конвективных гидротермальных ячеек (модели рециклинга) [Франклин и др., 1984] осуществлено Э.Н. Барановым [1987]. Автором и А.М. Косаревым разработана комплексная (геологическая, метаморфическо-метасоматическая и геохимическая) модель формирования колчеданного месторождения Уральского типа, представляющая образование колчеданных руд в субмаринной кальдере с центральным палеовулканом и магматическим очагом на глубине, приводящим в движение гидротермальную конвективную систему. Рудные тела образуются в результате разгрузки гидротермальных растворов, выщелачивающих металлы из подстилающих пород и перераспределяющих петрогенные и малые элементы, формируя метасоматическую и геохимическую зональность месторождения [Серавкин, Косарев, *в печати*].

Превалирующее вулканогенно-осадочное происхождение колчеданных руд определяет важность выделения стратиграфических уровней рудообразования, особенно существенных при проведении поисково-разведочных работ. Практикой этих работ на Южном Урале давно определены три региональных стратиграфических уровня распространения колчеданных месторождений: 1) силурийский (блявинская свита – Блявинское, Комсомольское, Яманкасинское, Разумовское месторождения), 2) нижнедевонский (по международной стратиграфической шкале) или эйфельский (по уральской шкале) – баймак-бурибаевская, ирендыкская, киембаевская свиты (Бурибайское, Подольское, Октябрьское, Юбилейное, Летнее, Осеннее; месторождения Баймакского района и другие), 3) среднедевонский (эйфельско-живетский – по международной и живетский – по уральской шкалам) – карамалыташская и улутауская свиты

(Учалинское, Узельгинское, Александринское, Сибайское и другие месторождения). В Магнитогорском мегасинклинии в основном развиты два региональных уровня колчеданообразования: нижнедевонский (эмский) и среднедевонский (эйфельско-живетский).

На каждом стратиграфическом уровне Магнитогорского пояса колчеданное оруденение контролировалось структурами двух типов: 1 – скрытыми разломами субмеридионального простирания, представляющими собой реликты локальных рифтов островодужного этапа и 2 – сколовыми зонами диагонального, преимущественно северо-западного, простирания, заложившимися также на островодужном этапе и трассирующимися дайками и субвулканическими телами. Скрытые разломы рифтогенного типа развиты в пределах контрастной риолит-базальтовой субформации и ее базальтового основания. Они выражены в виде полос шириной в первые км, протяженностью в десятки км. В таких зонах отмечаются цепочки палеовулканов центрального типа и линейные вулканические поднятия, дайковые системы различных направлений, поля гидротермально измененных пород, разрывные нарушения и зоны расщепления продольной ориентировки. Локальные разрывные нарушения сбросового типа, характерные для рифтогенных зон скрытых разломов, обнаруживаются чаще всего ниже уровня развития оруденения. На более высоких стратиграфических уровнях рифтовые зоны перекрыты полями эффузивов и туфов дифференцированного состава, представляющих непрерывную базальт-андезит-риолитовую субформацию. Сколовые зоны диагонального, преимущественно северо-западного, простирания контролировали развитие непрерывных базальт-андезит-риолитовых комплексов, которые менее продуктивны на колчеданное оруденение, чем контрастные, но также являются колчеданоносными. Характерными элементами строения сколовых зон являются цепочки субвулканических тел, дайковые пояса, системы сколовых нарушений и зон расщепления, часто расположенных кулисообразно. Типичный пример сколовых зон – Петропавловско-Макан-Мамбетовская зона в Бурибай-Маканском рудном районе, в пределах которой расположены рудные поля Юбилейного, Макан-Октябрьского и Мамбетовского месторождений.

Последовательное и, отчасти, параллельное развитие этих структур приводило к обра-



зованию колчеданоносных зон (или локальных палеовулканических поясов), принципиальная модель которых рассмотрена ранее [Вулканогенная металлогения ..., 1994; Медноколчеданные месторождения ..., 1992]. В разрезе пояса колчеданные месторождения размещены следующим образом: в верхних горизонтах базальтовой формации локализованы колчеданные залежи Домбаровского типа, в контрастной формации – месторождения Уральского типа (медноколчеданные – в основании контрастных толщ и медно-цинковоколчеданные – в их кровле), среди кислых вулканитов непрерывной субформации – месторождения Уральского и Баймакского типов.

Формирование колчеданоносных поясов происходило в двух основных геодинамических обстановках субдукционного режима: в структурах основания островных дуг (I) и в задуговых и интрадуговых бассейнах (II) [Серавкин и др., 2001].

Во фронтальной зоне зарождавшейся островной дуги сначала, в условиях локального растяжения, в трогообразных структурах формировались контрастные риолит-базальтовые комплексы с медноколчеданным и медно-цинковоколчеданным оруденением, а позднее, в условиях нарастающего сжатия, в структурах сколового типа образовались базальт-андезит-риодацитовые комплексы с медно-цинковоколчеданным и золото-колчеданно-полиметаллическим оруденением. На рубеже раннего и среднего девона и в эйфеле колчеданоносные комплексы были перекрыты островодужными образованиями ирендыкской формации и область колчеданообразования сместилась к востоку, в задуговой бассейн.

Во фронтальной зоне раннедевонской островной дуги формировались колчеданные месторождения Баймакского и Бурибай-Маканского рудных районов. Колчеданное оруденение среднедевонского уровня локализовалось в эйфельских троговых структурах задугового бассейна. В этих условиях были сформированы месторождения Сибайского и Учалинско-Верхнеуральского рудных районов. Позднее, в живетское время, в северных районах над эйфельской спрединговой зоной и несколько восточнее неё начали формироваться островодужные комплексы улутауской свиты и горбуновской толщи. В нижних горизонтах улутауской свиты локализовано колчеданное оруденение некоторых месторождений (Западно-Озёрного

и им. XIX партсъезда). Рудовмещающие непрерывные комплексы улутауской свиты, а также, вероятно, андезибазальт-риодацитовые комплексы верхней части карамалыташской свиты, вмещающие колчеданные залежи Узельгинского рудного поля, формировались уже в обстановке нарастающего сжатия, контролируясь сколовой зоной северо-западного простирания. В более южных районах, Бакр-Узьяк-Сибайском и южнее него, среднедевонский цикл вулканизма был редуцирован и диагональные сколовые зоны, по-видимому, не возникали.

В строении реальных колчеданоносных поясов, наряду с отмеченной выше вертикальной, существует отчётливая латеральная зональность, проявляющаяся как в размещении вулканических комплексов, так и в распределении минералого-геохимических типов колчеданного оруденения. Эта зональность возникала вследствие миграции процессов вулканизма и порождённого этими процессами рудообразования. Выделяются 2 типа зональности: I – поперечный и II – продольный к простиранию пояса (рис. 2). Первый из них реализован в Тубинско-Гайском поясе, особенно отчётливо в пределах Бурибайского рудного района (рис. 2а). Этот тип зональности характерен для предостроводужной обстановки субдукционного режима. Второй, продольный, тип зональности проявлен в Учалинско-Александринском (рис. 2б) и Джусинско-Домбаровском (рис. 2в) поясах, формировавшихся в режиме задугового спрединга.

Строение Тубинско-Гайского пояса с поперечным типом зональности удобно рассмотреть на примере детально изученного автором и А.М.Косаревым разреза Бурибай-Макан-Подольск, полностью пересекающего рассматриваемый пояс на протяжении 30 км (рис. 3).

В поперечном сечении пояса отчётливо вырисовываются 3 крупных вулканических сооружения, последовательно сменяющих друг друга с юго-запада на северо-восток и нарастающих в этом направлении его разрез: Бурибайский базальтовый вулкан, Маканский стратовулкан и Подольский кальдера-вулкан. Бурибайское месторождение принадлежит к крайнему, медноколчеданному подтипу месторождений Уральского типа, с преобладанием в рудах меди над цинком. Руды Маканского рудного поля расположены на 3-х сближенных уровнях. Основные рудные тела Маканских – 1-го и 2-го и Октябрьского месторождений (нижний и сред-

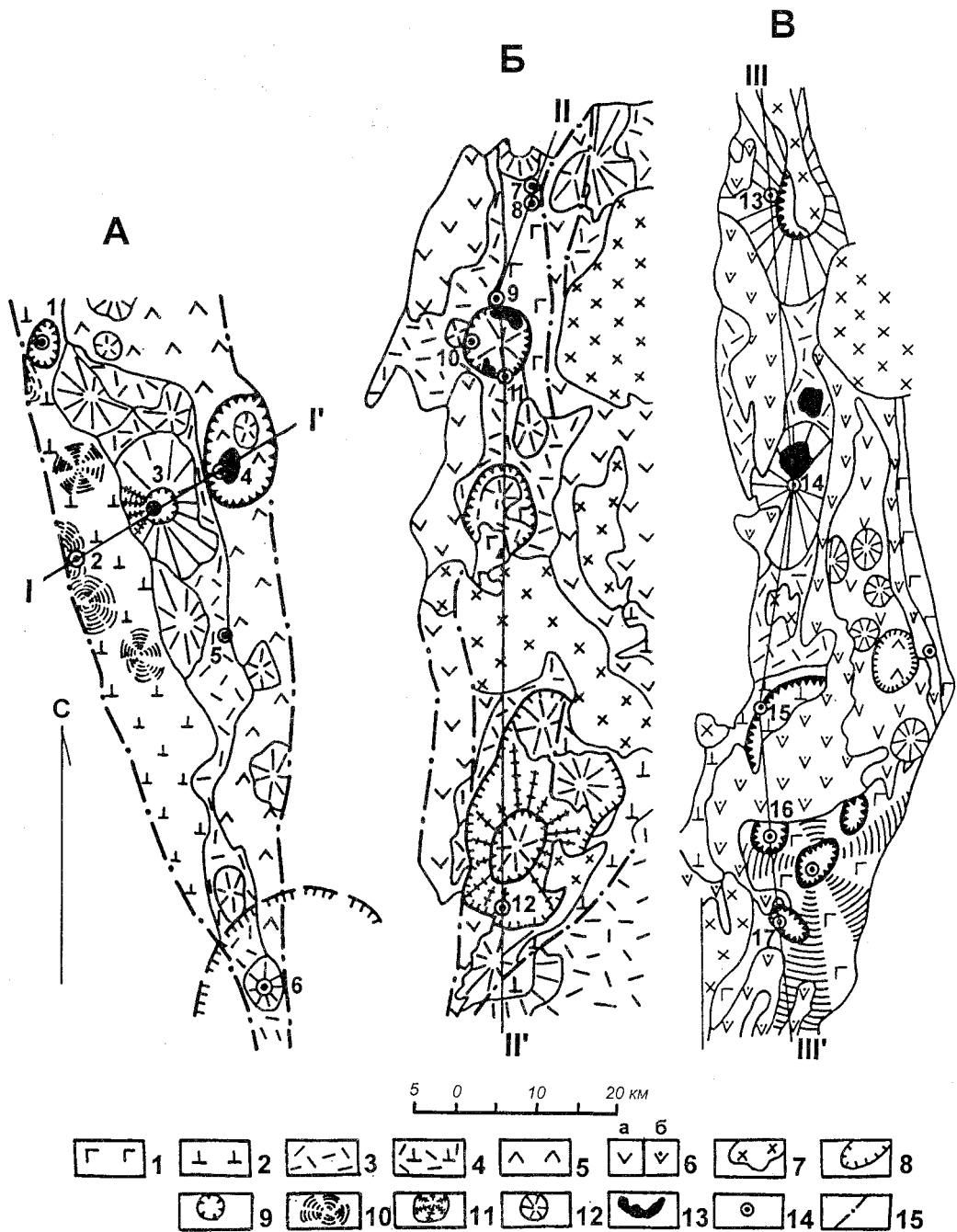


Рис. 2. Палеовулканологические схемы колчеданосных зон Магнитогорского палеовулканического пояса: А – Тубинско-Гайской, Б – Учалинско-Александринской, В – Джусинско-Домбаровской.

Составил И.Б. Серавкин.

1-6 – вулканогенные формации и субформации: 1 – базальтовая, 2 – риолит-базальтовая, 3 – базальт-андезит-риодацитовая, 4 – совмещённые риолит-базальтовая и базальт-андезит-риодацитовая, 5 – гибридная непрерывная, 6 – андезит-базальтовая: фации зоны активного вулканизма (а) и удалённые от вулканических центров (б); 7 – интрузивные породы; 8-13 – вулканоструктуры: 8 – вулканотектонические депрессии, 9 – кальдеры, 10 – щитовые риодацит-базальтовые вулканы, 11 – базальт-андезит-базальтовые стратовулканы, 12 – стратовулканы дифференцированного состава, 13 – кислые экструзивные и субвулканические постройки; 14 – колчеданные месторождения: 1 – Юбилейное, 2 – Бурибайское, 3 – Маканское и Октябрьское, 4 – Подольское, 5 – Мамбетовское, 6 – Гайское, 7 – Учалинское, 8 – Новоучалинское, 9 – Озёрное, 10 – Узельгинское, 11 – Молодёжное, 12 – Александринское, 13 – Джусинское, 14 – Барсучий лог, 15 – разломы.

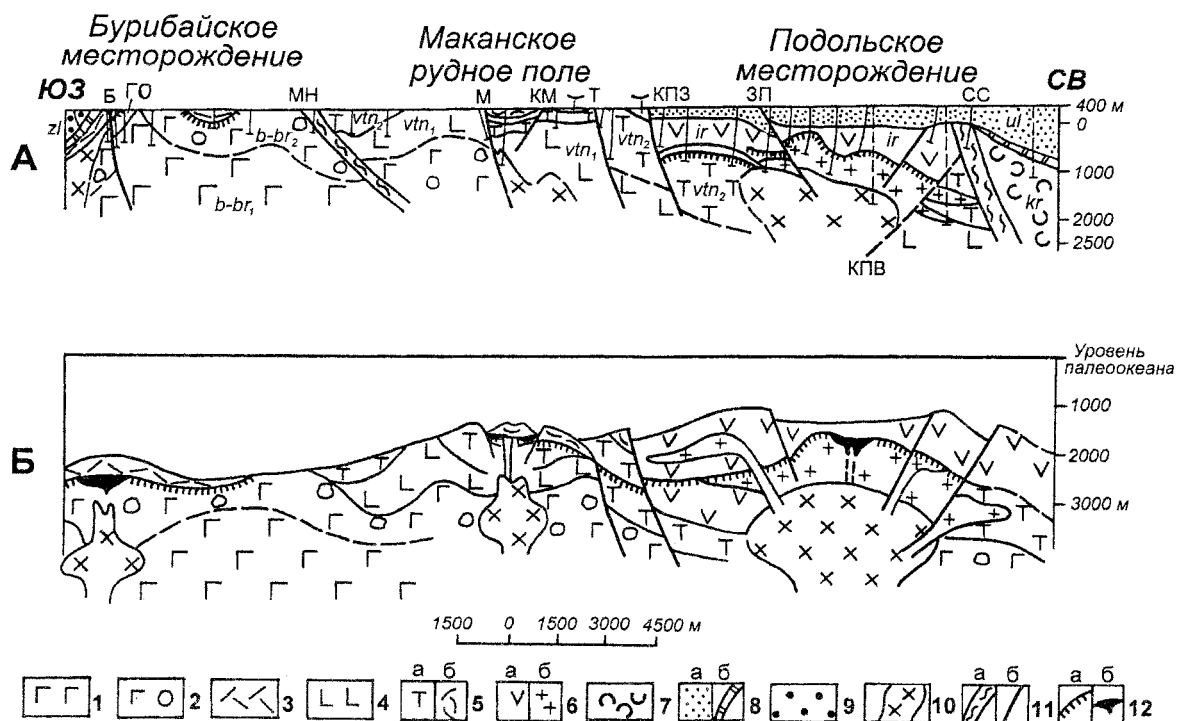


Рис. 3. Геологический разрез Бурибай-Макан-Подольский через Тубинско-Гайскую рудозонную зону (А) и его палеовулканологическая реконструкция (Б).

Составили А.М. Косарев, И.Б. Серавкин.

1-3 – толщи баймак-бурибаевской свиты: 1 – нижняя, базальтовая (b-br<sub>1</sub>), 2 – средняя, спилит-вариолитовая (b-br<sub>2</sub>), 3 – верхняя, кислых эффузивов (b-br<sub>3</sub>); 4-5 – толщи верхнетаналыкской свиты: 4 – нижняя, базальт-андезибазальтовая (vtn<sub>1</sub>), 5 – верхняя, андезибазальт-андезит-риодацитовая (vtn<sub>2</sub>): а) разнообразного состава, б) преимущественно кислого состава; 6 – гибридный непрерывный комплекс ирендыкской свиты (ir): а) породы непрерывного ряда базальт-андезит-риолит, б) экструзивные кварц-плагиоклазовые и кварц-пироксен-плагиоклазовые порфириды состава андезидацит-риодацит; 7 – базальты карамалыташской свиты (kr); 8 – флишоиды улутауской свиты (ul) (а) и кремни бугулыгырского горизонта (б); 9 – граувакки зилаирской свиты (zl); 10 – интрузивные породы габбро-плагиогранитного ряда; 11 – зоны смятия (а) и разломы (б); 12 – локальные уровни рудообразования (а) и колчеданные рудные тела – вне масштаба (б).

ний уровни), залегающие среди вулканогенно-осадочных пород, имеют также медноколчеданный состав. Однако, руды верхнего уровня, расположенные среди кислых вулканитов, перекрывающих Маканскую кальдеру, принадлежат к Баймакскому типу, имея колчеданно-полиметаллический состав с повышенными содержаниями золота и серебра. Наконец, руды наиболее молодого в рассматриваемом ряду Подольского месторождения относятся к Уральскому типу с преобладанием цинка над медью и имеют, по сравнению с типичными медноцинковоколчеданными месторождениями (Учалы, Сибай), несколько повышенные содержания свинца. Кроме того, Восточно-Подольское ме-

сторождение, расположенное в той же Подольской кальдере на более высоком стратиграфическом уровне, имеет преимущественный золото-цинковый состав.

Продольный тип зональности наилучшим образом выражен в Джусинско-Домбаровском вулканическом поясе (рис. 4). В направлении с юга на север в этой субмеридиональной структуре сменяются комплексы эмского возраста: Джайлганский (киембаевская свита) – базальтовый, Акжарский – контрастный базальт-риолитовый, Барсучье лого – базальт-андезибазальт-риодацитовый и Джусинский – дифференцированный базальт-андезибазальт-андезит-риодацитовый. Металлогеническая зональность

НАПРАВЛЕНИЕ МИГРАЦИИ ВУЛКАНИЗМА

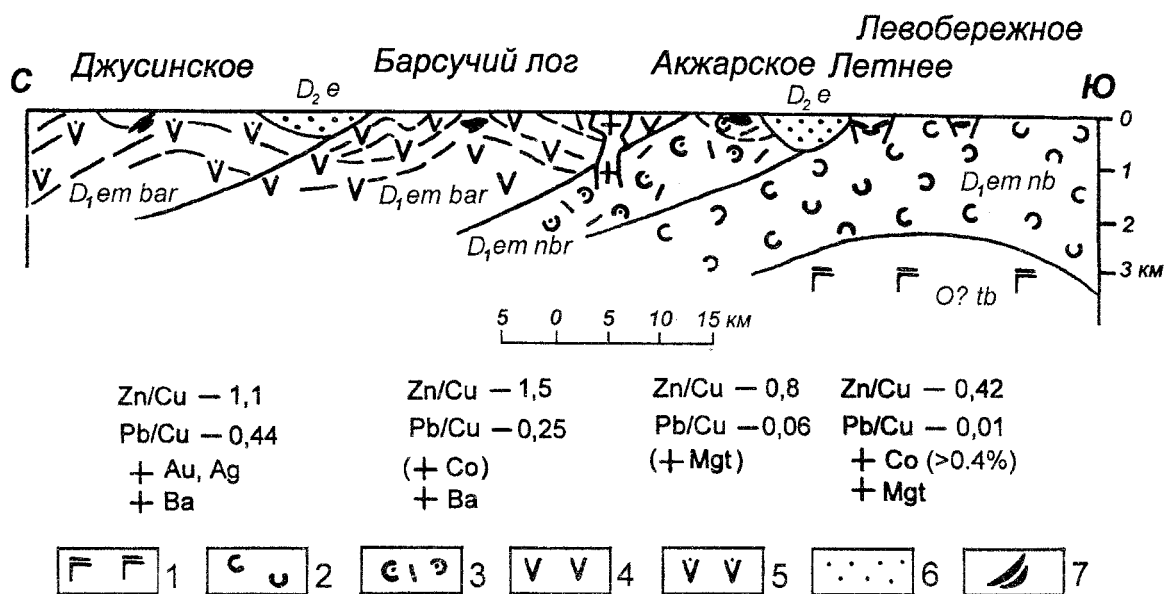


Рис. 4. Продольный геологический разрез через Джусинско-Домбаровскую.

Составил И.Б.Серавкин с использованием материалов М.В. Рыкуса.

1 — трахибазальтовый комплекс (O?); 2 — Джайлганский базальтовый комплекс (натриевых базальтов, nb); 3 — риолит-базальтовый комплекс (натриевых базальтов-риолитов, nbr); 4 — базальт-андезит-базальт-риодацитовый комплекс Барсучьего лога (непрерывная базальт-андезит-риолитовая субформация, bar); 5 — базальт-андезит-риолитовый (bar) Джусинский комплекс; 6 — верхнекобуктинская толща андезитобазальтовой формации; 7 — колчеданные руды (вне масштаба)

Джусинско-Домбаровского пояса в главных чертах также отображена на рис. 4. С юга на север медноколчеданные кобальтсодержащие месторождения Домбаровского типа сменяются Акжарскими рудопроявлениями (Уральский тип) и месторождением Барсучий лог, совмещающим геохимические особенности руд Домбаровского (повышенные содержания кобальта), Уральского (медно-цинковоколчеданный состав) и Баймакского (повышенные содержания свинца) типов. Завершается ряд золото-колчеданно-полиметаллическим Джусинским месторождением (Баймакский тип).

Продольная металлогеническая зональность проявилась и в среднедевонском Учалинско-Александринском поясе (см. рис. 2), в котором с севера на юг в рудах месторождений закономерно меняются отношения Zn/Cu, Pb/Cu и в том же направлении увеличиваются содержания борнита, барита, блеклых руд и благородных металлов (Учалинское: Zn/Cu=3,9; Pb/Cu=0,03; Узельгинское: Zn/Cu=3,3; Pb/Cu=0,07;

Александринское: Zn/Cu=1,2; Pb/Cu=0,17; приведены средние значения).

Для объяснения причин образования поперечной зональности в рамках субдукционной модели может быть привлечён механизм формирования малоглубинных плюмов [Добрецов и др., 1993]: относительное перемещение надсубдукционной плиты с востока на запад над фиксированным магматическим источником (мантийным диапиром) приводило к последовательному смещению магматических комплексов и содержащихся в них месторождений с запада на восток. Причиной образования продольной магматической и металлогенической зональности было, по-видимому, раскрытие по простиранию рифтовых зон, находившихся в тылу надсубдукционной плиты. В участках более интенсивного раскрытия рифтов с большими скоростями раздвига происходили преимущественно базальтовые излияния и формировались месторождения Домбаровского типа. По мере замедления процесса спрединга по прости-

ранию, увеличения относительной глубины магмагенерации и возрастания процессов дифференциации магмы в периферических камерах, менялся состав рудовмещающих комплексов и тип месторождений, от Домбаровского к Уральскому и Баймакскому.

### **Основные проблемы в изучении вулканизма и колчеданных месторождений Южного Урала**

Дальнейшие исследования палеовулканизма Южного Урала должны быть направлены на уточнение генезиса и геодинамических обстановок формирования вулканогенных комплексов и содержащихся в них колчеданных месторождений. Несмотря на несомненные успехи геодинамических построений последних лет, они не лишены ряда недостатков, связанных с объективными причинами: 1) фрагментарностью геологических данных, положенных в основу геодинамического анализа, как применительно к древним, так и современным геодинамическим обстановкам; 2) дискуссионностью тектонических теорий и гипотез, в частности, проблематичностью процессов субдукции; 3) прямым использованием анализов макро- и микроэлементного состава древних изменённых пород для сопоставления с составом пород современных геодинамических режимов и обстановок; 4) возможной конвергентностью признаков, "определяющих" геодинамический режим или обстановку. Особенно серьёзные проблемы связаны с 3-й и 4-й причинами. Изучение метаморфизма, в частности исследования А.А. Захаровой и А.М. Косарева, показали, что при зеленокаменных изменениях, вопреки существовавшему мнению, макро- и микроэлементный состав пород подвергается существенным изменениям, особенно, в отношении содержаний К, Na, Ca, Rb, Sr и других элементов, индикаторных для определённых геодинамических обстановок. Следовательно, существует проблема реконструкций первоначального состава метаморфизованных палеозойских вулканитов. Проблемы, связанные с конвергентностью признаков, вытекают из известной консервативности колчеданных месторождений и вмещающих их комплексов, формировавшихся в рифтовых зонах на протяжении длительного отрезка геологической истории Земли – от AR до наших дней. Наличие в архейских зеленокаменных поясах (например, в поясе Абитибии) стандартных на-

боров формаций с колчеданным оруденением ставит под сомнение универсальность субдукционной модели колчеданообразования. Бимодальные колчеданоносные комплексы возникали в различных геодинамических обстановках: древних зеленокаменных поясах, палеозойских континентальных рифтах (Уэльс, месторождение Перис Маунтин), задуговых и преддуговых бассейнах (Урал), мезозойском предостроводужном (?) комплексе острова Кипр, современных рифтовых зонах срединно-океанических хребтов (Галапагосский рифт, хребет Хуан-де-Фука и др.) и континентальных рифтах с формирующейся корой океанического типа (Красное море, Калифорнийский залив), современных окраинных морях (бассейн Манус), задуговых (трог Окинава) и междуговых бассейнах (море Лау) и т.д. Даже этот поверхностный взгляд на проблему показывает, что субдукционный режим, определявший основные обстановки колчеданообразования на Урале, далеко не является единственным условием образования массивных сульфидных руд вулканической ассоциации. По-видимому, таким универсальным условием является развитие транскоровых рифтовых структур, возникающих в различных режимах. Следовательно, для определения древней геодинамической обстановки далеко не достаточно петрохимических и геохимических характеристик вулканитов, хотя бы и весьма представительных, но требуется комплексный анализ геологических, палеовулканологических (структурных и фациальных) и петро-геохимических данных. Вообще, непосредственный перенос современных геодинамических обстановок в прошлое может привести к "порочному кругу", не дать возможности судить об эволюции геодинамических режимов и обстановок в истории Земли.

Из сказанного вытекают частные задачи предстоящих исследований геодинамического направления: 1) проведение палинспастических реконструкций; 2) выяснение характера и степени изменения состава пород при разных типах метаморфизма и метасоматоза и в зависимости от фациальных и структурно-текстурных особенностей вулканитов; 3) проведение палеовулканологических реконструкций, с анализом жильных и субвулканических пород корневых зон палеовулканов в областях, где поверхностные фации могли быть эродированы; 4) создание петрологических моделей формирования типовых вулканогенных комплексов различно-

го состава; 5) совершенствование модели колчеданного рудообразования, заключающееся в уточнении и выяснении физико-химических условий формирования и преобразования руд и ореола околорудных изменений.

### Список литературы

- Алексеев А.А.* Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалёв С.Г.* Кусинско-копанский расчлененный интрузивный комплекс: новые данные, представления и перспективы. Уфа: ИЦ УрО РАН, 1992. 20 с.
- Артюшкова О.В., Маслов В.А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УфНИЦ РАН, 1998. 156 с.
- Баранов Э.Н.* Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. М.: Наука, 1987. 296 с.
- Берлянд Н.Г.* Карта глубинного строения земной коры Урала. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка. С.-Пб: ВСЕГЕИ, 1993. 120 с.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П.* Основы структурно-формационного анализа колчеданозонных провинций. М.: Недра, 1977. 152 с.
- Бочкарёв В.С., Язева Р.Г.* Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
- Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Вулканогенная металлогения Южного Урала / И.Б. Серавкин, С.Е. Знаменский, А.М. Косарев и др. М.: Наука, 1994. 160 с.
- Горожанина Е.Н.* Ирэндыкский островодужный (порфириновый) комплекс среднего девона Южного Урала / Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УО АН СССР, 1991. 22 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н.* Проблемы глубинной геодинамики и моделирование мантийных плюмов // Геология и геофизика, 1993. Т. 34. № 12. С. 5-24.
- Дымкин А.М.* Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургай. Новосибирск: Наука, 1966. 168 с.
- Дымкин А.М.* Вулкано-плутонический магматизм и эндогенное оруденение (на примере Тургайской и Алтае-Саянской железорудных провинций) // Вулкано-плутонический магматизм и железоруденение. Новосибирск: Наука, 1970. С. 5-30.
- Заварицкий А.Н.* Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. 1936 г. // Избранные труды. Т. IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 291-317.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В.* Вулканизм и металлоносные отложения девонской островодужной системы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. 146 с.
- Захаров О.А., Пучков В.Н.* О тектонической природе максютовского комплекса зоны Урал-Тау. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 28 с.
- Знаменский С.Е.* Позднеордовикско-раннесилурийский вулкано-интрузивный комплекс северной части Магнитогорского мегасинклинория и связанное с ним оруденение (Ю.Урал). Уфа: УНЦ РАН, 1994. 19 с.
- Иванов С.Н.* Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма // Проблемы генезиса руд (Международ. геол. конгр. XXII сессия). М.: Недра, 1964. С. 118-127.
- Иванов С.Н.* О байкалидах Урала // Доклады АН СССР, 1977. Т. 267. № 5. С. 1144-1147.
- Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечехин В.М. и др.* Палеозойская история Урала // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 13-38.
- Иванов К.С.* К вопросу о возрасте максютовского метаморфического комплекса // Метаморфогенная металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 64-66.
- Иванов К.С.* Главный Уральский глубинный разлом как палеозона субдукции Заварицкого-Беньофа: тектоника и петрогенезис важнейших породных комплексов. // Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 75-78.
- Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд лет) и строения Урала: Дис. ... доктора геол.-мин. наук в форме научного доклада. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
- История развития Уральского палеоокеана / Отв. редакторы Л.П. Зоненшайн, В.В. Матвеевков. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1984. 162 с.
- Кабанов Б.Л.* Вулканогенные образования Шелудивых гор (Южный Урал) // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 31-44.
- Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. и др.* Структурная геология Магнитогорского синклинория Южного Урала. М.: Наука, 1992. 183 с.
- Казанцева Т.Т.* Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1987. 158 с.
- Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
- Колчеданные месторождения Баймакского рудного района / П.Ф. Сопко, М.И. Исмагилов, И.Б. Серавкин, Л.Н. Сопко. М.: Наука, 1973. 224 с.

Колчеданные месторождения мира / М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, А.И. Кривцов и др.; Под ред. акад. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1979. 284 с.

*Контарь Е.С., Либарова Л.Е.* Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 233 с.

*Кориневский В.Г.* Калиевые щелочные базальтоиды эйфеля Сакмарской зоны Мугоджар // Ежегодник-70 ИГиГ. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. С. 16-19.

*Кориневский В.Г.* Геологический очерк Южных Мугоджар // История развития Уральского палеоокеана. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1984. С. 57-79.

*Коротеев В.А.* Тектоника литосферных плит и проблемы металлогении // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 4-10.

*Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я.* Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 130 с.

*Коротеев В.А., Зоненшайн Л.П., Парначёв В.П. и др.* Офиолиты Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 80 с.

*Коротеев В.А., Кабанов Б.Л., Кабанова Л.Я.* О природе обломочных образований Сухтелинской структуры Южного Урала // Щелочные основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 48-62.

*Коротеев В.А., Нечехин В.М.* Эволюция геодинамических режимов и рудообразования в геосинклинально-складчатых системах уральского типа // Эволюция рудообразования. М.: ВИЭМС, 1989. С. 127-135.

*Коротеев В.А., Нечехин В.М., Сазонов В.Н.* Главные принципы металлогенического районирования и прогнозирования в складчатых системах с позиций плитотектоники // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 203-210.

*Косарев А.М.* Субокеанические базальты на южном Урале // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тез. докл. VI Уральского петрогр. совещ. Часть 2. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 29-30.

*Косарев А.М., Лазаренко Ю.С.* Восточно-Уральский палеовулканический пояс. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. 39 с.

*Косарев А.М., Пучков В.Н.* Особенности распределения К, Ni, Zr в силурийско-каменноугольных вулканогенных формациях Южного Урала в связи с поведением палеозойской зоны субдукции // Ежегодник-1997 ИГиГ. Екатеринбург: УНЦ РАН, 1999. С. 186-191.

*Ленных В.И.* Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.

*Ленных В.И.* Эволюция докембрийских базит-гипербазитовых комплексов западного склона и глав-

ного гипербазитового пояса Урала // Эволюция офиолитовых комплексов. Вулканизм, метаморфизм. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 49-71.

*Ленных В.И., Петров В.И.* О калиевых щелочных базальтах в обрамлении Тараташского комплекса // Тр. Ильмен. гос. Заповедника им. В.И.Ленина. Вып. 12. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 146-164.

*Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П.* "Чёрные курильщики" Калифорнийского залива // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1989. № 5. С. 3-18.

Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 175 с.

*Масленников В.В.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.

*Масленников В.В., Зайков В.В.* Колчеданосные палеогидротермальные поля окраинно-океанических структур Урала (классификация, рудные фации, модель развития). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 92 с.

*Маслов В.А., Артюшкова О.В., Барышев В.Н.* Стратиграфия девонских отложений Магнитогорского мегасинклинория // Сов. геология, 1985. № 9. С. 61-71.

*Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. и др.* Стратиграфия и корреляция вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УфНЦ РАН, 1993. 216 с.

Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение / В.А. Прокин, Ф.П. Буслаев, М.И. Исмагилов и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 241 с.

Медноколчеданные месторождения Урала. Условия формирования / В.А. Прокин, И.Б.Серавкин, Ф.П.Буслаев и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.

Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит / Гл. редактор В.А.Коротеев. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 248 с.

Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината / И.Б. Серавкин, П.И. Пирожок, В.Н. Скуратов и др. Уфа: Башкнигоиздат, 1994. 328 с.

*Нечехин В.М.* Металлогения складчатых систем с позиций тектоники литосферных плит // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 10-24.

*Нечехин В.М.* Плитотектоническая металлогения складчатых систем полного геодинамического цикла // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 49-64.

Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Г.Б.Ферштатер, Н.С. Бородина, М.С.Рапопорт и др. Миасс: Геотур, 1994. 250 с.

*Парначёв В.П.* Вулканические комплексы и тектонический режим западного склона Южного



Урала в позднем докембрии // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 18-30.

*Парначев В.П., Козлов В.И., Титунина Н.В.* Новые данные о строении, составе и условиях формирования аршинского метавулканического комплекса Южного Урала (поздний докембрий) // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 69-86.

*Полтавец З.И., Полтавец Ю.А., Холоднов В.В.* Поисково-прогнозные критерии скарново-магнетитового оруденения. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 65 с.

*Полтавец Ю.А.* Скарново-магнетитовое оруденение Урала и связь его с вулканоплутоническим магматизмом: Дис. ... доктора геол.-мин. наук. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 50 с.

*Полтавец Ю.А., Дымкин А.М., Баклаев Я.П., Полтавец З.И.* К металлогении скарново-магнетитовых месторождений Урала // Рудоносные и рудные формации Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 73-86.

*Прокин В.А.* Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 174 с.

*Прокин В.А., Пучков В.А.* Типизация складчатых систем для целей металлогении // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 210-216.

*Пучков В.Н.* Формирование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной, косоориентированной коллизии континентов // Геотектоника, 1996. № 5. С. 66-75.

*Пучков В.Н.* Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника, 1997. № 4. С. 30-45.

*Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

*Пучков В.Н., Иванов К.С.* К стратиграфии верхнедевонско-нижнекаменноугольных толщ Сакмарской зоны // Новые данные по геологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 84-93.

*Ротарь А.Ф., Швецов П.Н.* Вулканогенные породы машакской свиты района горы Яман-Тау // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1973. С. 82-89.

*Румянцева Н.А.* Типы базальтовых ассоциаций Урала и вопросы их петрогенезиса // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 195-209.

*Рыкус М.В.* Вулканизм и металлогения Джусинско-Домбаровского палеовулканического пояса Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 172 с.

*Салихов Д.Н.* Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегаинклинория: Дис. ... доктора геол.-мин. наук в фор-

ме научного доклада. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 85 с.

*Салихов Д.Н., Бабуров А.В.* Редкоземельные элементы в ордовикских эффузивах учалинского сегмента Вознесенско-Присакмарской меланжевой зоны // Ежегодник-1997. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 211-214.

*Салихов Д.Н., Митрофанов В.А., Горожанин В.М.* Верхнеуральская группа интрузивов. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1990. 32 с.

*Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н.* Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. Уфа: БФАН СССР, 1984. 112 с.

*Салихов Д.Н., Яркова А.В.* Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 138 с.

*Семёнов И.В.* Состав РЗЭ в палеоокеанических базальтах Урала и океанических толеитах как индикатор глубин парциального плавления в верхней мантии. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 66 с.

*Семёнов И.В.* Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 362 с.

*Серавкин И.Б.* Вулканические постройки и их роль в формировании рудоконтролирующих вулканотектонических структур в Западно-Баймакской рудоносной зоне (Ю.Урал) // Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Сев.Кавказа // Труды ЦНИГРИ. Вып. 92. М., 1970. С. 108-116.

*Серавкин И.Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.

*Серавкин И.Б.* Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника, 1997. № 1. С. 32-47.

*Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.* Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

*Смирнов В.И.* Колчеданные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 586-647.

Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения / П.Ф. Сопко, И.Б. Серавкин, А.С. Бобохов, А.М. Косарев. Уфа: БФАН СССР, 1983. 116 с.

Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии / П.Ф. Сопко, А.С. Бобохов, И.Б. Серавкин и др. М.: Наука, 1975. 227 с.

*Сури Т.Н.* Раннеживетский контрастный вулканизм Учалино-Александринской зоны (Южный Урал): петрология, геохимия и связь с ним колчеданного рудообразования: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. С-Пб: ВСЕГЕИ, 1992. 16 с.

*Сури Т.Н.* Геохимические и металлогенические особенности рудоносных магматических комплексов Восточно-Магнитогорской палеоостровной

- дуги // Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. М.: Геос, 1999. С. 284-328.
- Тальнов Е.С., Кригер М.А., Рихтер Я.А. и др.* Геология и медно-порфировая минерализация Еленовского рудного района (Южный Урал) // Металлогения Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 71-78.
- Типы рудных районов колчеданоносных провинций Южного Урала и Западного Казахстана. М.: Недра, 1973. 225 с.
- Тищенко В.Т.* Щелочно-базальтоидная формация нижнего девона в южной части западного крыла Магнитогорского прогиба // Тезисы докл. к I симпозиуму по вулканизму Южного Урала. Миасс: УНЦ РАН, 1971. С. 43-44.
- Ферштатер Г.Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 233 с.
- Ферштатер Г.Б., Рапопорт М.С.* Закономерности эволюции магматизма Урала и связанной с ним металлогении // Эволюция металлогении Урала в процессе формирования земной коры. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 58-64
- Формирование земной коры Урала / С.Н.Иванов, В.Н.Пучков, К.С.Иванов и др.; отв. редакторы: С.Н.Иванов, С.Г.Самыгин. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Франклин Дж.М., Лайдон Дж.У., Сангстер Д.Ф.* Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений. Т. 2. Пер. с англ. М.: Мир. 1984. С. 39-255.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: МГУ, 1977. 266 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В. и др.* Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: МГУ, 1997. 320 с.
- Червяковский Г.Ф., Коротеев В.А.* К картированию вулканогенных образований Урала // Палеовулканизм Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1968. С. 5-64.
- Червяковский Г.Ф., Нечехин В.М.* О тектонических основах и принципах формационного расчленения вулканических образований внутриконтинентальных эвгеосинклиналей (на примере Урала) // Геосинклинальный вулканизм Урала и колчеданосность вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 15-22.
- Штейнберг Д.С.* Базальтоидный магматизм Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. II петрогр. совещ. Т. 3. Свердловск: УФАН СССР, 1969. С. 5-14.
- Эволюция металлогении Урала в процессе формирования земной коры. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1988. 136 с.
- Язева Р.Г.* Андезитоидный магматизм Урала: Дис. ... докт. геол.-мин. наук / Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 32 с.
- Язева Р.Г., Бочкарёв В.В.* Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 203 с.
- Spadea P., Kabanova L., Scarrow J.H.* Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals). // *Ofioliti*, 1998. V. 23. N 1. P. 17-36.
- Spadea P., Scarrow J.H., Brawn D. et al.* Oceanic Island Arc Geochemical Signature of volcanic surres (Early middle Devonian) of the Magnitogorsk zone, Southern Urals // *EUG-10. Journal of Conference. March 1999. V. 4. № 1. Strasbourg, France. P. 398.*

*Рецензент Язева Р.Г.*