

УДК 553-43(470.55/57); 553-44(571.15)

ЮЖНЫЙ УРАЛ И РУДНЫЙ АЛТАЙ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

© 2019 г. И. Б. Серавкин^{1,*}, А. М. Косарев¹

¹Институт геологии УФИЦ РАН
Россия, 450077, Башкортостан, Уфа, ул. К. Маркса, 16/2
*E-mail: seravkin@ufaras.ru

Поступила в редакцию 13.02.2017 г.

После доработки 27.04.2018 г.

Принята к публикации 17.12.2018 г.

Выполнен сравнительный палеовулканический и металлогенический анализ двух колчеданосных регионов – Южного Урала и Рудного Алтая, расположенных в различных частях Урало-Монгольского складчатого пояса. Сопоставление геодинамической эволюции этих областей, формационного и фациального состава рудовмещающих толщ и типов колчеданных месторождений позволило сделать вывод о сходстве регионов лишь в самом общем плане. Принципиальные различия в строении и составе земной коры регионов обусловили различия в профиле островодужного магматизма: базальтоидного на Южном Урале и риолитоидного на Рудном Алтае. Это, в свою очередь, определило преимущественный состав колчеданного оруденения: медно-цинковый в первом из регионов и полиметаллический – во втором. Характерны и противоположные тенденции в эволюции вулканизма: гомодромная на Южном Урале и антидромная на Рудном Алтае, что обусловило и различное положение типов колчеданных месторождений в разрезах рудных районов: смену снизу вверх медноколчеданных месторождений колчеданно-полиметаллическими на Южном Урале и барит-полиметаллических – колчеданно-полиметаллическими и медноколчеданными на Рудном Алтае. Существенны различия и в закономерностях размещения оруденения по латерали: более ярко проявленный контроль оруденения палеовулканическими постройками центрального типа на Южном Урале и частая позиция оруденения в промежуточных и удаленных фациях вулканизма на Рудном Алтае, что выражено в преобладании в уральских рудовмещающих разрезах вулканитов и заметно большей доли осадочных пород (20–80%) в толщах, вмещающих оруденение на Рудном Алтае.

Ключевые слова: палеовулканический анализ, колчеданное месторождение, фациальные зоны, металлогенический тип.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-77706123-22>

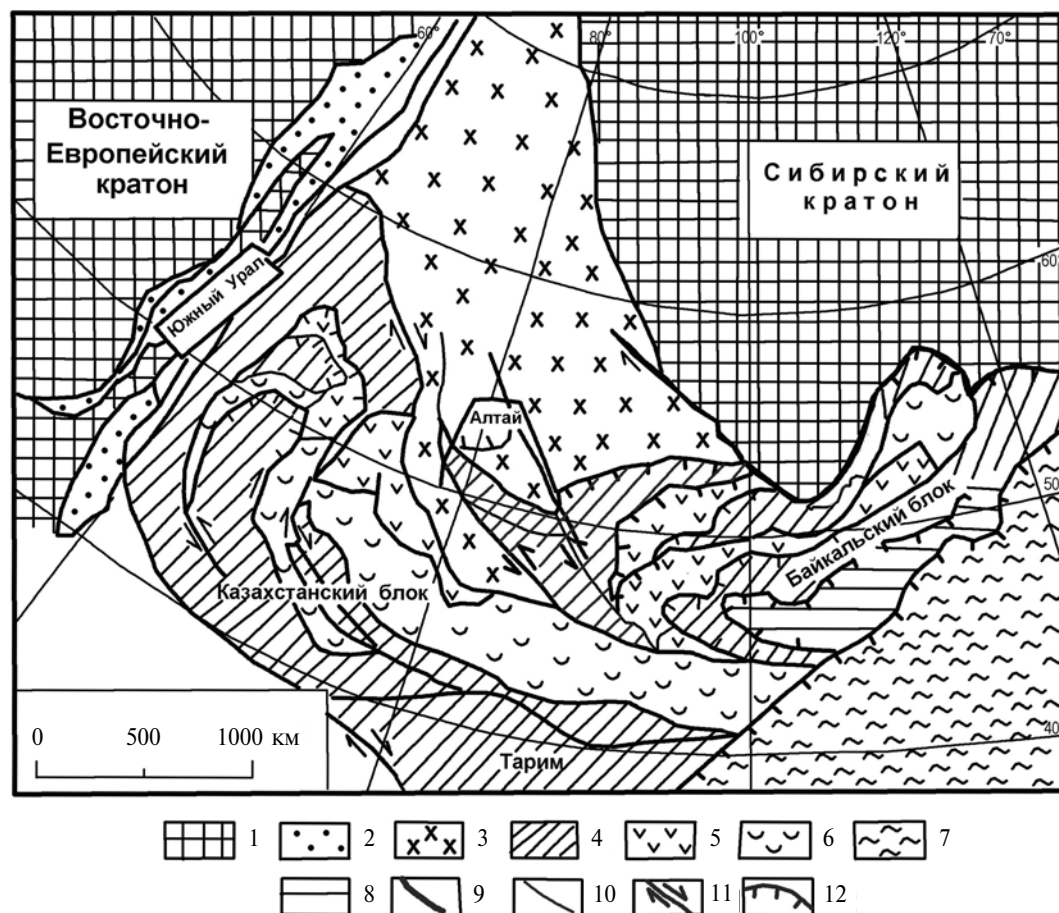
ВВЕДЕНИЕ

Южный Урал и Рудный Алтай в качестве крупных обособленных сегментов входят в протяженный Урало-Монгольский складчатый пояс, окаймляющий с запада и юга Сибирский палеоконтинент (фиг. 1). Принадлежность к общей глобальной структуре определяет многие черты сходства уралид и алтаид, в том числе, и сходство сравниваемых регионов, представляющих крупнейшие колчеданосные провинции мирового класса. Вместе с тем, наряду с чертами сходства, не менее выразительны и различия в составе геологических формаций и колчеданных месторождений этих важных в экономическом отношении регионов.

Сравнительный анализ колчеданосных провинций, отличающихся историей геологического развития и составом оруденения, давно при-

влекал исследователей (Вулканогенные ..., 1978; Колчеданные ..., 1979; Колчеданные ..., 1984; Сопоставление ..., 1986; Филатов, Ширай, 1988). Такой интерес к сравнению различных провинций вполне оправдан, т. к. дает возможность выяснить влияние конкретных факторов (геодинамических, тектонических, формационных, фациальных) на особенности геологических комплексов и отдельных месторождений.

Авторы статьи также принимали участие в этих исследованиях (Сопоставление ..., 1986). Под руководством П.Ф. Сопко было выполнено сравнение условий формирования колчеданных месторождений Южного Урала, Малого Кавказа и Рудного Алтая. Исследования включали полевые работы, проводившиеся совместно со специалистами в каждом из регионов. На Рудном Алтае, совместно с известными исследователями



Фиг. 1. Схема тектонического районирования Урало-Монголо-Тяньшаньского складчатого пояса (Буслов и др. 2013):

1 – докембрийские кратоны, 2 – венд-палеозойские образования пассивной окраины Восточно-Европейского кратона, 3 – венд-палеозойские окраинно-континентальные образования Сибирского кратона, 4–7 – Казахстанско-Байкальский составной континент: 4 – аккреционно-коллизийные зоны с докембрийскими микроконтинентами гондванской группы, 5, 6 – венд-раннекембрийская Казахстанско-Тувинно-Монгольская островная дуга: 5 – преимущественно магматические породы, 6 – образования аккреционных призм и преддуговых прогибов; 7 – раннемезозойский аккреционно-коллизийный пояс, содержащий микроконтиненты и континенты гондванского происхождения; 8 – раннемезозойская Монголо-Охотская сутурно-сдвиговая зона, 9 – ограничения Казахстанско-Байкальского составного континента; 10 – позднепалеозойские разломы нерасчлененные, 11 – позднепалеозойские и раннемезозойские сдвиги, стрелками показаны направления смещений, 12 – позднепалеозойские и раннемезозойские надвиги.

Контурами выделены Южно-Уральские и Алтайские геологические структуры.

В.С. Кузбным (АН КазССР), Д.И. Горжевским (ЦНИГРИ), Г.Ф. Яковлевым (МГУ) и геологами алтайских рудников в 1975 г. нами изучались Риддер-Сокольное, Зыряновское, Тишинское, Николаевское и другие колчеданные месторождения.

В последнее время интерес к проблеме сопоставления проявился вновь, особенно в связи с проведением в Новосибирске международных научных конференций (Корреляция алтаид и уралид ..., 2014, 2016) и рядом публикаций (Кривцов и др., 2002; Викентьев, 2004; Yakubchuk *et al.*, 2005; Буслов и др., 2013; Гаськов, 2015; Ганженко и др., 2018). Этот интерес вполне понятен, т. к. за прошедшие десятилетия в обоих регионах накопилось много новых данных о составе и воз-

расте рудовмещающих комплексов, а главное – произошла смена геодинамических концепций: геосинклинальная гипотеза уступила место теории тектоники плит. Соответственно, предложенные ранее модели рудообразования требуют уточнения, а в ряде случаев, и переосмысления.

В публикациях ряда авторов проведено сопоставление разных частей Урало-Монгольского складчатого пояса (Корреляция ..., 2014, 2016). В частности, рассмотрены магматические комплексы, тектонические элементы и абсолютный возраст пород доюрского фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы; охарактеризованы тектонические взаимоотношения материков при эволюции Урало-Монгольского пояса: Сибир-

ский и Казахстанский палеоконтиненты в процессе эволюции Обь-Зайсанского палеоокеана, соотношения Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, соотношения Казахстана и Тянь-Шаня в неопротерозое и раннем-среднем палеозое. Проявления гранитного магматизма и сопутствующей металлогении на Урале и Алтае, а также более общие проблемы сопоставления геодинамической эволюции, магматизма и металлогении Урала, Казахстана и Алтая рассмотрены в публикациях А.Г. Владимирова с соавторами (2016) и И.В. Гаськова (2015).

В настоящей статье делается попытка сопоставления колчеданосных провинций Южного Урала и Рудного Алтая по ряду позиций: геодинамической эволюции регионов, строению рудовмещающих формаций, фаціальным и структурным особенностям рудовмещающих отложений и составу колчеданного оруденения.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РЕГИОНОВ

Современная структура северо-западной части Урало-Монгольского складчатого пояса сформировалась в результате сближения и столкновения Сибирского, Восточно-Европейского (ВЕК) и Казахстанского континентов, с чем согласны авторы различных геодинамических интерпретаций (Зоненшайн и др., 1976; История развития ..., 1984; Зоненшайн, Кузьмин, 1992; Sengor *et al.*, 1993; Шенгер А.М.Дж. и др., 1994; Пучков, 2000, 2010; Yakubchuk *et al.*, 2005). Однако события, сопровождавшие этот процесс, трактуются исследователями неодинаково.

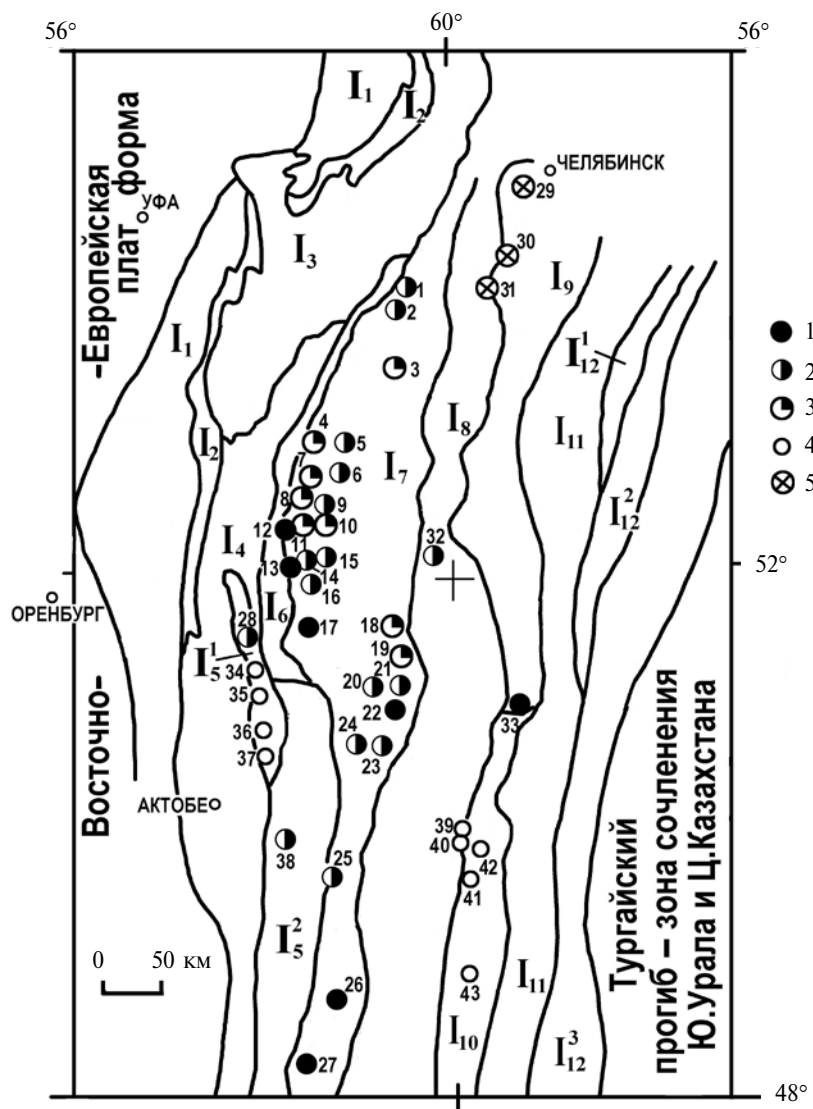
Особенно разноречивы геодинамические реконструкции при интерпретации времени образования Уральского палеоокеана и его взаимоотношений с Палеоазиатским океаном, еще более спорными являются проблемы положения и полярности зон субдукции. При любом геодинамическом сценарии Южный Урал и Рудный Алтай были разобщены океаническим бассейном (в девоне), а затем и Казахстанским континентом, после его внедрения между ВЕК и Сибирией (в карбоне).

Южный Урал обладает следующей тектонической зональностью (Пучков, 2010), с запада на восток выделяются: 1) Предуральский краевой прогиб, заполненный флишем и молассой; 2) Западно-Уральская мегазона с преимущественным развитием шельфовых и батинальных комплексов палеозоя; 3) Центрально-Уральская мегазона, включающая Башкирский антиклинорий – область развития рифейских отложений, Зилаирский синклинорий, выполненный флишоидами (D_3-C_1), Сакмарскую аллохтонную зону и антиформу Урал-Тау; 4) Магнитогорская мегазона, включающая Западно-, Центрально- и Восточ-

но-Магнитогорскую зоны, из которых Западная и Восточная сложены палеозойскими океаническими и островодужными комплексами, а Центральная – главным образом островодужными и рифтогенными отложениями карбона; 5) Восточно-Уральская мегазона, включающая докембрийские (?) массивы и палеозойские океанические и островодужные комплексы; 6) Зауральская мегазона, сложенная докаменноугольными океаническими и островодужными комплексами, перекрытыми нижнекаменноугольными надсубдукционными толщами. Подразделения 4–6 разделены зонами меланжей и глубинными разломами (фиг. 2).

Образование современной структуры Южного Урала объясняется с позиций альтернативных геодинамических моделей: а) унаследованного и б) самостоятельного развития Уральского палеоокеана. Так, ряд исследователей полагают (История развития..., 1984; Самыгин, Руженцев, 2003), что Уральскому палеоокеану в венде–кембрии предшествовал Доуральский палеоокеан, разделявший Восточно-Европейский и Казахстанский континенты и включающий микроконтинент на значительном расстоянии от их окраин (Зауральский). После столкновения Зауральского микроконтинента с Восточно-Европейским континентом (E_{2-3}) в раннем ордовике на окраине первого проявился континентальный рифтогенез и началось расширение Уральского палеоокеана. В ордовике и раннем силуре, по версии цитированных выше работ, возникла зона субдукции, падающая под Восточно-Европейский континент, и сформировались Губерлинская островная дуга, Сакмарский окраинно-океанический бассейн и одноименная островная дуга. Дальнейшее образование Ирландской островной дуги в раннем девоне – эйфеле происходило под воздействием зоны субдукции, также падающей в сторону ВЕК. Такую же полярность имела девонская дуга (Mugodzhag arc), обрамлявшая ВЕК с севера (в прежних координатах) по версии А. Шенгера с соавторами (Sengör *et al.*, 1993). В рамках представлений об унаследованном развитии Уральского палеоокеана существует несколько иная точка зрения, изложенная в работе (Рязанцев и др., 2008).

Совсем иная интерпретация геодинамических событий дается В.Н. Пучковым (2000, 2010). Существовавший в венде суперконтинент Пантерра в среднем-позднем ордовике распался на Восточно-Европейский (Балтику), Сибирский континенты и группу микроконтинентов, впоследствии образовавших Казахстанский континент. В образовавшемся таким образом Уральском палеоокеане возникла общая зона субдукции, которая огибала ВЕК и Сибирию с севера (в прежних координатах), имея падение под эти континенты. В силуре произошел перескок зоны



Фиг. 2. Схема структурно-формационного районирования Южного Урала и Мугоджар и размещения колчеданных месторождений и рудопоявлений. Составил И.Б. Серавкин с использованием Металлогенической карты Урала в масштабе 1:1 000 000 (ВСЕГЕИ, 1988) и работы (Абдулин и др., 1976).

Названия структурно-формационных зон (римские цифры): I₁ – Предуральский краевой прогиб; I₂ – Западноуральская внешняя зона складчатости; I₃ – Башкирский антиклинорий; I₄ – Зилаирский синклиний; I₅¹ – Сакмарская зона; I₅² – Орь-Илекская зона; I₆ – антиклинорий Урал-Тау; I₇ – Магнитогорская мегазона (и ее южное продолжение – Западно-Мугоджарская зона); I₈–I₉ – Восточно-Уральская мегазона: I₈ – Восточно-Уральское поднятие, I₉ – Восточно-Уральский прогиб; I₁₀ – Иргизская (южное продолжение зоны I₉); I₁₁–I₁₂ – Зауральская мегазона: I₁₁ – Зауральское поднятие (Троицкая зона), I₁₂¹ – Александровская зона, I₁₂² – Денисовская зона, I₁₂³ – Валерьевская зона.

Колчеданные месторождения (типы): 1 – медноколчеданные (Cu > Zn, домбаровский тип и уральский I подтип), 2 – медно-цинковоколчеданные (Cu < Zn, уральский II подтип), 3 – золото-барит-колчеданно-полиметаллические (баймакский тип), 4 – серноколчеданные рудопоявления, 5 – сульфидные рудопоявления неопределенного типа.

Колчеданные месторождения и сульфидные рудопоявления неопределенного типа (названия): 1 – Учалы, 2 – Узельгинская группа, 3 – Александринское, 4 – Тубинская группа, 5 – Бакр-Узяк, 6 – Сибайское, 7 – Таналык-Баймакское, 8 – Бакр-Тау – Таш-Тауская группа, 9 – Юалы, 10 – Балта-Тау, 11 – Майское, 12 – Юбилейное, 13 – Бурибай, 14 – Маканская группа, 15 – Подольское, 16 – Мамбетовское, 17 – Гайское, 18 – Джусинское, 19 – Барсучий Лог, 20 – Западно-Ашебутакское, 21 – Акжарское, 22 – Осеннее и Летнее, 23 – Весеннее (Аралча), 24 – Авангард, Приорское, 50 лет Октября, Кзылкибачи (Средне-Орская группа), 25 – Лиманное, 26 – Жарлы-Аша, 27 – Жиланда, 28 – Блявинское, 29 – Биксизак, 30 – Поляновское, 31 – Кособродское, 32 – Айдырлинское, 33 – Светлинское, 34 – Киндерлинская группа, 35 – рудопоявления Коктугайского района (Кулаксай, Южно-Коктугайское, Опшак, Солтак, Чаша и др.), 36 – рудопоявления Косистекского района (Чанчар и др.), 37 – Карагалинское, Карабутакское, 38 – Кокпекты, 39 – Карабутак, 40 – Ащисайская группа, 41 – Ащилысай, Кызылаша, 42 – Кналыкуль, Промежуточное, Кара-кум, 43 – Иргизское.

субдукции и изменение ее полярности. С этого времени на значительном расстоянии от западного (в современных координатах) края ВЕК в Уральском палеоокеане формировались Тагильская (S) и Магнитогорская (D_{1-2}) островные дуги под воздействием зон субдукции восточного (в современных координатах) падения. В фазе произошло столкновение Магнитогорской дуги с краем ВЕК (мягкая коллизия), а в области сочленения Урала и Казахстана возникла новая зона субдукции, теперь уже западного падения (в сторону ВЕК). В результате влияния новой субдукционной зоны возникли Александровский, Денисовский и Валерьяновский раннекаменноугольные вулканоплутонические пояса. Не исключено, что зона субдукции испытывала перескок в восточном направлении, т. к. возраст магматитов этих поясов в целом омолаживается от Александровского к Валерьяновскому поясу. Важно подчеркнуть, что, по версии В.Н. Пучкова, в течение всего девона, до начала мягкой коллизии, западная часть ВЕК находилась в состоянии пассивной окраины.

Нам представляется наиболее обоснованной модель В.Н. Пучкова, согласующаяся с нашими исследованиями (Вулканизм ..., 1992; Серавкин, 2010; и др.). Дискуссионным в представлениях В.Н. Пучкова, с нашей точки зрения, является образование структуры Сакмарской зоны Южного Урала.

Начиная с 70-х годов прошлого века происхождение чрезвычайно сложной структуры этой зоны объясняется альтернативными тектоническими моделями, каждая из которых, по мере уточнения возраста толщ и деталей структуры, до настоящего времени получает подтверждения. Одна из гипотез – аллохтонная – утверждает, что все толщи ордовик-среднедевонского возраста Сакмарской зоны образуют гигантский аллохтон, переброшенный с востока из зоны Главного Уральского разлома (ГУР) и залегающий на отложениях зилаирской свиты (D_3-C_1) (Камалетдинов и др., 1970; Руженцев, 1976; Пучков, 2000, 2010; Белова и др., 2010; Рязанцев и др., 2005, 2012; и др.). По альтернативной модели ордовик-среднедевонские толщи Сакмарской зоны сформировались *in situ* и были выжаты в виде грибообразного сооружения, образовав локальные шарьяжи, залегающие на зилаирских отложениях по бортам Сакмарской зоны (“инситная” модель) (Кориневский и др., 1974; Радченко, Клочихин, 1974; Ожиганов, 1974; Серавкин, Родичева, 1990; Вулканизм ..., 1992). На основании сравнения разрезов палеозоя южной части Сакмарской зоны и Западно-Мугоджарского синклиория (южно-продолжения Магнитогорского мегасинклиория) делается вывод о недопустимости переброса “сакмарских” толщ с востока, т. к. “сакмарские”

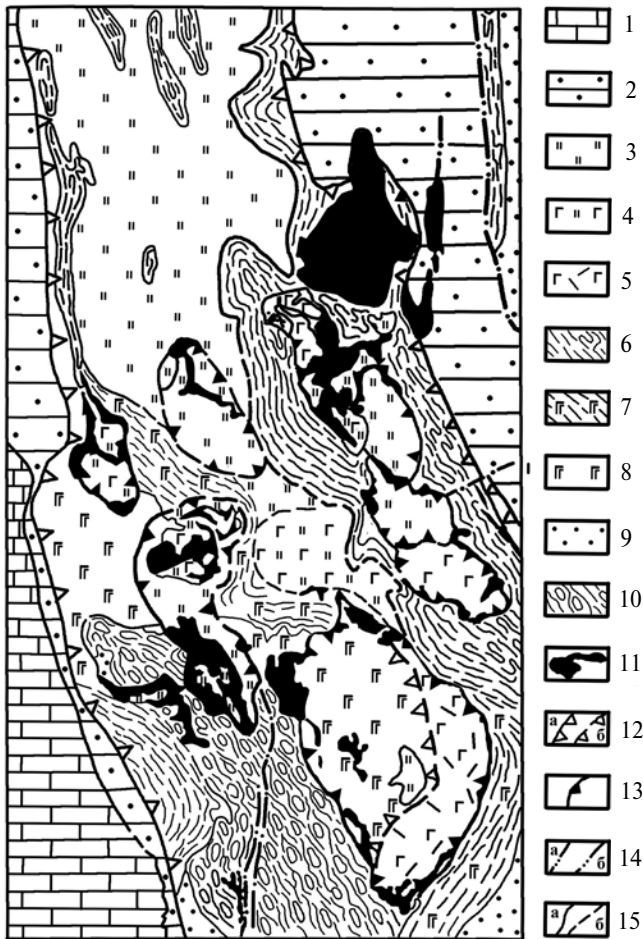
толщи обладают специфическими чертами состава, отсутствующими в породах Магнитогорского мегасинклиория (Кориневский и др., 1974).

В отношении северной части Кракинско-Медногорской зоны также имелся ряд возражений против ее аллохтонного происхождения. Так, по результатам гравиметрической съемки, массив Средний Крака имеет лакколитообразную форму и его “корень” прослеживается на глубину более 4–5 км (Радченко, Клочихин, 1974). Кроме того, скважина Сосновская-3, пробуренная в рассматриваемой зоне южнее массивов Крака, под зилаирскими отложениями глубже 4 км вскрыла базальты, аналогичные известным в силурийских бетринской и карамолинской свитах. По данным Ожиганова (1974), отложения бетринской свиты в ряде мест стратиграфически подстилают зилаирскую свиту, а не везде входят в аллохтонные пластины, как это утверждают М.А. Камалетдинов и его соавторы.

Нами изучалась северная часть Сакмарской зоны, включающая Утягуловскую и Блявинскую структуры (фиг. 3). Полевые наблюдения по серии разрезов, изучение петрохимического состава вулканитов и анализ полученных данных (Серавкин, Родичева, 1990) позволяют сделать следующие выводы.

1. В разрезе северной части Сакмарской зоны выделяются три структурных яруса: автохтонный ($E-O_{1-2}$), аллохтонный ($S-D_1$) и неавтохтонный (D_1-C). Автохтон слагают кембрийско-нижнеордовикские медногорская и кидрясовская и нижне-среднеордовикские баулуская и кураганская свиты. Принадлежность к автохтону указанных свит доказывается их структурным положением, наличием останцов рифейского фундамента и не оспаривается В.Н. Пучковым (2000). К аллохтону относится офиолитовый комплекс: серпентиниты, в основном подстилающие аллохтонные пластины, и отложения блявинской ($S-D_1$), карамолинской ($S-D_1$) и сакмарской ($S-D_1$) свит. Неоавтохтон слагают отложения вулканогенных утягуловской (D_{2ef}), ишмуратовской (D_{2zv}) и осадочных улутауской (D_{2zv}), сарбайской (D_{1-3}), зилаирской (D_3fm-C_1) свит и карбонатов (C_{1-2}). Неоавтохтонный комплекс местами подстилается акчуринской (D_1) олистостромовой толщей (Вулканизм ..., 1992). Рассмотренные структурные ярусы разделены отчетливыми структурными несогласиями.

2. Общая структура севера Сакмарской зоны (фиг. 3) представляет собой полосу ССЗ простирающаяся, ограниченную надвигами встречного падения, в которой выделяются прибортовые антиклинорные поднятия, разделенные Утягуловско-Блявинской синклионной структурой. Поднятия сложены автохтонными отложениями, синклионная зона – силурийско-нижнедевонскими



Фиг. 3. Структурно-формационная схема северной части Сакмарской зоны (додевонский структурный этаж). Составил И.Б. Серавкин.

1–2 – осадочные формации обрамления Сакмарской зоны, “снятые” на ее территории: 1 – карбонатная (нерасчлененный C_{1-2}), 2 – флишевая зилаирской свиты (D_3fm-C_{1t1z}), 3–11 – формации додевонского этажа: 3 – кремнистая, сакмарской свиты ($S-D_1sk$), 4 – кремнисто-базальтовая, карамолинской свиты ($S-D_1kml$), 5 – риолит-базальтовая, блявинской свиты ($S-D_1bl$), 6 – терригенная алевропелитовая, кураганской свиты (O_{1-2kr}), 7 – базальт-терригенная, кураганской свиты (O_{1-2kr}), 8 – трахибазальтовая, баулуской свиты (O_{1-2ba}), 9 – терригенная грабеновая, кидрясовской свиты ($Є-O_1kd$), 10 – карбонатно-терригенно-трахибазальтовая, медногорской свиты ($Є-O_1md$), 11 – серпентиниты, 12 – надвиги установленные (а) и предполагаемые (б), 13 – границы офиолитовых пластин, 14 – разломы невыясненного типа: а) установленные и б) предполагаемые, 15 – границы между свитами, формациями: а) установленные, б) предполагаемые под отложениями девонского этажа.

свитами (аллохтон?). Выше залегают разрозненные офиолитовые пластины сложной овальной формы, перекрывающие автохтонные поднятия и места – зилаирские отложения обрамления Сакмарской зоны. Неавтохтонные толщи в пределах Сакмарской зоны развиты в основном

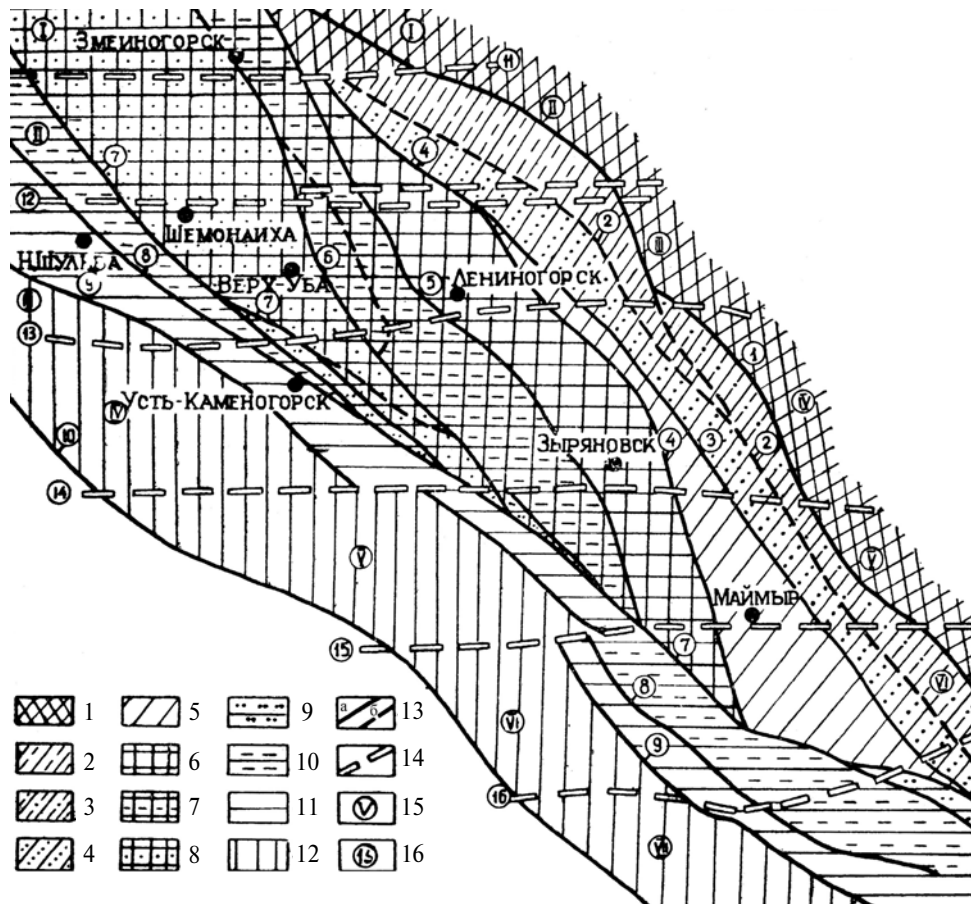
внутри Утягуловско-Блявинской синклинойной структуры.

3. Все отложения автохтона и аллохтонных пластин смяты в складки, в основном изоклиального типа. В целом, складчатость имеет ярко выраженный бивергентный характер: в западном крыле структуры осевые поверхности складок наклонены к востоку, в восточном крыле – к западу; части лежащие складки. Веерообразная вергентность складчатости наблюдалась во всех пересечениях Сакмарской зоны.

4. В ряду формаций от кембрия до эйфеля (см. фиг. 3) в петрохимических характеристиках вулканитов, включая петрогенные и малые элементы (Cr, Ni, Rb, Sr, PЗЭ), наблюдается постепенная смена геодинамических обстановок формирования толщ: от континентально-рифтогенной ($Є-O_1$) к обстановке разрастания рифтов и образования океанического бассейна (O) и далее – к окраинноморской предостроводужной ($S-D_1$) и островодужной (D_{2ef}).

Совокупность изложенных структурных и формационных данных склоняет нас к принятию “инситной” модели образования Сакмарской зоны. Ее подтверждают и недавние исследования А.М. Косарева (2015), показавшего различия состава базальтов поляковской свиты зоны ГУР и одновозрастных ордовикских отложений Сакмарской зоны. Последние имеют островодужный уклон, в отличие от базальтов поляковской свиты, сопоставимых с базальтами N-MORB. Вместе с тем, мы отнюдь не отрицаем аллохтонного строения Сакмарской зоны в отношении силурийско-нижнедевонских формаций, но полагаем, что аллохтонные пластины не были переброшены с востока, а имели местные корни. Островодужные формации Сакмарской зоны, по-видимому, образовались под воздействием зоны субдукции, падающей под ВЕК и существовавшей до середины девона. Однако не исключено, что в силуре – раннем девоне внутри Сакмарской зоны существовала зона субдукции восточного падения (в сторону “бордерленда” Урал-Тау). Такой вариант позволяет объяснить значительные сокращения ширины Сакмарского бассейна. Это противоречит представлениям В.Н. Пучкова (2000, 2010) о существовании пассивной окраины ВЕК в этот период, но не касается его представлений о формировании Магнитогорской островной дуги в результате действия зоны субдукции восточного падения, последующей коллизии и формирования Уральского орогена, которые мы полностью принимаем.

Рудный Алтай является частью Юго-Западного Алтая, гранича с северо-востока с Горным Алтаем, а с юго-запада – с Калба-Нарымской областью (фиг. 4). Рудный и Горный Алтай в венде-палеозое развивались в области сочленения Сибирского

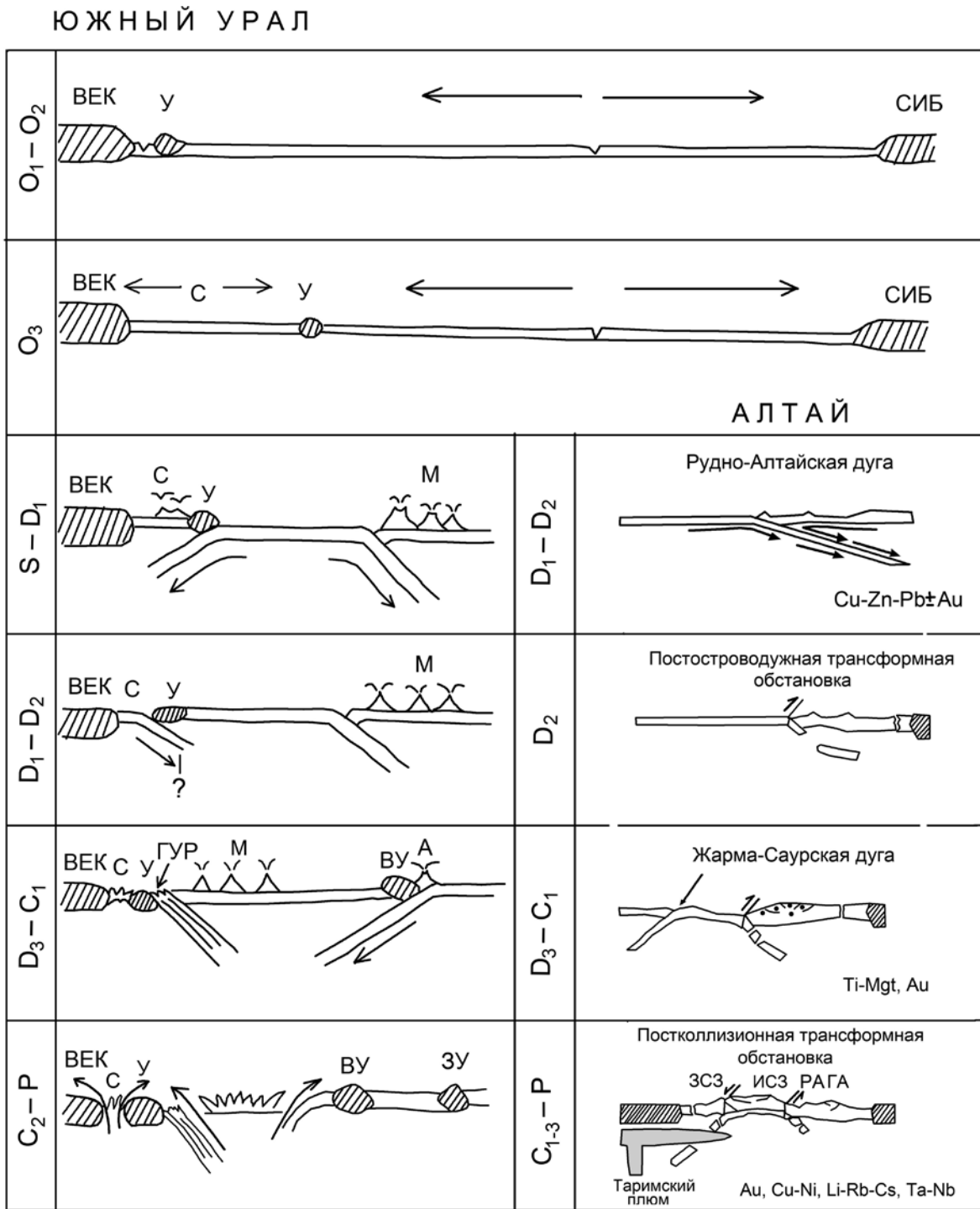


Фиг. 4. Схема структурно-формационного районирования Юго-Западного Алтая по геолого-геофизическим данным (Кузубный, 1975). Структурно-формационные зоны:

1 – Горноалтайская, 2–5 – Белоубинско-Южноалтайская (2–4 – Холзунско-Сарымсактинская подзона: 2 – Коргонско-Холзунский, 3 – Холзунско-Сарымсактинский, 4 – Белоубинско-Сарымсактинский блоки), 5 – Белоубинско-Маймырская подзона, 6–8 – Рудноалтайская (6 – Лениногорско-Зырянская, 7 – Змеиногорско-Быструшинская, 8 – Алейская подзоны), 9–11 – Иртышская (9 – Северо-Восточная, 10 – Осева, 11 – Юго-Западная подзоны), 12 – Калба-Нарымская; 13 – границы структурно-формационных зон, подзон (а) и главных поперечных блоков (б); 14 – зоны субширотных глубинных разломов; 15 – номера систем блоков по простиранию структур Юго-Западного Алтая; 16 – номера главнейших разломов, являющихся границами структурно-формационных зон, подзон и крупных блоков (1 – Локтевско-Караиртышская ветвь Северо-Восточной зоны смятия, 2 – Белоубинско-Бухтарминский, 3 – Белорецко-Маркакольский, 4 – Локтевско-Зырянский, 5 – Кедровско-Бутачихинский, 6 – Змеиногорско-Убинская ослабленная зона, 7 – Северо-Восточный Иртышский, 8 – Юго-Западный Иртышский, 9 – Калба-Нарымский, 10 – Западно-Калбинский, 11 – Алейский, 12 – Снегирихинско-Шемонаихинский, 13 – Лениногорско-Предгорненский, 14 – Зырянско-Серебрянский, 15 – Нарымский, 16 – Маркакольско-Калгутинский).

континента и Зайсанского палеоокеана (Зоненшайн и др., 1976; и др.) в различных геодинамических обстановках. По предположению (Буслов и др., 2013) на окраине Сибирского континента в венд-кембрийский период формировалась Кузнецко-Алтайская островная дуга. Далее (O–D₁) эта область развивалась в режиме пассивной континентальной окраины, а в девонско-раннекаменноугольное время на западной окраине Сибирского континента формировались комплексы активной окраины. Под воздействием зоны субдукции, падающей под континент, сформировались островодужные колчеданосные комплексы Рудного Алтая и вулканоплутонические окраинно-континентальные комплексы Горного Алтая.

Все исследователи согласны с тем, что островные дуги Рудного Алтая формировались в мелководной обстановке шельфа на коре континентального типа (Кузубный, 1975; Яковлев и др., 1977; Филатов, Ширай, 1988; более поздние обобщения Буслов и др., 2013; Гаськов, 2015; Владимиров и др., 2016). Правда, А.Г. Владимиров, Н.Н. Крук и их соавторы избегают термина “островная дуга” по отношению к Алтаю. Эволюцию Рудного и Горного Алтая в позднем эмсе-живете они рассматривают как развитие активной континентальной окраины (АКО) Андского типа, которая в конце франа – в фамене сменилась обстановкой трансформного



Фиг. 5. Геодинамическое развитие Южного Урала (по данным авторов) и Алтая (Владимиров и др., 2016).

Буквенные обозначения (для Ю. Урала): континенты – ВЕК – Восточно-Европейский, СИБ – Сибирский; микроконтиненты – У – Урал-Тау, ВУ – Восточно-Уральский, ЗУ – Зауральский; островные дуги – М – Магнитогорская, А – Александровская; С – Сакмарская зона; ГУР – Главный Уральский разлом. Сокращения для Р. Алтая: ЗСЗ – Зайсанская сутурная зона; ИСЗ – Иртышская сутурная зона; РАГА – Рудный Алтай, Горный Алтай.

скольжения литосферных плит, сопровождавшегося гранитоидным магматизмом. Сопоставление Алтайской АКО с Андским типом представляется неоправданным: вулканические гряды Рудного Алтая формировались хоть и в мелководной, но

в морской обстановке, и их ярко выраженный сиалический состав не исключает островодужного происхождения.

Сравнение геодинамических обстановок формирования Южного Урала и Рудного Алтая по-

казывает их существенные различия. Если структура Рудного Алтая формировалась в результате субдукции океанической коры под край Сибирского континента, то Южный Урал образовался под воздействием, по крайней мере, двух зон субдукции встречного падения (Магнитогорской и Валерьяновско-Александровской), образовавшихся в Уральском палеоокеане на удалении от континентов. Если же принять точку зрения о формировании островодужных комплексов Сакмарской зоны *in situ* и существовании субдукционной зоны, падающей под ВЕК, то образование структуры Южного Урала становится еще более сложным (фиг. 5). Рассматривая геодинамическую эволюцию Большого Алтая, А.Г. Владимирова с соавторами (2016) показывают Жарма-Саурскую островную дугу и зону субдукции, падающую под Казахстанский континент. В этом случае общий сценарий развития Большого Алтая сопоставим отчасти со сценарием эволюции Южного Урала (точнее, его западной части), но Жарма-Саурская дуга никоим образом не влияла на строение Алтая, тогда как все удаленные вначале друг от друга островодужные системы Урала (Сакмарская, Магнитогорская и Александровско-Валерьяновская) в результате коллизионных процессов образовали современную структуру Южного Урала.

Как уже отмечалось, ряд исследователей (Владимиров и др., 2016; и др.) в формировании Алтайской аккреционно-коллизионной системы придают большое значение стадии трансформного скольжения литосферных плит, приводившего к разрыву слэба, образованию “slab windows”, астеносферному гранитному и внутриплитному базальтовому магматизму.

Перестройка тектонического режима и прекращения субдукции на Алтае произошли в позднем девоне. Трансформные левосторонние скольжения литосферных плит осуществлялись по ряду разломов в Горном Алтае, а для Рудного Алтая — главным образом по Иртышской зоне, ограничивающей Рудный Алтай с юго-запада. Иртышская зона ранее интерпретировалась (Кузевный, 1975; Яковлев и др., 1977) как глубинный разлом, выраженный зоной смятия, и палеозона субдукции. Сейчас ряд исследователей (Владимиров и др., 2016) делает акцент на ее левосдвиговой природе.

На Южном Урале сдвиговые деформации коллизионной стадии (C_2 – P) и более ранних этапов развития региона проявились во многих его зонах. По данным (Самыгин и др., 2005), в зоне Урал-Тау и Эбетинской антиформе установлены левосдвиговые деформации, вероятнее всего, рубежа раннего и среднего ордовика. В коллизионную эпоху в зоне Главного Уральского разлома и в зоне Урал-Тау (между Максютовским и Суваняжским комплексами) вновь проявились левосторонние сдвиговые деформации.

В пределах Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон С.Е. Знаменским (2009) выделяются 2 стадии деформаций орогенного этапа: 1) шарьирования и надвигообразования (C_2) и 2) сдвигообразования (C_2 – P). В стадии сдвигообразования вначале проявлялись левосдвиговые деформации (C_2 – P_1), затем — правосдвиговые парагенезисы (P_2 – J).

В пределах Восточно-Уральской и Зауральской мегазон, по данным (Тевелев, Кошелева, 2002; Тевелев и др., 2006), наиболее интенсивные левосдвиговые деформации осуществлялись в пределах Уйско-Новооренбургской (Восточно-Магнитогорской, по В.Н. Пучкову, С.Е. Знаменскому и др.), Копейской и Троицко-Буруктальской шовным сдвиговым зонам, представляющим собой узкие пакеты тектонических пластин и серпентинитового меланжа.

По имеющимся данным, в рассмотренных зонах Южного Урала установленные амплитуды левосторонних сдвигов могли достигать первых километров, изредка — до первых десятков километров.

В целом, сравнение коллизионных стадий развития Рудного Алтая и Южного Урала в отношении проявления “трансформной” тектоники показывает их значительное сходство. Вместе с тем на Южном Урале масштаб сдвиговых перемещений и связь с ними магматических проявлений изучены еще недостаточно.

В общей структуре сравниваемых регионов есть принципиальные различия. Если общая структура Большого Алтая имеет в поперечном сечении куполовидную форму, подчеркиваемую противоположным падением палеозон субдукции (Жарма-Саурской на запад и Иртышской на восток), то Южный Урал в целом имеет отчетливо выраженное синформное строение, проявленное не только в пределах Магнитогорской мегазоны, но и в пределах всего региона, от Предуральского прогиба на западе до Валерьяновской зоны на востоке, что хорошо видно на интерпретациях профиля Урсейс В.Н. Пучкова (2000) или С.Е. Знаменского (2009).

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ФОРМАЦИЙ

На Южном Урале основной областью развития колчеданного оруденения является Магнитогорская мегазона, в которой рудоносные формации распространены в ее бортах — в Западно- и Восточно-Магнитогорской зонах (фиг. 6). Подавляющее большинство колчеданных месторождений сосредоточено в четырех рудоносных зонах (колчеданосных палеовулканических поясах): Тубинско-Гайской, Бакрузяк-Сибайской, Учалинско-Александринской и Джусинско-Домбаровской (см. фиг. 6). Колчеданосные вулкано-

генные формации в рассматриваемой мегазоне формировались в период D_1-D_2 ; за ее пределами, в Сакмарской и восточных зонах Южного Урала, известны более древние рудоносные формации (O_3-D_1) (Медноколчеданные ..., 1988; Серавкин, 2001, 2010).

Магнитогорская мегазона обладает отчетливой зональностью, сформированной под влиянием субдукционных процессов, обусловленных восточным падением слэба (Косарев и др., 2014). С запада на восток выделяются следующие палеозоны: 1) фронтальной островной дуги ($D_1e-D_2ef_1$), 2) внутридугового спрединга (D_2ef_2), 3) тыловой островной дуги (D_2ef_1), 4) задугового спрединга (D_1e_{1-2}). В условиях фронтальной островной дуги, на ранних этапах ее развития (D_1e_{1-2}), был сформирован Тубинско-Гайский колчеданонный пояс, сложенный базальтовым, базальт-риодацитовым и базальт-андезит-риодацитовым вулканогенными комплексами баймак-бурибаевской и верхнетаналыкской свит. В процессе внутридугового спрединга сформировались Сибайско-Бакрузякский и Учалинско-Александринский пояса, сложенные, главным образом, вулканитами колчеданонной базальт-риолитовой формации карамалыташской свиты (D_2ef), отчасти колчеданонными являются вулканогенные фации улутауской свиты (D_2zv), развитые в Верхнеуральском рудном районе Учалинско-Александринского пояса. В обстановках тыловой островной дуги и задугового спрединга образовался Джусинско-Домбаровский колчеданонный пояс. Колчеданонные островодужные формации слагают его СЗ часть (джусинский базальт-андезит-дацит-риолитовый комплекс, D_2ef_1), а рифтогенные толщи — ЮВ фланг (Домбаровский рудный район, киембаевский базальтовый ($D_1e_2^1$) и акжарский базальт-риодацитовый ($D_1e_2^2$) комплексы).

Кроме рассмотренных основных колчеданонных зон (поясов) существуют менее значительные рудоносные зоны: Ивановско-Ишкининская, Южно-Ирендыкская, Ащебутакская (см. схему районирования на фиг. 6). Ивановско-Ишкининская зона расположена в области ГУР, где рудовмещающими являются офиолитовые пластины, сложенные серпентинитами и базальтами, сформировавшимися во фронтальной зоне эмской островной дуги. Южно-Ирендыкская зона, в отличие от собственно Ирендыкской зоны развитой островной дуги (базальт-андезитобазальтовая формация), представлена колчеданонным дифференцированным комплексом (D_2ef_1), содержащим базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты и риолиты островодужной серии. В Ащебутакской зоне колчеданонная базальт-риолитовая формация (D_2ef-zv) состоит из четырех толщ, из которых две нижние представляют контрастный базальт-риолитовый, а верхние — непрерывный

базальт-андезит-риолитовый комплексы (Медноколчеданные ..., 1985). Петрохимический и микроэлементный состав колчеданонных формаций, во многом определяющий их геодинамическую позицию, рассмотрен в статье (Косарев, 2013; Косарев и др., 2014) и других публикациях авторов. В обобщенном виде главной тенденцией в изменении состава рудоносных комплексов является смена толеитовых тенденций — известково-щелочными и далее — субщелочными, в результате подъема мантийного диапира.

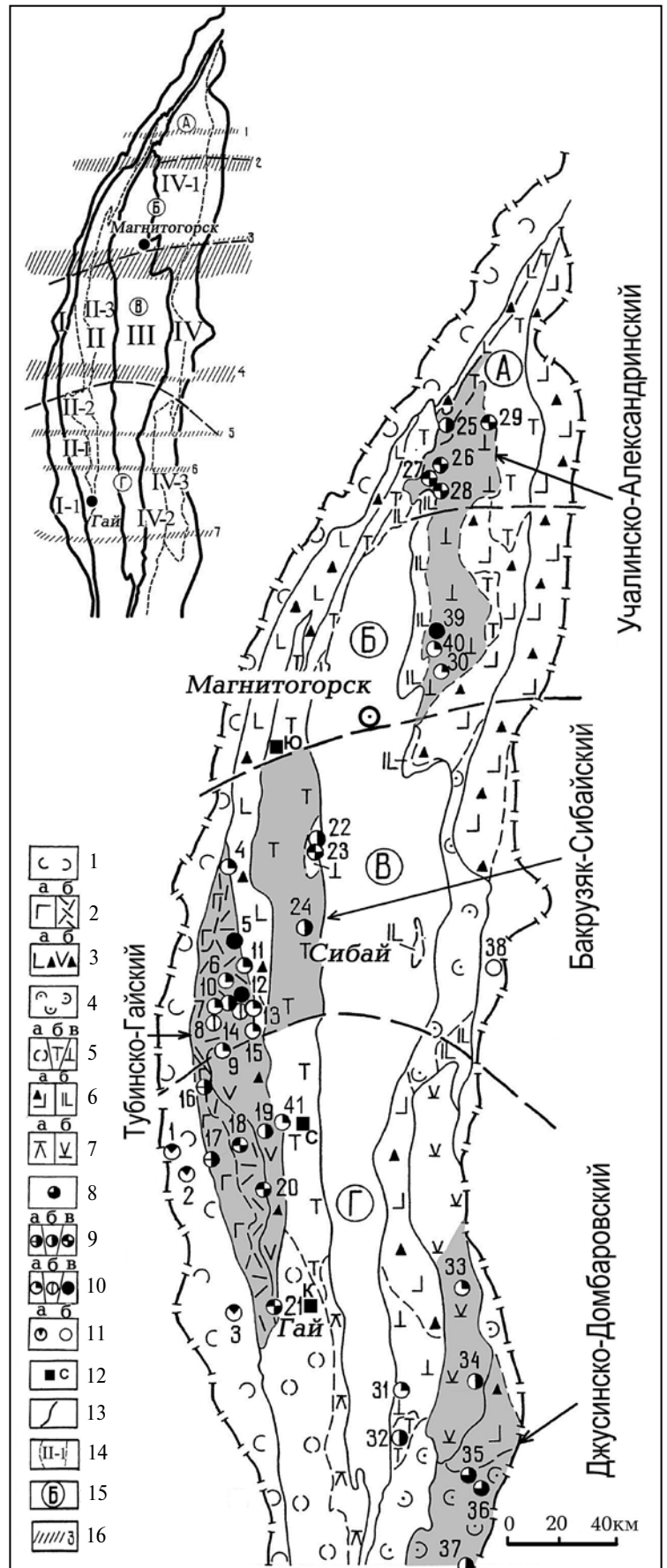
Строению колчеданонных зон, палеовулканологическим реконструкциям рудных районов и отдельных месторождений были посвящены многолетние исследования авторов (Серавкин, 1986; Серавкин и др., 2017; и др.). Главным результатом этих исследований было выделение вулканических построек центрального типа разнообразного состава и строения от базальтовых вулканов щитового типа до стратовулканов базальт-андезит-риодацитового состава и экструзивных дацит-риолитовых куполов. Яркими примерами колчеданонных палеовулканов служат постройки Сибайского, Гайского и Учалинского месторождений. В целом, для Южного Урала установлена повсеместная приуроченность колчеданных месторождений к палеовулканам центрального типа, часто — к их жерловым зонам и особенно — к кальдерам обрушения. В структурах лавовых плато, образовавшихся в зонах трещинного вулканизма, обычно присутствует рассеянное оруденение.

В строении колчеданонных толщ выделяются следующие особенности: 1) субмаринное происхождение, подчеркиваемое фациальными признаками пород (наличие пиллоу-лав, прослоев кремней и тонкослоистых туффитов и т. д.); 2) гомодромное развитие вулканизма, выраженное в смене снизу вверх мощного базальтового основания базальт-риодацитовыми контрастными и непрерывными базальт-андезит-риодацитовыми комплексами; 3) развитие гомодромных серий сопровождается общим увеличением роли пирокластических фаций.

В составе рудоносных комплексов базальт-риолитовой формации, как контрастных, так и непрерывных, резко преобладают базальты, составляющие не менее 90% общего объема формации. Оценка объемов различных типов пород сильно зависит от масштаба оцениваемого объекта: рудоносной зоны, рудного поля или месторождения, т. к. кислые породы сконцентрированы обычно в вулканических постройках центрального типа, а за их пределами преобладают породы основного состава. По одной из оценок (Серавкин, 1986) в контрастных комплексах базальт-риолитовой формации, с учетом их мощного базальтового основания, содержится 1–5% кислых пород, тогда как в отдельных постройках центрального типа

Фиг. 6. Размещение колчеданных месторождений в вулканических комплексах Магнитогорской мегазоны (Серавкин, 2013; Серавкин и др., 2017).

Формации: 1 – преобладающая базальтовая (O–S), фрагменты трахибазальт-трахитовой (D_{1e}) и базальт-риолитовой (D_{1e}); 2 – базальт-риолитовая (D_{1e}): контрастный (а) и непрерывный (б) комплексы; 3 – андезит-базальтовая (D_{2ef}): базальт-андезит-базальтовый (а) и гибридный базальт-андезит-риолитовый (б) комплексы; 4 – базальтовая (D_{1e}); 5 – базальт-риолитовая (D_{2ef_2}): базальтовый (а), контрастный (б) и непрерывный (в) комплексы; 6 – (а) – андезит-базальтовая (D_2), (б) – базальт-андезит-базальтовая (D_{3f}); 7 – базальт-андезит-риолитовая: Юсинский (а) (D_2) и субшелочной Джусинской (б) (D_{2ef_1}) комплексы. Колчеданные месторождения: 8 – медноколчеданные (домбаровский тип), 9 – цинково-медноколчеданные, $Cu > Zn$, уральский I подтип (а), медно-цинковоколчеданные, $Cu < Zn$, уральский II подтип (б) и медно-цинковоколчеданные с полиметаллической минерализацией, уральский III подтип (в), 10 – золото-колчеданно-полиметаллические (а), золото-барит-полиметаллические (б) и золотоколчеданные (в) (баймакский тип); 11 – а – никель-кобальт-медноколчеданные (ивановский тип) и б – цинковоколчеданные (филизчайский тип); 12 – положение безрудных участков: С – Савельевский, К – Калиновский, Ю – Юлдашевский. Названия колчеданных месторождений: 1 – Ивановское, 2 – Дергамышское, 3 – Ишкининское, 4 – Тубинская группа, 5 – Куль-Юрт-тау, 6 – Уваряж, 7 – Бакр-тау, 8 – Горная Байкара, 9 – Майское, 10 – Таш-тау, 11 – Таналык-Баймакское, 12 – Семеновское, 13 – Юлалинское, 14 – Туба-Каин, 15 – Балта-тау, 16 – Юбилейное, 17 – Бурибайское, 18 – Маканская группа, 19 – Подольское, 20 – Мамбетовское, 21 – Гайское, 22 – Бакр-Узяк, 23 – Южный Бакр-Узяк, 24 – Сибайское, 25 – Учалинское, 26 – Озерное, 27 – Узельгинское, 28 – Молодежное, 29 – Таш-Яр, 30 – Александринское, 31 – Иссиргужинское, 32 – Западно-Ашебутакское, 33 – Джусинское, 34 – Барсучий Лог, 35 – Летнее, 36 – Осеннее, 37 – Весеннее, 38 – Амурское, 39 – Сабановское, 40 – Бабарькинское, 41 – Восточно-Подольское. Схема районирования: 13 – границы Магнитогорской мегазоны и структурно-формационных зон I-го порядка: I – Вознесенско-Присакмарская (зона Главного Уральского разлома), II – Западно-Магнитогорская, III – Центрально-Магнитогорская, IV – Восточно-Магнитогорская; 14 – границы и номера колчеданосных зон: I-1 – Ивановско-Ишкининская, II-1 – Таналыкская (Тубинско-Гайская), II-2 – Южно-Ирендыкская, II-3 – Сибайско-Орская, IV-1 – Учалинско-Александринская, IV-2 – Ашебутакская, IV-3 – Джусинско-Домбаровская; 15 – поперечные блоки: А – Учалинский, Б – Магнитогорско-Верхнеуральский, В – Баймакско-Кацбахский, Г – Орско-Джусинский; 16 – широтные дислокации: 1 – Буйдинская, 2 – Белорецкая, 3 – Агаповская, 4 – Юлалинская, 5 – Подольская, 6 – Новочеркасская, 7 – Орская. Серым показаны колчеданосные палеовулканические пояса.



их объем достигает 30–40%. Для Бурибай-Маяканского рудного района А.М. Косаревым (Сопоставление ..., 1986) определены объемы вулканогенных пород в различных рудоносных комплексах. Так, в непрерывном андезибазальт-андезит-дацит-риолитовом комплексе (D_2ef_1) кислые породы верхней толщи составляют 25%, андезиты и андезибазальты средней толщи – 15%, базальты и андезибазальты нижней толщи – 60%. В базальт-риолитовой формации (D_1e) в контрастном комплексе кислые породы составляют около 1% его объема, различные типы базальтов – около 99%; в непрерывном комплексе той же формации объемы различных пород следующие: базальты – 68%, андезибазальты – 28%, андезиты – 3.4%, дациты и риолиты – 0.6%.

Соотношения контрастных и непрерывных комплексов базальт-риолитовой формации в целом являются латерально-возрастными: контрастные комплексы формировались раньше и на мощном базальтовом основании, а непрерывные – несколько позже, отчасти перекрывая контрастные, но в целом смещаясь к востоку, в соответствии с восточным падением зоны субдукции. Эта закономерность особенно отчетливо проявилась в Тубинско-Гайском поясе (см. фиг. 6).

Поперечная зональность субширотного вектора, связанная с зоной субдукции, для Магнитогорской мегазоны сочетается с продольной зональностью, обусловленной изменением мощности и строения земной коры в меридиональном направлении. Продольная зональность также наиболее отчетливо проявлена в Тубинско-Гайском поясе. В нем с юга на север от Гайского рудного района к Баймакскому мощность нижней коры уменьшается за счет увеличения мощности гранито-метаморфического слоя (Серавкин, Цветкова, 1986). Соответственно, меняются соотношения мощностей контрастных и непрерывных комплексов базальт-риолитовой формации – в сторону увеличения объемов непрерывно-дифференцированных комплексов. Последние достигают максимальных объемов в Баймакском рудном районе.

Рудный Алтай представляет собой колчеданосную металлогеническую зону северо-западного простираения, ограниченную с юго-запада и северо-востока соответственно Иртышской и Северо-Восточной зонами смятия (фиг. 7). По данным Г.Ф. Яковлева и др. (1985), в раннем эйфеле в результате дифференцированных движений сформировалась система поднятий (под.) и прогибов (пр.) Рудного Алтая (с СВ на ЮЗ): Холзунско-Сарымсактинского под., Белоубинско-Маймырского пр., Синюшинского под., Быструшинского пр. и Алейского под. (см. фиг. 4, 7). В дальнейшем на поднятиях сформировался ряд вулканотектонических депрессий (Старостин и др., 1973; Палеовулканологический ..., 1984).

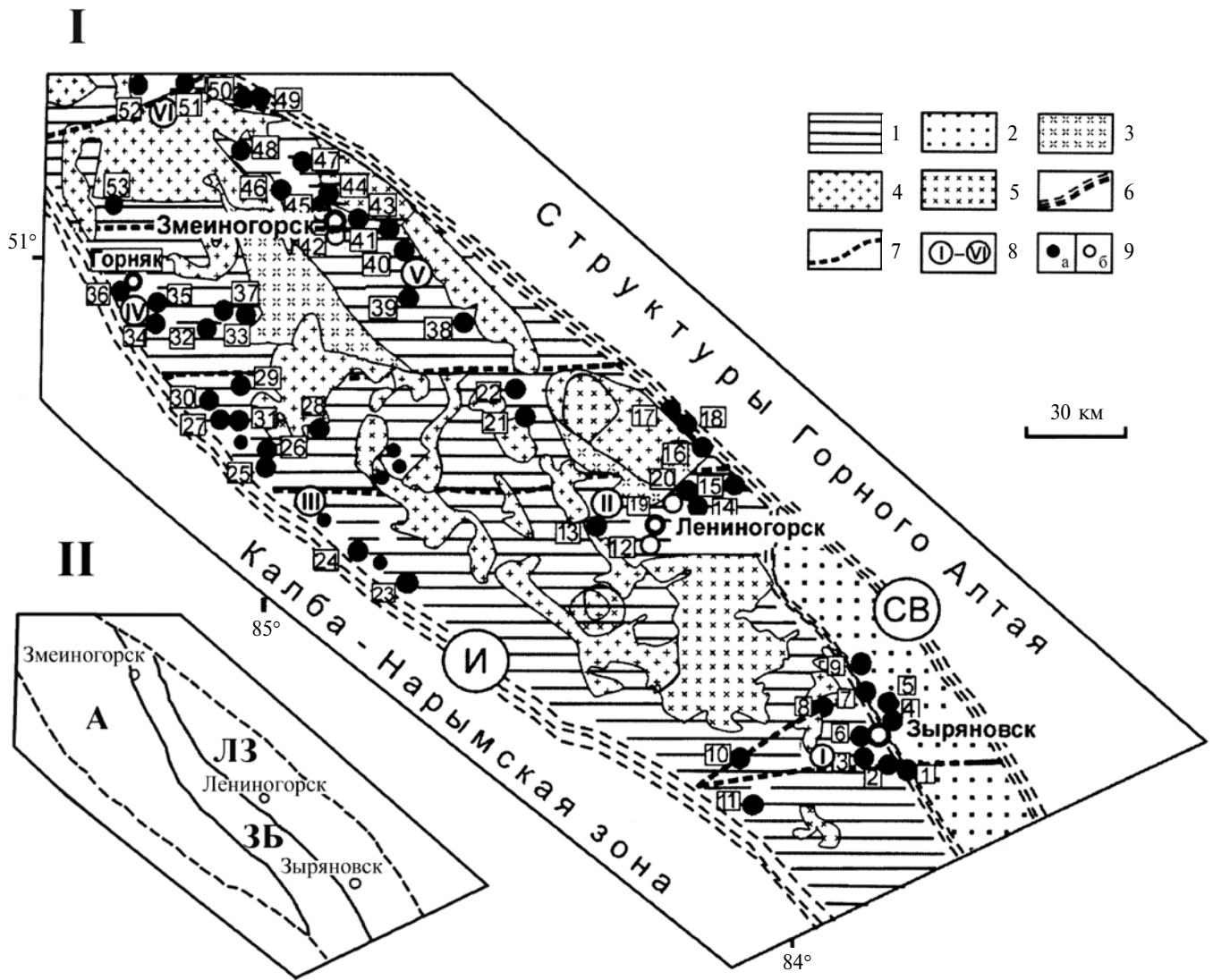
Е.И. Филатовым (Металлогения ..., 1999) на территории региона выделяются 3 структурно-формационных подзоны (с СВ на ЮЗ): Лениногорско-Зырянская, Змеиногорско-Быструшинская и Алейская (см. схему районирования на фиг. 7).

Лениногорско-Зырянская подзона имеет общее антиклинорное строение, ее северо-западная часть соответствует Синюшинскому антиклинорию, а юго-восточная – Ревнюшинской антиклинали. Змеиногорско-Быструшинская подзона соответствует Быструшинскому синклинорию, а Алейская подзона – одноименному антиклинорию. Иртышская зона смятия, отделяющая Рудный Алтай с юго-запада от Калба-Нарымской зоны, выделяется В.С. Кузевым (1975) и некоторыми другими геологами в самостоятельную зону общего горст-антиклинального строения, ограниченную Иртышским (с СВ) и Калба-Нарымским (с ЮЗ) разломами.

В структуре Рудного Алтая выделяются 2 яруса: каледонский (PZ_1), представленный интенсивно дислоцированными породами (кварц-серицитовыми и серицит-хлоритовыми сланцами), и герцинский ($D_1e_2-C_1$), в основном образованный вулканогенно-осадочными формациями. Характерная особенность региона – обилие гранитоидов, образующих несколько разновозрастных комплексов и занимающих более трети его площади (см. фиг. 7).

Вулканогенные породы совместно с вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями образуют две формации: базальт-риолитовую ($D_1e_2-D_3f$) и андезито-дацитовую (D_3fm). Последняя формация представляет собой непрерывную базальт-андезибазальт-андезит-дацит-риолитовую серию вулканитов и осадочных пород, с преобладанием среди вулканитов дацитовых пирокластических фаций и андезитовых эффузивов, при незначительных объемах базальтов (Вулканогенные ..., 1978; Сопоставление ..., 1986; Чекалин, Дьячков, 2013).

Колчеданосная риолит-базальтовая осадочно-вулканогенная формация Г.Ф. Яковлевым и его соавторами вначале подразделялась на 2 подформации: эйфельско-нижнеживетскую базальт-липаритовую и верхнеживетско-франскую базальт-трахилипаритовую (Гончарова, Яковлев, 1978). В дальнейшем, по мере уточнения геологического строения территории и возраста вулканогенных комплексов Г.Ф. Яковлевым, В.В. Авдониным и их соавторами базальт-риолитовая формация стала подразделяться на три подформации: 1) эйфельскую, проявившуюся, главным образом, в Лениногорской вулканотектонической депрессии, 2) живет-раннефранскую, продукты которой локализованы в депрессиях Синюшинского и Алейского поднятий и 3) позднефранско-раннефа-



Фиг. 7. Структурно-формационная схема Рудного Алтая (Гаськов, 2015) с дополнением авторов (схема II).

Схема I. 1 – средне-верхнедевонские островодужные вулканогенно-осадочные образования Рудного Алтая; 2 – отложения Белоубинско-Маймырского задугового прогиба; 3 – доэйфельский комплекс (D_1): диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты; 4 – средне-позднекаменноугольные (C_{2-3}) гранодиориты, диориты, плагиограниты и адемелиты (змеиногорский комплекс); 5 – позднепермские-раннетриасовые (P_2-T_1) порфирировидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты (калбинский комплекс); 6 – основные разломы, разделяющие складчатые системы (И – Иртышская, СВ – Северо-Восточная зоны смятия); 7 – поперечные разломы; 8 – рудные районы; 9 – месторождения: а – колчеданно-полиметаллические и медноколчеданные, б – барит-полиметаллические.

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

Схема II. Антиклинорные зоны: ЛЗ – Лениногорско-Зырянская, А – Алейская; ЗБ – Змеиногорско-Быструшинская синклиналная зона.

менскую, вулканизм которой проявился на ЮЗ склоне Алейского поднятия (Яковлев и др., 1985; Яковлев и др., 1986). Е.И. Филатовым и Е.П. Ши-раем контрастная базальт-риолитовая кремнисто-терригенная формация (Филатов, Ширай, 1988) подразделяется также на три субформации: 1) базальт-риолитовую кремнисто-терригенную (D_2ef и D_3f), 2) базальт-содержащую риолитовую кремнисто-карбонатно-терригенную (D_2ef-zv) и 3) базальт-риолитовую терригенную (D_3f). В первой из них в риолитах натрия преобладает над калием ($K_2O/Na_2O = 0.4$). Вторая субформация представляет типичную К-На серию ($K_2O/Na_2O = 1.2$ или, по другим данным (Металлогения ..., 1999), $K_2O/Na_2O > 2$). Третья субформация также относится к К-На серии, но с увеличенной суммой щелочей за счет Na_2O ($K_2O/Na_2O = 2.3$ или, по другим данным – 1–2). В этой субформации базальты составляют до 1/4 объема вулканитов и имеют натриевый состав щелочей.

Развитие вулканизма базальт-риолитовой формации, от позднего эмса до франа, происходило циклично. И.В. Гаськовым (2015) выделяется 3 этапа формирования колчеданосной формации: 1 – $D_1e_2-D_2ef_1$; 2 – $D_2ef_2-zv_1$; 3 – $D_2zv_2-D_3f$. Эмско-эйфельский этап характеризовался преобладанием вулканизма кислого состава; эйфельско-живетский – присутствием базальтов в верхах разрезов, наряду с широким развитием более ранних кислых вулканитов; живетско-франский этап включает два комплекса: ранний риолитовый и поздний риолит-базальтовый.

Общими характерными особенностями колчеданосных комплексов Рудного Алтая являются: 1) преобладание кислых пород над основными; по разным оценкам, кислые вулканиты составляют от 80 до 90% общего объема вулканитов; 2) большое разнообразие петрографических типов кислых вулканитов, включая различные кластогенные разновидности, породы флюид-порфирового комплекса и т. д.; 3) широкое развитие осадочных и вулканогенно-осадочных пород, которые слагают в различных разрезах от 20 до 80% их объема (Металлогения..., 1999).

В Рудно-Алтайской металлогенической зоне выделяются шесть колчеданосных рудных районов, расположенных на СВ и ЮЗ флангах зоны (см. фиг. 7). Зырянский и Лениногорский рудные районы расположены в пределах Лениногорско-Зырянской подзоны антиклинорного строения; Змеиногорский рудный район – в области сочленения трех подзон, в пределах СЗ выклинивания Лениногорской-Зырянской и Змеиногорско-Быструшинской подзон; Прииртышский, Золотушинский и Рубцовский рудные районы расположены на флангах Алейского поднятия. Все рудные районы тяготеют к крыльям антиклинорных структур.

В размещении колчеданосных комплексов (подформаций) проявляется латерально-возрастная зональность, связанная с миграцией продуктивного вулканизма с юго-востока на северо-запад по простиранию металлогенической зоны (Палеовулканологический ..., 1984). Эта зональность особенно отчетлива в полосе северо-восточных районов, от Зырянского до Рубцовского. В первом из них рудоносными являются ревнюшинская (D_1e-D_2ef) и маслянская (D_2ef-zv) свиты. В следующем к СЗ, Лениногорском рудном районе продуктивными на колчеданное оруденение являются лениногорская (D_1e_2), крюковская (D_1e_3), ильинская (D_2ef_1), сокольская ($D_2ef_2-zv_1$) и, в самых низах – белоубинская ($D_2zv_2-D_3f$) свиты. Далее на СЗ, в Змеиногорском районе колчеданосными являются отложения березовской (D_1e-D_2ef), шипуновской (D_2zv) и давыдовской (D_3f) свит. В Рубцовском рудном районе, на крайнем СЗ зоны, оруденение известно в шипуновской (D_2zv) и давыдовской (D_3f) свитах. Таким образом, и нижний и верхний уровни колчеданосных комплексов повышались соответственно от эмса до живета и от эйфеля до франа по простиранию рудоносной зоны в направлении с юго-востока на северо-запад.

Наряду с продольной (по простиранию структур), проявлена и поперечная зональность, вектор которой направлен с СВ на ЮЗ. Так, в Синюшинском поднятии колчеданосная формация накапливалась в течение всего эйфеля, а в Алейском антиклинории – в позднем эйфеле, живете и фране. Позднее, в фамене, вулканизм сместился на ЮЗ фланг Алейской зоны, где образовалась андезит-дацитовая формация (Яковлев и др., 1977).

В том же направлении, в связи с антидромным характером эволюции вулканизма, увеличивалось количество базальтов в рудоносных комплексах. Это связано со строением коры. В Алейской зоне, где земная кора подверглась наибольшей базификации, вероятно, в связи с СВ погружением глубинного Иртышского разлома, граница Конрада залегает на глубине 10–12 км, тогда как в соседних к СВ зонах мощность гранит-метаморфического слоя коры составляет 18–20 км (Яковлев и др., 1977).

Другой, еще более отчетливо выраженной закономерностью является антидромный характер продуктивного вулканизма, отмечаемый большинством исследователей. Он заключается как в общем возрастании объемов базальтов и андезибазальтов в базальт-риолитовой формации снизу вверх в ее разрезах, так и в раннем проявлении кислых вулканитов в отдельных ритмах, завершаемых базальтами, например, в рамках крюковской (D_1e_3) и сокольской свиты ($D_2ef_2-zv_1$) или давыдовской свиты (D_3f). Антидромное развитие вулканизма подчеркивается изменением

типа щелочности кислых пород. Как показано Е.И. Филатовым и Е.П. Шираем, натриевость кислых вулканитов возрастает в поздних комплексах.

ТИПЫ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕГО РАЗМЕЩЕНИЯ

Давно установлено, что состав колчеданного оруденения коррелирует с составом рудовмещающих, главным образом, подрудных формаций. Это прослеживается в мировом масштабе и выразилось в выделении главных типов колчеданных месторождений: кипрского, норанды (уральского) и куроко (Колчеданные ..., 1979; Barrie, Hannington, 1999). Различные типы колчеданных месторождений выделены и в сравниваемых регионах, что кратко рассмотрено ниже.

Южный Урал обычно рассматривается в качестве базальтоидной колчеданноносной провинции, в которой преобладают месторождения уральского типа с медно-цинково-колчеданным составом руд. Вместе с тем здесь присутствуют и месторождения колчеданного семейства иного состава, сопоставляемые с кипрским, куроко (Прокин, 1977) или атлантическим (Зайков, 2006) типами.

Нами на Южном Урале выделяются: ивановский, домбаровский, уральский и баймакский типы колчеданных месторождений (Серавкин, 2010, Серавкин и др., 2017). Ивановский тип близок к атлантическому, домбаровский — к кипрскому, а баймакский — к куроко, что специально рассмотрено ранее (Серавкин, 2013; Серавкин и др., 2017; Vikentyev *et al.*, 2017).

Месторождения *ивановского* типа (Ивановское, Дергамышское, Ишкининское и др., см. фиг. 6) расположены в зоне ГУР, где залегают в кровле серпентинитовых пластин, ассоциируясь с гипербазитовыми конгломерато-брекчиями. Руды обычно перекрыты серпентинитовыми песчаниками, содержащими рудокласты, и базальтами. Руды состоят из пирротина (20–80% объема) и пирита с вкрапленностью халькопирита, сфалерита, магнетита, хромита, пентландита и кобальтина и имеют в целом Ni-Co-Zn-Cu-колчеданный состав со средним соотношением Cu/Zn = 7 (Серавкин, 2013).

Домбаровский тип месторождений характеризуется существенно медной специализацией колчеданных залежей, залегающих среди базальтов (месторождения Летнее, Осеннее, Левобережное). В составе рудных тел, сложенных пиритом, кроме преобладающей вкрапленности халькопирита, содержатся сфалерит и крайне редко кобальтин.

Уральский тип, характеризующийся медно-цинковоколчеданным составом руд, по соотношению основных рудных компонентов и гео-

логическому положению в риолит-базальтовой формации подразделяется на 3 подтипа.

Уральский I подтип включает объекты медно-колчеданного состава (Cu > Zn) — (Юбилейное, Бурибайское месторождения), залегающие среди базальтов или в их кровле и перекрытые кислыми вулканитами бимодального комплекса (D₁e₂).

Уральский II подтип включает медно-цинковоколчеданные месторождения — Сибайское, Учалинское и др. Они залегают в контрастных базальт-риолитовых комплексах (D₂ef) среди кислых пород или в их кровле.

Уральский III подтип представляют медно-цинковоколчеданные месторождения, залегающие в непрерывных базальт-андезит-риодацитовых комплексах (D₁e и D₂ef). Это и месторождения Узельгинского и Маканского рудных полей, и суперкрупное Гайское месторождение. Для руд этого подтипа обычны соизмеримые количества Cu и Zn, иногда медь преобладает над цинком (Гайское месторождение), в рудах присутствует также полиметаллическая минерализация с галенитом.

Баймакский тип месторождений золото-барит-колчеданно-полиметаллического состава характерен для одноименного рудного района. В других районах Восточно-Магнитогорской зоны — Александринском и Теренсайском — развиты месторождения, близкие к этому типу, но имеющие черты, переходные к уральскому III подтипу. Вместе с тем, в Южно-Ирендыкской подзоне известно типичное барит-полиметаллическое месторождение — Восточно-Подольское — по составу руд аналогичное рудноалтайским барит-полиметаллическим месторождениям; соотношение металлов в нем (Pb:Cu:Zn:Ba) составляет 1:1.9:2:12.3. Месторождения баймакского типа залегают среди вулканитов непрерывных базальт-андезит-риолитовых комплексов, характеризующихся небольшими объемами базальтов и, соответственно, значительными объемами андезибазальтов-андезитов и кислых пород. Руды этого типа, кроме обычных пирита, халькопирита и сфалерита, содержат барит, теннантит, галенит, борнит, светлый сфалерит (клеюфан), самородное золото, минералы серебра (аргентит, штрмейерит, ялпаит) (Колчеданные ..., 1973).

Как легко заметить из приведенной характеристики типов колчеданных месторождений, их состав коррелирует с составом вмещающих пород. Поэтому закономерности размещения типов колчеданного оруденения повторяют общие закономерности эволюции вулканизма и размещения его продуктов. Эти закономерности, как уже отмечалось, контролируются двумя факторами: широтной зональностью, связанной с палеозонной субдукцией, и меридиональной зональностью, обусловленной изменением строения и состава

коры. Закономерности смены состава колчеданного оруденения Магнитогорской мегазоны отражены на фиг. 6 и вкратце сводятся к следующему (Серавкин, 2013; Серавкин и др., 2017).

1. По простиранию колчеданосных поясов состав руд меняется от Zn-Cu-колчеданного в базальтах, далее — к Cu-Zn-колчеданному в бимодальных и последовательно дифференцированных комплексах, сформированных на мощном базальтовом основании, и к Au-Ba-Pb-Cu-Zn-колчеданному в последовательно дифференцированных комплексах, сформированных на “сиализированном” фундаменте.

2. Близкая закономерность местами проявляется в субширотном направлении с запада на восток (см. ряд месторождений в Бурибай-Маканском районе Тубинско-Гайского пояса: Ивановское → Бурибайское → Маканская гр. → Подольское → Восточно-Подольское).

3. Продольная палеовулканическая и металлогеническая зональность поясов сопровождается рассредоточением оруденения, рудные объекты становятся мельче, а количество их возрастает. Эта закономерность особенно ярко проявилась в Тубинско-Гайском поясе, где от Гайского к Бурибай-Маканскому и Баймакскому районам количество месторождений растёт, составляя соответственно 1:6:26, а запасы руды — падают (в млн т) 469288:216762:10470 (Зайков и др., 1998).

Рудный Алтай в шести кратко рассмотренных выше рудных районах содержит более 50 месторождений колчеданного типа (Гаськов, 2015). В целом, Рудный Алтай позиционируется как риолитоидная колчеданно-полиметаллическая провинция, но состав руд месторождений меняется в широких пределах. Д.И. Горжевским и Г.Ф. Яковлевым (Колчеданные ..., 1979) по соотношениям металлов в рудах (Pb:Zn:Cu:Ba, средние содержания) выделяется 5 типов месторождений колчеданно-полиметаллической формации:

- 1) барит-полиметаллический (1:1.5:0.2:30);
- 2) собственно полиметаллический (1:2:0.5:3);
- 3) переходный к колчеданно-полиметаллическому (1:7:1:0.5);
- 4) колчеданно-полиметаллический (1:6:3:0.1);
- 5) медноколчеданный (1:3:6:0.1).

Е.И. Филатовым и Е.П. Шираем (1988) предложена менее дробная систематика рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений. Ими выделяются 3 рудные субформации:

- 1) Pb-Cu-Zn-колчеданная, ассоциирующая с существенно натриевой вулканогенной субформацией;
- 2) Cu-Pb-Zn-колчеданная, проявляющаяся в связи с K-Na риолитовой субформацией;
- 3) Pb-Zn-колчеданная, связанная с K-Na базальт-риолитовой субформацией.

И.В. Гаськовым (2015) выделяются лишь два минеральных типа месторождений колчеданно-полиметаллической формации: 1) колчеданно-полиметаллический, с содержанием пирита более 25% и 2) барит-полиметаллический.

Размещению на площади Рудного Алтая рассмотренных типов месторождений свойственна отчетливая зональность. Барит-полиметаллическое (Зареченское, Змеиногорское, Лениногорское, Риддер-Сокольное) и полиметаллическое (Зырянское, Степное) месторождения встречаются исключительно в северо-восточных районах, граничащих с Горным Алтаем. Напротив, месторождения колчеданно-полиметаллического (Иртышское, Ново-Березовское, Николаевское) и медноколчеданного (Орловское) типов (Pb-Cu-Zn-колчеданная субформация, по Е.И. Филатову и Е.П. Шираю) приурочены, главным образом, к юго-западным районам — Прииртышскому и Золотушинскому. Таким образом, на Рудном Алтае в отношении размещения различных типов оруденения проявляется поперечная зональность, связанная с погружением зоны субдукции в северо-восточном направлении. Однако влияние субдукции на закономерности размещения колчеданосных комплексов и типов оруденения на Рудном Алтае оказывается гораздо более сложным, чем в базальтоидных регионах (Южном Урале, Малом Кавказе и др.). Если зональность в размещении типов оруденения согласуется со стандартной схемой субдукции (локализация медноколчеданных и медно-цинковоколчеданных объектов в ЮЗ районах, связанное с увеличением объемов базальтов в рудоносных комплексах), то омоложение рудоносных комплексов с СВ на ЮЗ противоречит стандартной субдукционной схеме базальтоидных провинций.

Другой закономерностью является размещение типов оруденения в разновозрастных комплексах, соответствующее антидромному развитию вулканизма. Барит-полиметаллические руды занимают в разрезах нижнее положение. Например, в Лениногорском рудном районе основное барит-полиметаллическое оруденение залегает в крюковской свите (D_{1e3}) в ассоциации с кислыми вулканидами, тогда как колчеданно-полиметаллические руды развиты в вышележащих ильинской (D_{2ef1}), в низах сокольской ($D_{2ef2}-zv_1$) и белоубинской ($D_{2zv2}-D_3f$) свитах. Близкая ситуация наблюдается и в Змеиногорском рудном районе, где барит-полиметаллические руды известны в березовской свите (D_{2ef}), а колчеданно-полиметаллическое оруденение встречено в шипуновской (D_{2zv}) и давыдовской (D_3f) свитах.

Еще одна особенность положения рудных тел в Рудно-Алтайской провинции — преимущественное развитие оруденения в промежуточных и удаленных фазах вулканизма. Эта особенность

подчеркивается многими исследователями (Авдонин, Яковлев, 1978; Горжевский, Яковлев, 1979; Яковлев и др., 1985, 1986; Сопоставление ..., 1986 и др.). Однако эта закономерность справедлива лишь в самом общем плане. Цитированными выше авторами показана сложность структурно-формационно-фациального строения колчеданосных комплексов: локализация руд преимущественно в депрессиях различного строения и положения по отношению к вулканическим центрам, разные фациальные условия локализации оруденения определенного состава. Установлено, что "медноколчеданные месторождения приурочены к вулканитам жерловых-прижерловых зон ..., а колчеданно-полиметаллические месторождения тяготеют к осадочным и вулканогенным образованиям промежуточной зоны фаций; к последним относится большинство алтайских месторождений. ... Полиметаллические месторождения обычно тяготеют к кремнисто-туфогенным осадкам" (Авдонин, Яковлев, 1978).

Таким образом, размещение различных типов колчеданного оруденения в обоих регионах – на Южном Урале и Рудном Алтае – контролируется закономерностями размещения рудовмещающих вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов. При этом, в соответствии с существенно различным профилем вулканизма в сравниваемых регионах – базальтоидным на Южном Урале и риолитоидным на Рудном Алтае – преобладают разновидности медно-цинковоколчеданных месторождений в первом из регионов и колчеданно-полиметаллических – во втором.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее существенные черты сходства и различия сравниваемых регионов

Изложенный выше обзор данных показывает сходство сравниваемых регионов лишь в самом общем плане. Сходство обусловлено закономерностями развития подвижных поясов в рамках цикла Вильсона, принадлежностью к Урало-Монгольскому складчатому поясу, близким, с максимумом оруденения в эмсе-эйфеле, но отнюдь не синхронным временем формирования регионов и развитием в них колчеданных месторождений, связанных с субдукционными процессами. Существенное сходство проявляется и в эволюции геодинамических режимов: в смене субдукционного этапа развития трансформной обстановкой, хотя масштаб сдвиговых перемещений на Южном Урале является значительно более скромным. В то же время, конкретные обстановки проявления тектоно-магматических и рудообразующих процессов в этих регионах нередко обнаруживают существенные различия, которые определяются, в первую очередь, принципиальными различиями

в строении и составе земной коры Южного Урала и Рудного Алтая.

Формирование энсиалических островодужных комплексов Рудного Алтая на утоненной континентальной коре обусловило общий риолитоидный профиль вулканизма и полиметаллический профиль колчеданного оруденения. В отличие от этого на Южном Урале эволюция энсиматических островодужных комплексов, формировавшихся на коре океанического типа, сопровождалась преимущественным образованием медноцинковоколчеданных месторождений уральского типа. Присутствие сиализированных блоков коры, содержащих колчеданно-полиметаллическое оруденение (например, в Баймакском рудном районе Южного Урала), лишь подчеркивает эти общие различия и показывает зависимость типа оруденения от состава коры.

Различия в типе вулканизма, составе рудовмещающих формаций и профиле оруденения естественно сопряжены с вариациями в закономерностях размещения оруденения. Прежде всего, это проявлено в более ярко выраженном контроле колчеданного оруденения палеовулканическими центрами на Южном Урале и развитии колчеданно-полиметаллического оруденения Рудного Алтая, главным образом в промежуточных и удаленных фациях вулканизма. В связи с различиями в эволюции вулканизма в пределах отдельных циклов – гомодромной на Южном Урале и антидромной на Рудном Алтае – проявляются противоположные тенденции в смене типов колчеданного оруденения: от медноколчеданного к колчеданно-полиметаллическому на Южном Урале и от барит-полиметаллического к медноколчеданному на Рудном Алтае.

Отмеченные геодинамические, формационные и фациальные закономерности формирования и размещения колчеданного оруденения чрезвычайно важны при постановке и проведении поисковых работ на колчеданные руды. Знания этих закономерностей, специфических для регионов с различным типом развития, успешно реализовывались и на Южном Урале, и на Рудном Алтае и способствовали открытию ряда месторождений (Система ..., 1992; Прокин и др., 2011). Сравнение различных регионов развития колчеданного оруденения позволяет не только выявить закономерности как общего плана, так и характерные для отдельных регионов, но и позволяет совершенствовать методы поисков колчеданных руд на новых площадях.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в соответствии с госзаказом № 0252-2017-0011 и при финансовой поддержке Госбюджетной темы № 0246-2019-0078.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдонин В.В., Яковлев Г.Ф.* Приуроченность месторождений к фациям вулканитов // Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая) / Под ред. Г.Ф. Яковлева. М.: Изд. МГУ, 1978. С. 21–27.
- Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е.* Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника. 2010. № 4. С. 39–64.
- Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В. и др.* Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.
- Викентьев И.В.* Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 340 с.
- Владимиров А.Г., Косарев А.М., Ханчук А.И. и др.* Корреляция и геодинамическая интерпретация магматических событий и оруденения Южного Урала и Алтая (средний-поздний палеозой). Препринт № 1/16. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2016. 51 с.
- Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая) / Под ред. Г.Ф. Яковлева. М.: МГУ, 1978. 278 с.
- Вулканизм Южного Урала / Ред. И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Ганженко Г.Д., Юдовская М.А., Викентьев И.В.* Золото-полиметаллическая минерализация Риддер-Сокольского месторождения на Рудном Алтае (Вост. Казахстан) // Минералогия. 2018. Т. 4(1). С. 8–34.
- Гаськов И.В.* Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала // Литосфера. 2015. № 2. С. 17–39.
- Гончарова Т.Я., Яковлев Г.Ф.* Колчеданосные вулканогенные формации // Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая) / Под ред. Г.Ф. Яковлева. Изд. МГУ, 1978. С. 10–21.
- Горжевский Д.И., Яковлев Г.Ф.* Систематика колчеданных месторождений // Колчеданные месторождения мира / Под ред. акад. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1979. С. 9–14.
- Зайков В.В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. М.: Наука, 2006. 492 с.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Новоселов К.А. и др.* Материалы к путеводителю по колчеданным месторождениям Южного Урала. Миасс: ИМиН УрО РАН, 1998. 81 с.
- Знаменский С.Е.* Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 345 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 238 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
- История развития Уральского палеоокеана / Ред. Л.П. Зоненшайн, В.В. Матвеевков. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1984. 164 с.
- Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Складчатые покровы западного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 4. С. 125–143.
- Колчеданные месторождения Баймакского рудного района / Ред. П.Ф. Сопко, М.И. Исмагилов, И.Б. Серавкин и др. М.: Недра, 1973. 224 с.
- Колчеданные месторождения мира / Под ред. акад. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1979. 284 с.
- Колчеданные месторождения зарубежных стран / Ред. С.Н. Иванов. М.: Наука, 1984. 286 с.
- Кориневский В.Г., Гетлинг Р.В., Зверев А.Т., Свальнова В.И.* Магматизм Сакмарской и Западной зеленокаменной зон Мугоджар и его значение для тектонического районирования // Тектоника и магматизм Южного Урала. М., Наука, 1974. С. 200–206.
- Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогенное прогнозирование. Матер. 2-го Рос.-Казах. междунауч. сов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. 194 с.
- Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогенное. Мат. 3-ей междунауч. конф. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. 226 с.
- Косарев А.М.* Колчеданосные вулканические пояса Магнитогорской мегазоны на Южном Урале // Колчеданные месторождения — геология, поиски, добыча и переработка руд: Мат. Всерос. науч. конф. (В Чтениях памяти С.Н. Иванова). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. С. 80–82.
- Косарев А.М.* Геология и геохимические особенности раннепалеозойских вулканитов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон на Южном Урале // Литосфера. 2015. № 2. С. 40–63.
- Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В.* Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданосной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. 2014. № 2. С. 3–25.
- Кривцов А.И., Минина О.В., Волчков А.Г. и др.* Модели месторождений благородных и цветных металлов. Месторождения колчеданного семейства. М.: ЦНИГРИ, 2002. 282 с.
- Кузбный В.С.* Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 342 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения / В.А. Прокин, В.М. Нечухин, П.Ф. Сопко и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / В.А. Прокин, Ф.П. Буслаев, М.И. Исмагилов и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 241 с.
- Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг / Е.П. Ширай, Е.И. Филатов, Г.С. Гусев и др. М.: МПР РФ, 1999. 436 с.
- Ожиганов Д.Г.* Геология района массивов Крака и критика взглядов на его шарьяжное строение // Тектоника и магматизм Южного Урала. М., Наука, 1974. С. 242–249.
- Палеовулканологический анализ колчеданосных провинций (на примере Рудного Алтая). Г.Ф. Яковлев, В.В. Авдонин, Т.Я. Гончарова и др. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 193 с.
- Прокин В.А.* Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 176 с.

- Прокин В.А., Серавкин И.Б., Виноградов А.М.* Геологические условия размещения и перспективы выявления крупных медноколчеданных месторождений на Урале // Литосфера. 2011. № 6. С. 123–133.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Радченко В.В., Клочихин А.В.* Структурно-тектоническое положение района гипербазитовых массивов Крака (Южный Урал) // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука. 1974. С. 232–241.
- Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 172 с.
- Рязанцев А.В., Борисенок Д.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А., Кузнецов Н.Б., Матвеева Е.А., Аристов В.А.* Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе медногорских колчеданных месторождений // Очерки по региональной тектонике. М., Наука, 2005. Т. 1. Южный Урал. С. 84–135.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А.* Ордовикские комплексы конвергентной окраины в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 5. С. 49–78.
- Рязанцев А.В., Белова А.А., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б.* Геодинамические обстановки формирования ордовикских и девонских дайковых комплексов офиолитовых разрезов Южного Урала и Мугоджар // Геотектоника. 2012. № 2. С. 65–96.
- Самыгин С.Г., Руженцев В.С.* Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 2. С. 226–229.
- Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г.* Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция // Очерки по региональной тектонике. Том 1: Южный Урал / Отв. ред. С.В. Руженцев, К.Е. Дегтярев. М.: Наука, 2005. С. 9–35.
- Серавкин И.Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
- Серавкин И.Б.* Палеовулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала // Литосфера. 2001. № 1. С. 37–60.
- Серавкин И.Б.* Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: АН РБ, Гилем, 2010. 281 с.
- Серавкин И.Б.* Корреляция состава руд и рудовмещающих пород в вулканогенных колчеданных месторождениях (на примере Южного Урала) // Геология руд. месторождений. 2013. Т. 55. № 3. С. 238–258.
- Серавкин И.Б., Цветкова А.А.* Типы колчеданосных районов Магнитогорского мегасинклинория в связи с его глубинным строением // Глубинные условия эндогенного рудообразования. Отв. ред. акад. В.И.Смирнов. М.: Наука, 1986. С. 157–172.
- Серавкин И.Б., Родичева З.И.* Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс. Препринт, Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1990. 52 с.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Пучков В.Н.* Геодинамические условия формирования колчеданных месторождений Магнитогорской мегазоны Южного Урала и критерии для их поисков // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 3. С. 220–237.
- Система геологических наблюдений при прогнозе и поисках месторождений колчеданных руд / Ред. М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, Г.В. Ручкин. М.: ЦНИГРИ, 1992. 225 с.
- Старостин В.И., Яковлев Г.Ф., Авдонин В.В., Гончарова Т.Я., Зубков В.А., Маньков Б.В., Олейник Ю.Ф.* Тектоновулканические структуры на Тишинском рудном поле // Сов. геология. 1973. № 7. С. 43–56.
- Сопоставление условий образования и размещения колчеданных месторождений Южного Урала, Малого Кавказа и Рудного Алтая / П.Ф. Сопко, И.Б. Серавкин, А.С. Бобохов, А.М. Косарев. Уфа: БФАН СССР, 1986. 134 с.
- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А.* Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 124 с.
- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др.* Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Тр. лаб. складчатых поясов. (Вып. 4). Под ред. А.М. Никишина. М., Геол. ф-т МГУ, 2006. 300 с.
- Филатов Е.И., Ширай Е.П.* Формационный анализ рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 144 с.
- Чекалин В.М., Дьячков Б.А.* Рудноалтайский полиметаллический пояс: закономерности распределения колчеданного оруденения // Геология руд. месторождений. 2013. № 6. С. 513–532.
- Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С.* Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. С. 41–58.
- Яковлев Г.Ф., Авдонин В.В., Гончарова Т.Я. и др.* Первичные и преобразованные вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая // Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977. С. 49–61.
- Яковлев Г.Ф., Авдонин В.В., Сакия Д.Р.* Закономерности размещения полиметаллических месторождений центральной части рудного Алтая // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1985. № 7. С. 43–53.
- Яковлев Г.Ф., Авдонин В.В., Сакия Д.Р., Старостин В.И.* Закономерности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений на Рудном Алтае // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1986. № 11. С. 27–39.
- Barrie C.T., Hannington M.D.*, Introduction: classification of VMS deposits based on host rock composition // C.T. Barrie, M.D. Hannington (Eds.), Volcanic-associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings. Rev. Econ. Geology. 1999. V. 8. P. 2–10.
- Sengör A.M.C., Natal'in B.A. and Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.
- Vikentyev I.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Moloshag V.P.* Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. Ore geology // Ore Geology Reviews. 2017. V. 85. P. 30–63.
- Yakubchuk A.S., Shatov V.V., Kirvin D. et al.* Gold and base metal metallogeny of the Central Asian orogenic supercollage // Economic Geology. 100th Anniv. Vol. 2005. P. 1035–1068.

South Urals and Rudny Altai: a Comparative Paleovolcanic and Metallogenic Analysis

I.B. Seravkin^{1,*}, A.M. Kosarev^{1,**}

¹ *Institute of Geology, Ufa Federal Research Centre, Russian Academy of Sciences, Ufa, 450077, Russia*

**E-mail: seravkin@ufaras.ru*

***E-mail: amkosarev@mail.ru*

received February 13, 2017; revised April 27, 2018; accepted December 17, 2018

A comparative paleovolcanic and metallogenic analysis of two massive-sulphide-bearing regions, the Southern Urals and Ore Altai, located in different parts of the Ural-Mongolian folded belt, was performed. Comparison of the geodynamic evolution of these areas, the formation and facies composition of the ore-bearing strata and types of massive-sulphide deposits has led to the conclusion that the regions are similar only in the most general terms. Fundamental differences in the structure and composition of the crust of the regions led to differences in the profile of island-arc magmatism: basaltoid in the Southern Urals and rhyolitoid in Ore Altai. This, in its turn, determined the predominant composition of massive-sulphide mineralization: copper-zinc in the first of the regions and polymetallic — in the second. Opposite tendencies in the evolution of volcanism are also characteristic: homodromic in the Southern Urals and antidromic in the Ore Altai, which resulted in a different position of the types of massive-sulphide deposits in the ore districts: the bottom-up change of copper — massive-sulphide deposits by the massive-sulphide -polymetallic in the Southern Urals and barite polymetallic by massive-sulphide polymetallic and copper- massive-sulphide in the Ore Altai. Significant differences are also in the lateral distribution patterns of mineralization: a more pronounced control of mineralization by paleovolcanic structures of the central type in the Southern Urals and the frequent position of mineralization in intermediate and remote facies of volcanism in the Ore Altai, which is reflected in the prevalence of volcanic sections in the Urals and the majority of the volcanic sections and the larger majority of the volcanic rocks in the Ore Altai, which is reflected in the prevalence of volcanic rocks in the Urals and the majority of the volcanic sections and in the Ore Altai most of the volcanic minerals and the larger majority of the mineral rocks (20–80%) in the strata containing mineralization in the Ore Altai.

Key words: paleovolcanic analysis, massive sulphide deposit, facial zones, metallogenic type.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-77706123-22>